



HAL
open science

Structure des peridotites en enclave dans les kimberlites d'Afrique du sud

Anne-Marie Boullier

► **To cite this version:**

Anne-Marie Boullier. Structure des peridotites en enclave dans les kimberlites d'Afrique du sud. Pétrographie. Université de Nantes, 1975. Français. NNT: . tel-00801111

HAL Id: tel-00801111

<https://theses.hal.science/tel-00801111>

Submitted on 15 Mar 2013

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.

T H E S E

présentée

**A L'INSTITUT DES SCIENCES DE LA NATURE
DE L'UNIVERSITE DE NANTES**

Département Sciences de la Terre

par

Anne-Marie **BOULLIER**

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR 3ème CYCLE

**STRUCTURE DES PERIDOTITES EN ENCLAVES
DANS LES KIMBERLITES D'AFRIQUE DU SUD**

soutenue le 18 Avril 1975, devant la Commission d'examen

MM.	F.H.	FORESTIER	Président
	A.	NICOLAS	Rapporteur
	M.G.	BARDET	} Examineurs
	P.H.	NIXON	
	J.P.	POIRIER	
	R.	CABY	

T H E S E

présentée

**A L'INSTITUT DES SCIENCES DE LA NATURE
DE L'UNIVERSITE DE NANTES**

Département Sciences de la Terre

par

Anne-Marie **BOULLIER**

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR 3ème CYCLE

**STRUCTURE DES PERIDOTITES EN ENCLAVES
DANS LES KIMBERLITES D'AFRIQUE DU SUD**

soutenue le 18 Avril 1975, devant la Commission d'examen

MM. F.H.	FORESTIER	Président
A.	NICOLAS	Rapporteur
M.G.	BARDET	} Examineurs
P.H.	NIXON	
J.P.	POIRIER	
R.	CABY	

Deoc'h - e'hwil

Tad ha mamm karet

al levr - man

gant ar vrasan garantezh

Naoned, 18 ebrel 1975

REMERCIEMENTS

Mon goût pour la géologie s'est révélé en classe de quatrième du Lycée de Concarneau ; j'en suis reconnaissante à Mademoiselle Goubet, professeur de Sciences Naturelles, ainsi qu'à mes parents qui m'ont toujours encouragée dans cette voie et m'ont permis d'effectuer mes études à Nantes ; là s'est confirmée cette attirance pour les Sciences de la Terre grâce à tous mes enseignants.

Par la suite, Monsieur A. Nicolas m'a accueillie au sein de l'équipe de Géologie Structurale. Tectonophysique, dans laquelle j'ai trouvé une excellente ambiance, renforcée par les joutes de Volley-ball et de baby-foot. Au cours de nombreuses conversations aussi franches qu'amicales, Monsieur Nicolas m'a apporté critiques, suggestions et un soutien constant.

J.L. Bouchez, F. Boudier, M. Darot, A. Etchecopar, Y. Gueguen, B. Lasnier, J. Marchand et J.C. Mercier n'ont jamais hésité à discuter, argumenter, éclairer de leurs différents points de vue les problèmes qui se sont posés. Leur amicale stimulation rendait agréables les longues journées passées à la platine universelle.

Mon étude sur les enclaves ultrabasiques des kimberlites n'a pu être entreprise que grâce au Dr. P.H. Nixon qui m'a expédié des échantillons d'Afrique du Sud, et au Dr. I.D. MacGregor qui m'a accueillie dans son laboratoire à Davis (Californie) pendant un mois ; ce voyage aux U.S.A. m'a permis également de rencontrer les Dr. F.R. Boyd, H.W. Green II et E.D. Jackson. Les échanges d'idées que j'ai pu avoir avec ces personnes ont été pour moi un encouragement et une aide précieuse.

Je n'oublierai pas tous mes camarades, naturalistes ou non, qui ont su me communiquer leur bonne humeur et m'apporter leur soutien amical.

Avec beaucoup de soin et de compétence, Monsieur R. Derval a effectué les lames minces indispensables à cette étude, Madame D. Rocher a dactylographié et mis en page ce mémoire, Monsieur A. Cossard et Madame J. Naulet en ont assuré l'illustration, le personnel de l'imprimerie en a réalisé l'impression.

Je remercie vivement Monsieur le Professeur F.H. Forestier qui a accepté de présider le Jury et Messieurs Bardet, Caby, Nixon et Poirier qui m'ont honorée en jugeant ce travail.

Que tous soient assurés de ma profonde reconnaissance.

OBJECTIF DE L'ÉTUDE

Le succès de la tectonique globale suscite un besoin de mieux connaître l'écoulement dans le manteau qui est la bande convoyeuse de l'appareil orogénique. C'est grâce à l'étude des roches ultrabasiques que nous connaissons sa composition, sa structure fine et les modes de déformation qui y sont actifs. Ces roches ultrabasiques sont de trois sortes : les péridotites des massifs de type alpin, les enclaves des basaltes et enfin les enclaves des kimberlites. La géochimie de ces trois groupes de péridotites commence à être bien connue surtout depuis le perfectionnement de méthodes d'analyse telles que la microsonde électronique. Dans le domaine des structures et de la déformation, les progrès sont très récents et s'effectuent sur plusieurs fronts :

1 - Déformation expérimentale portant sur l'olivine et sur des échantillons de péridotite (RALEIGH, 1968 ; CARTER et AVE' LALLEMANT, 1970 ; AVE' LALLEMANT et CARTER, 1970 ; NICOLAS et al, 1973 ; GOETZE et KOHLSTEDT, 1973 ; KOHLSTEDT et GOETZE, 1974).

2 - Déformations naturelles:

- dans les massifs ultrabasiques de type alpin : Cypress Island aux U.S.A. (RALEIGH, 1965), Lherz dans les Pyrénées (AVE' LALLEMANT, 1967), Alpe Arami dans les Alpes (MÖCKEL, 1969), Lanzo dans les Alpes également (NICOLAS et al, 1971 ; BOUDIER, 1972 ; NICOLAS et al, 1972)

- dans les péridotites en enclaves dans les basaltes (BROTHERS et RODGERS, 1969 ; MERCIER, 1972 ; GREEN et RADCLIFFE, 1972a, 1972b ; MERCIER et NICOLAS, sous presse)

- dans les péridotites en enclaves dans les kimberlites : aucune étude détaillée de leur structure n'avait été faite jusqu'ici. Or, si les péridotites des massifs et des enclaves des basaltes représentent les cent premiers kilomètres du manteau supérieur, les xénolites des kimberlites proviennent de profondeurs atteignant parfois deux cents kilomètres. Cette étude est donc le parallèle et le complément de celle de MERCIER (1972) sur les enclaves des basaltes, et a pour objectif une meilleure connaissance des mécanismes et des structures de l'écoulement à l'état solide dans le manteau supérieur.

Etant donné l'intérêt économique des kimberlites, seules sources primaires terrestres de diamant actuellement connues, des études minéralogiques et géochimiques de leurs enclaves furent menées dès la fin du XIXème siècle. Mais il faut attendre 1972 pour que BOYD et NIXON mettent en évidence la relation entre la structure et la composition des minéraux de ces roches : les xénolites déformés ("sheared nodules") proviennent de profondeurs supérieures à celles des enclaves non déformées ("granular nodules"). Une étude préliminaire des structures (BOULLIER et NICOLAS, 1973, sous presse) fut donc menée sur une trentaine d'échantillons, tandis que BOYD et NIXON (1973) en faisaient simultanément l'analyse géochimique. De cette collaboration, NIXON et al.(1973) ont tiré une première coupe géochimique et structurale du manteau supérieur à l'aplomb de l'Afrique du Sud au Crétacé, et ont montré que les enclaves déformées

pourraient correspondre à la zone de faible vitesse où se sont produits, à la même époque, les déplacements entraînant la rupture du continent du Gondwanaland.

Depuis, nous avons observé plus de trois cents échantillons, dont ce mémoire effectue la synthèse.

Après de brefs rappels sur les kimberlites et leurs enclaves, dans la première partie du mémoire, nous présenterons les différents types de structures reconnues dans les xénolites de péridotite des kimberlites. Notre classification repose essentiellement sur l'olivine, parce que c'est le minéral le plus abondant (60 à 80 % en moyenne) et le plus ductile de ces roches. En second lieu nous considérons l'orthopyroxène (15 à 30 %), lorsqu'il participe activement à la déformation, se distingue par un comportement tectonique particulier, ou permet de déceler une déformation antérieure. Nous excluons le diopside (moins de 5 % en général) et le grenat (environ 5 %) qui de toute façon sont peu déformés, ou à peine allongés. Ces restrictions permettent une subdivision plus fine de certains types de structures.

Dans la seconde partie, nous exposons les différences existant entre les pipes et nous comparons notre classification à celle des péridotites en enclaves dans les basaltes (MERCIER, 1972 ; MERCIER et NICOLAS, sous presse). Puis, nous présentons les différents modèles proposés dans la littérature pour expliquer l'origine des kimberlites et la géotherme perturbée mise en évidence par BOYD et NIXON (1973), MACGREGOR (1973) et JOHNSTON (1973), en prenant en compte nos observations ainsi que la relation entre la structure et la profondeur d'origine des enclaves.

Un schéma de la structure et de la nature du manteau horizontalement et verticalement est donné en conclusion de ce mémoire.

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS

1. KIMBERLITES

1.1. DÉFINITION

Ce fut H. C. LEWIS (1887) qui introduisit le terme de kimberlite pour désigner la brèche ultrabasique diamantifère de Kimberley (Afrique du Sud). Nous retiendrons parmi les nombreuses définitions données depuis cette date, celle de DAWSON (1971) :

"La kimberlite est une roche éruptive très rare, hybride, ultrabasique et potassique ; elle affleure en petits diatrèmes, en dykes ou en sills de faible extension. Sa structure est inéquigranulaire et son aspect porphyrique est dû à des mégacristaux d'olivine, d'enstatite, de diopside chromifère, de pyrope, de picro-ilménite et de phlogopite, noyés dans une matrice finement grenue dont les constituants essentiels sont la serpentine, les carbonates, le phlogopite, la magnétite, et la pérovskite. La plupart des mégacristaux proviennent de la fragmentation des enclaves de lherzolite à grenat (dont on retrouve des blocs dans la kimberlite), qui sont dérivées du manteau supérieur et qui présentent différents stades de réaction avec la matrice kimberlitique. Cette matrice peut contenir ou ne pas contenir de diamant ; cependant, même dans les kimberlites les plus diamantifères, le diamant demeure un minéral très rare et largement dispersé".

1.2. LOCALISATION

1.2.1. DANS L'ESPACE

Les gisements de kimberlites (figure 1.1) sont restreints aux zones cratoniques stables (BARDET, 1964) à l'exception d'une kimberlite à tendance alnoïtite découverte par ALLEN et DEANS (1965) dans l'île de Malaïta (îles Salomon). Les venues kimberlitiques profitent des grandes fractures épiorogéniques qui affectent les boucliers et les plate-formes, et qui sont donc des zones de faiblesse de l'écorce terrestre. Une tectonique profonde (BARDET, 1964, 1973) ou des perturbations à grande échelle temporelle et spatiale (CROCKET et MASON, 1968) seraient à l'origine de ces linéaments majeurs de l'écorce terrestre et donc de la répartition des kimberlites.

Sur la figure 1.2. sont reportés les gisements d'Afrique du Sud d'où provient la plus grande partie des roches étudiées dans ce mémoire.

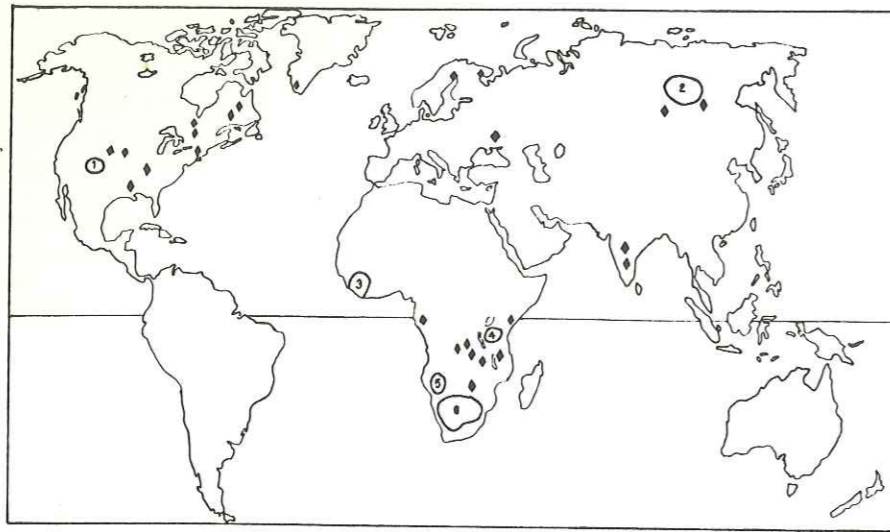


Fig. 1.1. Répartition mondiale des kimberlites.
 Provinces kimberlitiques : 1 : Plateau du Colorado, U.S.A. ; 2 : Yakoutie, U.R.S.S. ;
 3 : Afrique de l'Ouest (Sierra Leone, Côte d'Ivoire, Mali) ; 4 : Plateau de Tanzanie ;
 5 : Afrique du Sud-Ouest ; 6 : Afrique du Sud.
 Les autres occurrences sont indiquées par des diamants (DAWSON, 1967).

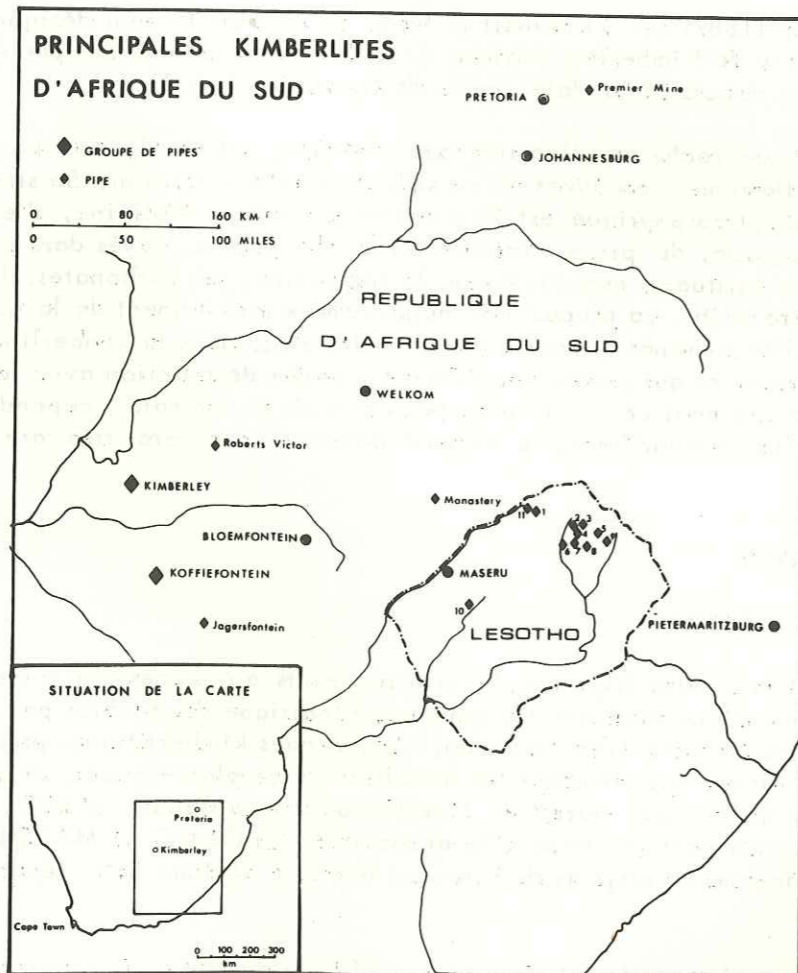


Fig. 1.2. Principales kimberlites d'Afrique du Sud - Lesotho : 1 : Sekameng ; 2 : Thaba Putsoa ;
 3 : Blow 13 ; 4 : Lighobong ; 5 : Mothae ; 6 : Pipe 200 ; 7 : Kao ; 8 : Matsoku ;
 9 : Letseng-la-Terae ; 10 : Ngopetsoeu ; 11 : Lipelaneng.

1.2.2. DANS LE TEMPS

Des diamants ont été trouvés dans des conglomérats précambriens du Brésil, d'Afrique du Sud, d'Inde et d'Australie occidentale (DAWSON, 1967). Ainsi, l'activité kimberlitique se manifestait déjà au Précambrien, si on admet que ces roches sont les seules sources terrestres primaires de diamant. MACGREGOR (1970) donne un histogramme de fréquence des kimberlites dans le temps : nous voyons qu'elle augmente avec le temps et est maximale au Mésozoïque. La plupart des kimberlites d'Afrique du Sud sont crétaées et coïncident donc avec la rupture du continent de Gondwanaland.

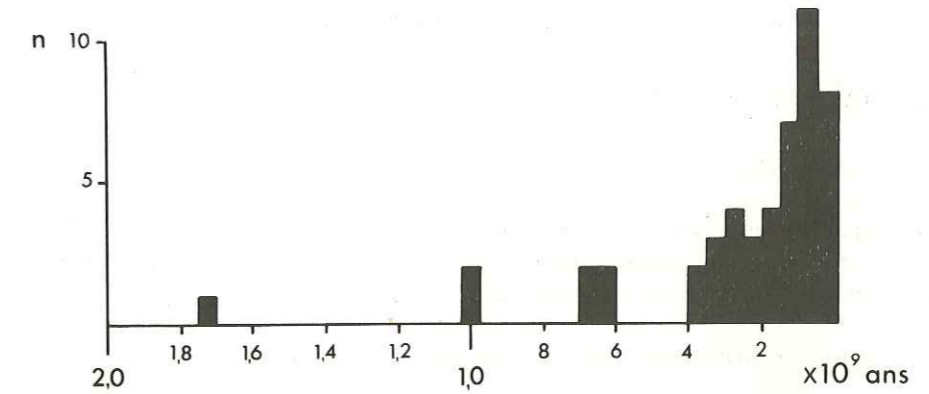


Fig. 1.3. Histogramme des fréquences des venues kimberlitiques dans le temps (d'après MACGREGOR, 1970).

1.3. MODES DE GISEMENT

Les kimberlites affleurent sous forme de sills, de dykes, de diatrèmes auxquels correspondent différentes structures (figure 1.4) :

- kimberlite hypabyssale massive, subvolcanique (figures de flux) dans les sills et les dykes ;
- brèche et tuf kimberlitiques dans les diatrèmes ou pipes (DAWSON, 1967, p. 244).

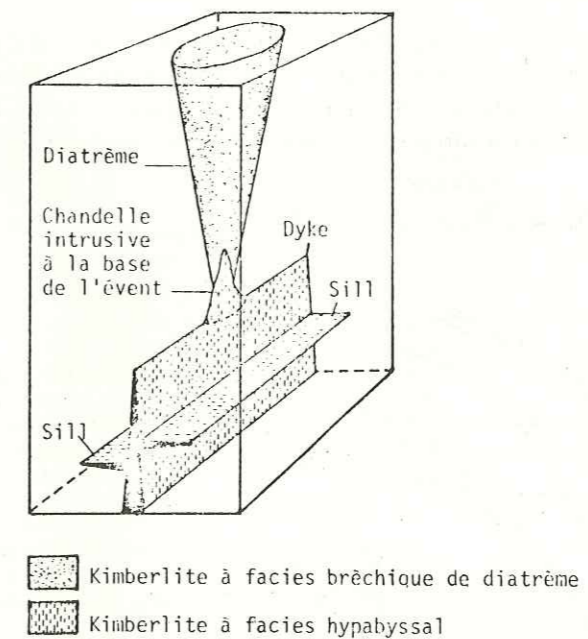


Fig. 1.4. Schéma d'une intrusion kimberlitique (d'après DAWSON, 1971).

Notons également que la méiméchite décrite en Sibérie est considérée comme l'équivalent effusif des kimberlites.

L'absence de pyrométamorphisme au contact des intrusions kimberlitiques est caractéristique ; WATSON (1967) estime à 600°C la limite supérieure de la température finale de mise en place des kimberlites d'Amérique du Nord ; BAILEY (1964) place la limite inférieure à 300°C.

Ces basses températures d'intrusion, l'importante proportion de volatiles dans la matrice kimberlitique et le caractère explosif de certains diatrèmes sont favorables à l'hypothèse d'un magma très riche en gaz (théorie de la fluidisation, DAWSON, 1962). KENNEDY et NORDLIE (1968) pensent même que le milieu de transport est essentiellement composé de CO₂ à haute pression.

1.4. ENCLAVES OU XÉNOLITES

Ces enclaves sont de quatre sortes (DAWSON, 1967) :

1 - blocs anguleux de roches provenant de formations sédimentaires qui existaient au moment de l'intrusion et qui ont été depuis supprimées par l'érosion. Ces blocs se trouvent donc plus bas que leur position stratigraphique originelle.

2 - blocs anguleux provenant des formations encaissantes

3 - blocs arrondis de roches très métamorphiques, provenant du substratum, donc des zones profondes de l'écorce terrestre

4 - blocs ovoïdes de roches ultrabasiques composées d'olivine, d'ortho- et/ou clinopyroxènes, de spinelle, de grenat, de picro-ilménite et de phlogopite. Ce sont des dunites, harzburgites, lherzolites et éclogites. Ces roches sont considérées par la plupart des auteurs comme des fragments arrachés au manteau supérieur et n'ayant pas été fondus.

Dans ce mémoire, nous nous intéresserons uniquement à la structure des enclaves de péridotites.

1.5. PROFONDEUR D'ORIGINE DES KIMBERLITES

La profondeur minimale d'origine des kimberlites nous est indiquée par les enclaves basiques et ultrabasiques (type 4) qu'elles contiennent. La présence de diamant est un renseignement supplémentaire. Un domaine d'origine des kimberlites (figure 1.5) peut être ainsi délimité sur la géotherme continentale dans un diagramme pression-température (MACGREGOR, 1970).

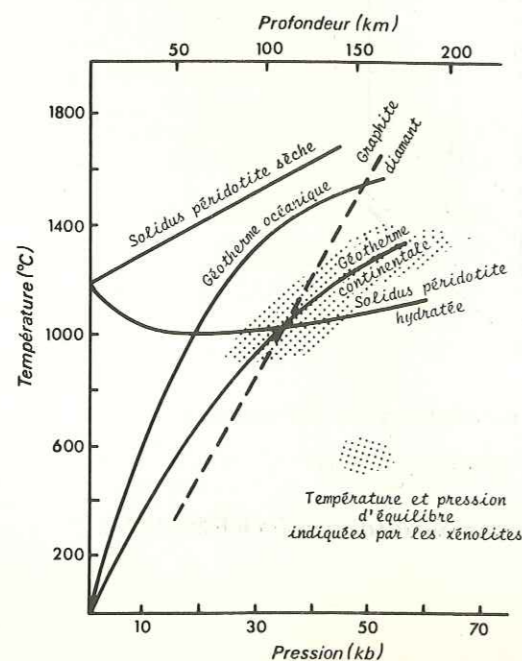


Fig. 1.5. Diagramme des températures et des pressions montrant le domaine de naissance des kimberlites d'après les températures et les pressions d'équilibre des xénolites (MACGREGOR, 1970).

La courbe de stabilité diamant-graphite de BUNDY et al. (1961) et les géothermes de CLARK et RINGWOOD (1964) sont également reportées sur le diagramme.

2. NOMENCLATURE

2.1. TERMINOLOGIE DES PÉRIDOTITES

La nomenclature des péridotites est déterminée par leur composition modale. Selon le diagramme triangulaire de ROST et al. (1972), les lherzolites contiennent au moins 10 % de clinopyroxène. Si nous respectons cette première classification, toutes les roches étudiées dans ce mémoire sont des harzburgites ainsi que presque toutes les péridotites provenant du manteau.

D'autre part, les géochimistes appellent lherzolite une péridotite dans laquelle on peut voir ne serait-ce qu'un seul clinopyroxène, et se fondent donc plus sur la présence des phases que sur leur abondance. Cette seconde classification ne permet pas de différencier une péridotite non déprimée d'une péridotite ayant subi une fusion partielle.

Nous avons donc adopté une classification suivant laquelle une péridotite contenant 5 % ou plus de clinopyroxène est une lherzolite (figure 1.6). Cependant, nous donnerons toujours la composition modale correspondante.

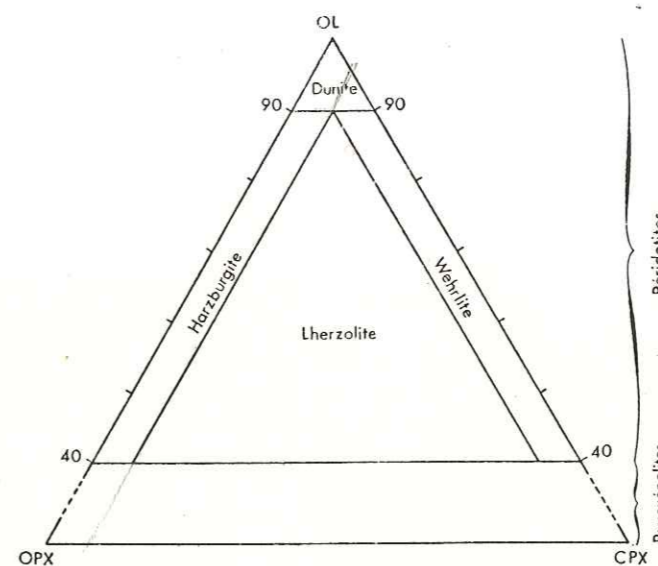


Fig. 1.6. Diagramme Olivine-Orthopyroxène-Clinopyroxène pour les péridotites.

2.2. NOMENCLATURE DES STRUCTURES ET MÉTHODES D'ÉTUDE

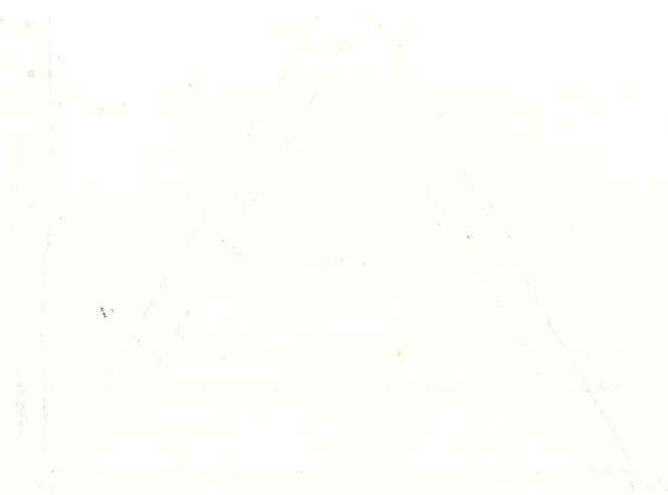
Il conviendrait de préciser ce que nous entendons par foliation, linéation, rubanement, schistosité, bande de pliage ou "kink-band" (KB), limite de bande de pliage, ou "kink-band boundary" (KBB), sous-grains, et d'exposer les différentes méthodes d'étude élaborées et mises au point par toute l'équipe du Laboratoire de Géologie Structurale de Nantes. En fait, nous renverrons le lecteur aux travaux de pétrofabrication de BOUCHEZ (1971), de BOUCHEZ, BOUDIER, DAROT, MERCIER, NICOLAS (Travaux du Laboratoire), de DAROT (1973) et de NICOLAS et POIRIER (en préparation) dans lesquels toutes ces techniques sont expliquées : détermination des structures sur échantillon et lame mince, traitement automatique des données sur ordinateur IBM 1130, etc.....

Précisons, pour faciliter la tâche du lecteur, que :

- toutes les descriptions de lame mince se font dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations, sauf cas particuliers qui seront précisés ;

- les projections stéréographiques sont faites en considérant l'hémisphère inférieure et suivant la grille de comptage établie par BOUCHEZ et MERCIER (sous presse) ;
- le plan de ces projections est la section XZ de l'ellipsoïde des déformations, la foliation (plan YX) et la linéation (axe X) étant respectivement verticale E.W et horizontale E.W. Toute exception sera signalée.

|||||



PREMIERE PARTIE

CHAPITRE II

STRUCTURE ÉQUANTE A GROS GRAIN

Nous regroupons sous ce nom les roches dont les cristaux peuvent être de très grande taille (indice granulométrique * de l'ordre de 1 mm ou plus) et qui ne présentent pas de linéation nette sur échantillon. Nous avons choisi de décrire deux enclaves : une harzburgite à très gros grain (KBBF 20) semblable à celle décrite par BOULLIER et NICOLAS (1973) et qui représente le faciès le plus fréquent de cette structure, et une harzburgite à grain moyen (PHN 1569).

1 - KBBF 20

1.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

Cet échantillon provient de Bulfontein (groupe de Kimberley). Il est de taille moyenne (5 x 7 x 8 cm). Sa forme relativement anguleuse est due à un plan de débit net, sectionnant tous les minéraux. Les cristaux d'orthopyroxène et d'olivine ont la même couleur vert jaune et sont de taille sensiblement égale (0,8 x 1 cm). Sur une face de l'échantillon, la moitié environ des enstatites se présente en lanières dont l'allongement est perpendiculaire aux clivages (100); elles définissent donc une linéation semblable à celle décrite dans les péridotites des massifs alpins (NICOLAS et al., 1971 ; DAROT et BOUDIER, sous presse).

1.2. DESCRIPTION DES LAMES MINCES

La composition modale de la roche est la suivante : 55,7% d'olivine, 43,7% d'orthopyroxène et 0,6% de symplectites (0,2 x 0,15 mm), de clinopyroxène et de spinelle brun rouge, qui se développent à la périphérie des orthopyroxènes et qui sont peut-être dues à la chute de pression subie par l'enclave lors de son incorporation dans le magma.

L'indice granulométrique moyen de la roche est 2,04 mm.

Les diagrammes en rose des allongements des olivines et des orthopyroxènes dans trois plans perpendiculaires (figure 2.1) permettent de préciser la position de la foliation, plan d'aplatissement statistique des olivines. Dans ce plan, les enstatites ont deux allongements préférentiels : l'un correspond à la linéation définie sur l'échantillon et que nous savons être perpendiculaire à la direction d'extension ("pull-apart" lineation, NICOLAS et al., 1971 ; DAROT et BOUDIER, sous presse) ; l'autre est parallèle à l'allongement des olivines, donc à la direction d'extension.

* L'indice granulométrique d'une roche ne correspond pas au diamètre moyen des grains ; il est obtenu en comptant le nombre N de joints de grains rencontrés sur une longueur L lors de traversées de la lame mince - $I_G = \frac{L}{N}$

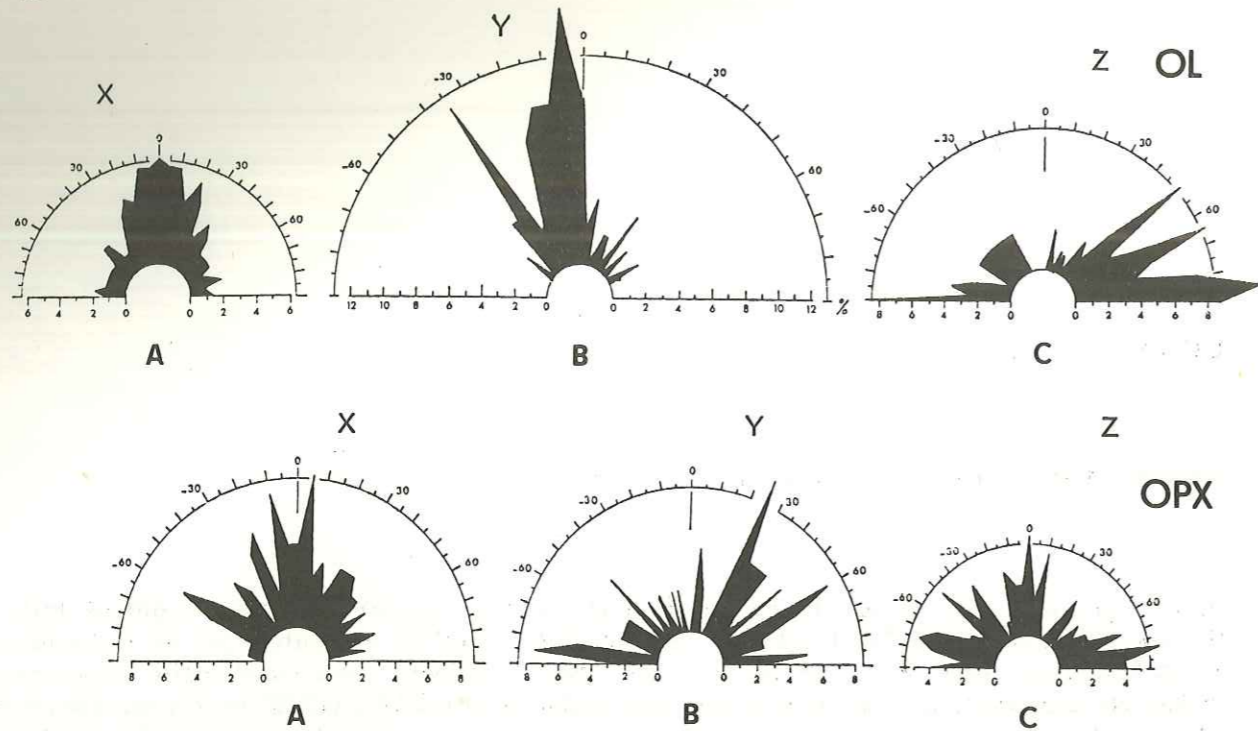


Fig. 2.1. Diagrammes en roses des allongements de l'olivine (OL) et de l'orthopyroxène (OPX). Echantillon KBBF 20. Sections XZ (A), YZ (B) et XY (C) de l'ellipsoïde des déformations.

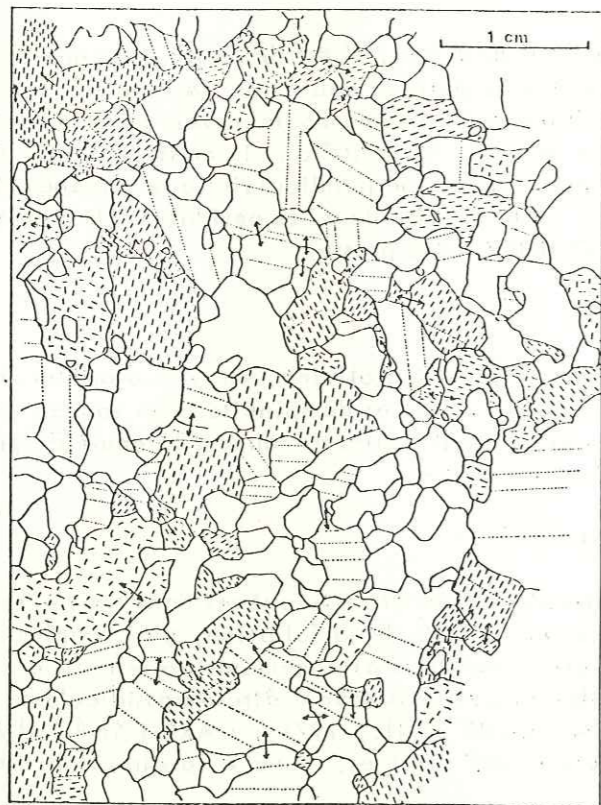


Fig. 2.2. Dessin d'après lame mince de l'échantillon KBBF 20. Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, X étant vertical. Olivine : blanc ; orthopyroxène : tirets alignés ou non suivant que le plan (100) est visible ou non. Les sous-joints sont indiqués par des pointillés. Les cristaux issus d'un même grain originel sont reliés par une double flèche.

Il n'y a qu'une seule génération d'olivine et d'orthopyroxène. Les limites intergranulaires sont soulignées par la serpentine et sont généralement courbes, rarement rectilignes (photo 1 planche I) ; leur convexité est tournée indifféremment vers l'olivine ou l'orthopyroxène ; le rayon de courbure est faible. En réalité, ces contours curvilignes peuvent très souvent être décomposés en segments de droite concourant en points triples avec les sous-joints qui affectent les olivines et parfois les enstatites. Ceci indique que la déformation des réseaux est antérieure ou contemporaine du recuit. Les sous-grains sont parallèles au plan (100) dans l'olivine ; ils sont larges (0,2 mm en moyenne) et franchement délimités. Les orthopyroxènes présentent des lamelles d'exsolution très fines de clinopyroxène, qui s'épaississent au niveau des sous-joints.

L'olivine et l'orthopyroxène ne sont pas dispersés dans la roche mais se regroupent en amas dans lesquels certains cristaux contigus ont des orientations très voisines et des frontières mixtes qui commencent en sous-joints et finissent en joints de grain. Ils proviennent donc manifestement d'un cristal plus grand. Ceci peut se voir sur le dessin de la figure 2.2 où nous avons relié les cristaux d'olivine ou d'orthopyroxène issus d'un même grain. Les cristaux antérieurs auraient atteint 2 cm environ.

1.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX (fig. 2.3)

Olivine : axe [100] oblique sur la foliation, à 25° de la direction X de l'ellipsoïde des déformations définie par la normale à la linéation d'enstatite ; l'axe [010] est perpendiculaire à la foliation au même angle près, et [001] est voisin de la linéation d'enstatite.

Orthopyroxène : axe [100] à 25° du pôle de la foliation tandis que [001] est proche de l'axe [100] de l'olivine.

Les histogrammes des écarts des axes [100] de l'olivine par rapport à la direction X de l'ellipsoïde des déformations ont été construits grâce au programme OPTI (DAROT et BOUCHEZ, sous presse) et indiquent clairement l'obliquité de 25° environ (figure 2.4). Les histogrammes des axes [001] de l'orthopyroxène par rapport à la même direction X sont moins éloquentes que les stéréogrammes.

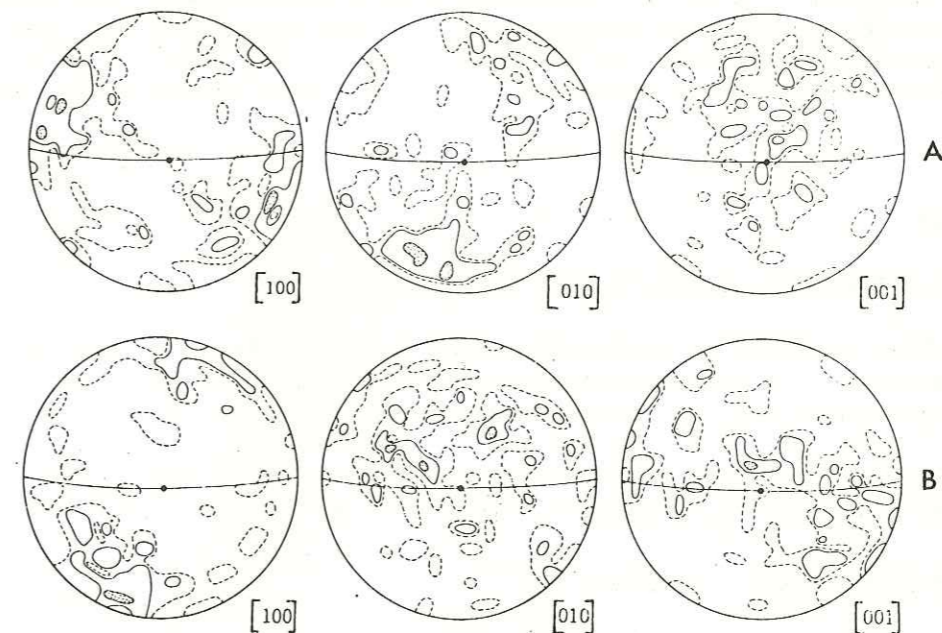


Fig. 2.3. Orientation préférentielle des minéraux de KBBF 20. Le point reporté est la linéation de pull-apart d'enstatite - 100 mesures - Contours à 1, 2, 4 et 8% - A : olivine - B : orthopyroxène.

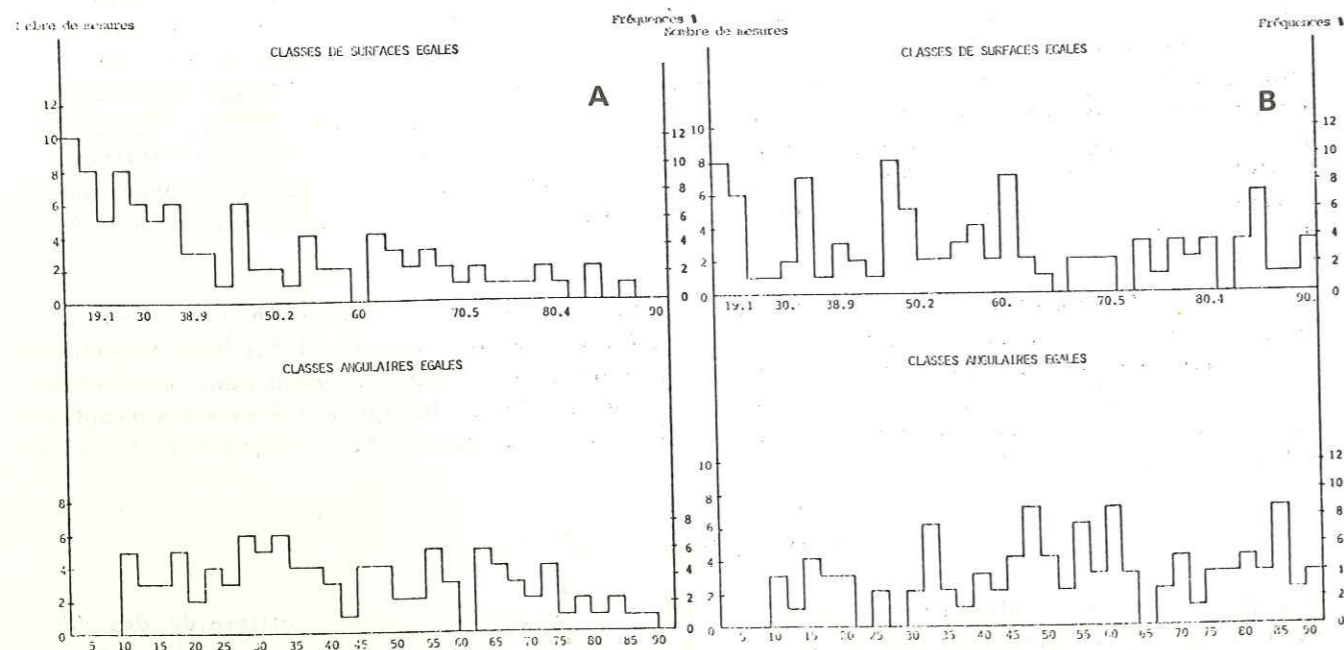


Fig. 2.4. Histogrammes des écarts des axes [100] des olivines (A) et [001] des enstatites (B) par rapport à la direction X de l'ellipsoïde des indices. Histogrammes par classes angulaires égales à 2,5° et par classes de surfaces égales à 1/36ème de la surface de la sphère.

1.4. INTERPRÉTATION

Cette relation entre l'orientation préférentielle de forme et de réseau est conforme à celle qui a été étudiée dans l'écoulement plastique des péridotites par NICOLAS et al. (1971) suggérant ici les mêmes conclusions. L'échantillon KBBF 20 s'est déformé par écoulement plastique en régime de cisaillement. L'enstatite se déforme par glissement intracristallin comme l'olivine, mais aussi par fracturation perpendiculairement à la direction d'extension, car c'est un minéral moins ductile que l'olivine (GUEGUEN et ETCHECOPAR, 1974). Le fluage doit être lent et la contrainte faible car la restauration est poussée et la dimension des sous-grains importante.

2 - PHN 1569

2.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

Cet échantillon de Thaba Putsoa (Lesotho, provenance P.H. NIXON) ne présente aucune foliation ni linéation. C'est une roche relativement fraîche, dont les cristaux d'olivine et d'orthopyroxène se distinguent mal, étant de même couleur (vert jaune) et de même taille (3 mm). Les grenats sont petits (1 à 2 mm) et globuleux. Quelques rares plages de phlogopite sont dispersées dans la roche et n'ont aucune orientation préférentielle. Les clinopyroxènes vert brillant et les spinelles noirs sont toujours associés et forment de petits amas épars (1 mm).

2.2. DESCRIPTION DE LA LAME MINCE

La composition globale de la roche est la suivante : 49 % d'olivine, 46 % d'orthopyroxène, 2,8 % de grenat, 0,7 % de spinelle et 0,5 % de clinopyroxène. C'est une harzburgite à grenat et spinelle.



Fig. 2.5. Dessin d'après lame mince de l'échantillon PHN 1569. Olivine : blanc, sous-joints en pointillés - Orthopyroxène : tirets alignés ou non suivant que les clivages (100) sont visibles ou ne le sont pas - Grenat : contour épais et pointillés serrés, kélyphite en hachures - Clinopyroxène : contours et pointillés épais - Spinelle : noir.

Olivine et orthopyroxène : les cristaux ont une forme irrégulière (figure 2.5, photo 2, planche I). Les joints de grains sont soulignés par la serpentine et sont courbes en général, la convexité étant tournée indifféremment vers l'olivine ou l'orthopyroxène. Cependant, certaines limites entre deux grains d'olivine sont très imbriquées, se prolongeant même parfois par des inclusions d'un cristal dans l'autre. De même, il arrive que dans le plan de la lame mince, un cristal d'olivine soit entièrement inclus dans un autre. Ces caractères suggèrent un recuit secondaire intense. L'olivine est indemne de déformation si ce n'est quelques sous-joints (100) et plus rarement (001). L'enstatite contient des lamelles d'exsolution très fines de clinopyroxène, dans les clivages (100). Olivine et orthopyroxène sont dispersés dans la roche ; ils ne forment pas d'amas comme dans le cas précédent.

Grenat : presque entièrement rongé par une première couronne brune, fibreuse et opaque et une enveloppe kélyphitique externe à orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle, semblables à celles décrites par REID et DAWSON (1972).

Spinelle : se présente sous deux aspects :

- spinelle brun jaune dans la kélyphite décrite autour des grenats ;
- spinelle brun rouge en granules globuleux (0,25 mm) autour du clinopyroxène ou en gouttes dans ce minéral (photo 3, planche I). Spinelle et clinopyroxène forment parfois des symplectites (1 mm) apparemment issues de l'enstatite, comme nous en avons décrit dans KBBF 20.

2.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX

L'orientation préférentielle de l'olivine et de l'orthopyroxène est très faible (figure 2.6) avec peut-être une couronne définie par les axes [010] de l'olivine. De plus, ne pouvant être rapportée à aucune structure, elle n'a guère de signification.

2.4. DISCUSSION

Ce faciès de structure équante à gros grain est relativement fréquent au Lesotho ; il pourrait résulter d'un long recuit au cours duquel se produisent des réactions de subsolidus : très fines exolutions dans les orthopyroxènes qui s'appauvrissent en alumine en donnant du spinelle et du clinopyroxène. Ce recuit intense a pu effacer toute histoire tectonique antérieure de la roche (pas d'orientation préférentielle).

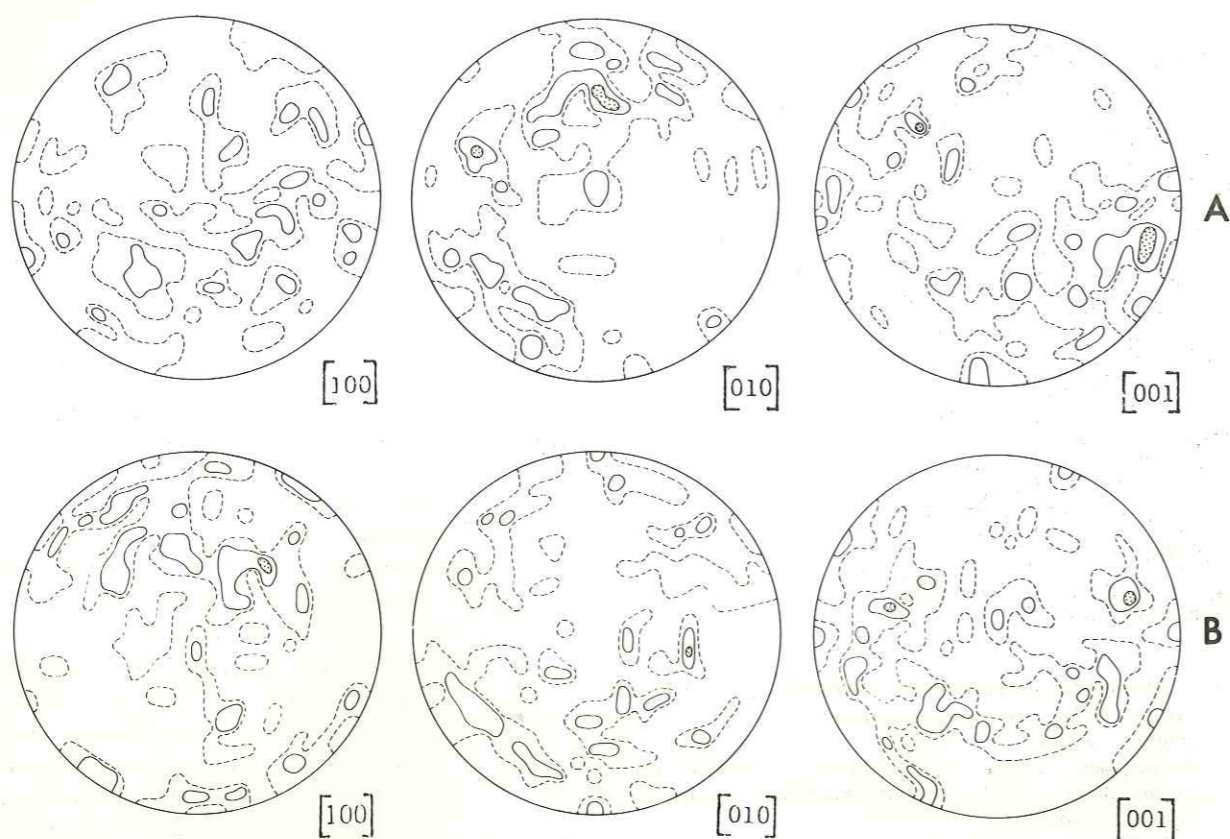


Fig: 2.6. Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1569 - 100 mesures - Contours à 1, 2, 4 % - A : Olivine - B : orthopyroxène.

3- AUTRES FACIES PÉTROGRAPHIQUES

Les roches à structure équante à gros grain sont en grande majorité des harzburgites sans phase aluminieuse ou à grenat et/ou spinelle. Cependant, certains échantillons ont une paragenèse spéciale, ou montrent des réactions de subsolidus qui peuvent être des indices intéressants pour reconstituer l'histoire en pression et température de l'enclave dans le manteau. Nous nous contenterons ici d'une description sommaire des associations minérales autres que celles décrites dans KBBF 20 et PHN 1569.

3.1. PHN 1859 n

Dans cet échantillon de Monastery (provenance P.H. NIXON), le clinopyroxène forme des plages amiboïdes monocristallines. Il se développe dans les joints autour des cristaux d'orthopyroxène et des reliques de grenat. D'autre part, de grandes plaques de phlogopite incolore et peu pléochroïque semblent remplacer les diopsides (photo 4, planche I) et contiennent elles-mêmes de petits grains parfois cunéiformes de spinelle brun rouge.

3.2. PHN 1914 a

Cette roche de Mothae (Lesotho, provenance P.H. NIXON) a une structure équante à gros grain typique. C'est une harzburgite à grenat et spinelle indépendants, contenant peu de

clinopyroxène. Ce dernier présente parfois des mâcles simples (100) et est généralement entouré d'orthopyroxène monocristallin qui se glisse dans les clivages fins du diopside. Cette péridotite contient en outre du rutile en grains dispersés, atteignant 0,5 x 0,2 mm et à clivages nets ; il indique un excès de TiO₂ dans la roche. (photo 1, planche II).

3.3. KBJ 20

C'est une péridotite à grenat et spinelle de Jagersfontein, qui contient de l'amphibole monoclinique verte et du phlogopite incolore et peu pléochroïque. Dans cette roche, l'amphibole est semblable au clinopyroxène dans PHN 1859 n (paragraphe 3.1), c'est-à-dire qu'elle se présente en plages souvent amiboïdes autour de l'orthopyroxène (photo 2, planche II). Le spinelle est en grains anguleux inclus dans l'amphibole, tandis que le grenat est arrondi et inclus dans l'olivine ou l'orthopyroxène. Le phlogopite se développe aux dépens de l'amphibole qu'il remplace parfois complètement.

3.4. J 29

C'est une dunite à grenat et spinelle de Jagersfontein (provenance I.D. MACGREGOR). L'olivine se présente en très grands cristaux non déformés, atteignant parfois 4 x 3 cm (photo 3, planche II). Le grenat très kélyphitisé et le spinelle sont sensiblement de la même taille (0,3 x 0,4 cm). Le spinelle se présente en grains anguleux subautomorphes disposés en cha-pelets ; il est indépendant du grenat.

3.5. KBJ 4

Cette roche de Jagersfontein présente des réactions de subsolidus surprenantes (figure 2.7, photo 4, planche II). Le plan (100) des orthopyroxènes contient de très fines lamelles d'exsolution de clinopyroxène et des placages de minéraux bruns jaunes indéterminables (schillérisation : hématite, spinelle et/ou rutile ?). Le spinelle se présente sous deux aspects : grains xénomorphes brun rouge, interstitiels et octaèdres brun jaune dans la kélyphite des grenats ou à la périphérie du clinopyroxène.

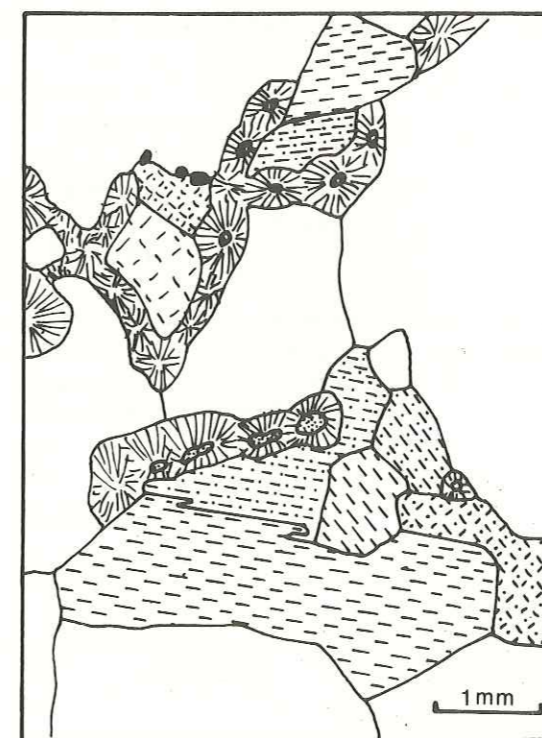


Fig. 2.7. Dessin d'après lame mince de l'échantillon KBJ 4 - Le grenat kélyphitisé (traits épais pointillés) entoure l'orthopyroxène (tirets) et le clinopyroxène (tirets et points). Le spinelle (noir) est à la périphérie du clinopyroxène.

Les cristaux de diopside sont toujours associés à l'enstatite de sorte que le clivage (110) du diopside coïncide avec le clivage (100) de l'enstatite. La face d'accolement des deux cristaux est généralement plane, et souvent exempte de serpentine, contrairement aux autres joints de grains ; le diopside s'insinue souvent dans les clivages des orthopyroxènes. Il contient lui-même des lamelles d'orthopyroxène et présente parfois des mâcles simples (100). Tout porte à croire qu'il y a continuité entre les réseaux des deux pyroxènes.

L'ensemble ortho- et clinopyroxène est lui-même entouré d'un liseré de grenat apparemment polycristallin. Ces grenats se transforment par kélyphitisation en orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle brun jaune.

La plupart de ces roches ont donc eu une histoire complexe avant leur incorporation dans le magma kimberlitique, histoire qui reflète sans doute celle de la terre ou du moins du manteau. Elles nous indiquent également que l'eau est présente dans le manteau car elles contiennent du phlogopite et de l'amphibole.

CHAPITRE III

STRUCTURE TABULAIRE A GROS GRAIN

Nous regroupons sous ce nom les échantillons à gros grain présentant une foliation nette sur échantillon, soulignée en lame mince par des limites rectilignes des cristaux parallèlement à leur allongement. Comme nous le verrons dans le paragraphe 4, cette structure pose quant à son origine des questions fort intéressantes que nous discuterons avec une revue des structures et orientations des trois échantillons décrits.

1 - M 57

1.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

Cet échantillon très frais appartient à la collection de I.D. MACGREGOR et provient de Monastery. Il présente une foliation nette marquée par l'aplatissement des minéraux ; dans ce plan, les clivages des enstatites ont une direction préférentielle qui a servi à tailler l'échantillon et qui est confirmée par la pétrofabrique.

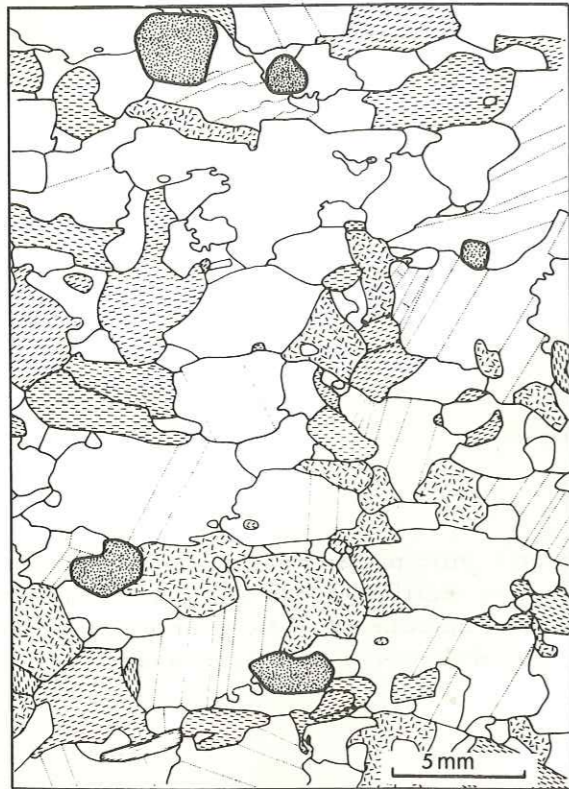
1.2. DESCRIPTION DE LA LAME MINCE

La composition modale de la roche est la suivante : 66 % d'olivine, 29,8 % d'orthopyroxène, 4 % de grenat et 0,2 % de phlogopite. C'est une harzburgite à grenat.

L'indice granulométrique moyen de la roche est fort : 1,63 mm ; l'anisotropie de cet indice souligne bien l'aplatissement des minéraux : 1,95 mm et 1,46 mm respectivement dans les directions structurales X et Z.

Olivine et orthopyroxène : une seule génération de chaque famille minérale est présente. Les limites intergranulaires sont généralement rectilignes parallèlement à la foliation, et courbes dans la direction perpendiculaire (figure 3.1, photo 2, planche III) ; certains cristaux s'enchassent typiquement les uns dans les autres. Les cristaux sont indemnes de déformation, excepté quelques sous-joints (100) nets séparant de larges sous-grains (0,3 mm) dans l'olivine ; en lumière polarisée, l'extinction de la plupart des cristaux d'olivine se fait parallèlement à l'allongement des grains.

Grenat : légèrement aplati parallèlement à la foliation ; il est entouré d'une mince couronne de phlogopite brun pléochroïque, secondaire, différent du phlogopite incolore et non pléochroïque qui forme des plages parallèles à la foliation.



1.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE (fig. 3.2)

Olivine : les axes [100] et [001] se disposent en couronne dans la foliation et les axes [010] présentent un maximum au pôle de la foliation.

Orthopyroxène : les axes [100] et [010] définissent un plan moyen perpendiculaire à la direction des clivages observée sur échantillon, tandis que les axes [001] sont subparallèles à cette direction, mais le plus fort maximum est décalé de 30° environ.

Fig. 3.1. Dessin d'après lame mince de l'échantillon M 57 - La foliation est horizontale, la direction préférentielle des clivages des enstatites est E-W - Mêmes figurés que pour la figure 2.5. - Phlogopite : traits fins.

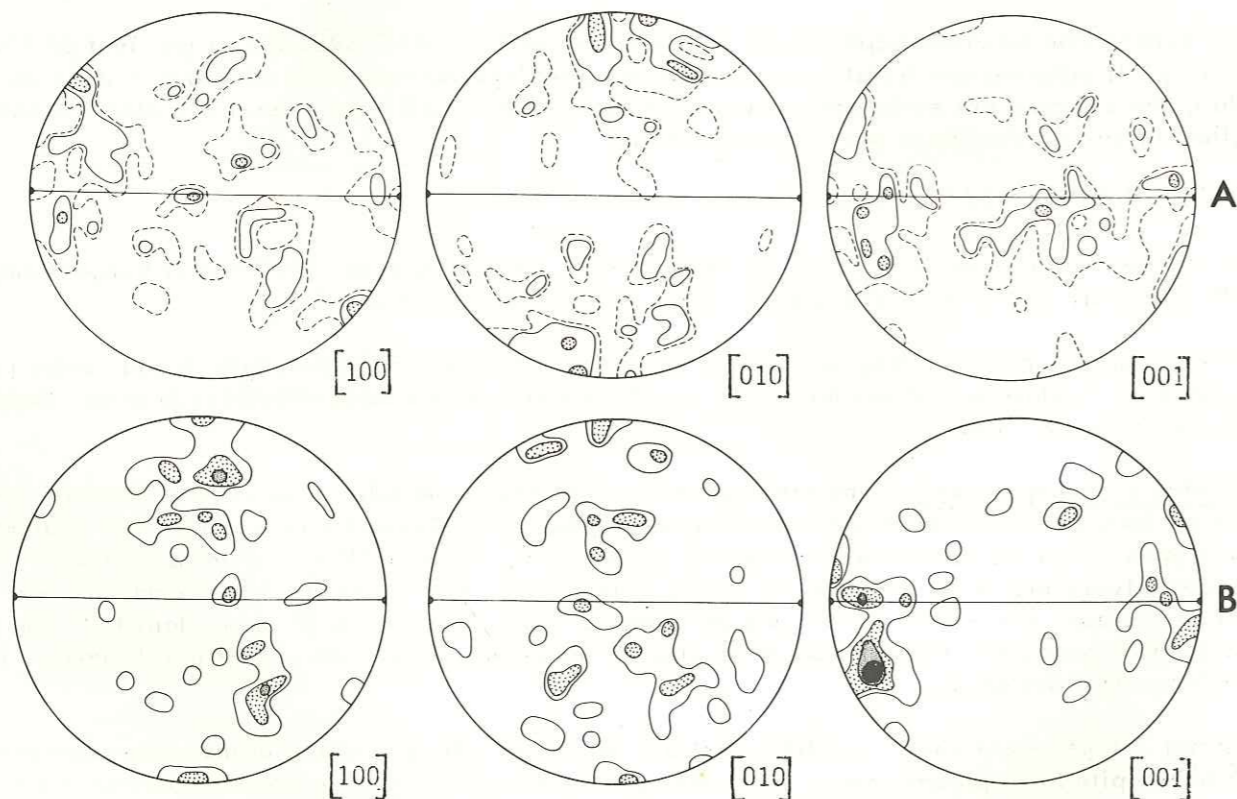


Fig. 3.2. Orientation préférentielle des minéraux de M 57. L'orientation des clivages des enstatites définie sur échantillon est horizontale E-W - A : Olivines, contours à 1, 2, 4 %, 100 mesures - B : Orthopyroxène, contours à 2, 4, 8 et 12 %, 50 mesures.

2 - PHN 1595

2.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

Cet échantillon de Thaba Putsoa (Lesotho, provenance P.H. NIXON) a été décrit par BOULLIER et NICOLAS (1973). Il présente une bonne foliation marquée par l'aplatissement de l'orthopyroxène gris vert et de l'olivine gris jaune (5 x 2 mm), et du grenat pourpre sombre (2 x 1,5 mm). La roche contient très peu de clinopyroxène vert vif (1 à 2 mm) et de spinelle noir interstitiel (0,2 mm). Aucune linéation nette n'a pu être identifiée sur l'échantillon.

2.2. DESCRIPTION DE LA LAME MINCE

La composition modale de la roche est la suivante : 58 % d'olivine, 40 % d'orthopyroxène, 1,7 % de grenat, 0,2 % de clinopyroxène et 0,1 % de spinelle. C'est donc une harzburgite à grenat.

L'indice granulométrique est différent suivant que nous le mesurons perpendiculairement (1,12 mm) ou parallèlement (1,53 mm) à la foliation ; la valeur moyenne de cet indice reste forte.

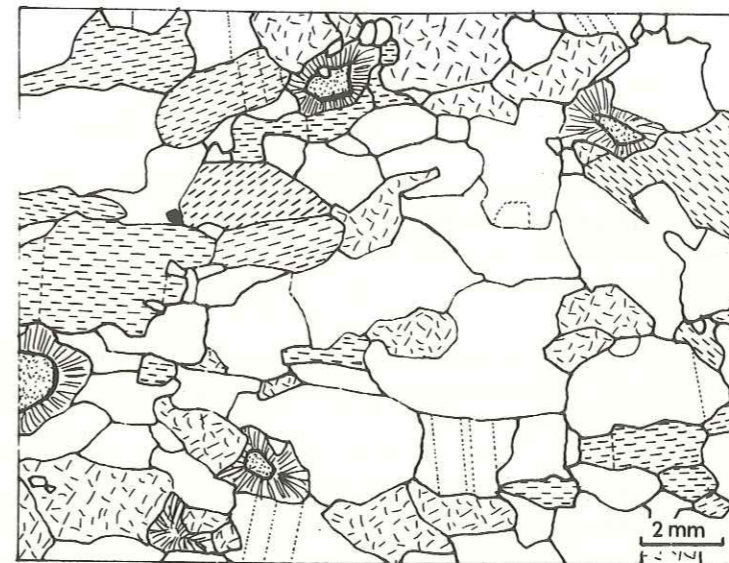


Fig. 3.3. Dessin d'après lame mince de l'échantillon PHN 1595. La trace de la foliation est E-W - Mêmes figurés que pour la figure 2.5.

2.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX (figure 3.4)

Olivine : les axes [100] et [001] se disposent dans la foliation tandis que l'axe [010] présente un maximum au pôle de la foliation.

Enstatite : les axes [100] n'ont pas d'orientation nette tandis que les axes [010] tendent à former des angles élevés avec la foliation et [001] à se rapprocher de celle-ci. Cette orientation de l'orthopyroxène diffère de l'orientation habituelle.

Olivine et orthopyroxène : une seule génération de chaque famille minérale ; là encore, les limites intergranulaires sont rectilignes parallèlement à la foliation et irrégulières dans la direction perpendiculaire (figure 3.3, photo 1, planche III). Les olivines sont affectées de quelques sous-joints (100) nets et larges.

Grenat : il est légèrement allongé parallèlement à la foliation ; il est kélyphitisé et contient parfois des petites inclusions de clinopyroxène et de spinelle brun.

Spinelle : se présente sous deux aspects : spinelle brun jaune de la kélyphite et spinelle brun rouge interstitiel.

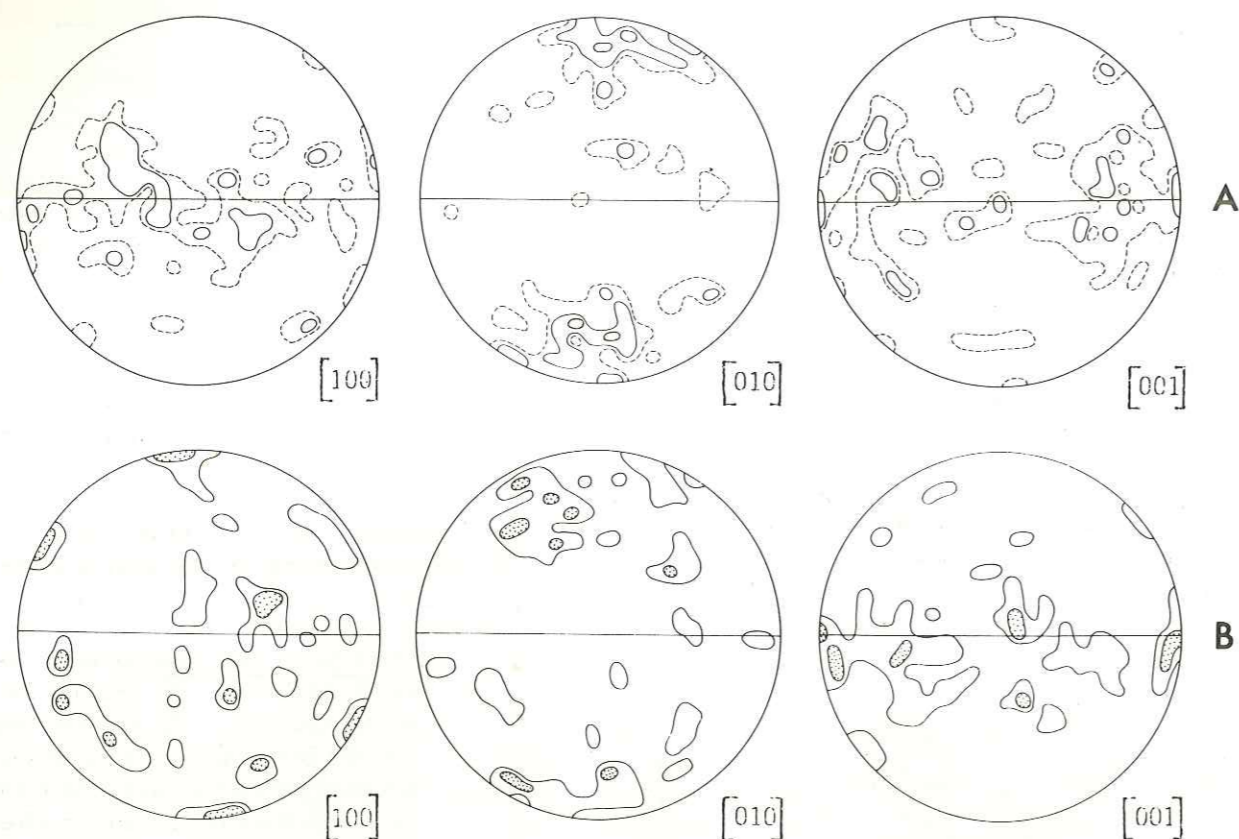


Fig. 3.4. Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1595 - A : Olivine, 70 mesures, contours à 1, 2, 4 % - B : Orthopyroxène, 45 mesures, contours à 2 et 4 %.

3- KBBF 4

3.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

Cette enclave de Bulfontein (Groupe de Kimberley) possède une foliation et une bonne linéation marquées respectivement par l'aplatissement et l'allongement des orthopyroxènes gris vert et des grenats pourpre sombre. Les clinopyroxènes vert vif sont toujours en couronne autour des grenats. L'olivine vert sombre est légèrement serpentinisée.

3.2. DESCRIPTION DES LAMES MINCES

La composition modale approximative de la roche est la suivante : 68 % d'olivine, 27 % d'orthopyroxène, 2,4 % de grenat, 2 % de clinopyroxène, 0,5 % de phlogopite et 0,1 % de spinelle.

Le caractère dominant de cette roche est l'habitus tabulaire des cristaux, des olivines surtout, et les limites intergranulaires rectilignes parallèlement à la foliation (figure 3.5, photo 3, planche III). Contrairement aux deux exemples précédents, KBBF 4 a subi une déformation plastique qui n'est cependant pas parvenue à altérer les caractères de la structure tabulaire préexistante, malgré une faible recristallisation de l'olivine. Nous n'avons pas tenu compte de cette deuxième génération de cristaux dans la mesure du grain de la roche, afin de mieux faire ressortir les caractéristiques de la structure tabulaire à gros grain.

L'indice granulométrique moyen, 2,05 mm, est anisotrope : 1,77 mm suivant la direction Z de l'ellipsoïde des déformations, et 2,63 mm suivant X. La foliation est donc très marquée et le grain très fort.

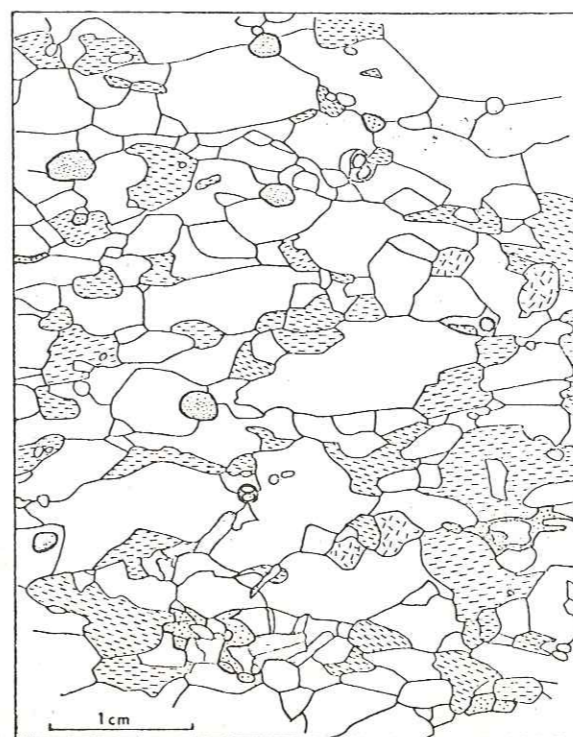


Fig. 3.5. Dessin d'après lame mince de l'échantillon KBBF 4. La trace de la foliation et la linéation sont horizontales E-W - Mêmes figurés que pour la figure 2.5.

Olivine : deux générations cristallines dont l'une prédomine ; les grands cristaux tabulaires (15 x 5 mm) ont un allongement important (jusqu'à 5) et s'éteignent parallèlement à cet allongement en lumière polarisée. L'extinction est onduleuse et les zones les plus déformées recristallisent en petits cristaux équants (0,02 mm environ) qui constituent la seconde génération cristalline.

Orthopyroxène : plus petit que l'olivine en général (5 x 3 mm) et de forme plus irrégulière. Les limites parallèles à la foliation sont rectilignes et généralement définies par les plans (100). Par contre, les limites perpendiculaires à la foliation sont courbes, la convexité étant tournée indifféremment vers l'enstatite ou vers l'olivine. Les cristaux d'orthopyroxène contiennent souvent des inclusions ovales d'olivine. L'extinction des enstatites est onduleuse comme dans l'olivine.

Grenat : globuleux, légèrement allongé parallèlement à la foliation (3 x 2 mm) ; il est fracturé.

Clinopyroxène : très vert, interstitiel, amiboïde, toujours localisé autour du grenat (figure 3.5). Son extinction est légèrement onduleuse.

Phlogopite : deux générations : l'une tardive forme une mince couronne brune, pléochroïque et non déformée autour des grenats ; l'autre, plus ancienne, forme de grandes plages incolores et déformées qui semblent remplacer le clinopyroxène (photo 4, planche III).

Spinelle : gros grains rouges inclus dans le grenat (rare) et petits octaèdres à la périphérie des grenats et des clinopyroxènes.

3.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX (figure 3.6)

Olivine : l'axe [100] est voisin de la linéation tandis que les axes [010] sont proches du pôle de la foliation.

Orthopyroxène : les axes [100] et [010] se répartissent dans un plan perpendiculaire à la linéation mais tendent à être respectivement perpendiculaires à la foliation ou dans ce plan. Les axes [001] présentent un fort maximum voisin de la linéation.

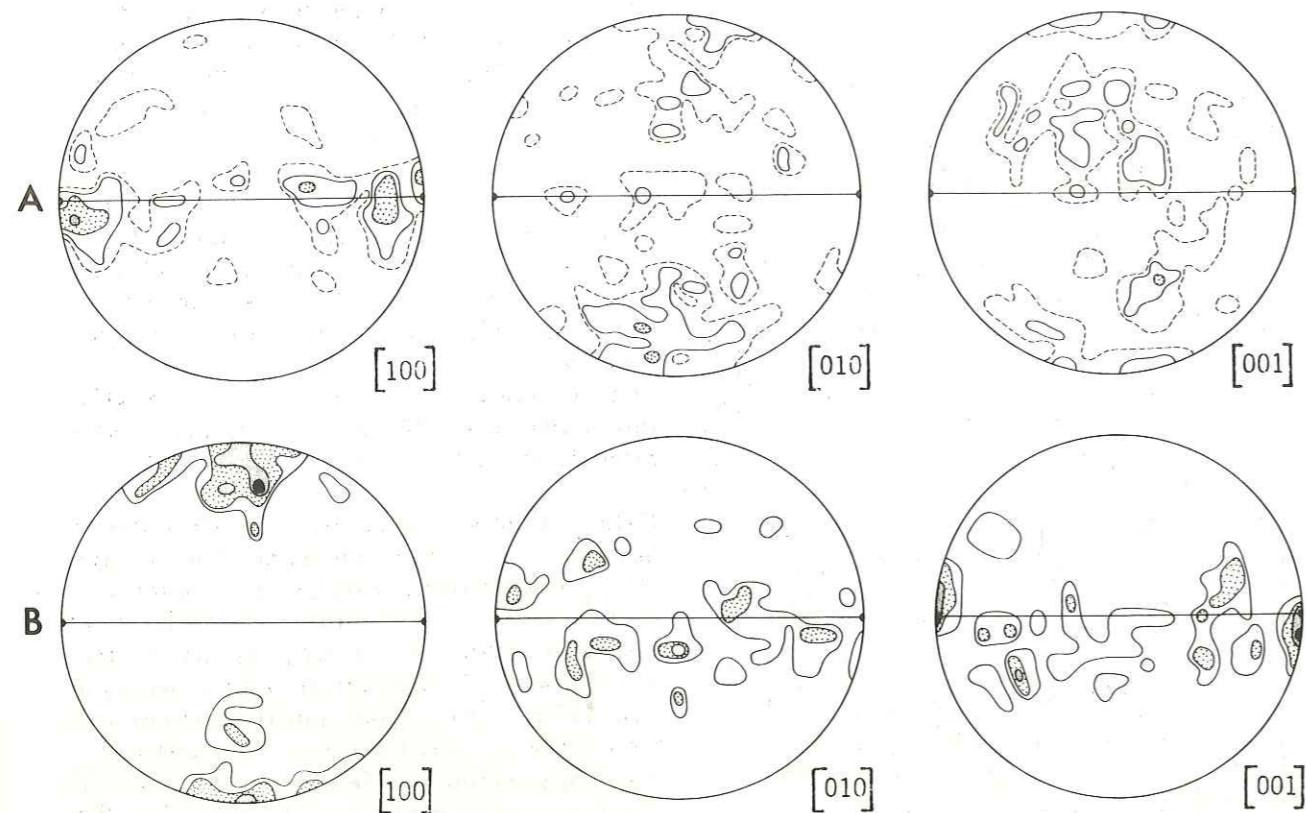


Fig. 3.6. Orientation préférentielle des minéraux de KBBF 4 - A : Olivine, 100 mesures, contours à 1, 2, 4 et 8 % - B : Orthopyroxène, 50 mesures, contours à 2, 4, 8 et 12 %.

4- DISCUSSION

Des trois exemples décrits ci-dessus, il ressort que la structure tabulaire à gros grain se caractérise par une forte foliation et une linéation de qualité variable, par des limites intercrystallines rectilignes parallèlement à cette foliation et par une orientation préférentielle nette des minéraux. Ces caractères ne peuvent pas être dûs à une déformation plastique car :

- il n'y a pas d'obliquité du réseau sur l'allongement des cristaux, aussi bien au niveau du grain (extinction parallèle à l'allongement) que de l'agrégat (orientation préférentielle de l'olivine). Or, cette obliquité, au moins au niveau du cristal, est un trait caractéristique et nécessaire de la déformation plastique (chapitres 4, 5; NICOLAS et al., 1973; ETCHECOPAR, 1974);

- les cristaux d'olivine n'ont pratiquement pas de sous-structure et contiennent très peu de dislocations, parfois moins de 10^4 cm^{-2} (GREEN et BOULLIER, en préparation).

Deux explications se présentent :

1. L'orientation préférentielle de forme et de réseau est due à la croissance sélective de certains cristaux d'une orientation donnée, lors d'un recuit intense, peut-être sous contrainte faible (théorie de KAMB).

2. La foliation résulte d'une déformation par diffusion. La diffusion ne modifie pas l'orientation préférentielle des grains mais peut modifier leur forme sans introduire de dislocations. Elle aurait opéré sur des cristaux ayant préalablement acquis une orientation préférentielle qui est peut-être un héritage d'une structure équiaxe à gros grain.

L'orientation préférentielle des enstatites dans PHN 1595 (axe [010] faisant un angle élevé avec la foliation) reste inexplicée. CARTER et al. (1972) l'ont observée lors d'expériences préliminaires de recristallisation syntectonique de l'orthopyroxène.

Dans le cas de KBBF 4, une légère déformation plastique se surimpose sur la structure tabulaire à gros grain. Cette déformation doit être rapide et sous contrainte relativement élevée étant donné l'absence de restauration et la petite taille des sous-grains.

.....

CHAPITRE IV

STRUCTURE PORPHYROCLASTIQUE

Dans ce chapitre, nous présentons deux exemples de structure porphyroclastique qui correspondent d'une part à un taux de déformation croissant et dont les minéraux d'autre part ont une orientation préférentielle différente. Nous citons deux exemples supplémentaires qui montrent une déformation faible ou une paragenèse originale.

Puis nous traitons deux sujets plus généraux : la recristallisation de l'olivine en tablettes automorphes et les inclusions fluides dans les minéraux.

1 - KBJ 17

1.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

L'échantillon KBJ 17 a été prélevé à Jagersfontein. Il possède une bonne foliation marquée par l'aplatissement des orthopyroxènes gris vert et une excellente linéation définie par l'allongement des grenats pourpre sombre. L'olivine vert sombre est légèrement serpentinisée.

1.2. DESCRIPTION DE LA LAME MINCE

L'analyse modale de la roche est la suivante : 70,1 % d'olivine, 22 % d'orthopyroxène, 7,75 % de grenat et 0,15 % de clinopyroxène.

Olivine : elle constitue trois générations cristallines (planche IV, photo 1) :

— des porphyroclastes (2,5 x 5 mm environ), intensément déformés, à extinction onduleuse due à des sous-joints très rapprochés et sub-perpendiculaires à la foliation. La figure 4.1 montre que ces sous-joints sont parallèles au plan (100) de l'olivine ;

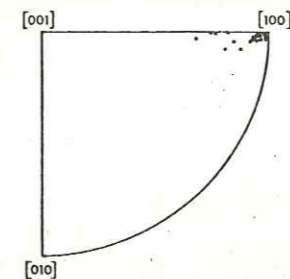


Fig. 4.1. Pôles des plans des sous-joints dans l'olivine - Echantillon KBJ 17 -

- des petits cristaux équants de diamètre moyen 0,08 mm, situés à la périphérie des porphyroclastes d'olivine. Ils sont apparemment indemnes de déformation ;
- des tablettes automorphes (1 x 0,3 mm) décrites dans le paragraphe 4 de ce chapitre.

Orthopyroxène : deux générations sont présentes :

- des porphyroclastes très déformés et allongés (1 x 3 mm environ). Dans une lame mince parallèle à la linéation (planche IV, photo 1), les clivages fins (100) se disposent en moyenne parallèlement à la foliation et les porphyroclastes ont alors subi une extension et des flexurations progressives, parfois importantes (25°). Dans certains porphyroclastes cependant, les clivages (100) sont perpendiculaires à la foliation et ont alors subi des rotations brutales soulignées par des pliages très aigus.

- Des petits cristaux équants de diamètre moyen 20 μ et formant une mosaïque qui cicatrise les zones les plus déformées des porphyroclastes d'enstatite.

Grenat : les cristaux sont de grande taille (1,5 x 4 mm), allongés et fracturés perpendiculairement à la linéation. Ils sont entourés d'une couronne de kélyphite brune, opaque, fibreuse, très finement cristallisée et non déformée donc postérieure à la déformation plastique. Les travaux de REID et DAWSON (1972) sur ce type de kélyphite permettent de placer une limite inférieure de température de la déformation plastique : 1000°C pour une pression comprise entre 50 et 20 Kb. A l'extérieur de cette couronne réactionnelle se trouvent quelques petits octaèdres de spinelle brun rouge et quelques plages de phlogopite très pléochroïque et non déformé.

Diopside : il est rare (0,15%), peu déformé et s'observe parfois en cristaux automorphes au cœur des grenats ou en grains à la périphérie des mêmes minéraux.

1.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX (figure 4.2)

a) - Olivine

- Porphyroclastes : les axes [100] et [001] tendent à être respectivement parallèles et perpendiculaires à la linéation dans la foliation. Les axes [010] présentent un maximum net perpendiculaire à la foliation mais étalé sur un certain angle ;
- petites olivines recristallisées (deuxième génération) : leur orientation préférentielle diffère de celle des porphyroclastes par une dispersion supérieure, surtout des axes [100] ;
- tablettes automorphes : les axes [100] et [001] sont voisins de ceux du porphyroclaste, mais les axes [010] se rapprochent de la foliation.

b) - Orthopyroxène

Les axes [001] des porphyroclastes s'orientent préférentiellement parallèlement à la linéation, tandis que les axes [010] et [100] se disposent dans un plan perpendiculaire à la linéation mais tendent à être respectivement perpendiculaires et parallèles à la foliation.

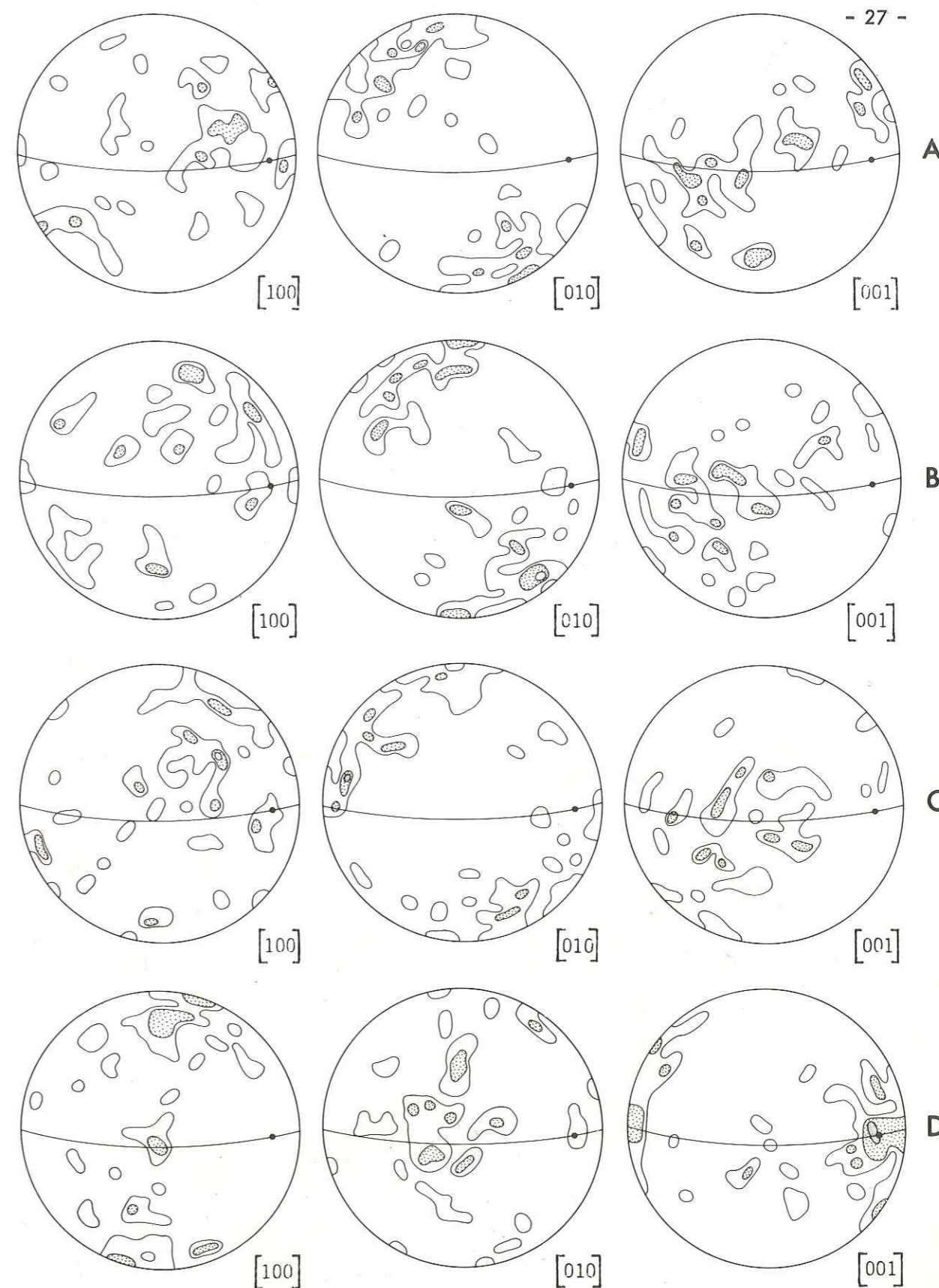


Fig. 4.2. Orientation préférentielle des minéraux de l'échantillon KBJ 17 - 50 mesures - Contours à 2,4 et 8% -
A : porphyroclastes d'olivine - B : petits cristaux équants d'olivine - C : tablettes automorphes d'olivine - D : porphyroclastes d'enstatite -

Par comparaison, nous donnons aussi l'orientation préférentielle des minéraux de l'échantillon 69 KI 14 (Kimberley, provenance E.D. JACKSON) décrit par MERCIER et NICOLAS (sous presse) et BOULLIER et NICOLAS (1973). C'est une lherzolite à grenat, à structure porphyroclastique (figure 4.3).

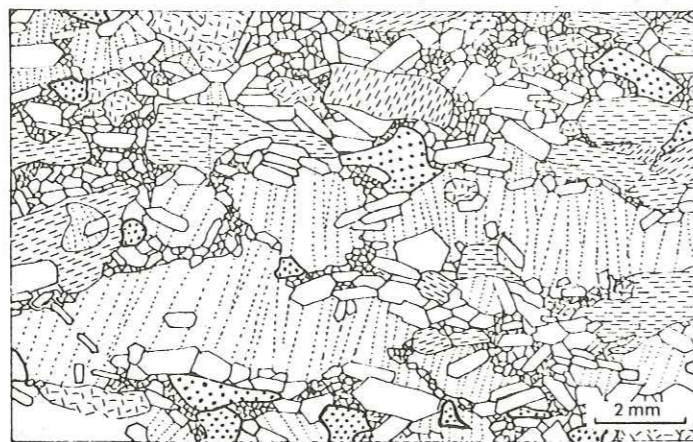


Fig. 4.3. Dessin d'après lame mince de 69 KI 14, dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations, X étant horizontal. Olivine : en blanc, les sous-joints étant indiqués par des pointillés - Enstatites : tirets et fines hachures discontinues lorsque les plans (100) sont visibles - Diopside : points épais.

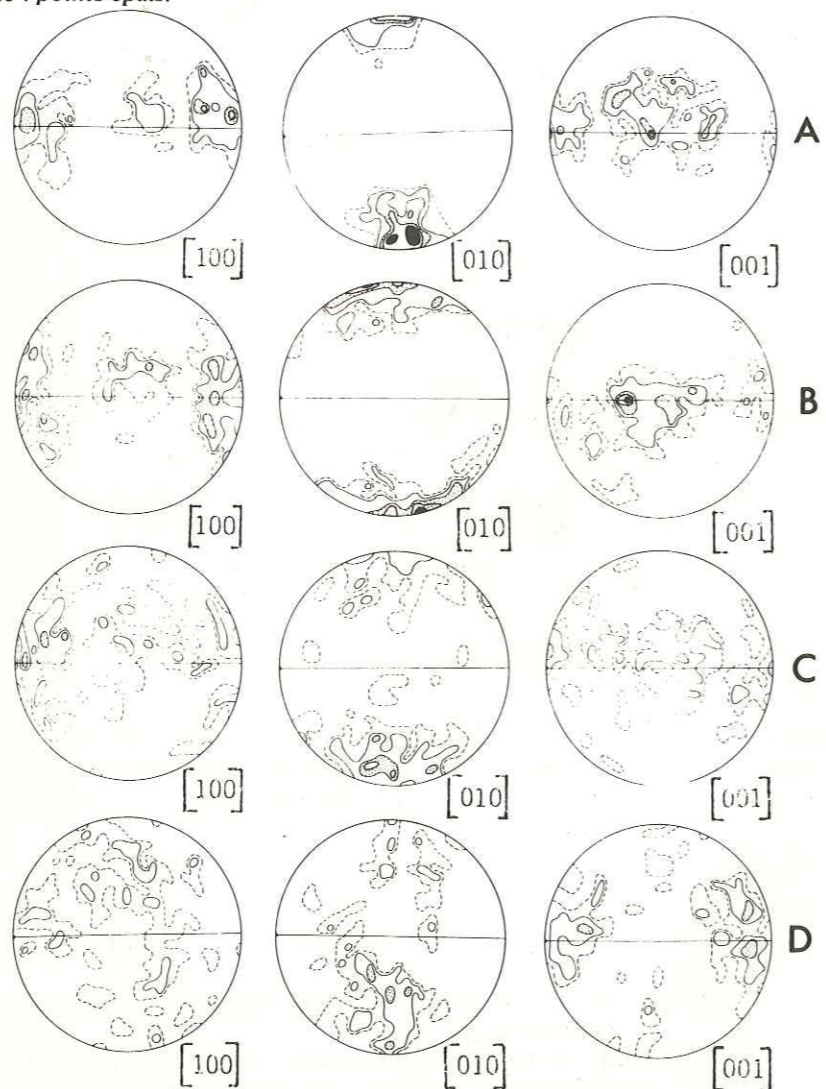


Fig. 4.4. Orientation préférentielle des minéraux de 69 KI 14 - 100 mesures - Contours 1, 2, 4, 8 et 12 %. A : porphyroclastes d'olivine - B : petits cristaux équants d'olivine - C : tablettes automorphes d'olivine - D : porphyroclastes d'enstatite.

Les mesures ont été faites sur cent cristaux de chaque espèce (fig. 4.4).

Les axes de rotation externe ont été mesurés (MERCIER et NICOLAS, sous presse) et sont reportés en figure 4.5. Ces auteurs les attribuent aux systèmes de glissement $\{0k1\}$ [100] avec forte dominance de (010) [100], et (100) [001].

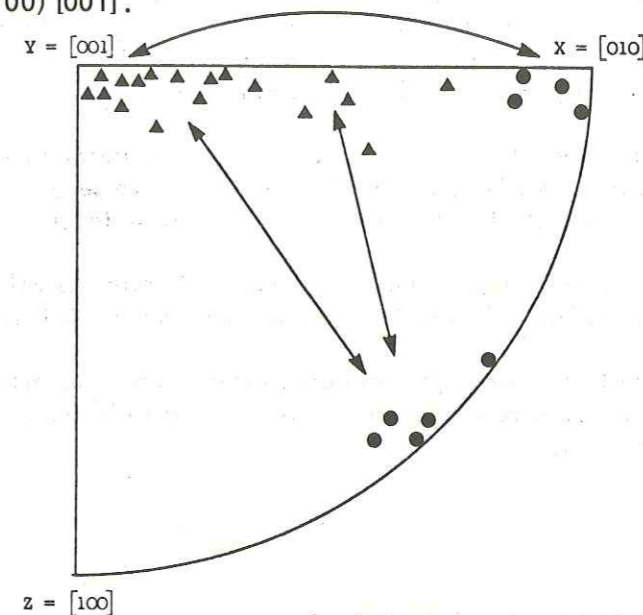


Fig. 4.5. Axes de rotation externe dans l'olivine dans 69 KI 14 (MERCIER et NICOLAS, sous presse) - Triangles pleins : glissement selon (010) [100] et (0k1) [100] - Cercles pleins : glissement selon (110) ou (100) [001]. Les flèches relient deux systèmes différents mesurés dans le même cristal.

Nous constatons que l'orientation préférentielle des minéraux de 69 KI 14 est meilleure que celles de KBJ 17, à l'exception peut-être de l'orientation des enstatites.

1.4. INTERPRÉTATION

L'échantillon KBJ 17 a tous les caractères des péridotites ayant subi une déformation plastique à laquelle les cristaux répondent par glissements intracristallins (NICOLAS et al., 1971 ; NICOLAS, 1974 ; ETCHECOPAR, 1974). L'orientation des sous-joints (figure 4.1) montre que le système de glissement dominant dans l'olivine est (010) [100], mais peut-être aussi un glissement composé suivant $\{0k1\}$ [100] (MERCIER et NICOLAS, sous presse). Ces systèmes sont actifs à haute température (figure 4.6) (CARTER et AVE'LALLEMANT, 1970, RALEIGH et KIRBY, 1970)

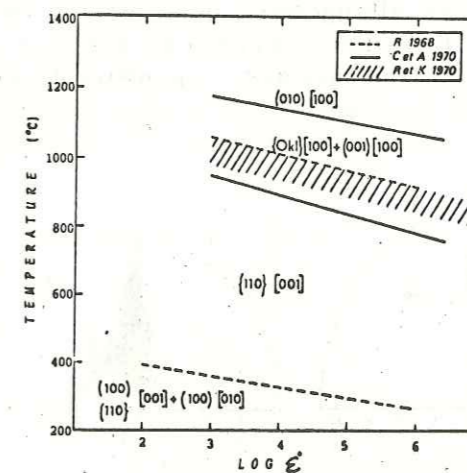


Fig. 4.6. Diagramme des systèmes de glissement dans l'olivine (NICOLAS et POIRIER, en préparation), d'après RALEIGH (1968), CARTER et AVE'LALLEMANT (1970) et RALEIGH et KIRBY (1970).

Le système (110) [001] a été décrit également par CARTER et AVE'LALLEMANT (1970) dans une enclave des kimberlites et attribuée à la déformation provoquée par l'ascension rapide du xéno-
lite dans le magma kimberlitique.

Les petites olivines de la seconde génération héritent de l'orientation des porphyroclastes dont elles sont issues par recristallisation probablement syntectonique, par le mécanisme de la rota-
tion progressive des sous-grains (POIRIER et NICOLAS, sous presse) ainsi que le suggère l'étude
des faciès entièrement recristallisés (pages 43-47)

Les tablettes automorphes sont postérieures à toute déformation et ont été attribuées à une recr-
tallisation tardive (MERCIER et NICOLAS, sous presse ; BOULLIER et NICOLAS, sous presse),
dont le mécanisme est discuté dans le paragraphe 4 de ce chapitre.

L'enstatite se déforme également par glissement intracristallin suivant le système (100) [001],
mais montre un retard à la recristallisation par rapport à l'olivine.

Quant au grenat, le mécanisme aboutissant à son allongement est mal connu ; il se fracture ce-
pendant perpendiculairement à la linéation qu'il définit, et donc perpendiculairement à la di-
rection d'extension.

2- Kb. 9. 25

2.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

Cette enclave de Bulfontein (groupe de Kimberley, provenance H. G. WILSHIRE) a subi une dé-
formation intense qui se traduit par une bonne foliation et une excellente linéation d'allongement
des minéraux et des orthopyroxènes gris jaune surtout (jusqu'à 15 x 2 mm). Certaines enstatites
ont une forme en ruban (DAROT et BOUDIER, sous presse). Les grenats pourpre sombre (3 x 2 mm)
et les clinopyroxènes vert brillant (3,5 x 2,5 mm) sont dispersés dans la roche et peu allongés.
L'olivine est légèrement serpentinisée. Le lessivage des surfaces de l'échantillon (olivine gris
jaune) facilite l'observation des structures.

2.2. DESCRIPTION DES LAMES MINCES

La composition modale de la roche est la suivante : 58 % d'olivine, 34,3 % d'orthopyroxène,
2 % de clinopyroxène, 5,5 % de grenat et 0,2 % de phlogopite. C'est donc une harzburgite à
grenat.

Les diagrammes en rose des allongements des minéraux dans trois lames perpendiculaires (figure
4.7) soulignent la forte linéation et mettent en évidence dans la section perpendiculaire à la li-
néation, une distribution bi-modale avec cependant un pic prépondérant.

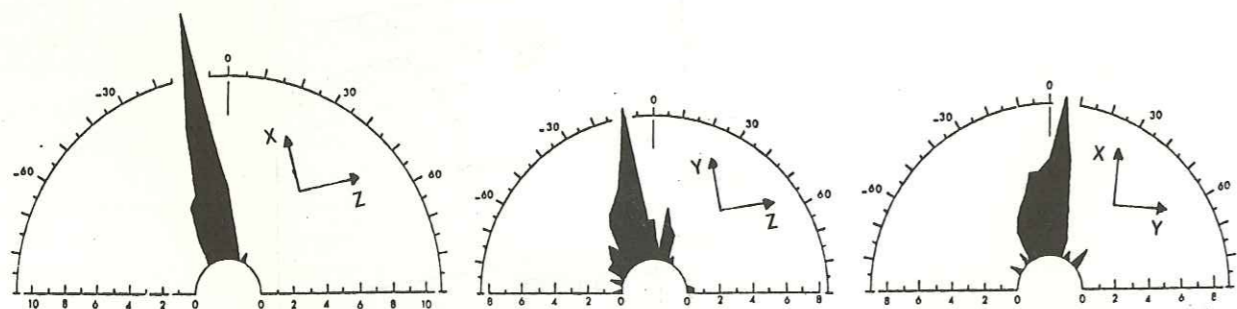


Fig. 4.7. Diagrammes en rose des allongements des minéraux de l'échantillon Kb. 9 25
A : section XZ de l'ellipsoïde des déformations
B : section YZ de l'ellipsoïde des déformations
C : section XY de l'ellipsoïde des déformations
0° et 90° représentent les bords de la lame mince.

Olivine : trois familles sont présentes (photo 3, planche IV)

- des porphyroclastes de trois types dans une section XZ de l'ellipsoïde des déformations ;
les premiers sont très allongés (16 x 3 mm) et présentent des sous-grains rectangulaires (photo 2
planche IV) dont les parois sont voisines des plans (100) et (001) de l'olivine et sont très
obliques sur la foliation (20 à 40°) ; les seconds sont plus globuleux (3,5 x 5,5 mm) et pré-
sentent des sous-grains de même type que les précédents, mais sont lacérés en bandes subparal-
lèles à la foliation et qui ont subi des rotations importantes les unes par rapport aux autres (jus-
qu'à 35°) ; la troisième catégorie et la plus rare, comprend les porphyroclastes à extinction
onduleuse, dont les sous-joints sont obliques sur l'allongement du cristal. Dans une section YZ
de l'ellipsoïde des déformations, les porphyroclastes d'olivine sont affectés de nombreux pliages
parallèles à la foliation.

- des petits cristaux équants, de diamètre moyen 20 microns, et semblables à la seconde généra-
tion d'olivine décrite dans KBJ 17, mais présents dans une plus grande proportion ;

- des petites tablettes automorphes (0,1 x 0,03 mm) aplaties dans le plan XZ de l'ellipsoïde
des déformations (voir paragraphe 4 de ce chapitre).

Orthopyroxène : deux générations coexistent :

- des porphyroclastes qui sont intensément déformés et ont des comportements variés pendant la
déformation (figure 4.8) conformément au modèle d'ETCHECOPAR (1974). Ils sont très allon-
gés (1,3 x 2 mm) ou globuleux (3,5 x 5,5 mm) selon que leurs plans de glissement (100) sont
subparallèles ou perpendiculaires à la foliation. Les cristaux les plus allongés indiquent un ci-
saillement sénestre.

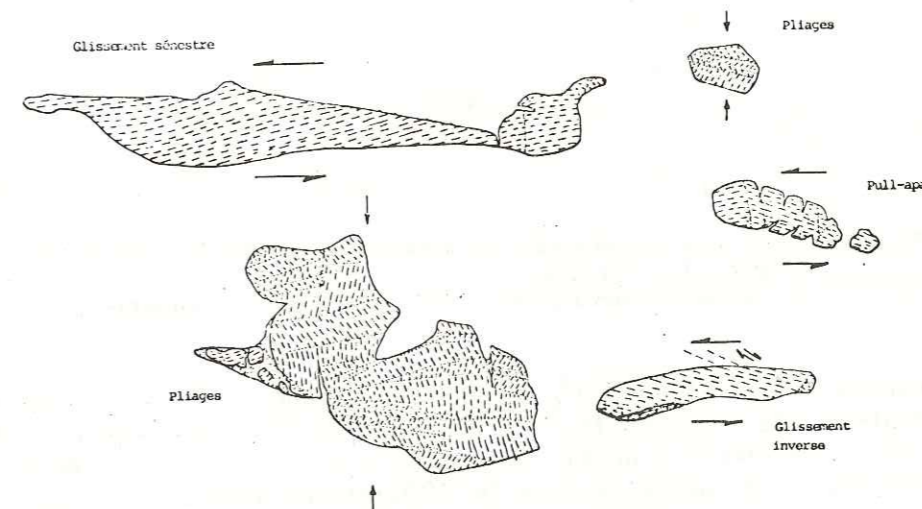


Fig. 4.8. Différents comportements de l'orthopyroxène pendant la déformation
dans Kb. 9. 25 - Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, X étant
horizontal.

- des petits cristaux équants (15 microns) qui se développent dans les zones les plus déformées
des porphyroclastes, de la même façon que la seconde génération d'olivine. Ces amas de petits
cristaux sont quelquefois légèrement allongés parallèlement à la foliation.

Clinopyroxène : il est peu allongé, légèrement déformé et présente des mâcles semblables à
celles que RALEIGH et TALBOT (1967) décrivent dans des diopsides déformés naturellement et
expérimentalement.

Grenat : il est peu allongé et peu kélyphitisé.

Phlogopite : une première génération de phlogopite clair et peu pléochroïque est antérieure à la déformation : il glisse plan sur plan, se plie et recristallise. Une seconde génération est postérieure à la déformation et constitue une très fine couronne de plages brunes et non déformées autour des grenats.

2.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX

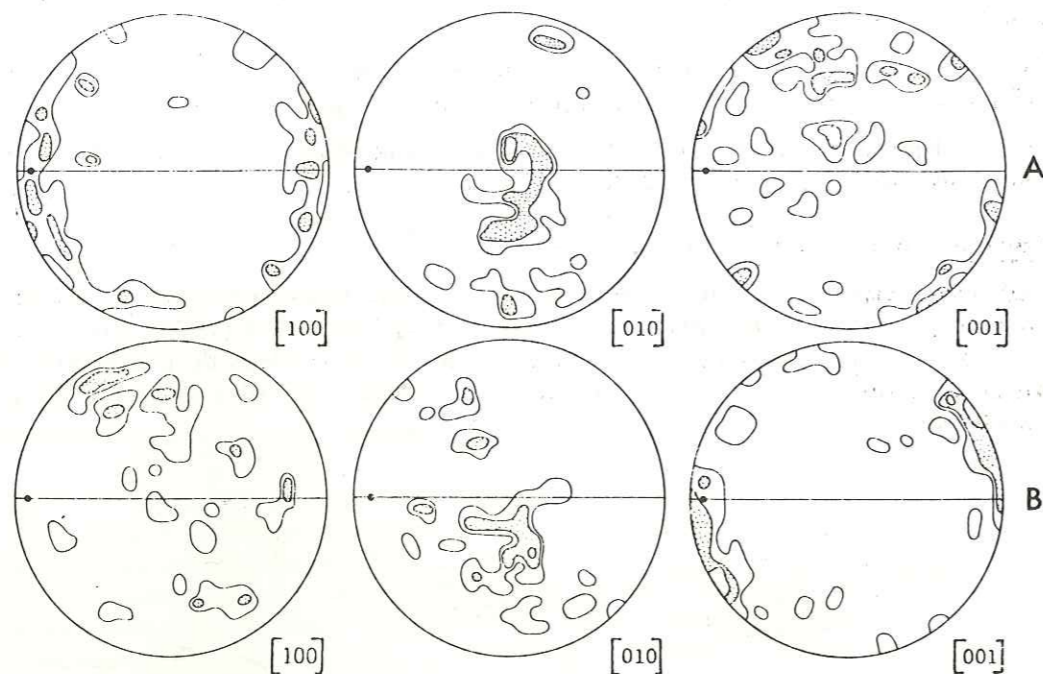


Fig. 4.9. - Orientation préférentielle des minéraux dans Kb.9.25 - 50 mesures - Contours 2, 4, 8 et 12% - A : porphyroclastes d'olivine - B : porphyroclastes d'enstatite.

- porphyroclastes d'olivine : l'axe [100] forme une couronne autour de la linéation dans un plan perpendiculaire à la foliation (figure 4.9). L'axe [010] est subperpendiculaire à la linéation mais tend à s'étaler dans un plan perpendiculaire. L'axe [001] a une orientation préférentielle plus faible, mais voisine de celle de [100] orthopyroxène.

- porphyroclastes d'orthopyroxène : l'axe [001] présente un fort maximum de densité décalé de la linéation d'un angle de 35° environ par un cisaillement sénestre (NICOLAS et al., 1971). L'axe [100] fait en moyenne un angle de 35° avec la normale à la foliation, tandis que [010] est voisin de l'axe [010] de l'olivine.

Nous n'avons pas étudié l'orientation des autres générations d'olivine car les cristaux sont petits et l'expérience montre qu'ils héritent l'orientation des porphyroclastes.

2.4. INTERPRÉTATION

Dans cette roche, l'orientation préférentielle de l'olivine est peu commune avec [010] dans la foliation. Par contre, celle de l'enstatite est tout à fait normale et indique une déformation par cisaillement sénestre (NICOLAS et al., 1971 ; ETCHECOPAR, 1974).

Cette orientation très particulière de l'olivine a été décrite également par DAROT (1973) dans une dunite très déformée du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Espagne) et par NICOLAS et BOUDIER (sous presse) dans l'intrados de plis affectant les lherzolites dans le massif de Lanzo (Alpes Piémontaises) ; l'axe de ces plis est parallèle à la direction cinématique a et le plan axial est parallèle à la foliation. Dans les deux cas, l'axe [010] de l'olivine est dans le plan de foliation et perpendiculaire à la linéation ou à l'axe du pli.

Comment expliquer cette orientation préférentielle particulière ? Deux interprétations sont suggérées :

- la déformation possède une composante de compression et le système (010) [100] étant actif dans l'olivine, le plan de glissement a tendance à s'orienter perpendiculairement à la foliation. Ceci est observé dans le quartz déformé naturellement (BOUCHEZ, communication orale) ; cependant, le cas du quartz semble plus complexe car plusieurs systèmes sont actifs simultanément. Les nombreux pliages dans les minéraux sont favorables à cette hypothèse, de même que l'orientation semblable de l'olivine dans l'intrados de plis où peut se produire une certaine compression (NICOLAS et BOUDIER, sous presse).

- le système actif dans l'olivine est le système (001) [100] ce qui expliquerait la position de [100] proche de la linéation et de [001] perpendiculaire à la foliation à l'angle de 35° près. Cette interprétation est attirante par sa simplicité, d'autant plus que RALEIGH et KIRBY (1970) montrent que le système (001) [100] est actif à haute température dans l'olivine (figure 4.6).

Une étude au microscope électronique nous permettrait de trancher en faveur de l'une ou l'autre hypothèse par la détermination du système de glissement dans l'olivine.

3- AUTRES EXEMPLES DE STRUCTURE PORPHYROCLASTIQUE

3.1. LDC 8

Cette harzburgite à grenat du Pipe 200 (Lesotho) est composée de 54% d'olivine, 43% d'orthopyroxène, 2% de grenat et 1% de phlogopite, et a une structure porphyroclastique un peu particulière (photo 4, planche IV).

En effet, les cristaux d'olivine (1 x 0,75 mm) sont déformés plastiquement (sous-joints, extinction onduleuse) mais ont un allongement faible. Au glissement intragranulaire s'ajoute un glissement intergranulaire non négligeable, induisant une seconde génération de très petits cristaux d'olivine (20 microns) qui se développent aux joints de grains. Des tablettes automorphes (0,1 x 0,03 mm) apparaissent également dans les porphyroclastes.

L'orthopyroxène (1,7 x 2,5 mm en moyenne) se déforme mais ne recristallise pas, contrairement au phlogopite. Ce dernier est clair au centre, et brun et pléochroïque à la périphérie. Il aurait donc été contaminé par le magma kimberlitique qui a pu pénétrer dans l'échantillon (présence de petites poches de verre).

La quantité de déformation emmagasinée par cette roche est très inférieure à celle de KBJ. 17 et Kb. 9.25, à juger au faible pourcentage de recristallisation de l'olivine.

3.2. J 64

C'est une dunite (100% d'olivine) de Jagersfontein (provenance I.D. MACGREGOR). Nous observons sur une lame mince de 3 x 4 cm, plusieurs porphyroclastes de taille variable (1,5 x 3 cm ou plus car la lame mince n'est pas suffisamment grande). Ils proviennent manifestement

d'un même cristal originel. Le grain initial de la roche devait donc être considérable et sans doute supérieur à celui de la dunite décrite dans le chapitre 2 (page 15).

Ces porphyroclastes sont séparés par une mosaïque de cristaux équants de diamètre moyen 0,2 mm. Quelques tablettes automorphes se développent aussi à leur périphérie (photo 1, planche V).

4 - RECRISTALLISATION PARTICULIERE DE L'OLIVINE : LES TABLETTES AUTOMORPHES

Dans la plupart des roches à structure porphyroclastique, des petites tablettes automorphes croissent à la périphérie ou à l'intérieur même des porphyroclastes d'olivine. Nous nous proposons d'étudier dans ce paragraphe la forme, les conditions d'apparition de ces tablettes et les relations existant entre leur réseau et celui des porphyroclastes. Ce processus de recristallisation est très rare et n'a été observé que dans les enclaves des kimberlites (MERCIER et NICOLAS, sous presse ; BOULLIER et NICOLAS, 1973, 1974), et dans des monocristaux de quartz déformés expérimentalement (HOBBS, 1968).

4.1. FORME ET CONDITIONS D'APPARITION DES TABLETTES

Deux lames taillées perpendiculairement ont permis de vérifier que ces cristaux sont des tablettes aplaties suivant le plan (010) et parfaitement automorphes (planche V, photo 2). La mesure des faces exprimées est possible malgré la serpentinisation des joints de grains ; en effet, celle-ci se fait perpendiculairement aux interfaces et une limite plus sombre et plane persiste au centre de la serpentine, à la place de l'interface originelle. Sur le stéréogramme de la figure 4.10 sont reportées les densités des faces exprimées ; en les comparant avec le stéréogramme de la figure 4.11 où ont été placés les éléments cristallographiques principaux de l'olivine, nous voyons que les faces (010), (021), (110), (001) et (100) apparaissent conformément au prisme orthorhombique de la figure 4.12 (DEER et al., 1966). Ces mesures ayant été faites dans trois roches différentes (Kao 2, K 36 et 69 KI 21) et dans des porphyroclastes d'orientations variées, sont représentatives quantitativement. Les faces (010) étant les mieux développées sont de ce fait même celles qui se sont développées le plus lentement lors de la croissance de la tablette.

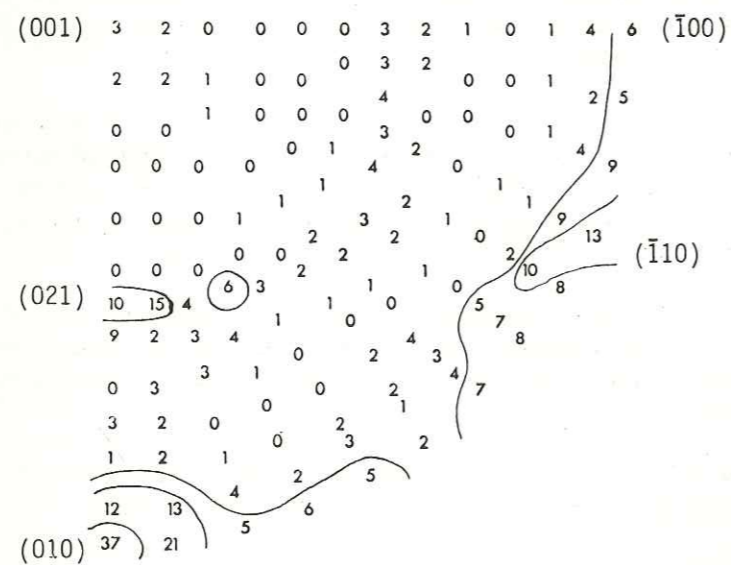


Fig. 4.10. Orientation préférentielle des faces des tablettes automorphes - 200 mesures.

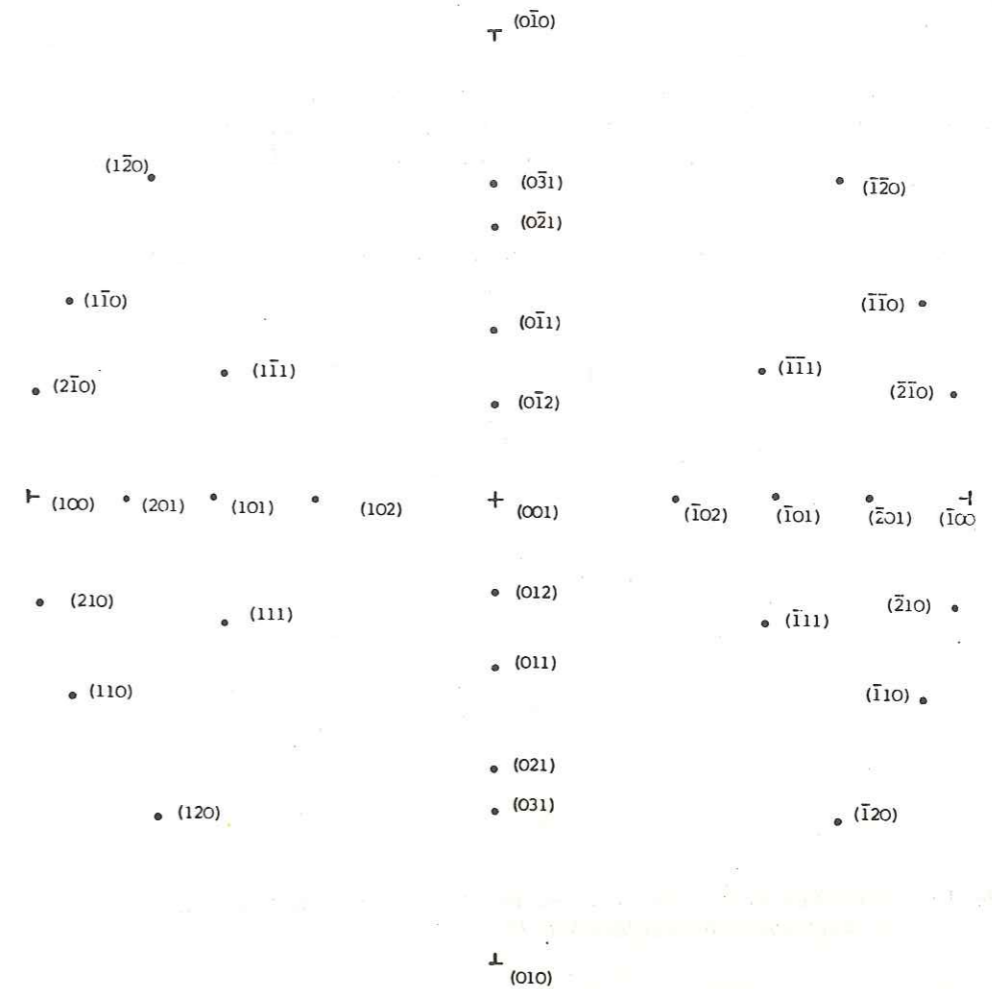


Fig. 4.11. Pôles des plans et axes cristallographiques de l'olivine reportés sur un canevas de SCHMIDT

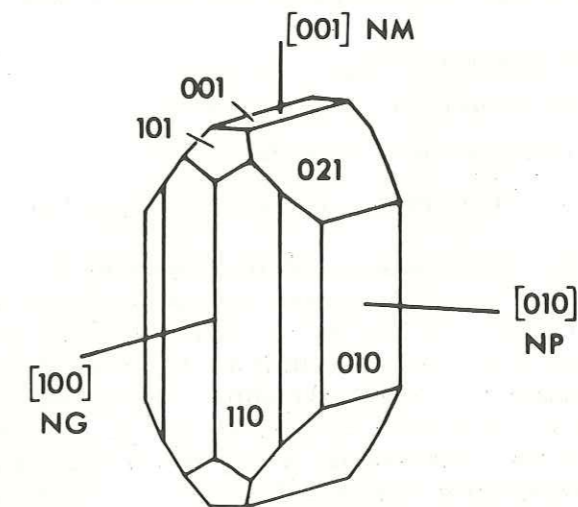


Fig. 4.12. Prisme orthorhombique de l'olivine d'après DEER et al. (1966).

Les tablettes se développent exclusivement dans les roches ayant subi une déformation plastique. Leur taille moyenne est de 0,3 x 1 mm mais varie d'une roche à une autre, de même que leur nombre. Elles sont parfois contiguës au point de faire disparaître la plus grande partie du cristal hôte (planche V, photo 3).

Elles sont typiquement indemnes de toute déformation, à l'exception de quelques rares individus qui présentent des sous-joints et dont la forme automorphe est simultanément altérée (figure 4.13).

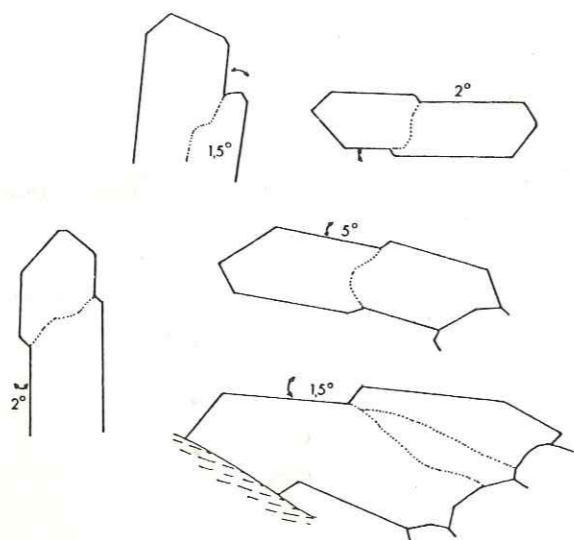


Fig. 4.13. Altération de la forme automorphe des tablettes par la présence de sous-joints (Echantillon KBJ 17).

Des études au microscope du Laboratoire de Microscopie Electronique de Toulouse ont montré que la densité de dislocations est extrêmement faible dans ces tablettes (GREEN et BOULLIER, en préparation). Elles contrastent donc fortement avec les porphyroclastes hôtes, d'autant plus qu'elles recoupent tous les sous-joints et qu'elles croissent à la périphérie, donc dans les zones les plus déformées de ces derniers.

4.2. RELATION DE RESEAU ENTRE TABLETTES ET PORPHYROCLASTE

Chaque groupe de mesures est constituée de :

- l'orientation du réseau de la tablette
- l'orientation des faces exprimées de la tablette
- l'orientation du réseau du porphyroclaste au voisinage immédiat de la tablette.

Puis, toutes ces mesures ont été reportées sur un stéréogramme de WÜLF et repérées afin d'être traitées par ordinateur comme un fichier de données de terrain, grâce au programme CLRPT (BOUCHEZ, 1971) qui effectue les rotations individuelles. Nous avons ainsi obtenu les stéréogrammes d'orientation des axes [100], [010] et [001] des tablettes dans un référentiel défini par les mêmes axes du porphyroclaste (fig. 4.14). En outre, le programme OPTI (DAROT et BOUCHEZ, sous presse) a permis de calculer le meilleur axe (M.A.) et le pôle du meilleur plan (P.M.P.) des distributions, et de construire les histogrammes des écarts des axes des tablettes aux axes équivalents du porphyroclaste (fig. 4.14).

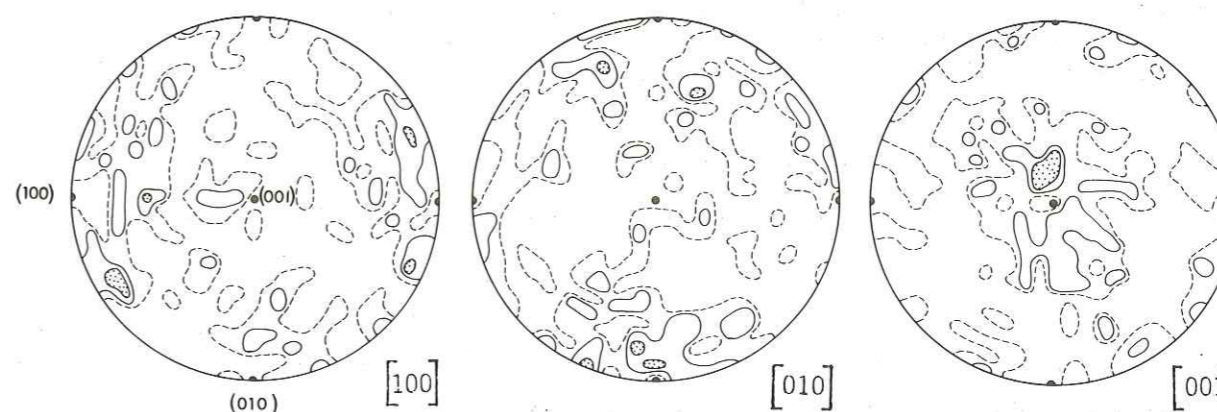


Fig. 4.14. Orientation préférentielle des axes [010], [001], et [100] des tablettes dans un référentiel porphyroclaste - 121 mesures - Contours à 1, 2 et 4 mesures. Les meilleurs axes des distributions sont représentés par des points.

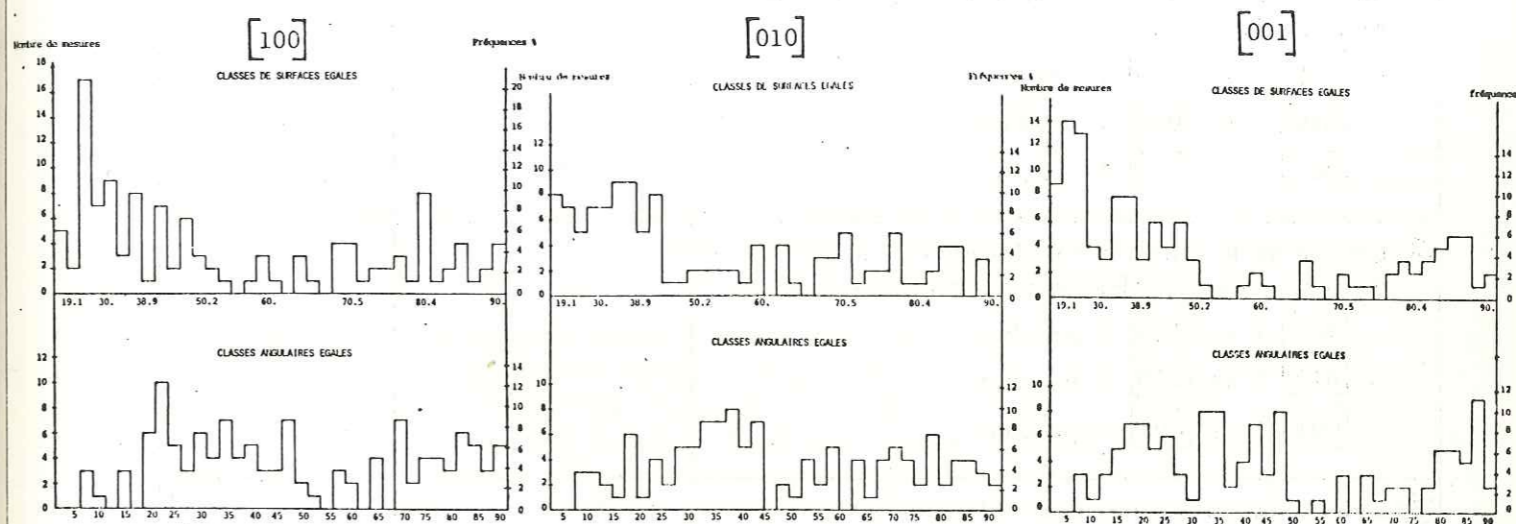


Fig. 4.14. Histogrammes des écarts des axes des tablettes aux axes correspondants des porphyroclastes hôtes - 121 mesures - Classes angulaires égales (5°) et classes de surfaces égales (1/36^e de la surface de la sphère).

L'examen comparé des stéréogrammes et des histogrammes nous apprend que :

- les axes des tablettes ne sont jamais en coïncidence parfaite avec ceux du cristal hôte,
- le meilleur axe de chaque distribution est cependant très proche de l'axe correspondant du porphyroclaste,
- les relations de réseaux sont plus complexes que ne le laissait présager l'examen en lame mince.

Malgré cette dernière constatation, nous pensons qu'il existe effectivement des orientations privilégiées des réseaux de l'hôte et de la tablette. En effet, si nous considérons les constructions individuelles de chaque groupe de mesures, nous constatons que dans 66% des cas, les indices

de la tablette et du porphyroclaste se regroupent dans deux plans perpendiculaires. Ceci étant établi, il existe de nombreuses possibilités de relations géométriques entre les indices (tableau de la figure 4.15), l'axe [001] intervenant souvent.

Tableau figure 4.15.

	Axes de la tablette et du porphyroclaste dans 2 plans perpendiculaires	Pas de plan défini par trois axes
① Axes de la tablette à moins de 15° des axes correspondants du porphyroclaste	10	3
② Axes de la tablette à 20-45° des axes correspondants du porphyroclaste	12	12
③ Un axe de la tablette à moins de 15° du même axe du porphyroclaste, les deux autres subissant une rotation de 30-45°		
- $\begin{bmatrix} 100 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 100 \\ \text{P} \end{bmatrix}$ proches	7	4
- $\begin{bmatrix} 010 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 010 \\ \text{P} \end{bmatrix}$ proches	6	0
- $\begin{bmatrix} 001 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 001 \\ \text{P} \end{bmatrix}$ proches	20	3
④ Un axe de la tablette à moins de 15° du même axe du porphyroclaste, les deux autres étant inversés		
- $\begin{bmatrix} 100 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 100 \\ \text{P} \end{bmatrix}$ proches	3	1
- $\begin{bmatrix} 010 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 010 \\ \text{P} \end{bmatrix}$ proches	1	0
- $\begin{bmatrix} 001 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 001 \\ \text{P} \end{bmatrix}$ proches	7	2
⑤ Deux axes quelconques à moins de 15°		
- $\begin{bmatrix} 100 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 010 \\ \text{P} \end{bmatrix}$	1	0
- $\begin{bmatrix} 100 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 001 \\ \text{P} \end{bmatrix}$	3	0
- $\begin{bmatrix} 010 \\ \text{T} \end{bmatrix}$ et $\begin{bmatrix} 001 \\ \text{P} \end{bmatrix}$	4	0
⑥ Inversion complète des axes	1	0
⑦ Cas résiduels	7	5

4.3. INTERPRÉTATION

Ces cristaux automorphes d'olivine se sont formés après la déformation plastique (MERCIER et NICOLAS, sous presse), sans doute lorsque les enclaves ont été incorporées dans le magma kimberlitique (BOULLIER et NICOLAS, sous presse). Le mécanisme fondamental de cette recristalli-

sation peut être reconstitué de la façon suivante : croissance de cristaux à partir de germes dont la migration des joints de grains est induite par l'énergie de déformation emmagasinée par le cristal hôte et dont les faces ont des vitesses d'extension différentes, d'où l'expression du prisme automorphe. Or, la dernière observation n'est jamais faite dans les roches ayant subi un recuit. Elle doit donc requérir les conditions particulières ; deux hypothèses sont proposées :

- croissance du cristal dans un film fluide facilitant la diffusion aux joints de grains (BOULLIER et NICOLAS, sous presse),

- croissance de la tablette dans un porphyroclaste dont le réseau très déformé est suffisamment désorganisé pour se comporter comme un milieu isotrope pour la tablette, de même que les cristaux parfaits se forment dans un magma (H.W. GREEN, communication orale).

Les relations géométriques qui, bien que floues, existent entre tablette et porphyroclastes, peuvent s'expliquer ainsi : lorsque deux cristaux de même orientation exactement, c'est-à-dire lorsque deux plans réticulaires de même nature, sont en compétition, il y a lieu de penser que les joints de grains se déplaceront peu ; les germes de même orientation que le porphyroclaste ont donc peu de chance de croître. Par contre, lorsqu'un angle même faible existe entre le "germe" et l'hôte, le premier peut se développer aux dépens du second, s'il est indemne de déformation. Ainsi se trouvent expliqués intuitivement le vide au voisinage immédiat des axes des porphyroclastes, mais aussi la distribution des indices des tablettes dont le meilleur axe est proche de l'indice correspondant du porphyroclaste.

HOBBS (1968) a observé également le développement de cristaux automorphes dans un monocristal de quartz déformé expérimentalement, sous contrainte différentielle, puis recuit à haute température pendant une courte durée. Il remarque aussi la dépendance des orientations des nouveaux grains par rapport à l'hôte, ainsi que la rareté de la coïncidence des axes C des néoblastes avec celui de l'hôte. Il souligne en outre que la présence d'ions OH⁻ dans le réseau du quartz est indispensable à toute recristallisation syn- ou post-tectonique.

DE DIEGO et al. (1974), travaillant sur des minéraux phylliteux (muscovite, kaolinite et trioxyde de molybdène), ont mis en évidence des angles préférentiels de coïncidence entre deux cristaux lors du processus de sédimentation. Ces angles correspondent donc à des positions de moindre énergie et sont cohérents avec les modèles prévus et construits par ordinateur. Ce cas est particulier car il s'agit d'une simple rotation autour d'un axe, alors que dans le cas de l'olivine et du quartz il faudrait tester toutes les directions des deux réseaux pour connaître les faces d'accrolement de moindre énergie et donc les plus probables. Ceci n'est pas impossible mais nécessite un temps considérable. Néanmoins, nous espérons poursuivre nos investigations dans ce domaine.

5- LES INCLUSIONS FLUIDES

Ces inclusions existent dans les enclaves de toute structure. Cependant, nous abordons ici ce sujet car l'observation d'inclusions fluides dans les roches à structure porphyroclastique a soulevé des questions intéressantes quant à la déformation plastique.

5.1. DESCRIPTION DES INCLUSIONS VISIBLES AU MICROSCOPE OPTIQUE

Taille : moins de 0,5 à 20 microns de diamètre

Nombre : variable d'une roche à une autre et dans une même roche.

Forme : petites cavités arrondies, cristaux négatifs (photo 4, planche V), tubes fins communiquant par des canalicules. Leur allongement est en général parallèle aux indices cristallographiques du cristal hôte.

Contenu : les inclusions sont très souvent biphasées et contiennent des petits cristaux, ou des bulles gazeuses. Certaines sont remplies par du verre. Les plus grandes sont sombres, noires.

Organisation générale : en surfaces plus ou moins courbes qui ne sont accompagnées d'aucune désorientation du réseau et qui semblent être des microfractures ressoudées.

Localisation : dans l'olivine où elles sont le plus facilement observables, dans l'orthopyroxène et le clinopyroxène. Nous n'en avons jamais vu dans le grenat. Lorsque la roche est déformée, seuls les porphyroclastes d'une famille minérale contiennent des inclusions fluides, les grains issus d'une recristallisation en sont exempts. Dans les porphyroclastes de l'échantillon KBBF 11 décrit dans le chapitre suivant, les bulles de taille supérieure à 5 microns environ sont allongées dans le plan (010) de l'olivine mais aucune obliquité sur ce plan n'a été observée. De plus, les petites bulles disposées sur des surfaces courbes très obliques sur ce plan de glissement ne sont pas dispersées.

5.2. DISCUSSION ET APPORT BIBLIOGRAPHIQUE

— Les dernières observations nous conduisent à deux conclusions contradictoires si nous supposons que le contenu des bulles est essentiellement un apport externe.

— la présence des bulles dans les porphyroclastes seulement impliquerait que leur formation est antérieure à la recristallisation syntectonique donc antérieure à la déformation plastique, les fluides s'échappant par les joints de grains lors de la recristallisation ;

— dans les porphyroclastes, les bulles ne portent aucune trace du glissement intracrystallin opérant dans le minéral hôte, car nous ne trouvons pas d'obliquité de l'allongement des bulles sur le plan de glissement comme en décrivent NICOLAS et al. (1973) dans une dunite synthétique déformée expérimentalement. Les inclusions fluides seraient donc postérieures à la déformation plastique ; cette seconde conclusion est l'opposée exacte de la première *.

— L'étude en microscopie optique de la forme et du contenu des inclusions fluides dans les péridotites en enclaves dans les basaltes (ROEDDER, 1965 ; NSIFA, 1974) montre que ces inclusions sont de deux générations différentes par leur forme et par la densité de leur contenu (CO₂) ;

— les inclusions les plus profondes qui sont en général les plus petites ;

— les inclusions piégées dans des fissures qui se sont produites à des pressions de 5 Kb environ dans le magma basaltique (ROEDDER, 1965 ; NSIFA, 1974).

Notons que des inclusions de CO₂, H₂O, CO, N₂, Ar et de gaz composés du carbone existent dans les diamants naturels (MELTON et GIARDINI, 1974).

— L'observation au microscope électronique des enclaves de péridotites déformées des basaltes et des kimberlites (GREEN et RADCLIFFE, sous presse) montre qu'outre les inclusions fluides visibles au microscope optique, ces roches contiennent aussi des bulles submicroscopiques. Ces dernières sont toujours associées à des discontinuités dans la structure du cristal (dislocations isolées, sous-joints (photo 5 Planche V), joints de grains ou exsolution solides) mais jamais à des inclusions vitreuses. Il en est de même d'ailleurs pour les bulles inférieures à 1-2 microns et visibles au microscope optique. Les grains de seconde génération, issus d'une recristallisation syntectonique, contiennent beaucoup moins de ces inclusions fluides submicroscopiques. Ces auteurs donnent à leurs observations l'interprétation suivante :

— avant la déformation plastique, les fluides sont en solution dans le réseau des minéraux ;

— les inclusions fluides se formeraient ensuite par nucléation et croissance de bulles dans les défauts cristallins induits par déformation plastique, puis par coalescence aux joints de grains pendant la recristallisation syntectonique ;

* Dans le cas d'inclusions postérieures à la déformation plastique, leur présence exclusive dans les porphyroclastes pourrait s'expliquer de la façon suivante (J. TOURET, comm. pers.) : les porphyroclastes étant plus fragiles que la mosaïque, sont seuls affectés par les fissures ouvertes dans lesquelles les inclusions fluides sont piégées. La forte densité de dislocations pourrait être à l'origine de la fragilité des porphyroclastes.

— pendant l'incorporation de l'enclave dans le magma et son ascension vers la surface, la chute de pression dans le cristal provoquerait une concentration de contraintes autour des inclusions, induisant la fracturation des cristaux et des joints de grains. De petites quantités de magma pourraient pénétrer dans ces microfissures avant leur fermeture, d'où les inclusions vitreuses.

Ainsi, le paradoxe avancé au début de ce paragraphe disparaît si nous admettons que les fluides étaient dissous dans le réseau des minéraux avant la déformation plastique. La présence de CO₂ dans les péridotites pourrait modifier considérablement les propriétés plastiques de ces roches et avoir des conséquences importantes quant au manteau supérieur (GREEN, 1972).

Cependant, GREEN et RADCLIFFE (sous presse) n'ont observé que des enclaves à structure porphyroclastique. Il reste donc à expliquer pourquoi les enclaves à gros grain contiennent des inclusions tout à fait semblables au microscope optique alors qu'elles montrent une densité de dislocations très faible, parfois inférieure à 10⁴ cm⁻² (GREEN et BOULLIER, en préparation).

Ce problème très important nécessite donc des investigations supplémentaires au microscope électronique dans les roches des différentes structures.



CHAPITRE V

STRUCTURE EN MOSAÏQUE

Dans ce chapitre, nous décrivons des roches dans lesquelles l'olivine est entièrement recristallisée ou presque. Nous distinguons deux types de structures que nous pensons être dues à des mécanismes de déformation différents et qui sont reconnaissables à l'aspect de l'orthopyroxène.

1 - STRUCTURE EN MOSAÏQUE NORMALE

1.1. PHN 1925

L'échantillon PHN 1925 de Mothae (Lesotho, provenance P.H. NIXON) est représentatif de la structure en mosaïque et a été déjà décrit (BOULLIER, 1973 ; BOULLIER et NICOLAS, 1973, 1974).

1.1.1. DESCRIPTION

L'étirement des orthopyroxènes gris vert et des clinopyroxènes verts définit une bonne linéation et une foliation moyenne. Les grenats pourpre sombre sont arrondis. L'olivine vert sombre est légèrement serpentinisée, finement grenue et constitue le fond de la roche.

La composition modale est la suivante : 61 % d'olivine, 32 % d'orthopyroxène, 5 % de clinopyroxène et 2 % de grenat. C'est donc une lherzolite à grenat.

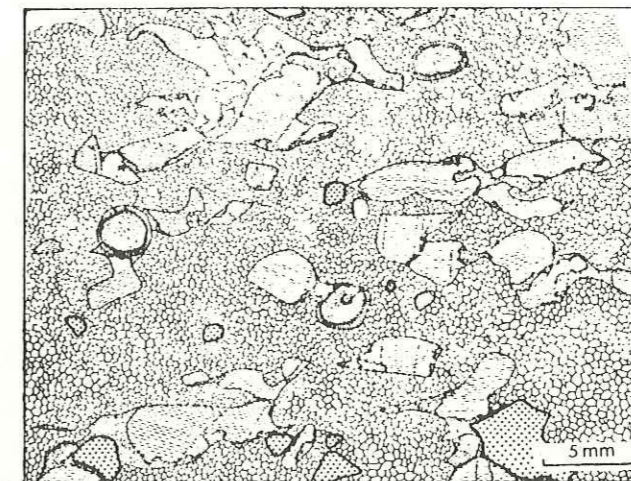


Fig. 5.1. Dessin d'après lame mince de l'échantillon PHN 1925, dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations. (Mêmes figurés que la figure 2.5)

Olivine : une seule génération en mosaïque très régulière de petits cristaux isométriques (fig. 5.1 et photo 1, planche VI), dont le diamètre moyen est 0,3 mm et dont les limites rectilignes ou légèrement courbes convergent en points triples à 120°. 15 % des grains seulement sont affectés de sous-grains. Les teintes de polarisation permettent de définir des domaines allongés parallèlement à la foliation et constitués d'une centaine de grains environ. La lame ne contient qu'un seul porphyroclaste d'olivine ; son extinction irrégulière est due à des sous-joints étroits et nombreux ; ses contours sont irréguliers et il semble rongé par la mosaïque de petits cristaux d'olivine.

Orthopyroxène : deux générations sont présentes :

- des porphyroclastes intensément déformés (torsions, bandes de pliage), dont les clivages (100) sont subparallèles à la foliation. Leurs contours restent en général lisses et curvilignes, tranchant nettement sur la mosaïque d'olivine ;
- des petits cristaux équants (10 à 20 microns de diamètre), apparemment indemnes de toute déformation et formant une mosaïque qui cicatrise les zones fracturées ou sévèrement tordues des porphyroclastes d'enstatite.

Clinopyroxène : peu déformé, à extinction onduleuse, mais ne recristallise pas. La périphérie des cristaux est trouble et rappelle l'aspect des diopsides des péridotites ayant subi une fusion partielle (A. NICOLAS, communication orale).

Grenat : en grains globuleux, arrondis. La couronne réactionnelle à orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle qui les entoure, n'est pas déformée et est postérieure à la déformation que les travaux de REID et DAWSON (1972) permettent de situer au-dessus de 1000°C.

1.1.2. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX

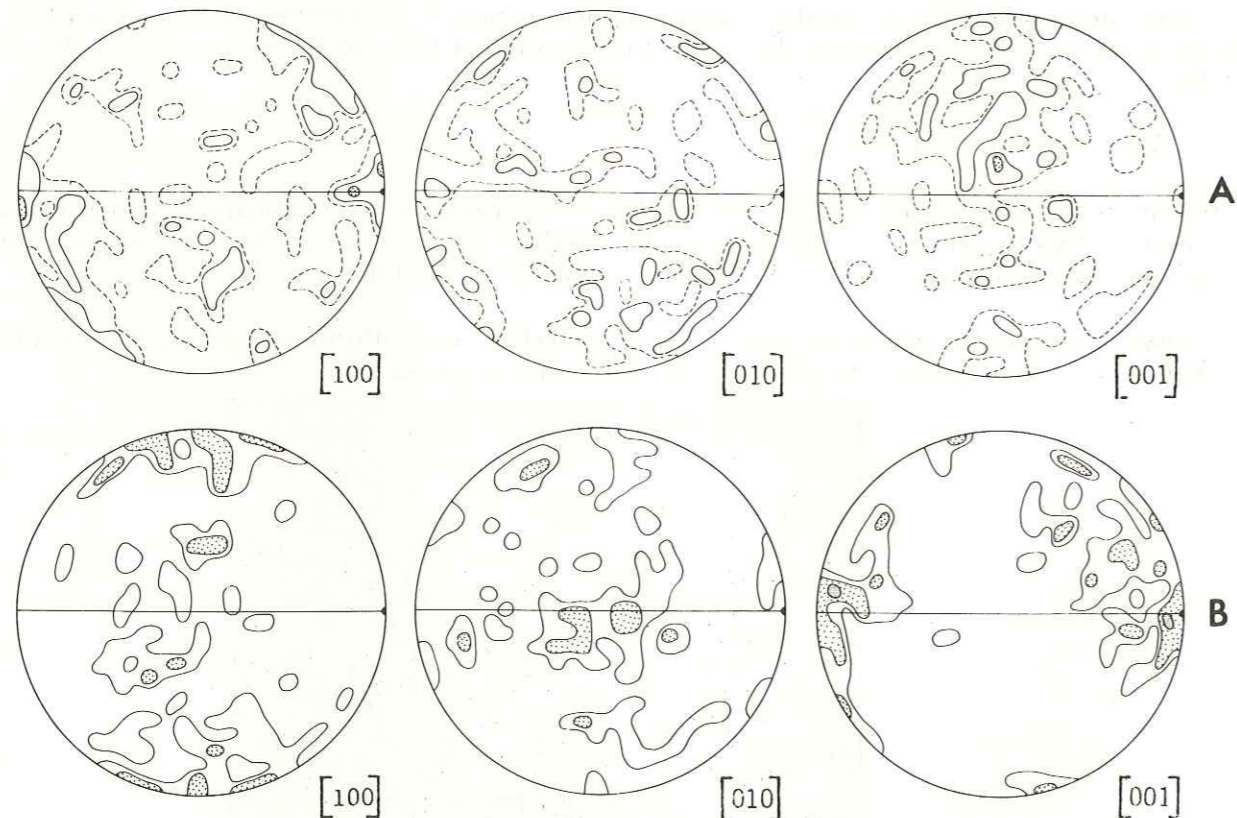


Fig. 5.2. Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1925 -
 A : 100 grains d'olivine dispersés dans la lame - Contours à 1,2 et 4 %
 B : 60 porphyroclastes d'orthopyroxène - Contours à 1,2 et 4 mesures.

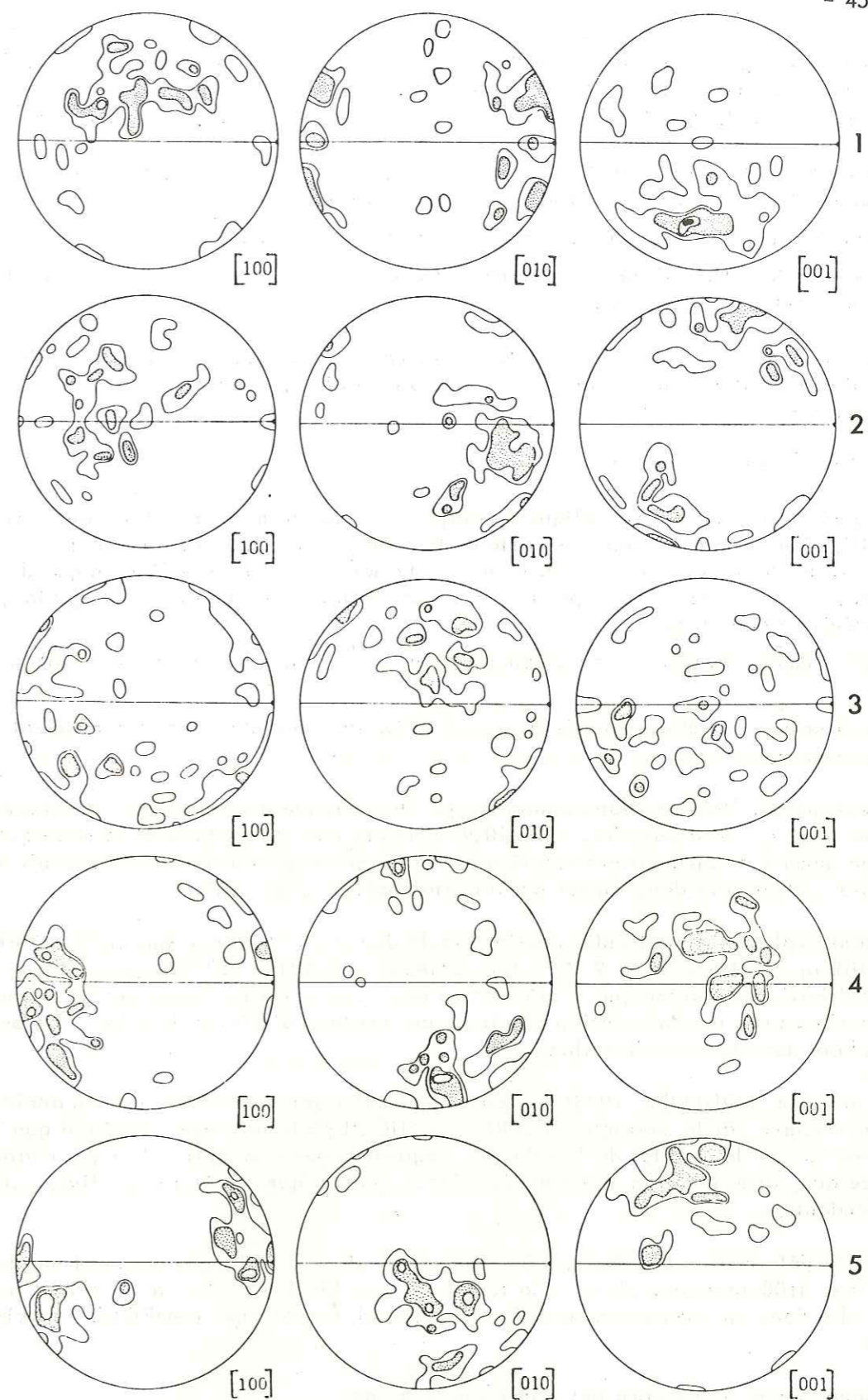


Fig. 5.3. Orientation préférentielle des cristaux d'olivine dans cinq zones - PHN 1925 -
 50 mesures par zone - Contours à 2, 4, 8 et 12 %.

Olivine : cent petits cristaux ont été mesurés au hasard, dans la mosaïque (figure 5.2). Leur orientation préférentielle est faible : [001] est disposé en moyenne dans un plan perpendiculaire à la foliation tandis que [100] présente un léger maximum parallèle à la linéation.

Sur la figure 5.3 sont reportées les orientations préférentielles des grains d'olivine dans les cinq zones délimitées sur la figure 5.1. Nous constatons que :

- les axes ont une orientation préférentielle très forte dans chaque zone,
- cette orientation diffère sensiblement d'une zone à une autre et est souvent différente de celle des cent grains dispersés.

Orthopyroxène : les axes [100] présentent un maximum en calotte perpendiculaire à la foliation, ainsi qu'une concentration plus faible dans le plan perpendiculaire à la linéation (figure 5.2) ; [001] est voisin de la linéation.

1.1.3. INTERPRÉTATION

Ainsi que le montre l'unique relique de porphyroclaste, la mosaïque d'olivine provient de la recristallisation complète d'anciens cristaux déformés. Dans une étude préliminaire (BOULLIER, 1973), nous n'avions pas pu conclure quant à la nature syn- ou post-tectonique de la recristallisation. En effet, les 15 % de petits cristaux d'olivine présentant des sous-grains pouvaient être interprétés de deux façons :

- soit comme des reliques de porphyroclastes non atteints par la recristallisation post-tectonique,
- soit comme des grains formés par recristallisation syntectonique et continuant à se déformer plastiquement.

Plus récemment, l'observation au microscope électronique à transmission, d'enclaves à structure voisine (Kao₂, voir page 53, table 10.9) a montré que les cristaux de la mosaïque d'olivine ont une densité de dislocations supérieure à celle qu'on peut attendre d'un recuit à haute température ; ils se sont donc formés par recristallisation syntectonique.

Comment expliquer alors l'individualisation de domaines d'orientations préférentielles fortes mais différentes (figure 5.3) ? AVE'LALLEMANT et CARTER (1970) suggèrent que, pendant la recristallisation syntectonique, l'orientation des cristaux est contrôlée par le champ de contraintes ; nous aurions alors une orientation identique des cristaux d'olivine dans toute la roche. Nous ne retiendrons donc pas leur hypothèse.

Nous pensons (BOULLIER, 1973) que chaque domaine représentait en fait un ancien porphyroclaste remplacé par la mosaïque. POIRIER et NICOLAS (sous presse) montrent que l'héritage de l'orientation est le résultat de la rotation progressive des sous-grains d'un porphyroclaste, jusqu'à ce que, atteignant un angle de désorientation critique (15°) ils s'individualisent en grains indépendants.

Lors de la déformation plastique, l'orthopyroxène glisse, s'allonge, acquiert une orientation normale (axe [100] perpendiculaire à la foliation, axe [001] voisin de la linéation), mais recristallise peu ; il a donc un comportement différent de celui de l'olivine (GUEGUEN et ETCHECOPAR, 1974).

Le clinopyroxène se déforme peu ainsi que le grenat.

1.2. TYPES STRUCTURAUX VOISINS

La structure en mosaïque telle que nous l'avons décrite dans PHN 1925 est relativement peu courante. En effet, la recristallisation de l'olivine est rarement complète et le stade mylonitique que nous décrivons (paragraphe 2 de ce chapitre) se produit très souvent avant même que tous les porphyroclastes d'olivine ne disparaissent.

Dans les roches présentant une telle structure, d'autres éléments peuvent cependant varier : taille des porphyroclastes de pyroxène et de grenat, et taille des cristaux équants d'olivine.

La première peut nous renseigner sur le grain initial de la roche : les grenats et les clinopyroxènes sont de bons marqueurs car ils sont peu sensibles à la déformation et leur dimension est donc homogène dans une même roche. Ainsi, la roche Ja5 (Jagersfontein, provenance E.D. JACKSON) et la roche KBJ 11 (Jagersfontein) sont-elles différentes par la taille de leurs grenats (photos 2 et 3, planche VI). Les pyroxènes de KBJ 11 sont eux-mêmes plus petits que ceux de PHN 1925 (photo 1, planche VI). Outre la taille des grenats, leur forme peut également varier : s'ils sont arrondis dans PHN 1925 (photo 1, planche VI), ils sont très allongés dans Ja 5 (photo 3, planche VI). Les conditions déterminant cette élongation ne sont pas connues.

La taille des cristaux de la mosaïque d'olivine varie de 0,4 mm à 0,02 mm, mais se situe le plus souvent autour de 0,1 mm. Si ces cristaux se sont formés par rotation des sous-grains dans les porphyroclastes (POIRIER et NICOLAS, sous presse), leur taille sera voisine de celle des sous-grains originels. Or, nous savons que cette dernière est fonction de la contrainte régnant pendant la déformation plastique et est d'autant plus petite que la contrainte est forte (RALEIGH et KIRBY, 1970). Donc, si la taille des cristaux de la mosaïque d'olivine ne change pas pendant l'ascension de l'enclave au sein de la kimberlite, elle enregistre la contrainte maximale de la déformation.

2- STRUCTURE EN MOSAÏQUE FLUIDALE OU MYLONITIQUE

2.1. Kao₂

L'échantillon Kao₂ choisi comme référence provient du pipe Kao (Lesotho) et a été décrit par GUEGUEN et BOULLIER (sous presse).

2.1.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

Cette enclave étant la plus surprenante et la plus intéressante de toute la collection se devait d'être malheureusement l'une des plus petites (5 x 3 x 3 cm) mais aussi par chance, l'une des plus fraîches. Elle présente un plan de débit préférentiel parallèle à la foliation qui est définie par l'aplatissement des cristaux de pyroxènes : orthopyroxène vert olive clair, et clinopyroxène vert jaune sombre. Les grenats d'un pourpre sombre, ont une forme arrondie. L'olivine gris jaune est très finement cristallisée et constitue le fond de la roche. Des agrégats de petits orthopyroxènes disposés de part et d'autre des porphyroclastes du même minéral définissent une linéation.

2.1.2. DESCRIPTION DE LA LAME MINCE

La composition modale de la roche est la suivante : 65 % d'olivine, 28 % d'orthopyroxène, 3,5 % de clinopyroxène et 3,5 % de grenat. C'est donc une harzburgite à grenat.

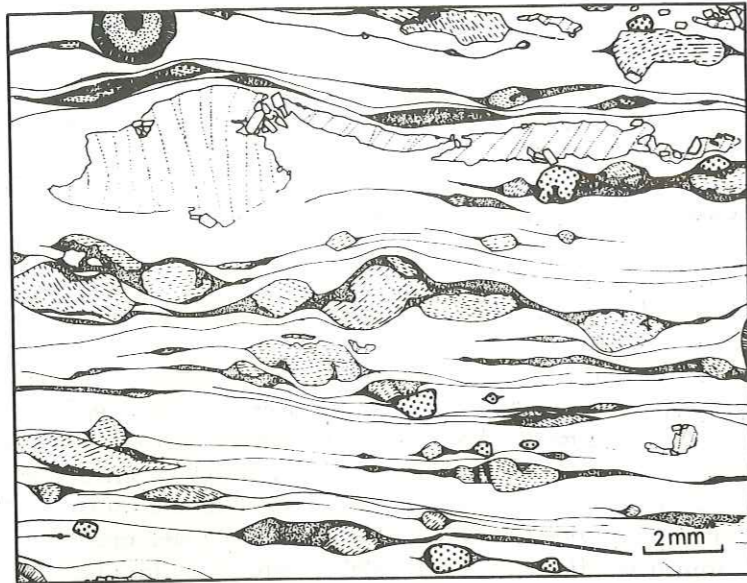


Fig. 5.4. Dessin d'après lame mince de l'échantillon Kao2 - Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, X étant horizontal - Mêmes figurés que la figure 2.5

Olivine : trois générations sont présentes (figure 5.4, photo 1, planche VII)

- porphyroclastes intensément déformés ; l'un d'eux a une forme caractéristique en cornue qui indique un cisaillement dextre (ETCHECOPAR, 1974). La taille des sous-grains visibles dans certains porphyroclastes est la même que celle des cristaux de seconde génération,

- mosaïque de petits grains équants de 0,07 mm de diamètre, et présentant de nombreux points triples à 120°,

- petites tablettes automorphes (0,3 x 0,1 mm) se développant à l'intérieur des porphyroclastes (chapitre IV, paragraphe 4, pages 34-39).

Orthopyroxène : deux générations coexistent :

- porphyroclastes à extinction onduleuse et montrant tous les symptômes d'une déformation par cisaillement,

- petits grains équiaxes, de diamètre moyen 10 microns et dont les limites convergent en points triples à 120°. Ils forment de part et d'autre des porphyroclastes des bandes sensiblement parallèles à la foliation (photo 2, planche VII), et qui traversent généralement toute la largeur de la lame mince. Leur épaisseur varie de 0,3 à 0,01 mm. Elles semblent contourner les obstacles tels que les grenats, les clinopyroxènes et les autres porphyroclastes d'enstatite, et confèrent ainsi à la roche un aspect fluidal. Ceci se traduit sur les histogrammes de la figure 5.5 par deux pics de fréquence d'orientation des bandes d'orthopyroxène de part et d'autre de la valeur moyenne de la foliation définie par les porphyroclastes d'olivine, d'enstatite et de diopside.

Elles se terminent par une microfracture des cristaux de la mosaïque d'olivine (photo 3, planche VII). La distance entre deux bandes varie de 0,1 mm à 2 mm. Nous avons pu calculer le pourcentage moyen de déformation en utilisant la longueur des porphyroclastes et la longueur des bandes constituées par les petits cristaux d'orthopyroxène (figure 5.6) :

$$\epsilon = \frac{L - L'}{L} = 840 \%$$

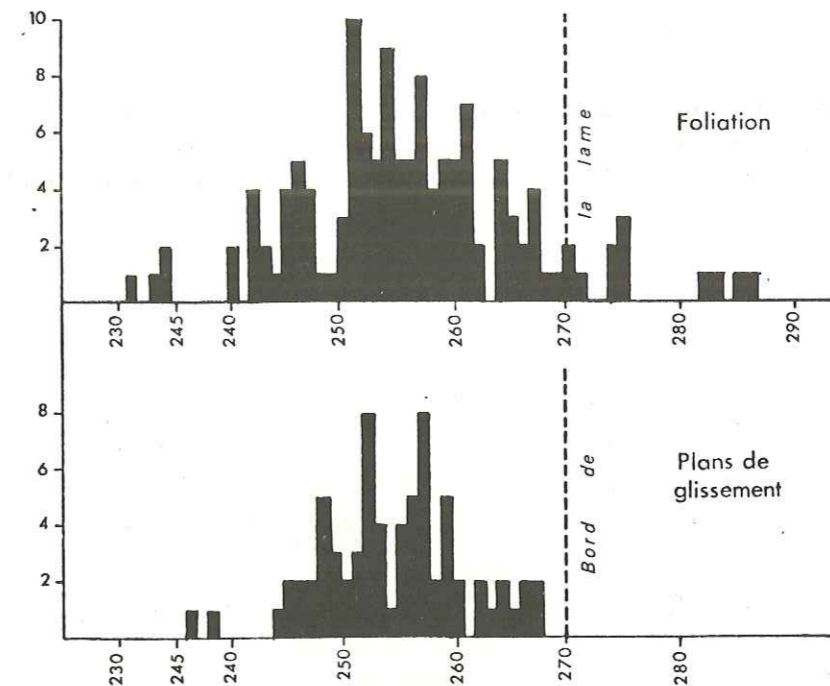


Fig. 5.5. Histogrammes des allongements des porphyroclastes d'olivine, orthopyroxène et clinopyroxène, et des orientations des bandes de petites enstatites par classe de 1° - La direction de référence est le bord de la lame mince.

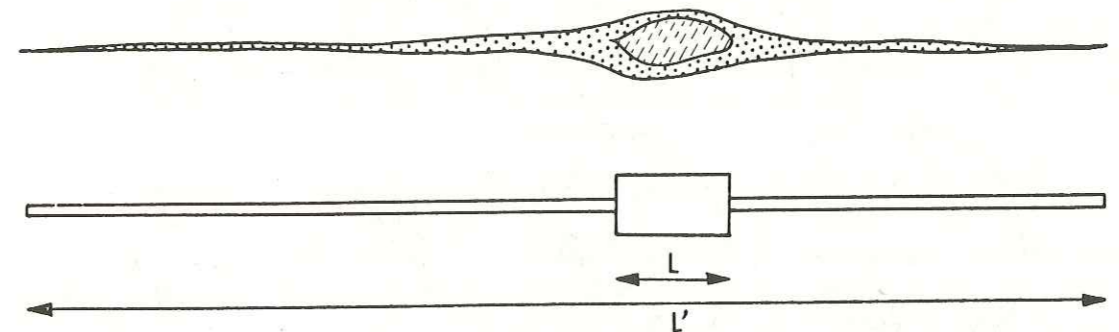


Fig. 5.6. Pourcentage de déformation dans l'orthopyroxène $\epsilon = \frac{L - L'}{L}$

Clinopyroxène : les porphyroclastes de diopside sont eux aussi très déformés : leur extinction est onduleuse et ils présentent des mâcles tordues en même temps que le réseau, et induites par la déformation (RALEIGH et TALBOT, 1967). Ils recristallisent partiellement mais à un degré moindre que l'orthopyroxène.

Grenats : arrondis, ils ont peu souffert de la déformation qui affecte les autres minéraux, et sont entourés d'une kelyphite non déformée.

Minéraux opaques : des petits granules (5-10 microns) arrondis de minerai (sulfure ?) sont à compter parmi les minéraux primaires, c'est-à-dire antérieurs à la déformation, car ils se présentent en chapelets allongés parallèlement à la foliation et sont très souvent inclus dans les cristaux de la mosaïque d'olivine.

2.1.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX

Olivine :

- porphyroclastes : ils ont une forte orientation préférentielle (figure 5.7) avec [100] réparti en deux maxima proches de la linéation et situés de part et d'autre de la foliation, [010] en cône autour du pôle de la foliation, [001] dans la foliation avec un maximum perpendiculaire à la linéation.

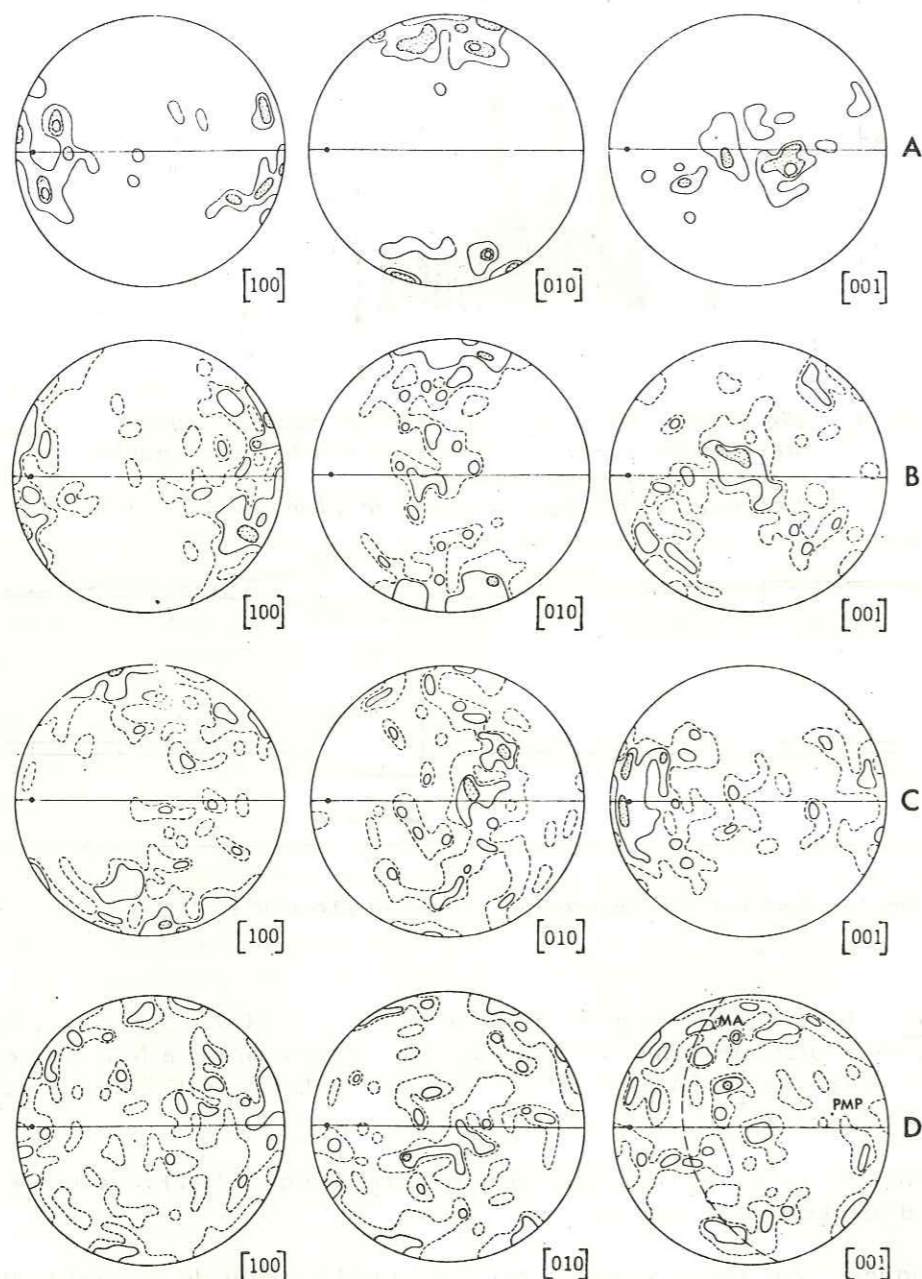


Fig. 5.7. Orientation préférentielle des minéraux de Kao₂ -
 A : porphyroclastes d'olivine - 33 mesures - contours à 3,6 et 9 % ;
 B : petits cristaux d'olivine ; C : porphyroclastes d'orthopyroxène ;
 D : petits cristaux d'orthopyroxène formant les bandes - M.A. : meilleur axe de la distribution - P.M.P. : pôle du meilleur plan de la distribution. Pour B, C et D, 100 mesures - contours à 1, 2, 4 et 8 %.

- petites olivines recristallisées : cent cristaux mesurés au hasard ont une orientation préférentielle voisine de celle des porphyroclastes mais plus dispersée ; [100] : orientation proche de la linéation ; [010] : répartition planaire avec une concentration plus forte près du pôle de la foliation ; [001] : deux demi-plans avec un maximum perpendiculaire à la linéation dans la foliation.

Orthopyroxène :

- porphyroclastes : [100] présente deux maxima perpendiculaires à la foliation mais étalés par un cisaillement dextre (NICOLAS et al., 1972) et une ébauche de grand cercle (plan voisin de celui des [010] olivine) réunit les deux maxima ; [010] est réparti dans un plan perpendiculaire à la foliation avec un maximum perpendiculaire à la linéation dans la foliation ; [001] maximum très net voisin de la linéation mais qui en est éloigné par un cisaillement dextre (NICOLAS et al., 1972). Quelques mesures se trouvent dans le plan de foliation, en dehors du maximum.

- petits orthopyroxènes recristallisés des bandes : ils ont une orientation préférentielle inexistante. Le meilleur axe (M.A.) de la distribution des axes [001] est reporté sur le stéréogramme ; il est très éloigné de la linéation.

L'orientation préférentielle des axes [100] des olivines et [001] des orthopyroxènes a été étudiée plus en détail en utilisant le programme OPTI (DAROT et BOUCHEZ, sous presse). Ces axes ont été choisis car ils sont la direction du glissement intracristallin opérant pendant la déformation plastique. Les histogrammes de leurs écarts à la linéation sont reportés en figure 5.8 ; nous retrouvons l'oblicité des porphyroclastes d'olivine et d'enstatite sur la foliation ; quant aux cristaux de seconde génération, seuls ceux d'olivine héritent l'orientation des porphyroclastes de même famille. Les axes [001] des petits cristaux d'enstatite ont une distribution aléatoire, même lorsque leur meilleur axe est choisi pour référence. Or, il est presque certain que les petits cristaux d'enstatite se forment par le même processus que ceux d'olivine, à savoir la rotation des sous-grains des porphyroclastes (voir 2.1.4). Nous pensons donc que la recristallisation des porphyroclastes d'orthopyroxène s'est faite avant la formation des bandes et non l'inverse, c'est-à-dire élongation des porphyroclastes puis recristallisation in situ comme pour l'olivine.

2.1.4. OBSERVATION EN MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE

Elles ont été faites par H. W. GREEN et Y. GUEGUEN sur les microscopes électroniques à transmission de Toulouse (1000 KVVolts) et de Poitiers (100 KVVolts). Les résultats sont reportés dans le tableau de la figure 5.9 (GUEGUEN et BOULLIER, sous presse). La densité de dislocations est élevée dans les porphyroclastes d'olivine et d'orthopyroxène, moyenne dans les olivines et les enstatites de seconde génération. Dans tous les cristaux, sauf les petits orthopyroxènes formant les bandes étroites, les dislocations sont organisées en parois, elles-mêmes formant des sous-grains ou cellules (planche VIII).

2.1.5. INTERPRÉTATION

Cet échantillon se positionne sur la géotherme pyroxénique du Lesotho (BOYD et NIXON, 1973) et ses conditions d'équilibre sont : 1200°C et 180 km (A. BASU, communication personnelle).

- Evidences d'un type inhabituel de déformation plastique -

Les observations faites ci-dessus montrent que la déformation intense subie par la roche s'est faite à une température élevée et appartient à un type inhabituel car :

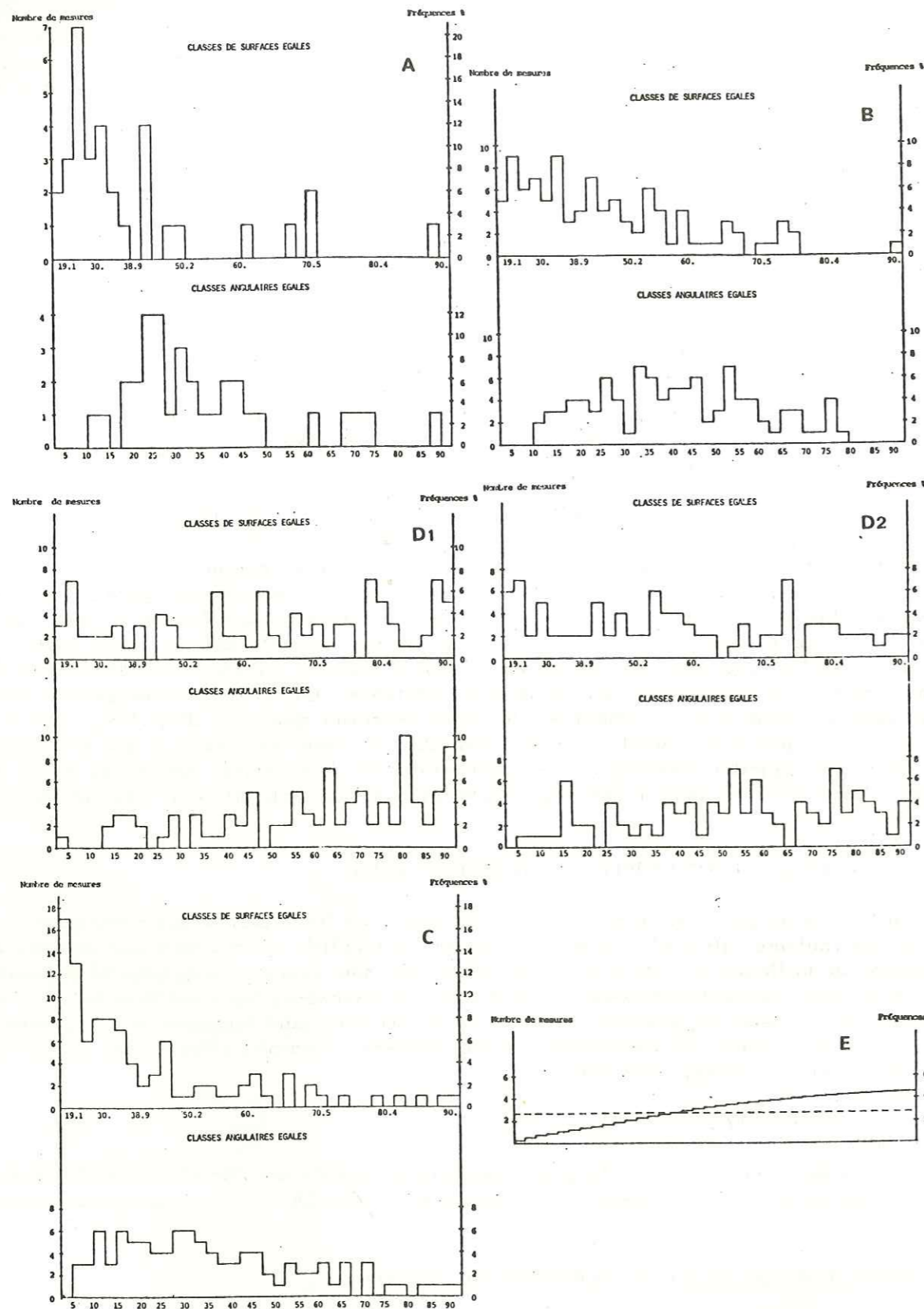


Fig. 5.8. Histogrammes des écarts des axes [100] olivine et [001] orthopyroxène à la linéation -
 A : porphyroclastes d'olivine - B : petites olivines en mosaïque -
 C : porphyroclastes d'orthopyroxène - D1 : petits cristaux d'orthopyroxène, référence linéation - D2 : idem, référence M.A. (meilleur axe de la distribution) -
 E : distribution uniforme ; en trait continu : classes angulaires égales ; en trait discontinu : classes de surfaces égales.

Tableau figure 5.9. Tableau des observations au microscope électronique

	OLIVINE		ORTHO PYROXENE	
	Porphyroclastes	Mosaïque	Porphyroclastes	Mosaïque (Bandes)
Densité de dislocations (cm ⁻²)	10 ⁹ *	10 ⁷	10 ⁸	5. 10 ⁷
Micro-structure	Parois de dislocations Cellules	Parois de dislocations Cellules	Parois de dislocations fautes d'empilement cellules incomplètes	Pas de microstructure - Dislocations isolées fautes d'empilement

* GREEN et BOULLIER, en préparation

- la recristallisation de l'orthopyroxène est rarement observée dans les péridotites des massifs ou en enclaves dans les basaltes. Dans le cas présent, la mobilité des défauts dans l'orthopyroxène implique un rapport T/T_f élevé (T_f = Température de fusion).

- la déformation est contrôlée par l'orthopyroxène car les bandes de petites enstatites s'arrêtent dans la mosaïque d'olivine par une microfRACTURE. Ceci signifie que l'olivine ne peut pas suivre la déformation et qu'elle y répond en se cassant. Or, il est bien connu que l'olivine est, normalement, plus ductile que l'orthopyroxène.

Il est difficile d'expliquer ces observations par un mécanisme ordinaire de déformation plastique. Il est particulièrement difficile de comprendre comment la déformation peut être si intense alors que le minéral le moins ductile conduit la déformation. Il faut donc faire intervenir un autre mécanisme de flux : nous avons suggéré la superplasticité (BOULLIER et NICOLAS, sous presse ; GUEGUEN et BOULLIER, sous presse), par analogie avec des travaux sur les laitons superplastiques (SUERY, 1974).

- Reconstitution de l'histoire tectonique de l'échantillon -

Cette reconstitution repose sur l'examen de plusieurs roches montrant les différents stades reportés sur la figure 5.10

1 - La roche flue plastiquement dans le manteau. La déformation est contrôlée par le minéral le plus ductile : l'olivine. Les porphyroclastes d'olivine et d'orthopyroxène acquièrent une orientation préférentielle oblique sur l'allongement et caractéristique d'un glissement intracristallin en régime rotationnel (NICOLAS et al., 1971, 1972). L'olivine recristallise partiellement en une mosaïque de petits cristaux qui héritent l'orientation du porphyroclaste originel. Le passage porphyroclaste - mosaïque se fait par le processus de rotation des sous-grains (POIRIER et NICOLAS, sous presse).

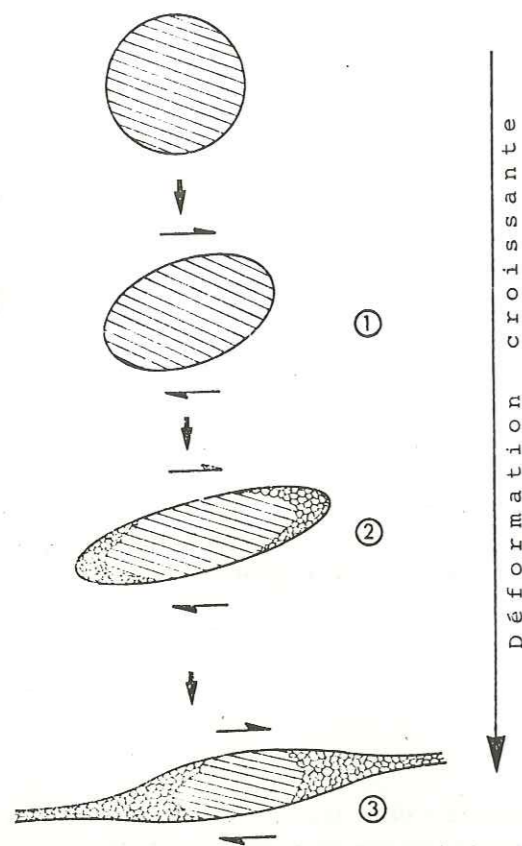


Fig. 5.10. Reconstitution de l'histoire tectonique de l'orthopyroxène.

mer que la déformation superplastique, mécanisme jusqu'alors inconnu des géologues, peut être à l'origine de certains litages métamorphiques (BOULLIER et GUEGUEN, sous presse).

2.2. PHN 1596

2.2.1. DESCRIPTION DES LAMES MINCES

Cette roche de Thaba Putsoa (Lesotho, provenance P.H. NIXON) a une structure semblable à celle de l'échantillon Kao₂ (paragraphe 2.1 de ce chapitre). Elle n'en diffère que par un développement moindre des bandes à petits orthopyroxènes et par une plus grande taille des cristaux d'olivine recrystallisés (0,2 contre 0,07 mm). De plus, les tablettes automorphes d'olivine (photo 1, planche IX) sont aplaties perpendiculairement à la foliation dans une section XY de l'ellipsoïde des déformations, la linéation étant définie par l'allongement des pyroxènes et des grenats (2 x 1 mm). Des reliques de porphyroclastes d'olivine persistent au sein de la mosaïque et sont reconnaissables aux sous-grains qu'ils présentent et dont la configuration est donnée par la figure 5.11.

Les bandes de petits orthopyroxènes sont parallèles à la foliation.

Notons que les conditions d'équilibre de cet échantillon ont été déterminées (NIXON et al., 1973) : 1415°C et 204 km de profondeur.

2 - La quantité de déformation augmente ; étant donné que le rapport T/T_f est supérieur à 0,5, la recrystallisation de l'orthopyroxène peut se faire : des cellules de dislocations se forment d'abord, dans les zones les plus déformées des porphyroclastes, c'est-à-dire leurs bordures (photo 1, planche VIII) ; puis, sans doute par le même processus que dans l'olivine, les cellules se transforment en grains. A ce stade, l'olivine est presque entièrement recrystallisée et la déformation est contrôlée autant par l'olivine qui a un comportement plastique, que par les petits orthopyroxènes qui ont un comportement superplastique (modèle de HAYDEN et al., 1972), mais dont le nombre a un effet direct sur la vitesse de déformation.

3 - Lorsque ce nombre est suffisant, le glissement aux joints de grains n'est plus contrôlé par la production de ces grains mais par la diffusion à l'intérieur de ces grains (modèle de ASHBY et VERALL, 1973). Les bandes étroites se forment et les fractures apparaissent dans l'olivine qui ne peut plus suivre. Nous sommes en régime superplastique.

Ainsi, l'échantillon PHN 1925 représente-t-il le stade 2 tandis que Kao₂ et KBJ 10 (Jagersfontein, photo 2, planche IX) représentent le stade 3.

La vérification des critères de superplasticité dans certaines mylonites crustales profondes et leur analogie avec les péridotites décrites ci-dessus, laissent présumer que la déformation superplastique, mécanisme jusqu'alors inconnu des géologues, peut être à l'origine de certains litages métamorphiques (BOULLIER et GUEGUEN, sous presse).

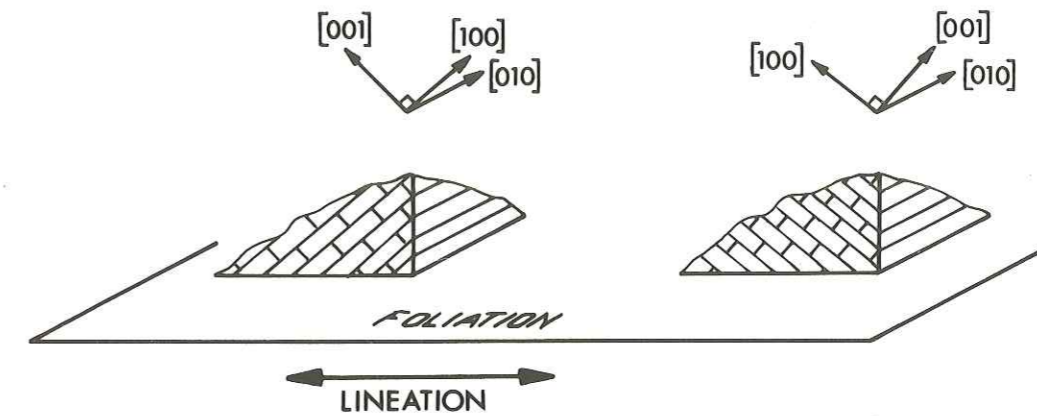


Fig. 5.11. Configuration des sous-grains dans PHN 1596.

2.2.2. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX

Porphyroclastes d'olivine : deux maxima très forts de [100] à 45° environ de la linéation dans un plan perpendiculaire à la foliation (figure 5.12) ; très fort maximum des axes [010] dans la foliation et perpendiculaire à la linéation ; enfin, deux maxima des axes [001] équivalents à ceux des axes [100].

Nous avons déterminé quelques sous-joints et axes de rotation externe dans les porphyroclastes d'olivine (figure 5.13).

Tablettes automorphes : leur orientation préférentielle s'inspire de celle des porphyroclastes d'olivine ainsi qu'il l'a été observé précédemment (chapitre IV, paragraphe 1 et 4).

Porphyroclastes d'enstatite : leur orientation préférentielle est beaucoup moins nette que celle des olivines mais nous retrouvons les tendances généralement observées dans les roches déformées plastiquement : [100] en moyenne perpendiculaire à la foliation et [001] voisin de la linéation.

2.2.3. DISCUSSION

Dans cette roche, l'olivine a une orientation préférentielle tout à fait inhabituelle et qui se rapproche de celle de Kb. 9.25 (page 32) par le maximum de [010] dans la foliation. Comment expliquer cette orientation ?

1. Artéfact dû à la méthode de mesure

Cet échantillon est en effet très petit, aussi nous avons dû faire les mesures dans deux lames superposées et qui plus est, perpendiculaires à la linéation. Les quarante mesures ne représenteraient que deux anciens porphyroclastes à orientation particulière. La vérification soignée de toutes les mesures a montré qu'il y a au moins 25 porphyroclastes originels différents. Cette hypothèse est donc à rejeter*.

* d'autant plus que la même orientation existe dans PHN 1611, enclave de la même localité (MERCIER, CARTER, sous presse).

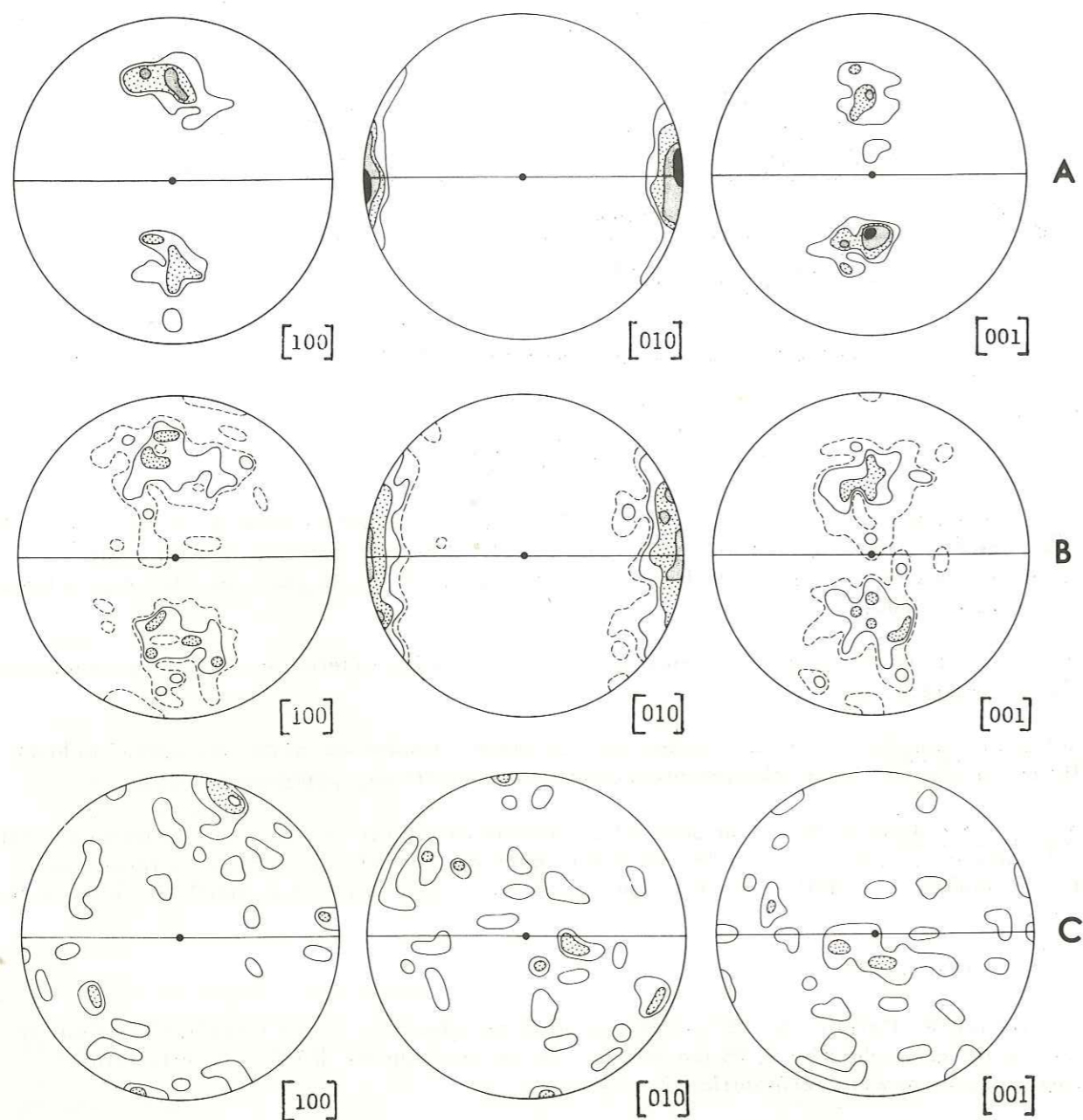


Fig. 5.12. Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1596, projection dans le plan YZ de l'ellipsoïde des déformations.
 A : porphyroclastes d'olivine - 40 mesures - contours à 1, 2, 4 et 8 mesures.
 B : tablettes automorphes d'olivine - 100 mesures - contours à 1, 2, 4 et 8 %.
 C : Porphyroclastes d'enstatite - 40 mesures - contours à 1, 2 et 4 mesures.

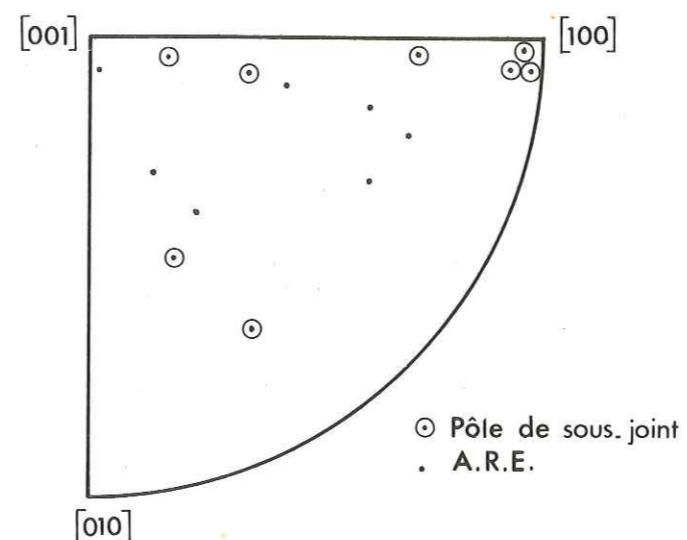


Fig. 5.13. Pôles des plans de sous-joints (cercles) et axes de rotation externe (points) dans les porphyroclastes d'olivine de PHN 1596.

2. Orientation préférentielle originelle particulière : Cette hypothèse nous semble peu probable car l'intense déformation en aurait probablement effacé toute trace.

3. Superposition de deux stades indépendants de déformation : supposons que la mylonitisation superplastique se soit développée dans une direction très oblique sur les structures induites par un premier stade de déformation plastique (schéma de la figure 5.14) ; les bandes d'orthopyroxène s'étant développées, l'essentiel de la déformation se ferait au niveau de ces bandes. Les porphyroclastes d'orthopyroxène se situant dans ces bandes seraient alors soumis à un couple qui tendrait à les réorienter parallèlement à la foliation. Les autres porphyroclastes (olivine, clinopyroxène et grenat) étant à l'extérieur de ces niveaux d'enstatite, ne seraient soumis à aucun couple et ne bougeraient pas.

Cette hypothèse n'explique ni les deux maxima des axes [100] des porphyroclastes d'olivine, ni l'allongement des grenats et des clinopyroxènes parallèle à celui des orthopyroxènes. Elle est donc à rejeter.

4. Système de glissement inhabituel de l'olivine

Aucun système actuellement connu ne permet d'expliquer l'orientation des olivines.

La question reste donc sans réponse en attendant une étude de cet échantillon au microscope électronique.

2.3. AUTRES EXEMPLES DE STRUCTURE EN MOSAÏQUE FLUIDALE OU MYLONITIQUE.

Nous décrivons dans ce paragraphe les roches KBBF 11 (Bulfontein, groupe de Kimberley) et BD 2699 (même localité, provenance J.B. DAWSON). Ces roches ont une structure mylonitique qui diffère légèrement de celle décrite dans les échantillons précédents.

2.3.1. KBBF 11

C'est une harzburgite à phlogopite (60,5 % d'olivine, 35 % d'orthopyroxène, 0,2 % de clinopyroxène, 3,5 % de phlogopite, 0,3 % de spinelle et 0,1 % de grenat). Elle possède une bonne foliation mais une faible linéation.

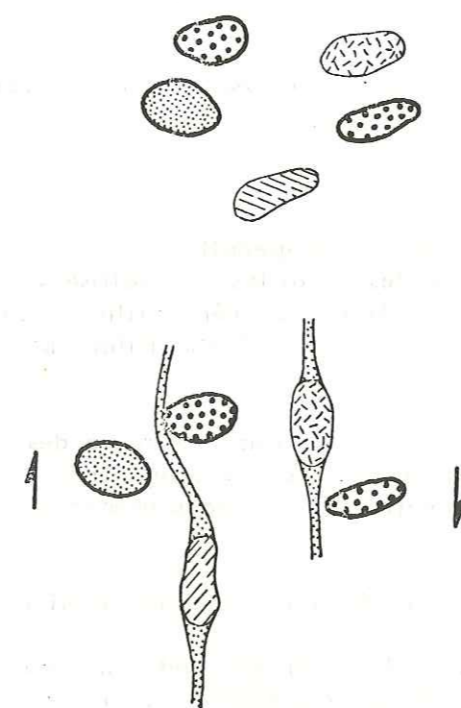


Fig. 5.14. Hypothèse de superposition de deux stades de déformation indépendants dans PHN 1596.

Olivine : les trois générations habituelles sont présentes (photo 4, planche IX) : porphyroclastes (2,5 x 0,8 mm en moyenne), cristaux équants en mosaïque (0,03 mm), tablettes automorphes (0,2 x 0,07 mm).

Orthopyroxène : outre le glissement plan sur plan, il se déforme par fracturation et recristallisation. En effet, nous pouvons voir des lentilles allongées constituées de deux sortes d'enstatite :

- des cristaux déformés dont la taille varie de 1,5 x 2 mm à 0,1 x 0,08 mm et qui sont manifestation des fragments de porphyroclastes originels plus grands,

- des petits cristaux équants (8 microns en moyenne) qui cicatrisent les précédents et qui sont dispersés en bandes subparallèles à la foliation. A la différence des autres roches mylonitiques superplastiques, ces bandes n'ont pas de limites franches et ne sont pas parallèles entre elles : elles semblent plus souples et onduleuses. De plus, elles contiennent de tout petits cristaux d'olivine (8 microns environ) intimement mêlés aux enstatites.

Phlogopite : se présente en deux générations, comme l'orthopyroxène, toutes deux claires et peu pléochroïques (photo 5, planche IX) :

- porphyroclastes (0,4 x 0,1 mm), pliés et tordus, résultant d'une déformation plastique intense,

- petits cristaux (10 microns environ) formant des bandes reliant les porphyroclastes entre eux. Le phlogopite se déformerait peut-être aussi superplastiquement.

Clinopyroxène : (0,1 mm) et spinelle : (1 à 0,05 mm) : sont globuleux et toujours à l'intérieur des bandes de phlogopite ou en bordure des orthopyroxènes.

Grenat : quelques plages apparemment polycristallines en bordure d'un orthopyroxène, dans le prolongement d'une bande de phlogopite. Elles sont fracturées.

Nous avons donc sans doute affaire à la dispersion d'agrégats de phlogopite, clinopyroxène et spinelle remplaçant des grenats, que nous avons décrits dans certaines roches (page 14).

2.3.2. BD 2699

C'est une harzburgite à grenat (60 % olivine, 37 % orthopyroxène, 3 % grenat). Elle montre un litage pyroxénique (photo 3, planche IX) composé de petites enstatites recristallisées (10 microns) auxquelles se mêle une faible proportion de petites olivines de même taille, et qui cicatrisent des fragments de porphyroclastes d'orthopyroxène. Comme dans l'échantillon KBBF 11, les limites de ces bandes d'orthopyroxène ne sont pas franches.

Les grenats sont fracturés, dispersés et forment des chapelets de petits grains en bordure des bandes d'orthopyroxène. Certains monocristaux globuleux persistent. Ils sont kélyphitisés mais comme toujours cette rétro-morphose est postérieure à la déformation ; le phlogopite associé est brun, fortement pléochroïque et non déformé.

L'olivine est presque entièrement recristallisée en une mosaïque de grains équants (50 microns).

J.B. DAWSON appelle cette structure "BAD texture", c'est-à-dire "Banded And Disrupted texture" se référant au litage d'orthopyroxène et à l'aspect des grenats (communication personnelle).

2.3.3. DISCUSSION

Deux questions se posent : pourquoi dans les échantillons KBBF 11 et BD 2699, les bandes d'orthopyroxène sont-elles irrégulières ? Pourquoi le grenat est-il fracturé dans BD 2699 alors qu'il est généralement passif et roule comme dans un fluide ?

La participation de l'olivine à la déformation superplastique pourrait répondre à la première question. Nous aurions donc diffusion dans les deux phases, olivine et orthopyroxène, contrai-

rement aux échantillons Kao 2 et PHN 1596 où la différence de ductilité entre ces minéraux se traduit par les limites tranchées des bandes d'orthopyroxène. Nous ne pouvons pas expliquer cette différence de comportement de l'olivine.

A la deuxième question, nous pouvons répondre de deux façons :

- le grenat était initialement de deux sortes : gros grains monocristallins et petits agrégats polycristallins en couronne autour de l'orthopyroxène. Cette hypothèse se heurte au fait que dans les roches à gros grain le grenat appartient à une seule génération : dans l'échantillon KBJ 4 (voir page 15) seuls les chapelets de petits grains autour des enstatites existent, et nous n'observons pas de gros grains monocristallins.

- les conditions de déformation ont pu être particulières : vitesse de déformation et/ou contrainte élevée. Dans le stade 1 de déformation plastique (voir page 54), l'olivine et l'orthopyroxène ne suffiraient plus pour encaisser la déformation et le grenat se fracturerait aussi. Cette hypothèse a l'avantage d'expliquer également la fracturation de l'orthopyroxène, plus intense que dans les autres roches.

■■■■■■■■

CHAPITRE VI

STRUCTURES SECONDAIRES

Nous regroupons dans ce chapitre deux sortes de structures prouvant l'existence d'un cycle de déformation dans le manteau.

1 - STRUCTURE TABULAIRE SECONDAIRE

Cette structure se rencontre à Matsoku (Lesotho), pipe dont les enclaves ont été étudiées géochimiquement et structuralement par COX et al. (1973), HARTE et al. (1973, sous presse) et GURNEY et al. (sous presse). Ces auteurs ne donnent pas de diagramme d'orientation préférentielle des minéraux.

1.1. DESCRIPTION DE L'ECHANTILLON LMA 2

Cette enclave de grande taille (20 x 18 x 25 cm) et de forme ovoïde, possède une excellente foliation et une bonne linéation définies respectivement par l'aplatissement et l'allongement des pyroxènes et des grenats.

Un litage métamorphique est nettement visible sur une section polie (photo 1, planche X) : des lits à olivine vert jaune sombre alternent avec des bancs à orthopyroxène vert jaune, à clinopyroxène vert brillant et à grenat rouge sombre. La taille et surtout la forme des grenats varient sur la hauteur de l'échantillon, de même que l'épaisseur et la régularité du litage métamorphique. Ces variations mettent en évidence un gradient de déformation à l'échelle de l'échantillon.

1.2. DESCRIPTION DES LAMES MINCES

Le grain moyen et la composition modale de la roche ont été mesurés sur quatre lames taillées dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations. Leurs valeurs sont reportées dans le tableau de la figure 6.1. C'est une harzburgite à grenat.

Olivine : une seule génération qui constitue des lits où les cristaux ont très souvent un habitus tabulaire (photo 2, planche X), d'où le nom de la structure. Leurs contours sont en général réguliers, rectilignes, convergeant en points triples à 120° (figure 6.2). Certains cristaux cependant ont des limites fortement imbriquées et complexes (figure 6.2).

N° lame mince	Grain moyen mm	Composition modale (pourcentages)				
		Olivine	orthopyroxène	Grenat	clinopyroxène	
Déformation croissante ↓	LMA2 - 2b	0,45	56,6	38,6	3,8	1
	LMA2 - 3b	0,37	54,8	35,5	8,6	1,1
	LMA2 - 4b	0,31	60	36	2,7	1,3
	LMA2 - 5b	0,28	61,2	33,2	5	0,6
	moyenne	0,35	58,2	35,8	5	1

Fig. 6.1. Tableau des valeurs du grain et de la composition modale de l'échantillon LMA 2, en fonction du gradient de la déformation.

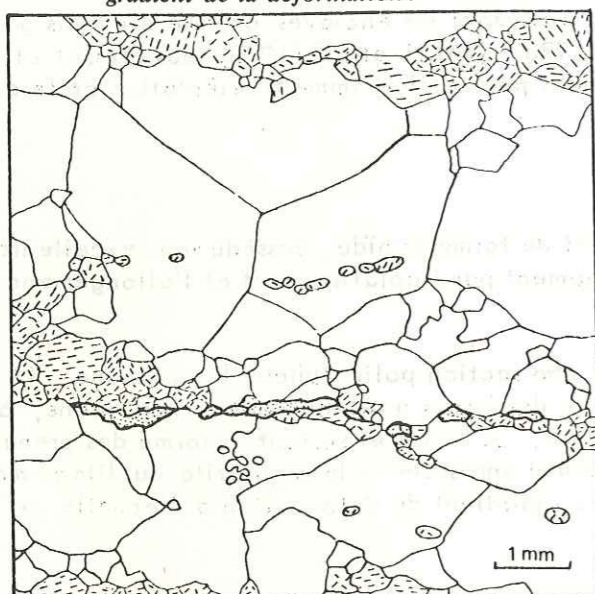


Fig. 6.2. Dessin d'après lame mince de la roche LMA 2. Olivine : blanc, sous-grains en pointillés. Orthopyroxène : tirets, alignés lorsque les clivages (100) sont visibles, sous-grains en pointillés. Grenat : contours épais et pointillés fins, Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, X étant horizontal.

— des cristaux de grande taille (1,2 x 2 mm), à contours irréguliers, indemnes de déformation et contenant des inclusions d'olivine ou de grenat (OPX 3).

Clinopyroxène : il ne s'observe que dans les zones à orthopyroxène et grenat ; il est poecilitique et contient de nombreuses inclusions arrondies, voire subautomorphes, d'olivine et d'orthopyroxène. Son extinction est onduleuse et son allongement parallèle au litage métamorphique.

Les inclusions ovales d'orthopyroxène, de grenat ou de minéraux opaques sont fréquentes et disposées en chapelets parallèles au litage métamorphique (figure 6.2). La taille moyenne de ces inclusions est de 0,12 x 0,08 mm.

Les cristaux d'olivine ont été légèrement déformés ainsi qu'en témoignent une extinction non homogène et des sous-grains très étroits. Cependant aucune recristallisation n'accompagne cette déformation.

Orthopyroxène : se présente sous trois aspects différents (photo 3, planche X) :

— des cristaux de taille et d'allongement variables (0,5 x 0,5 mm à 0,3 x 2 mm), à contours irréguliers, présentant des sous-grains et ne contenant pas d'inclusion d'autres minéraux (OPX 1) ;

— des petits cristaux (0,2 x 0,2 mm), à contours réguliers, convergeant en points triples à 120°, indemnes de déformation et ne contenant pas d'inclusion (OPX 2) ;

Grenat : en cristaux de forme irrégulière, fracturés, et, dans les zones à grain plus fin, démantelés et dispersés parallèlement au litage métamorphique (figure 6.2). Ils sont entourés d'une couronne de kelyphite très finement cristallisée et contenant des petits octaèdres de spinelle brun rouge. Les inclusions d'olivine, d'orthopyroxène et de clinopyroxène sont fréquentes et alignées en général parallèlement à l'allongement des grenats.

Des minerais opaques indéterminés sont dispersés en petits grains arrondis (0,08 mm), souvent inclus dans les cristaux d'olivine et d'orthopyroxène. Ils sont donc antérieurs à la cristallisation de ces minéraux.

Les minéraux secondaires (carbonates, phlogopites, etc...) sont liés à des fractures par lesquelles le magma s'est introduit dans l'enclave.

1.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX - Figure 6.3. -

Les mesures ont été faites dans la zone la plus déformée de l'échantillon.

Olivine : [100] : maximum voisin de la linéation ; [010] fort maximum au pôle de la foliation, étalé par un cisaillement sénestre (NICOLAS et al., 1972).

OPX 1 - [100] et [010] se disposent dans un plan perpendiculaire à la foliation ; [001] présente un fort maximum voisin de la linéation.

OPX 2 - leur orientation préférentielle est très faible, mais se rapproche de celle des OPX 1.

OPX 3 - maximum de [001] voisin de la linéation.

L'orientation préférentielle des orthopyroxènes diminue dans l'ordre suivant : OPX 1, OPX 3, OPX 2.

Des mesures effectuées dans la zone la moins déformée de l'échantillon ne diffèrent pas des orientations préférentielles des minéraux de la zone la plus déformée.

Nous donnons pour comparaison l'orientation préférentielle de l'olivine et de l'orthopyroxène de l'enclave PHN 1654 (Matsoku, Lesotho ; provenance P.H. NIXON) qui a une structure identique (figure 6.4) à celle de LMA 2, et qui a été décrite par BOULLIER et NICOLAS (sous presse). Nous voyons que l'olivine a une forte orientation préférentielle (figure 6.5) alors que les petits orthopyroxènes équivalents aux OPX 2 ont une orientation préférentielle très faible, voire inexistante.

1.4. INTERPRÉTATION ET SIGNIFICATION DU GRADIENT DE DÉFORMATION

Cette roche de Matsoku présente tous les symptômes d'une intense déformation, à savoir les grenats fracturés et dispersés, les orthopyroxènes de trois générations cristallines définissant un litage métamorphique et le gradient de déformation visible à l'échelle de l'échantillon, ce dernier caractère étant le plus étonnant et le plus important de l'enclave LMA 2. Malgré une histoire tectonique assez mouvementée, les cristaux d'olivine ne sont pas déformés ou à peine.

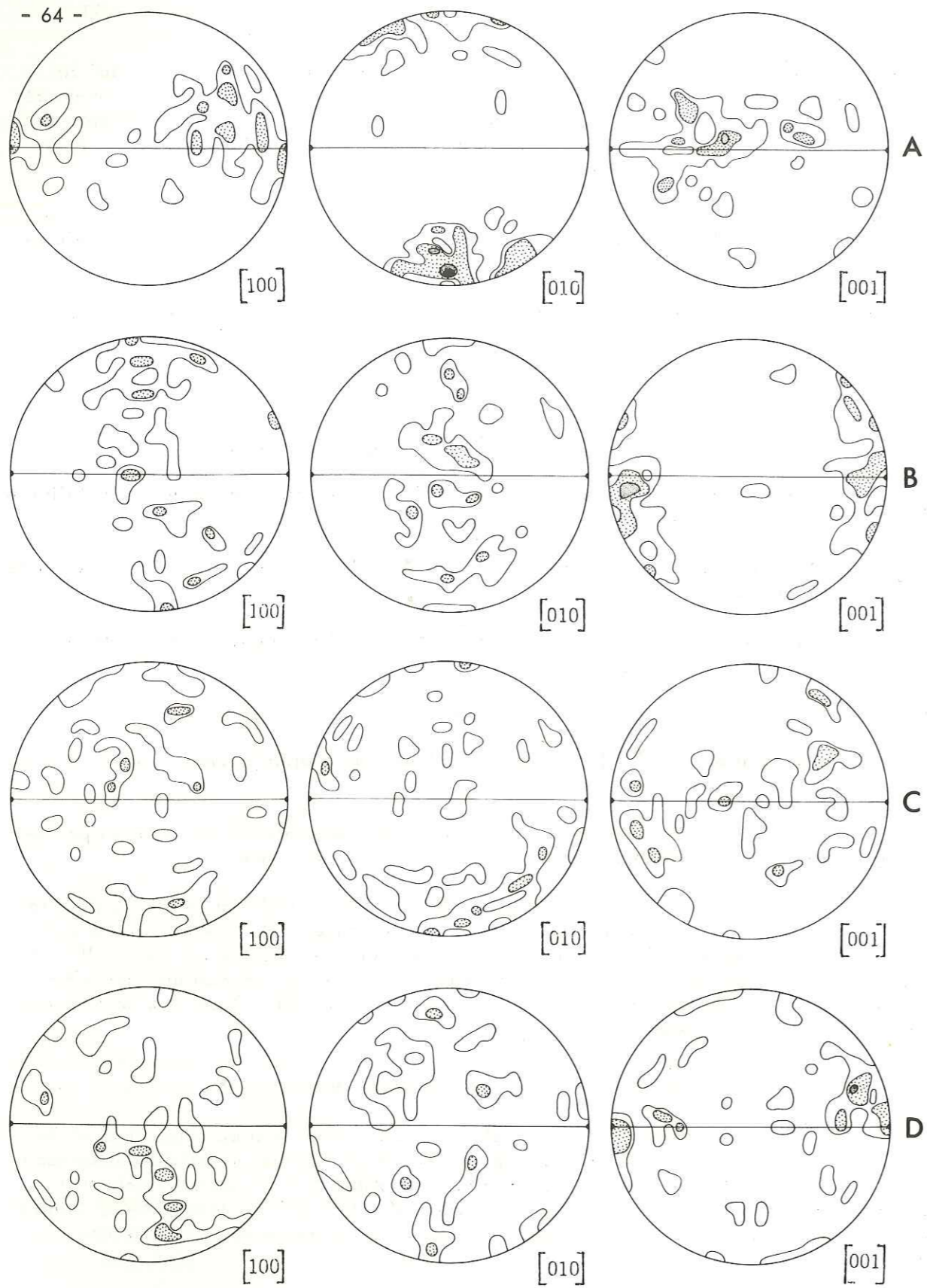


Fig. 6.3. Orientation préférentielle des minéraux de LMA 2 - 50 mesures - Contours à 2, 4, 8 et 12 % - A : olivine - B : OPX 1 - C : OPX 2 - D : OPX 3 -

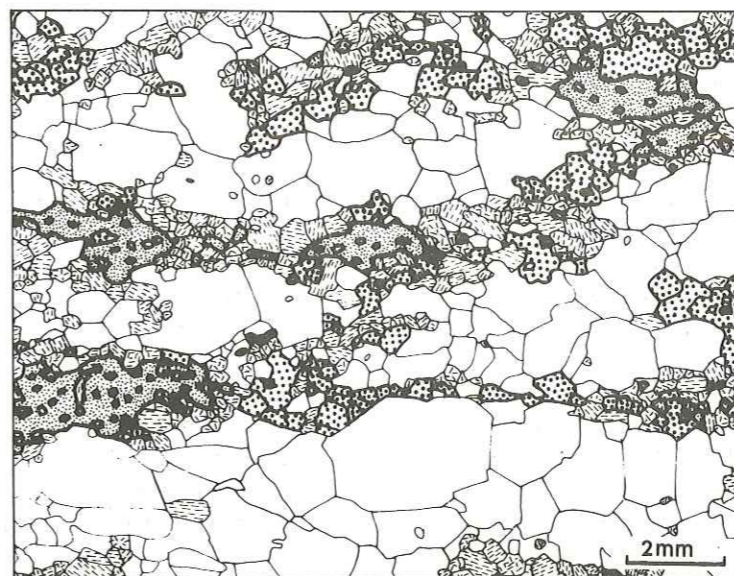


Fig. 6.4. Dessin d'après lame mince de l'échantillon PHN 1654. Mêmes figurés que pour la figure 6.2 - Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, X étant horizontal. (BOULLIER et NICOLAS, sous presse).

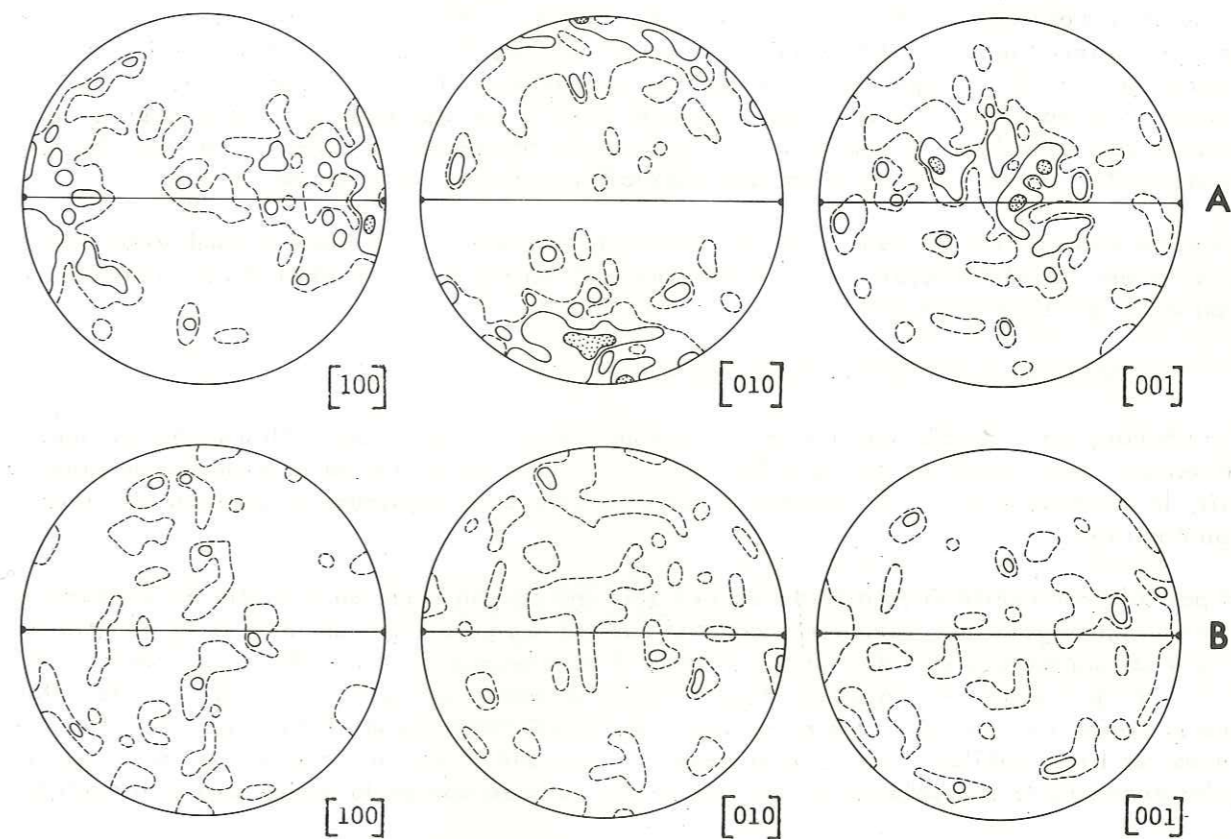


Fig. 6.5. Orientation préférentielle des minéraux de l'échantillon PHN 1654 - Contours à 1, 2, 4 et 8 % - A : olivine, 100 mesures - B : OPX 2, 200 mesures. (BOULLIER et NICOLAS, sous presse).

1.4.1. HISTOIRE TECTONIQUE DE L'ÉCHANTILLON LMA 2.

Voici dans un premier temps comment nous reconstituons l'histoire tectonique de l'échantillon LMA 2 ou PHN 1654 :

1. Lors d'une première déformation très intense, l'olivine, l'orthopyroxène et le grenat se répartissent en lits comme dans BD 2699 (chapitre 5, p.58). L'olivine forme alors une mosaïque de petits cristaux tandis que l'orthopyroxène se présente sous deux aspects : porphyroclastes et très petits grains auxquels peut être mêlé un faible pourcentage d'olivine. Le litage est sans doute dû à une déformation superplastique affectant au moins l'orthopyroxène car les OPX 2 ont une orientation préférentielle faible sinon inexistante (figure 6.3 et 6.5).

2. La déformation s'arrête et la restauration - recristallisation des cristaux opère sans doute en milieu statique. L'olivine recristallise le plus facilement ; certains cristaux de la mosaïque croissent aux dépens des autres, englobant de petits cristaux d'orthopyroxène, de grenat ou de minerais opaques dispersés tectoniquement. Les limites intergranulaires se réajustent (points triples à 120°, limites rectilignes). Le stade 3 est intervenu pendant cette recristallisation : en effet, certains cristaux d'olivine ont des frontières irrégulières prouvant qu'ils étaient en compétition.

3. L'orthopyroxène se restaure moins facilement, sans doute pour une raison de construction de réseau (GUEGUEN et ETCHECOPAR, 1974). Certains porphyroclastes subsistent (OPX 1). Les petits cristaux ayant eu un comportement superplastique lors du stade 1, croissent comme les cristaux de la mosaïque d'olivine mais moins rapidement ; leurs limites sont rectilignes et convergent en points triples à 120° (OPX 2). Certains de ces OPX 2 se développent lors d'un recuit secondaire ; ils "phagocytent" des petits cristaux d'olivine ou de grenat lors de cette croissance : ce sont les OPX 3. Notons que ces OPX 3 ont une orientation préférentielle plus prononcée que les OPX 2 (figure 6.3) : il y a peut-être croissance sélective au sein de la masse des OPX 2 avec choix de certaines orientations pendant le recuit secondaire.

Le diopside a cristallisé pendant le recuit comme le montrent ses inclusions nombreuses, mais nous ne savons pas s'il existait avant la déformation, ou s'il est le résultat d'une transformation minérale pendant le recuit.

1.4.2. ORIGINE DU GRADIENT DE DÉFORMATION.

Sur le tableau, nous voyons que les zones les plus déformées de l'échantillon sont aussi les plus riches en olivine et donc les plus ductiles lors de la phase plastique de la première déformation. En fait, la différence de 5,5% ne semble pas suffisante pour expliquer un gradient de déformation aussi net.

Il est possible par contre que cette différence soit une conséquence du gradient de déformation. En effet, le passage à l'écoulement superplastique est réglé par l'importance de la recristallisation dans les porphyroclastes d'orthopyroxène ; il peut se produire plus tôt à un endroit qu'à un autre. Le processus étant amorcé, la différence ne peut que s'accroître car toute la déformation se concentre alors dans les zones superplastiques. Tous les minéraux associés à l'enstatite dans ces lits "mobiles" sont donc dispersés tandis que l'olivine forme des bandes "passives". Dans les zones où la superplasticité est active, la composition de la roche peut être modifiée.

Quelle que soit l'interprétation, l'observation de gradient de déformation aussi nets à l'échelle des vingt centimètres témoigne d'une grande hétérogénéité de la déformation et peut avoir des conséquences sur les modèles de l'écoulement dans le manteau supérieur.

2- STRUCTURE A GROS GRAIN SECONDAIRE

Ce type de structure n'a été observé que dans les enclaves du pipe de Monastery (voir carte de la figure 1.2, page 4).

2.1. DESCRIPTION DE L'ÉCHANTILLON

L'échantillon M 63 (provenance I.D. MACGREGOR), choisi pour exemple, possède une médiocre foliation et une linéation définies par l'aplatissement et l'allongement des orthopyroxènes gris jaune (3 x 2 mm). L'olivine gris vert est relativement équante. Des amas (1,5 x 1,2 mm) d'amphibole très verte, de spinelle noir et de phlogopite brun clair sont légèrement allongés parallèlement à la foliation. Les petits grenats (0,3 mm) sont toujours localisés à la périphérie des orthopyroxènes.

2.2. DESCRIPTION DES LAMES MINCES

Olivine : une seule génération de cristaux de taille moyenne (2 x 2 mm), sans allongement particulier, indemnes de déformation et dont les limites légèrement courbes ou rectilignes convergent en points triples à 120° (figure 6.6, photo 4, planche X).

Orthopyroxène : deux générations cristallines :

- grands cristaux déformés (3 x 2 mm), allongés, à limites irrégulières, présentant des sous-joints et des pliages. Ils contiennent des exsolutions très fines de clinopyroxène, de grenat et des lamelles de Schiller dans leurs plans (100). Les exsolutions de grenat ont une forme variable : fines lamelles très longues qui s'épaissent au niveau des sous-joints et à la périphérie du cristal hôte pour former des gouttes ou des petits grains arrondis (0,3 mm).

- petits cristaux équants (0,4 mm) non déformés, sans exsolution et dont les limites rectilignes ou légèrement courbes convergent en points triples à 120°. Ils sont localisés autour des porphyroclastes cités ci-dessus.

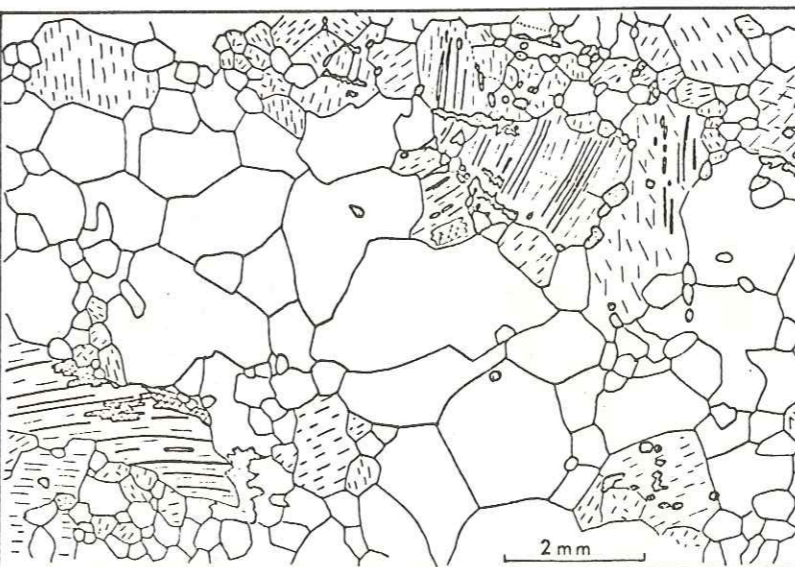


Fig. 6.6. Dessin d'après lame mince de l'échantillon M 63, dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations, X étant horizontal. Mêmes figurés que pour la figure 2.5. Amphibole : croisillons pour les sections basales, longs tirets fins pour les sections longitudinales.

Grenat : n'existe qu'en exsolution dans l'orthopyroxène ou en grains autour de ce dernier.

Amphibole : elle est toujours associée à l'orthopyroxène qu'elle semble remplacer ; son clivage (110) est en continuité avec le clivage (100) de l'enstatite, de même que le clinopyroxène dans l'échantillon KBJ 4 (chapitre 2, page 15). L'amphibole n'est pas déformée ou très peu.

Spinelle : en grains anguleux (0,15 mm) subautomorphes, brun rouge ; ils sont interstitiels.

2.3. ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DES MINÉRAUX (figure 6.7)

Les minéraux de l'échantillon M 63 n'ont pas d'orientation nette :

Olivine : [010] et [001] définissent une couronne perpendiculaire à la foliation tandis que [100] est voisin de la linéation.

Grands orthopyroxènes : [100] proche du pôle de la foliation dont il est légèrement décalé, peut-être à cause d'un cisaillement dextre ; [001] et [010] sont proches de la foliation.

Petits orthopyroxènes : pas d'orientation préférentielle nette.

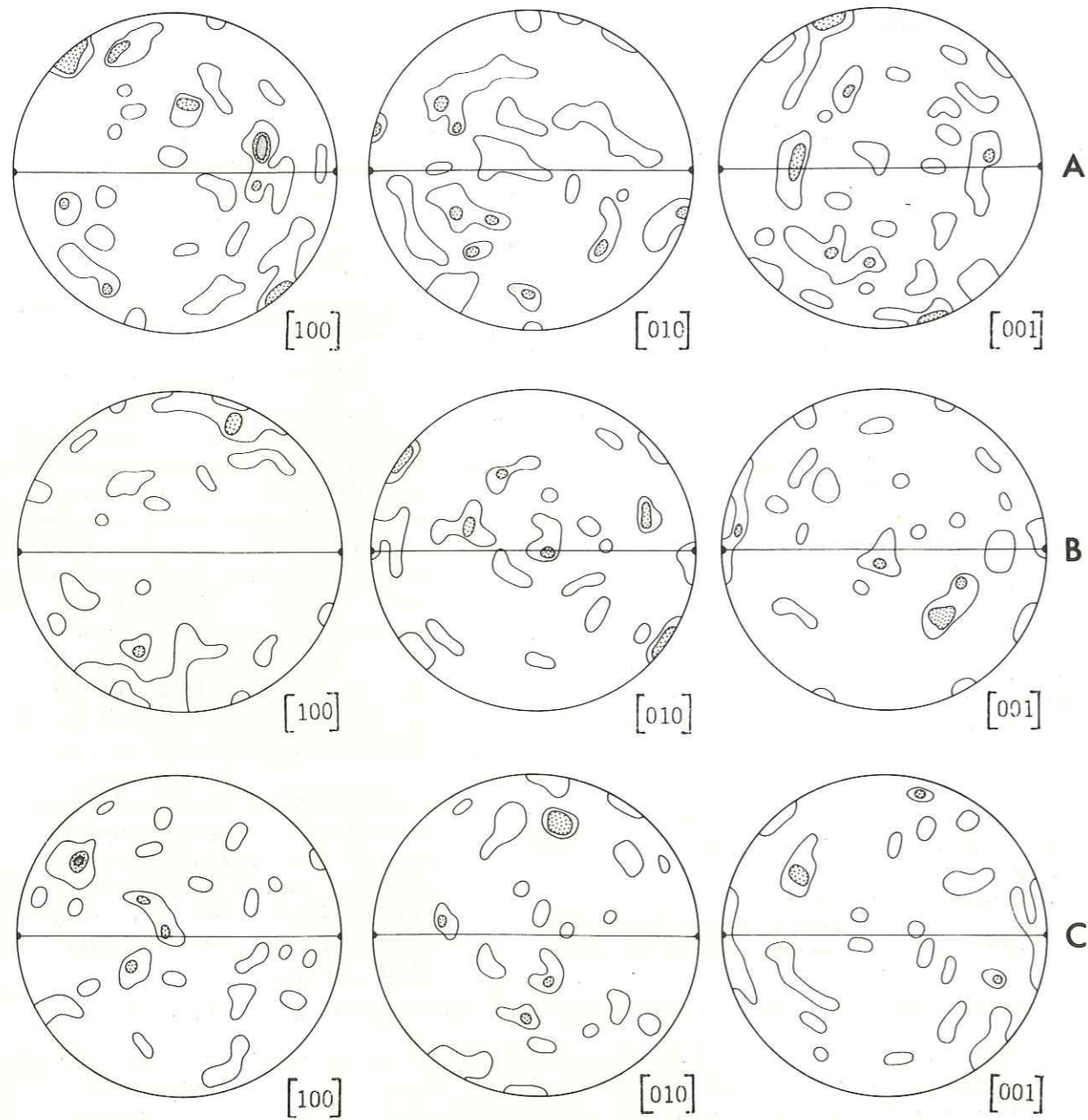


Fig. 6.7. Orientation préférentielle des minéraux de l'échantillon M63.
A : Olivine, 50 mesures, contours à 2,4 et 8 %.
B : Grands orthopyroxènes, 33 mesures, contours à 3,6 et 12 %.
C : Petits orthopyroxènes, 33 mesures, contours à 3,6 et 12 %.

2.4. INTERPRÉTATION

L'échantillon M 63 a subi une déformation plastique suivie d'un recuit :

1. Déformation plastique : les sous-joints et pliages dans les grands orthopyroxènes en témoignent. Les exsolutions de grenat s'expriment avant ou pendant cette déformation puisque les petits orthopyroxènes recristallisés en sont exempts. Le fait que ces exsolutions s'épaississent au niveau des sous-joints est dû soit à l'énergie de déformation plus importante à ces niveaux et facilitant les réactions de subsolidus, soit à l'espace plus grand ménagé dans le réseau au niveau des parois de dislocations. DAWSON et SMITH (1973) ont étudié ces exsolutions dans une lherzolite à grenat de Monastery, ayant apparemment les mêmes caractères que M 63 ; ils les attribuent à une démixtion induite par la déformation. LASNIER (1971) observe des orthopyroxènes semblables dans les rubanements pyroxénolitiques de la péridotite du Bois des Feuilles mise en place tectoniquement dans la série granulitique des Monts du Lyonnais (Massif Central).

L'olivine se déforme aussi. Ce premier stade de déformation n'a certainement pas atteint l'intensité de celui décrit dans LMA 2, car nous n'observons pas de litage métamorphique dans M 63.

2. Recuit : la restauration opère dans les grands orthopyroxènes et la recristallisation dans les petits orthopyroxènes et l'olivine. L'amphibole apparaîtrait lors de ce deuxième stade, puis le phlogopite qui remplace l'amphibole.

■■■■■■■■

DEUXIEME PARTIE

CHAPITRE VII

CLASSIFICATION STRUCTURALE ET INTERPRÉTATION CYCLE DE DÉFORMATION

Nous nous proposons dans ce chapitre de résumer les caractères des sept types structuraux décrits dans la première partie et de les interpréter en les regroupant en trois catégories. L'identification des mécanismes de déformation et de recristallisation responsables de ces structures, ainsi que l'existence de faciès intermédiaires permettent de suivre l'évolution des structures en fonction d'une déformation croissante, et dans des cas exceptionnels, de montrer qu'il peut exister un cycle complet.

1 - CLASSIFICATION STRUCTURALE ET INTERPRÉTATION

Les trois cents enclaves étudiées ont été classées en sept types structuraux qui ont été décrits en détail dans les chapitres 2 à 6 et dont les caractères sont résumés dans le tableau de la figure 7.1. Ces sept types constituent trois groupes principaux :

- structure à gros grain ("granular nodules" de BOYD et NIXON, 1972),
- structure de tectonite ("sheared nodules" des mêmes auteurs),
- structure secondaire.

1.1. STRUCTURE A GROS GRAIN

Sont regroupées sous cette rubrique la structure à gros grain (chapitre 2) et la structure tabulaire à gros grain (chapitre 3).

1.1.1. PETROGRAPHIE

Les enclaves de ce groupe structural sont en majeure partie des harzburgites avec ou sans phase alumineuse, celle-ci étant du grenat et/ou du spinelle. Les réactions interminérales et de subsolidus sont fréquentes et variées ; elles suggèrent une histoire thermodynamique (P, T) complexe du manteau auquel ces roches appartenaient.

L'amphibole et le phlogopite témoignent de la fréquence de volatiles dans le manteau :

- L'amphibole : elle n'existe que dans les roches à structure à gros grain. Elle n'est pas primaire car elle résulte toujours de réactions interminérales ou de remplacement, qui se produisent

néanmoins dans le manteau. Suivant les travaux de ALLEN et al. (1972), la courbe de stabilité de l'amphibole coupe la géotherme continentale de CLARK et RINGWOOD (1964) à 75 km de profondeur : ce serait la profondeur maximale d'origine des enclaves à amphibole.

— Le phlogopite : il existe sous deux formes : petites plages brunes pléochroïques localisées dans les fissures par lesquelles le magma a pu pénétrer dans l'enclave, ou autour des grenats à l'extérieur de la couronne de kelyphite ; cette catégorie de phlogopite est donc liée à l'ascension de la roche dans la kimberlite. La seconde catégorie est constituée de grandes plages claires et non pléochroïques ; elles remplacent le plus souvent le clinopyroxène ou l'amphibole mais sont parfois primaires ou au moins antérieures au dernier stade de recristallisation de la roche. Elles sont fréquemment zonées lorsqu'elles sont situées au bord d'une fissure : leur périphérie est alors brune et pléochroïque comme la première catégorie de phlogopite ; cette différence de couleur, donc de composition, serait due à une contamination en Fe²⁺ par le magma (CARSWELL, 1973). La seconde catégorie de phlogopite s'est donc formée dans le manteau : cette hypothèse est créditée par la présence d'inclusions primaires de biotite dans les diamants (GIARDINI et al., 1974), et par les expériences de MODRESKI et BOETTCHE (1972) qui montrent que le phlogopite peut être stable jusqu'à 175 km de profondeur sous les aires continentales.

1.1.2. INTERPRÉTATION DES STRUCTURES

Le tableau de la figure 7.1 montre que les structures équante et tabulaire à gros grain ont de nombreux points communs. En particulier, la netteté des sous-joints (photo 1, planche XI), la faible densité de dislocation indiquent que ces structures résultent d'une forte restauration. Etant donnée la température relativement basse d'équilibre de ces roches (900. 1000°C, BOYD et NIXON, 1972 ; MACGREGOR, sous presse ; JOHNSTON, sous presse), la restauration poussée exige des conditions statiques ou une vitesse de déformation très lente ; dans ce dernier cas, nous pouvons encore préciser par comparaison avec les expériences de RALEIGH et KIRBY (1970) que la contrainte est faible car les sous-grains de l'olivine sont de grande taille.

Le recuit a effacé dans les cristaux toute trace d'une histoire tectonique antérieure ; néanmoins, si la roche a subi une éventuelle déformation, celle-ci n'a pas été très intense : en effet, l'orthopyroxène, minéral marqueur car il recrystallise très difficilement (GUEGUEN et ETCHEPAR, 1974), se présente en cristaux de grande taille et n'a donc pas été dispersé tectoniquement.

Malgré la restauration poussée, l'équilibre structural, c'est-à-dire la minimisation des surfaces intergranulaires, est rarement atteint comme le montrent les limites parfois très imbriquées entre deux cristaux d'olivine.

Dans le cas du faciès tabulaire à gros grain (chapitre 3 et figure 7.1), les cristaux sont allongés, leurs limites sont rectilignes parallèlement à la foliation et leur réseau ne montre pas d'obliquité sur l'allongement tant au niveau de l'individu que de l'agrégat ; tous ces caractères ne peuvent pas résulter d'une structure porphyroclastique, même modifiée par un recuit intense. Il faut peut-être faire intervenir ici une recrystallisation sélective des cristaux (théorie de KAMB, 1959), ou une diffusion aux joints (COBLE creep) ou à l'intérieur des grains (NABARRO, 1948 ; HERRING, 1950) d'un faciès possédant déjà une orientation préférentielle assez marquée des réseaux des cristaux.

En conclusion, nous pouvons dire que les faciès équant et tabulaire à gros grain proviennent d'une zone "calme" du manteau ou dans laquelle les déformations s'effectuent à une vitesse très lente ; ils contrastent donc fortement avec les faciès du groupe suivant.

Structures visibles sur échantillon S = foliation L = linéation	STRUCTURES A GROS GRAIN			STRUCTURES DE TECTONITE			STRUCTURES SECONDAIRES		
	Structure équante à gros grain (Chapitre 2)	Structure tabulaire à gros grain (Chapitre 3)	Structure porphyro-clastique (Chapitre 4)	Structure en mosaïque (Chapitre 5)	Structure en mosaïque fluidale ou mylonitique (Ch. 5) Descriptions limitées aux bandes d'OPx	Structure tabulaire secondaire	Structure à gros grain secondaire		
Nombre de générations cristallines d'olivine (OI) et d'enstatite (En)	1 OI 1 En	1 OI 1 En	2 ou 3 OI 1 ou 2 En	1 OI 2 En	1 En parfois 1 OI	1 OI 2 ou 3 En	1 OI 1 ou 2 En		
Forme et taille des cristaux	Isométriques ou légèrement allongés 5 mm	Tabulaires 5 x 2 mm	Porphyroclastes allongés OI : 5 x 2 mm ; En: 3x1 mm Grains équants : OI : 0,4 à 0,02 mm, En : 0,02 mm Tablettes automorphes OI 1 x 0,3 à 0,1 x 0,03 mm	Porphyroclastes En allongés 3 x 1 mm Grains équants : OI : 0,4 à 0,02 mm En : 0,02 à 0,01 mm	Grains En isométriques 0,01 mm concentrés en bandes de 0,03 à 0,01 mm d'épaisseur	OI : tabulaire 2 x 1 mm En : OPx1 : forme variable 0,5 x 1 mm OPx2 : équants 0,3 mm OPx3 : allongés, avec inclusions, 2 x 1,2 mm	OI : isométriques ; 2 x 2 mm En : porphyroclastes allongés 3 x 2 mm grains équants : 0,4 mm		
Limites intergranulaires	Courbes ou rectilignes points triples à 120°	Rectilignes parallèlement à S. Sinon courbes et irrégulières	Porphyroclastes OI : irréguliers ; En : courbes ou irréguliers Grains équants : rectilignes ou courbes - Points triples à 120° Tablettes OI : faces rationnelles	Porphyroclastes En : courbes ou irréguliers dans les zones rectifiées Grains équants OI et En : rectilignes ou courbes points triples à 120°	En : limites rectilignes ou courbes	OI : rectilignes, points triples à 120° parfois imbriqués En : OPx1 : irréguliers OPx2 : courbes ou rectilignes, points triples à 120° OPx3 : irréguliers	OI : rectilignes ou courbes points triples à 120° En : porphyroclastes : limites irrégulières Grains équants : courbes ou rectilignes, points triples à 120°		
Déformation dans les cristaux SG : sous-grains SI : sous-joints	Pratiquement inexistante SG larges limités par SI nets et rectilignes convergeant en points triples avec les limites de grains.	Pratiquement inexistante SG larges limités par SI nets et rectilignes	Porphyroclastes : intense ; OI : SG petits, SI flous et rapprochés - Extinction onduluse, oblique sur l'allongement Grains équants : pas ou peu de déformation. Tablettes : aucune déformation	Porphyroclastes En : intense Extinction onduluse, oblique sur l'allongement Grains équants (OI et En) : peu ou pas de déformation.	Aucune déformation visible:	OI : pratiquement inexistante En : pas de déformation dans OPx2, OPx3 bandes de pliage et SG dans OPx1	OI : aucune déformation. Porphyroclastes En : déformation du réseau, bandes de pliage, SG Grains équants En : aucune		
Orientation préférentielle des réseaux des cristaux	Très faible en général OI : orthorhombique ; [010] L S et [100] // si S et L existent	OI : [010] L S et [100] // L si L existe En : [100] L S et [010] en couronne L S [001] // L	Porphyroclastes : forte orientation, généralement : OI : [100] L S et [100] // L En : [100] L S et [001] // L Grains équants et tablettes : même orientation mais plus faible que porphyroclastes	Porphyroclastes En : orientation forte [100] sub L S et [001] Grains équants OI : orientation globale faible, locale forte.	Inexistante	OI : [100] // L et [010] L S En : OPx1 : [100] et [010] L S [001] // L OPx2 : inexistante OPx3 : faible, [001] // L	OI : très faible Porphyroclastes En : moyenne Grains équants En : très faible		
Densité de dislocation	Très faible · 10 ⁴ cm ⁻²	Très faible 10 ⁴ cm ⁻²	Porphyroclastes OI : 10 ⁹ cm ⁻² En : 10 ⁸ cm ⁻² - Grains équants OI : 10 ⁷ cm ⁻²	Porphyroclastes En : 10 ⁹ cm ⁻² Porphyroclastes OI : 10 ⁷ cm ⁻²	5 x 10 ⁷ cm ⁻²				
Faciès pétrographique dominant R.I.M. : réactions intermédiaires R.S.S. : réactions subsidiaires	Harzburgite à grenat et / ou spinelle R.I.M. R.S.S.	Harzburgite à grenat et / ou spinelle R.I.M. R.S.S.	Lherzolite à grenat		Lherzolite à grenat	Lherzolite à grenat	Harzburgites à grenat et / ou spinelle R.I.M. R.S.S.		
Importance numérique * compage terrain à Jégastonein	38 % * 66 %	11 %	13 %	21 %	17 %				

1.2. STRUCTURE DE TECTONITE

Nous regroupons sous ce terme les structures porphyroclastique (chapitre 4) et en mosaïque (chapitre 5).

1.2.1. PETROGRAPHIE

Ce sont en majeure partie des lherzolites à grenat où ne s'observe jamais de réaction de sub-solidus. La kélyphitisation des grenats est toujours postérieure à la déformation qui affecte les roches de ce groupe ; elle s'est formée à 1000°C et à des pressions comprises entre 20 et 50 Kbar (REID et DAWSON, 1972). Ces conditions thermodynamiques constituent donc la limite inférieure de la déformation plastique.

Le spinelle est très rare et l'amphibole inconnue dans les tectonites. Par contre, le phlogopite, bien que moins abondant que dans les structures à gros grain, s'observe parfois ; il est alors déformé comme les autres minéraux. Les travaux de MODRESKI et BOETTCHER (1972) montrent que les tectonites à phlogopite proviennent de profondeurs inférieures à 175 km.

1.2.2. INTERPRÉTATION DES STRUCTURES

Les tectonites se distinguent des roches à gros grain par des structures (foliation, linéation) très nettes sur échantillon et par une forte diminution de l'indice granulométrique. Ces caractères macroscopiques sont dûs à une déformation intense des minéraux qui se traduit par l'apparition de nouvelles générations cristallines (voir tableau, figure 7.1).

Le glissement intracristallin est responsable de l'aspect des porphyroclastes d'olivine et d'enstatite, et surtout de l'obliquité de leur réseau sur leur allongement à l'échelle de l'individu et de l'agrégat (NICOLAS et al., 1973). Le mouvement des dislocations dans les cristaux est le moteur de ce glissement ; il n'est apparemment pas accompagné de restauration car les sous-joints sont flous dans l'olivine dont l'extinction est roulante (photo 2, planche XI) et la densité de dislocation est élevée (GREEN et BOULLIER, en préparation). La déformation plastique qui affecte les tectonites est donc rapide, compte tenu des températures d'équilibre relativement élevées de ces roches (1100-1400°C, BOYD et NIXON, 1972 ; NIXON et al., 1973 ; MACGREGOR, sous presse ; JOHNSTON, sous presse) ; ceci est encore confirmé par la fréquence des dislocations de vecteur de BURGERS [001] dans l'olivine (CARTER et AVE'LALLEMANT, 1970 ; GREEN et BOULLIER, en préparation). D'autre part, la petite taille des sous-grains indique que la contrainte est relativement forte.

L'apparition de la seconde génération cristalline d'olivine se fait probablement par le mécanisme de rotation des sous-grains (POIRIER et NICOLAS, sous presse). En effet, il s'avère en général que les cristaux équants de la mosaïque sont de même taille que les sous-grains visibles dans les porphyroclastes (photo 3, planche XI) ; d'autre part, l'orientation préférentielle de ces cristaux est identique à celle des porphyroclastes mais plus faible cependant. Ainsi, au fur et à mesure que les dislocations se rassemblent dans les parois ou sous-joints des porphyroclastes pendant la déformation plastique, l'angle de désorientation entre les sous-grains augmente ; lorsqu'une certaine limite est atteinte (15° maximum), les sous-grains s'individualisent en grains. Il semblerait que le processus de formation des petits orthopyroxènes de seconde génération soit le même, car il se forme aussi des cellules de dislocations en bordure des porphyroclastes d'enstatite (GUEGUEN et BOULLIER, sous presse) ; le fait que l'orthopyroxène recristallise moins facilement que l'olivine serait dû à ce qu'il se déforme aussi par faute d'empilement (KOHLESTEDT et VANDER SANDE, 1973) qui ont une énergie moindre. Ceci expliquerait également le comportement général de l'enstatite qui est différent de celui de l'olivine (GUEGUEN et ETCHECOPAR, 1974) : l'enstatite montre une flexuration continue et

un fort allongement, tandis que l'olivine présente de nombreux sous-joints et s'allonge relativement peu car elle recristallise rapidement.

Les tablettes automorphes d'olivine (chapitre 4, pages 34-39) qui n'apparaissent que dans les tectonites, nous apportent des renseignements supplémentaires sur l'histoire de ces enclaves. En effet, les porphyroclastes hôtes aux dépens desquels elles se forment, ont une densité de dislocation élevée, et ne montrent aucune trace de restauration : ils ont donc été prélevés par la kimberlite alors qu'ils se déformaient. Or, les tablettes automorphes sont indemnes de déformation et ont une densité de dislocation presque nulle ; en conséquence, elles se sont formées alors que l'enclave était dans le magma kimberlitique, et elles prouvent que les enclaves ne subissent aucune déformation même très faible lors de leur ascension vers la surface (GREEN, communication orale).

Ainsi, la déformation plastique est le mécanisme qui domine dans les roches à structure porphyroclastique et en mosaïque. Elle est relayée par la déformation superplastique. Ce mécanisme qui fait intervenir une diffusion aux joints des petits orthopyroxènes dispersés en bandes parallèles à la foliation a été présenté en détail dans le chapitre 5 et par GUEGUEN et BOULLIER (sous presse). Nous retiendrons cependant qu'il permet des déformations très intenses.

Donc, les enclaves à structure de tectonites, contrairement aux roches à gros grain, proviennent de zones dynamiques du manteau, dans lesquelles s'effectuent des déformations parfois très importantes, rapides et sous contrainte relativement élevée.

1.3. STRUCTURES SECONDAIRES

Les structures tabulaire et à gros grain secondaire ont en commun deux caractères essentiels :

- les cristaux d'olivine ne sont pas déformés. En revanche, l'orthopyroxène et parfois le grenat le sont et permettent ainsi de déceler une histoire tectonique antérieure à la recristallisation de l'olivine.
- ces structures sont localisées à un pipe. Ainsi, la structure tabulaire secondaire n'est connue qu'à Matsoku et la structure à gros grain secondaire à Monastery.

Ces deux faciès ayant des caractères pétrographiques et structuraux particuliers, nous renvoyons le lecteur au tableau de la figure 7.1 ou au chapitre 6.

2- CYCLE DE DÉFORMATION

En réalité, il serait illusoire de placer des limites catégoriques entre les différents types de structures. En effet, des traits caractéristiques de structures différentes peuvent coexister dans une même enclave. L'échantillon KBBF 4 (chapitre 3) par exemple montre des cristaux d'olivine à extinction roulante qui recristallisent parfois et qui l'affilie à la structure porphyroclastique, tandis que les limites intercrystallines rectilignes, parallèlement à la foliation et l'allongement des cristaux, font que cet échantillon illustre très bien le faciès tabulaire à gros grain. Tous les intermédiaires existent donc entre les structures à gros grain et les tectonites ; le passage se fait par déformation plastique croissante.

De même, nous avons choisi l'échantillon Ka02 comme exemple pour décrire la structure en mosaïque fluidale (chapitre 5, paragraphe 2) car les orthopyroxènes de seconde génération sont dispersés en bandes parallèles à la foliation et ont un comportement superplastique ; or, la persistance de quelques porphyroclastes d'olivine noyés dans la mosaïque pourrait éventuellement rattacher cet échantillon à la structure porphyroclastique. Les mécanismes de recristal-

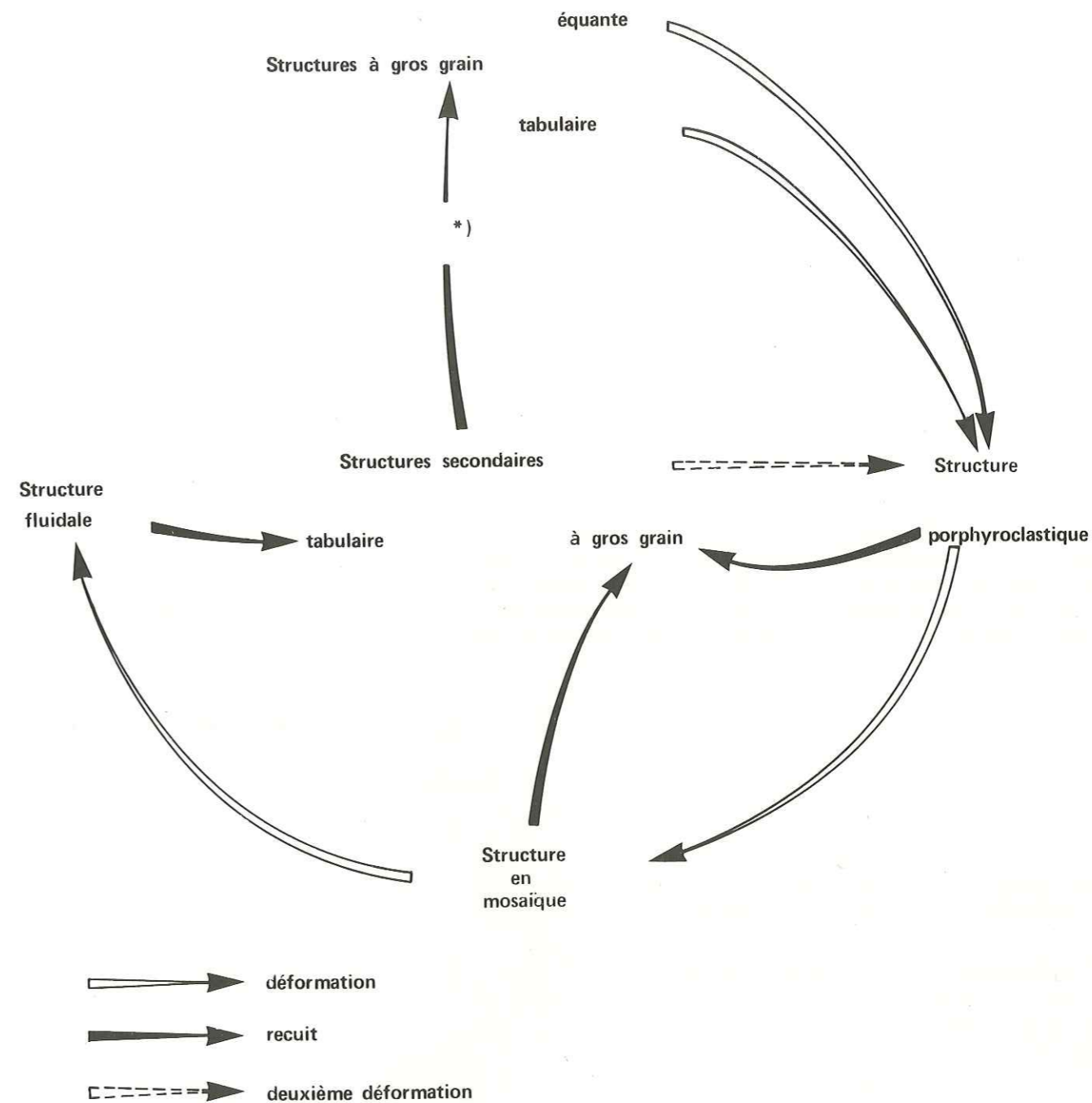
lisation de l'olivine et de la déformation superplastique étant progressifs, tous les faciès de transition existent entre la structure porphyroclastique et la structure en mosaïque, et entre la structure en mosaïque normale et la structure en mosaïque fluidale.

Rappelons aussi que les subdivisions du groupe des tectonites en trois faciès structuraux n'est possible que parce que nous avons choisi l'olivine comme critère de classification et parce qu'elle permet ainsi de souligner l'intensité croissante de la déformation. Si l'enstatite entrerait en ligne de compte, toutes les tectonites ou presque auraient une structure porphyroclastique car l'orthopyroxène ne recristallise jamais complètement.

Un cycle de déformation peut donc être mis en évidence (figure 7.2). Cette idée n'est pas nouvelle : HARTE et al (1973) l'ont déjà évoquée pour les enclaves de Matsoku (Lesotho) et MERCIER et NICOLAS (sous presse) pour les enclaves des basaltes où le spinelle sert de critère de déformation (voir chapitre 9, paragraphe 2).

Cependant, il nous manque toujours le maillon entre les tectonites et les structures secondaires, et nous ne savons pas exactement dans quelle mesure un recuit prolongé peut modifier la structure d'un échantillon ; il n'est pas impossible qu'il puisse effacer toute trace de déformation et aboutisse à une structure à gros grain normale, qui, par analogie avec les structures protogranulaires secondaires des basaltes (MERCIER et NICOLAS, sous presse) présenteraient des inclusions des minéraux les moins ductiles dans l'olivine. Nous présentons ce passage dans certaines roches de Monastery dans lesquelles l'olivine contient des petits globules de grenat, mais dont l'orthopyroxène montre encore des signes de déformation. Nous aurions alors un cycle complet.

D'autre part, dans l'exemple choisi pour décrire la structure tabulaire secondaire (LMA 2, chapitre 6, page 61), nous avons noté une légère déformation plastique surimposée à la structure de recuit dans l'olivine. C'est donc l'amorce d'un nouveau cycle de déformation.



*) inclusions de minéraux peu ductiles dans l'olivine.

Fig. 7.2. Cycle de déformation.

CHAPITRE VIII

PARTICULARITÉS STRUCTURALES DES ENCLAVES DANS LES DIFFÉRENTS PIPES

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence un cycle de déformation d'après l'observation de nombreuses enclaves, sans tenir compte de leur localité d'origine. Or, dans chaque pipe, tous les types de structure sont représentés, excepté les secondaires, avec tous les faciès intermédiaires entre structures à gros grain et tectonites et tous les degrés de déformation.

Pourtant, les enclaves d'une localité ont certaines particularités qui font par exemple qu'il est souvent possible de distinguer des tectonites de Bulfontein et de Jagersfontein. Nous nous proposons donc, dans ce chapitre, de souligner le particularisme de chaque pipe ou groupe de pipes quant au cortège d'enclaves ; nous décrirons aussi brièvement quelques xénolites des kimberlites de Yakoutie (U.R.S.S.) et des carbonatites de Tanzanie, qu'il nous a été donné d'observer.

1 - KIMBERLITES D'AFRIQUE DU SUD

1.1. RÉPUBLIQUE D'AFRIQUE DU SUD

1.1.1. GROUPE DE KIMBERLEY

Les pipes et fissures de la région de Kimberley (figure 8.1) sont répartis sur une vingtaine de kilomètres et orientée WNW - ESE (BARDET, 1974).

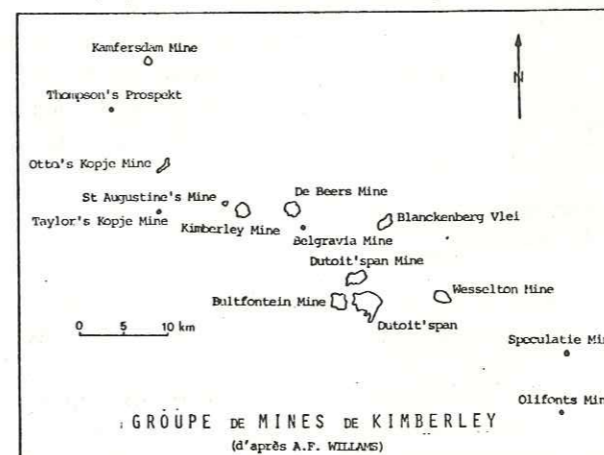


Fig. 8.1. Pipes de la région de Kimberley.

Les enclaves de Bulfontein, Kamfersdam et De Beers ont été plus particulièrement étudiées ; elles présentent des similitudes structurales et pétrographiques ; elles contiennent en particulier du phlogopite.

Du point de vue structural, ce sont les tectonites qui se singularisent :

1. Dimension des sous-grains et des néoblastes d'olivine : en général, les sous-grains des porphyroclastes d'olivine sont peu visibles par microscopie optique ; leur taille est voisine de celle des cristaux équants de la seconde génération d'olivine (photo 3, planche XI).

A défaut d'une observation directe, la dimension des néoblastes nous renseigne sur celle de la sous-structure des porphyroclastes ; ceci suppose bien entendu que le modèle de recristallisation dynamique de POIRIER et NICOLAS (sous presse) soit juste et qu'il n'y ait pas de migration des joints de grains. Dans la région de Kimberley, la valeur moyenne est relativement faible par rapport aux autres gisements : 0,04 mm (figure 8.2).

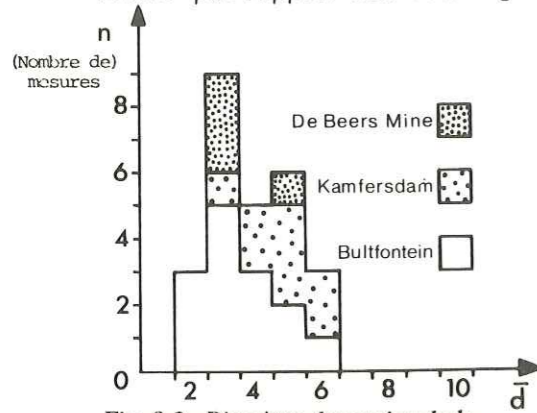


Fig. 8.2. Diamètre des grains de la seconde génération d'olivine dans les tectonites de la région de Kimberley.

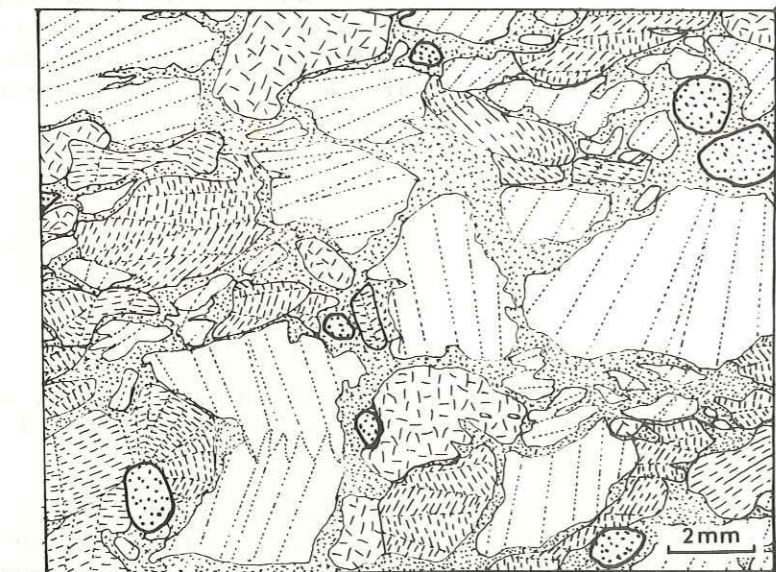


Fig. 8.3. Dessin d'après lame mince de l'échantillon DB 2 (De Beers Mine, provenance I.D. MACGREGOR). Mêmes figurés que pour la fig. 2.5.

Compte tenu de la température relativement élevée (1100°C ou plus, MAC GREGOR, sous presse), toutes ces hypothèses correspondent à des vitesses de déformation relativement élevées (RALEIGH et KIRBY, 1970 ; GOETZE et KOHLSTEDT, 1973 ; KOHLSTEDT et GOETZE, 1974) c'est-à-dire à des contraintes relativement élevées. Ceci est d'autant plus remarquable que la présence d'eau (phlogopite) dans ces enclaves accélère le mouvement des dislocations et diminue la contrainte de fluage d'un facteur 2 (BLACIC, 1972).

2. Pliages : dans les structures porphyroclastiques apparemment issues de faciès équants à gros grain, sans orientation préférentielle nette, l'olivine et l'ensatite sont souvent affectées de bandes de pliage à angle de rotation élevé (10 à 20° dans l'olivine, 40° ou plus dans l'ensatite). Les pliages apparaissent jusque dans les cristaux dont le plan de glissement est parallèle à la foliation induite par la déformation ; d'ordinaire, ils se cantonnent aux individus dont les plans de glissement font un angle élevé avec la foliation (NICOLAS et al., 1973 ; ETCHECOPAR, 1974). L'échantillon DB 2 (De Beers Mine, provenance I.D. MACGREGOR) illustre bien ce cas (figure 8.3., photo 2, planche XII).

3. Superplasticité au stade porphyroclastique : contrairement au cas général (pages 47, 54), la superplasticité apparaît dès le stade porphyroclastique, c'est-à-dire avant que l'olivine ne soit complètement recristallisée. Elle s'amorce dans les plans de pliage de l'ensatite, où sont nucléés les petits grains de 10 microns (photo 1, planche XII).

4. Fracturation et dispersion du grenat (voir page 58)

La petite dimension des néoblastes d'olivine indique :

- soit l'absence de migration des joints de grains,
- soit, d'après le modèle de recristallisation dynamique de POIRIER et NICOLAS (sous presse), des sous-grains de petite taille dans les porphyroclastes d'olivine,
- soit une grande densité de dislocation.

L'abondance des pliages dans les cristaux suggère également les mêmes conditions de déformation : des dislocations sont créées au niveau des pliages (Kink Band Boundaries). En conséquence, l'ensatite recristallise plus facilement dans ces plans, d'où l'amorce précoce de la superplasticité. Etant donné que nous n'observons pas de transformation de l'ensatite en clinostatite, nous pouvons préciser, d'après les travaux de RALEIGH et al (1971) que la vitesse de déformation est inférieure à 10^{-6} sec^{-1} ou 10^{-3} sec^{-1} pour des températures correspondant à celles de nos enclaves (1100°C à 1350°C).

1.1.2. ROBERTS VICTOR

Ce pipe est géographiquement proche de ceux de Kimberley (carte 1.2, page 4) ; les éclogites y constituent une grande proportion des enclaves, contrairement aux autres localités où les péridotites sont plus nombreuses (80/20 contre 5/95, MACGREGOR et CARTER, 1970). Les mêmes auteurs distinguent deux sortes d'éclogites suivant la forme des grenats et le chimisme des minéraux : ils attribuent une origine de cumulat au premier groupe dans lequel le grenat est automorphe. Dans le second groupe, les éclogites ont une structure de tectonite et présentent une foliation et une linéation sur échantillon.

1.1.3. JAGERSFONTEIN

La géochimie des enclaves de Jagersfontein a été étudiée par JOHNSTON (1973) ; le phlogopite n'est pas connu dans les tectonites de ce gisement.

La suite xénolitique de Jagersfontein constitue l'ensemble le plus complet pour illustrer le cycle de déformation. Les enclaves à gros grain sont des harzburgites de même type que KBBF 20 de Bultfontein (chapitre 2, page 9). Le faciès tabulaire semble peu fréquent. Le passage progressif aux tectonites s'observe sur un grand nombre d'échantillons : l'orthopyroxène glisse mais se plie peu, le grenat s'allonge parfois (KBJ 17, chapitre 3, page 26), mais ne se fracture pas. D'autre part, la taille moyenne des cristaux de la mosaïque d'olivine est 0,11 mm (figure 8.4).

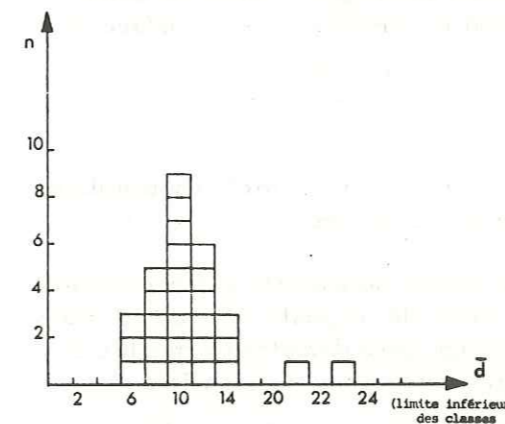


Fig. 8.4. Diamètre des grains de la seconde génération d'olivine dans les tectonites de Jagersfontein.

Suivant le même raisonnement que dans le paragraphe précédent, et étant donné que la température était sensiblement la même, nous pouvons dire que la vitesse de déformation et la contrainte furent ici plus faibles que dans le district de Kimberley.

Les quelques pyroxénites de Jagersfontein qui ont été étudiées se répartissent en deux groupes structuraux : les pyroxénites à gros grain et non déformées (photo 3, planche XII) et les tectonites tel l'échantillon KBJ 26 (photo 4, planche XII) dans lequel l'orthopyroxène est sévèrement plié ou allongé par glissement intracristallin ; le diopside semble se polygoniser et recristalliser plus facilement que l'orthopyroxène, contrairement aux observations faites dans les enclaves hercynitiques ; les deux pyroxènes exsolvent du grenat.

1.1.4. MONASTERY

Les enclaves de Monastery se divisent en trois groupes principaux :

- structures à gros grains primaires, très souvent tabulaires (M 57, chapitre 3) à grenat de grande taille et sans relation d'exsolution avec les autres minéraux ;

- structures à gros grain secondaire (M 63, chapitre 6) dans lesquelles l'orthopyroxène exsolvait du grenat ;

- structures de tectonites qui se distinguent de celles des autres gisements par la présence de spinelle et non de grenat, et par des symplectites d'amphibole et de spinelle à la périphérie de l'orthopyroxène (les réactions de subsolidus sont typiquement absentes des tectonites classiques, chapitre 7) ; la taille moyenne des cristaux de la seconde génération d'olivine est 0,28 mm.

Nous n'avons pas observé de faciès intermédiaire entre ces trois groupes structuraux.

1.2. AFRIQUE DU SUD-OUEST

Les gisements diamantifères d'Afrique du Sud Ouest sont essentiellement des dépôts côtiers détritiques (BARDET, 1974). Les pipes de l'arrière-pays seraient stériles. Nous avons pu observer des enclaves de Louwrencia fournies par I.D. MACGREGOR qui en a étudié le chimisme (sous presse). Ces xénolites sont très serpentinisés mais leurs structures restent visibles et sont semblables à celles de Jagersfontein tant en ce qui concerne les échantillons à gros grain que les tectonites. La taille moyenne des grains de la seconde génération d'olivine est la même : 0,11 mm. Les conditions de déformation (température, vitesse, contrainte) seraient sensiblement identiques à Louwrencia et à Jagersfontein.

1.3. LESOTHO

Les enclaves du Lesotho ont fait l'objet de nombreuses études géochimiques (NIXON et al., 1963 ; BOYD et NIXON, 1970) grâce auxquelles BOYD et NIXON (1972, 1973 a, 1973 b) ont mis en évidence la différence de composition entre les structures à gros grain et les tectonites (voir chapitre 10). Les xénolites de Matsoku, Lipelaneng et Ngopetsoeu se distinguent par des structures particulières, nous les traiterons donc séparément. Par contre, ceux de Thaba Putsoa, Mothae, Pipe 200 et Lighbong sont sensiblement identiques ; nous en avons donc regroupé les descriptions, d'autant plus que ces pipes sont rassemblés sur une surface de 30 x 40 km au Nord-Est du Lesotho.

1.3.1. NORD-EST DU LESOTHO

Les venues kimberlitiques du N.E. du Lesotho sont associées à un réseau de fractures orientées ESE - WNW (RICHARD, 1973) qui est également emprunté par des dolérites.

Les enclaves à gros grain de cette région contiennent presque toutes du grenat. Elles proviendraient d'une profondeur supérieure à celle des faciès à gros grain de Jagersfontein où la phase alumineuse est essentiellement du spinelle. D'autre part, l'indice granulométrique des faciès à gros grain dépasse rarement 1,5 mm et semble donc plus faible que dans les localités considérées jusqu'ici.

Dans les tectonites, la taille moyenne des cristaux de la seconde génération d'olivine varie suivant les localités : 0,15 mm à Mothae, 0,12 mm à Thaba Putsoa, 0,05 mm à Kao. Ces différences pourraient être imputables à des variations de conditions de déformation ; il semble cependant que celles-ci n'aient jamais été aussi sévères que dans la région de Kimberley.

1.3.2. MATSOKU

La structure tabulaire secondaire n'est connue que dans le pipe de Matsoku et nous l'avons attribuée à un recuit après une déformation superplastique (chapitre 6). COX et al. (1973) et

HARTE et al. (1973, sous presse) ont fait une étude complète et détaillée de l'ensemble des enclaves ultrabasiqes de cette localité et y reconnaissent trois groupes structuraux d'après leur aspect macroscopique.

1. Structure à gros grain (coarse-grained texture)
2. Structure de tectonite (flaser texture)
3. Structure équigranulaire (even-textured texture).

Le groupe 2 correspond à notre faciès tabulaire secondaire, tandis que le groupe 3, que nous n'avons pas pu observer, semble très voisin des faciès équigranulaires, tabulaire et équant que MERCIER (1972) décrit dans les enclaves des basaltes. Le groupe 1 ressemble au faciès à gros grain décrit dans les pipes voisins (N-E du Lesotho).

HARTE et al. (sous presse) observent une légère déformation plastique accompagnée de recristallisation de l'olivine, dans des échantillons des trois groupes. C'est donc l'amorce d'un nouveau cycle tectonique. Nous n'avons malheureusement pas de tels échantillons.

Le pipe de Matsoku, bien que géographiquement très proche des autres pipes du NE du Lesotho (carte 1.2, page 4), se singularise donc par l'existence de deux cycles de déformation.

1.3.3. NGOPETSOEU

Ngopetsoeu est situé au Sud Ouest du Lesotho. Les enclaves de ce pipe sont très serpentinisées ; trois seulement ont fait l'objet d'études. Ce sont des structures porphyroclastiques dans lesquelles la taille des cristaux d'olivine de seconde génération est égale à 0,25 mm, et dont l'orthopyroxène, relativement petit (2x1 mm), a subi du glissement intracristallin, mais n'a pas recristallisé. Il semblerait donc que la déformation ait été relativement lente ou se soit faite à température relativement élevée.

1.3.4. LIPELANENG

Ce gisement non diamantifère est un dyke de 13 m de large, dans lequel aurait été trouvé du grenat, ce qui constitue le seul argument pour parler de kimberlite. Les conditions d'affleurement évoquent plus celles d'un basalte que celle d'une kimberlite (NICOLAS, communication orale). D'autre part, la similitude au microscope des enclaves avec celles des basaltes est frappante :

- aucune enclave ne contient de grenat, ce sont des harzburgites ou dunites à spinelle. Ce dernier est parfois automorphe mais corrodé ; il est fréquemment inclus dans l'olivine (photo 1, planche XIII) ;

- les enclaves ont une structure porphyroclastique due à un glissement intracristallin dominant (MERCIER, 1972) : les cristaux d'olivine présentent des sous-joints nets qui, comme l'extinction, sont obliques sur l'allongement, tant au niveau de l'individu que de l'agrégat. L'obliquité du réseau sur la foliation est habituellement indiscutable dans les enclaves des basaltes, tandis qu'elle est rarement nette dans celles des kimberlites ;

- les enclaves de Lipelaneng ont toutes la même structure, ce qui est encore commun dans les gisements de basalte, tandis que les pipes kimberlitiques offrent tout le cortège structural entre les faciès à gros grain et les tectonites les plus déformées.

Nous pensons que ces péridotites sont beaucoup plus superficielles que les enclaves remontées par les kimberlites, objet de ce mémoire. Elles pourraient être d'anciens cumulats (?) (spinelle automorphe) modifiés par une déformation plastique, ou bien des structures porphyroclastiques secondaires (spinelle inclus dans l'olivine - MERCIER et NICOLAS, sous presse).

2 - KIMBERLITES DE SIBÉRIE

Nous avons pu observer quelques enclaves du pipe Obnazhennaja en Yakoutie (provenance B.M. VLADIMIROV). L'échantillonnage étant peu important n'est pas représentatif. D'autre part, nous nous limitons volontairement à la description succincte de trois péridotites car nous connaissons mal les mécanismes de déformation actifs dans les pyroxénites dont nous avons disposé.

2.1. - A.9 : dunite équante à gros grain (photo 2, planche XIII). Le spinelle est interstitiel. Les cristaux d'olivine ont des limites courbes et régulières, et présentent des sous-joints rectilignes et nets, délimitant de larges sous-grains à extinction franche.

2.2. - B.11 : harzburgite à spinelle interstitiel (photo 3, planche XIII) dont la structure équante à gros grain est à rapprocher de celle de KBBF 20 (pages 9-12) : grands cristaux d'orthopyroxène ayant parfois une forme en lanière, olivine à sous-joints rectilignes et nets.

2.3. - B.310Z : lherzolite à spinelle (photo 4, planche XIII) dont la structure à gros grain est intermédiaire entre les faciès équante et tabulaire ; en effet, cet échantillon possède une légère foliation, soulignée en lame mince par quelques limites intergranulaires rectilignes. Le clinopyroxène et le spinelle sont associés en symplectites (figure 8.5) qui semblent se former à partir de l'orthopyroxène et qui sont semblables à celles que nous avons décrites dans certains faciès à gros grain d'Afrique du Sud. L'olivine présente quelques sous-grains larges et limités par des sous-joints rectilignes et nets.

Ces échantillons à gros grain de Yakoutie sont comparables à ceux d'Afrique du Sud et témoignent d'une zone "calme" du manteau supérieur où la déformation est nulle ou s'effectue à une vitesse très lente. SOBOLEV et SOBOLEV (1964) et SOBOLEV (1970) ne décrivent pas de péridotite à structure de tectonite dans le pipe d'Obnazhennaja, pas plus que FRANTSESSON (1968) dans le pipe de Mir. Il est donc impossible de pousser plus loin la comparaison des enclaves de Sibérie avec celles d'Afrique du Sud.

3 - CARBONATITES DE TANZANIE

Les échantillons observés proviennent du volcan de Lashaine en Tanzanie (don H.G. WILSHIRE) et sont des péridotites à grenat (et parfois spinelle) dont la structure à gros grain est semblable à celle des enclaves des kimberlites d'Afrique du Sud.

Certains xénolites de cette localité contiennent du phlogopite primaire (DAWSON et POWELL, 1969). Le grenat est remplacé partiellement par une couronne de kélyphite (REID et DAWSON, 1972) ; il est parfois interstitiel et entoure alors l'orthopyroxène (photo 5, planche XIII).

Aucune péridotite à structure de tectonite n'a été signalée dans les carbonatites. Si celles-ci sont en relation avec les kimberlites (DAWSON, 1967), nous devrions y trouver le même cortège de xénolites, ce qui ne semble pas être le cas.

■■■■■■■■

CHAPITRE IX

COMPARAISON AVEC LES ENCLAVES DES BASALTES

1 - MODE DE PRÉLEVEMENT DES ENCLAVES

Les volcans ne contiennent que des enclaves appartenant à un même horizon pétrographique (MERCIER, 1972 ; LEYRELOUP, 1973). Ces auteurs distinguent ainsi trois sortes d'associations d'enclaves :

- type profond : péridotites uniquement
- type "superficiel" : roches crustales
- type mixte : péridotites et roches crustales.

Chaque association correspondrait à une chambre magmatique située à différents niveaux par rapport à la discontinuité de Mohorovicic. Il n'y a donc pas ramonage de la cheminée.

D'autre part, les enclaves d'un appareil volcanique ont une structure particulière (MERCIER, 1972) et il est très rare par exemple de trouver un xénolite de faciès protogranulaire et un autre de structure équigranulaire dans la même coulée (MERCIER, 1972 ; COISY, communication orale). Cet état de fait, très général dans le cas du Massif Central, est moins net à Hawaï où un même volcan remonte des enclaves de péridotite présentant une certaine variété de structures, pouvant ainsi provenir de niveaux différents du manteau supérieur (NICOLAS, communication orale).

Le mode de prélèvement des basaltes diffère donc de celui des kimberlites qui ramontent sur toute sa hauteur la paroi du conduit et qui contiennent des enclaves de types pétrologiques et structuraux très variés (chapitre 1, page 6). La plus grande richesse en gaz de la kimberlite et par là même son caractère explosif, pourraient être à l'origine de cette différence (HARRIS et al., 1970).

Si les basaltes prélèvent des enclaves dans des zones relativement restreintes du manteau supérieur, ils ont par contre l'avantage d'être très répandus dans le temps et dans l'espace ; signalons à ce propos l'identité des structures en milieu océanique et continental (MERCIER et NICOLAS, sous presse).

Ainsi, les basaltes permettent une cartographie du manteau supérieur, tandis que les kimberlites nous renseignent davantage sur la "stratigraphie" de la lithosphère.

2 - STRUCTURE DES ENCLAVES DES BASALTES : CLASSIFICATION MERCIER ET NICOLAS (sous presse)

La classification de MERCIER et NICOLAS (sous presse) n'inclut pas les cumulats. Trois groupes structuraux principaux sont décrits :

2.1. - STRUCTURE PROTOGRANULAIRE (20 % des enclaves)

Les cristaux d'olivine et d'enstatite sont de grande taille (4 mm) et ont des limites intergranulaires courbes ; l'olivine montre quelques sous-joints nets et rectilignes. Le diopside et le spinelle sont beaucoup plus petits ; ils sont toujours au contact direct de l'enstatite et forment parfois des symplectites. Les échantillons ne possèdent ni foliation ni linéation et les minéraux (olivine et orthopyroxène) ont une orientation préférentielle très faible.

MERCIER et NICOLAS (sous presse) attribuent l'origine de ce faciès protogranulaire à une recristallisation statique opérant alors que la péridotite était soumise à une fusion partielle à 60 - 70 km de profondeur. L'origine de la faible orientation préférentielle des minéraux est inconnue.

2.2. STRUCTURE PORPHYROCLASTIQUE (50 % des enclaves)

Ce faciès présente habituellement deux générations d'olivine : grands porphyroclastes déformés et allongés et petits grains équants à extinction franche. Le diopside et le spinelle sont dispersés dans la roche, avec une forme en "feuille de houx" pour le spinelle. Les échantillons possèdent une forte foliation et une linéation d'allongement des minéraux. L'orientation préférentielle des porphyroclastes est marquée : [100]Ol et [001]En proches de la linéation et [010]Ol et [100]En en couronne subperpendiculaire à la foliation. L'obliquité de cette orientation sur la foliation est caractéristique.

La structure porphyroclastique résulte d'une déformation plastique ; l'obliquité du réseau sur la foliation et la rareté des signes de compression (MERCIER et NICOLAS, sous presse) indiquent que l'écoulement opère en régime rotationnel dominant (NICOLAS et al., 1972). Le glissement intracristallin s'accompagne de recristallisation dynamique.

2.3. STRUCTURE ÉQUIGRANULAIRE (20% des enclaves)

Cette structure est définie par un grain fin (0.7 mm), tous les minéraux étant de même taille. Les limites intergranulaires sont rectilignes et convergent en points triples à 120°. Le diopside et le spinelle sont dispersés dans la roche, le dernier formant soit de petites inclusions arrondies dans l'olivine, soit de petits grains interstitiels. La structure équigranulaire regroupe deux sous-faciès :

2.3.1. - Structure équigranulaire équante : l'olivine, l'enstatite et le diopside sont équants ou très faiblement allongés. L'orientation préférentielle de l'olivine et de l'enstatite est faible.

2.3.2 - Structure équigranulaire en tablettes : l'olivine est tabulaire et définit une forte foliation et une faible linéation. Elle a une orientation préférentielle orthorhombique, [010] étant normal à la foliation ; l'enstatite présente un faible maximum de [001] parallèle à la linéation.

La structure équigranulaire dérive de la structure porphyroclastique par une recristallisation intense (MERCIER et NICOLAS, sous presse). Des observations récentes au microscope électronique permettraient d'attribuer une origine syntectonique au moins au faciès en tablettes (GUEGUEN, communication personnelle).

MERCIER (1972) et MERCIER et NICOLAS (sous presse) observent tous les faciès de transition entre les structures protogranulaire et porphyroclastique, et entre les structures porphyroclastique et équigranulaire. Ce passage correspond à une diminution du grain de la roche, attribuée à une déformation croissante. Les auteurs utilisent la dispersion du spinelle comme marqueur de la déformation ; en effet, les relations structurales de ce minéral avec les silicates varient des vermicules associés aux pyroxènes (2.1), au spinelle interstitiel en "feuille de houx" (2.2), puis aux inclusions arrondies dans l'olivine (2.3).

En étudiant la position relative du spinelle par rapport à l'olivine (MERCIER et NICOLAS, sous presse) déterminent si la roche a subi un ou plusieurs cycles tectoniques, et définissent des structures secondaires : déformation plastique et recristallisation syntectonique après un recuit (Tableau 9.1). La mesure de la dispersion du spinelle permet en outre de quantifier quelque peu la déformation (POIRIER et NICOLAS, sous presse).

Tableau 9.1

Principaux caractères des types structuraux permettant de différencier les structures protogranulaire, porphyroclastique et équigranulaire, et les cycles primaires et secondaires (MERCIER et NICOLAS, sous presse).

ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DE L'OLIVINE	FAIBLE MAXIMUM DE [010]	FORT MAXIMUM [100] DES PORPHYROCLASTES	FORT MAXIMUM DE X OU ORIENTATION FAIBLE
FORME DU SPINELLE	EN GOUTTES DANS L'ENSTATITE	FORME EN « FEUILLE DE HOUX »	EN INCLUSIONS DANS L'OLIVINE
LIMITES DES CRISTAUX D'OLIVINE	CURVILIGNE	IRRÉGULIÈRES (porphyroclastes) POLYGONALES (Ol. recristallisées)	SEULEMENT POLYGONALES
PAS D'INCLUSION DE SPINELLE DANS LES PORPHYROCLASTES	PROTOGRANULAIRE I	PORPHYROCLASTIQUE I	ÉQUIGRANULAIRE I
INCLUSIONS de SPINELLE DANS LES RELIQUES DE PORPHYROCLASTES	PROTOGRANULAIRE II	PORPHYROCLASTIQUE II	ÉQUIGRANULAIRE II

3 - COMPARAISON DES ENCLAVES DES BASALTES ET DES KIMBERLITES

3.1. - STRUCTURE PROTOGRANULAIRE. STRUCTURE A GROS GRAIN

Nous ne connaissons pas dans les basaltes de faciès analogue à la structure tabulaire à gros grain des kimberlites qui pourrait être due à une déformation par diffusion (cobble creep) tandis que le faciès protogranulaire se compare très bien à la structure équante à gros grain.

Au point de vue pétrographique, ces faciès présentent les mêmes symplectites de spinelle et clinopyroxène, associées à l'orthopyroxène, indiquant que l'orthopyroxène alumineux a quitté son domaine de stabilité et donc une baisse de la température au cours de l'histoire de la roche (MERCIER, 1972). Dans les enclaves des basaltes, le spinelle et les pyroxènes forment parfois des amas disséminés qui évoquent les associations de grenat-spinelle-pyroxène visibles dans certaines enclaves des kimberlites et différents de la kélyphite (GREEN, communication orale); ils correspondraient alors au passage de la péridotite à grenat dans le domaine à spinelle, donc à une baisse de pression au cours de l'histoire de la roche.

Au point de vue structural, les faciès protogranulaire et équant à gros grain sont tous les deux attribués à une recristallisation poussée (MERCIER, 1972 ; MERCIER et NICOLAS, sous presse), qui tendrait à minimiser l'énergie de surface des limites intergranulaires (KRETZ, 1966).

Les seuls indices de déformation plastique rencontrés sont les sous-joints dans l'olivine, qui sont rectilignes et nets dans les deux cas, témoignant d'une restauration importante. Notons enfin que les températures d'équilibre sont comparables dans les deux séries et comprises entre 900° et 1100°C (DICKY, résultats non publiés ; BOYD et NIXON, 1972, 1973 ; MACGREGOR, sous presse ; JOHNSTON, sous presse).

Les faciès les moins déformés des massifs alpins sont voisins également de notre structure à gros grain et de la structure protogranulaire des basaltes (MERCIER et NICOLAS, sous presse). C'est le cas de Lanzo (BOUDIER, 1972) et de Baldissero (ETIENNE, 1971 ; NICOLAS et al., 1971, 1972 ; LENSCH, 1971) dans les Alpes Piémontaises, où les auteurs retrouvent la même association du spinelle et de l'enstatite. Cependant, les péridotites de ces massifs ont subi une déformation plastique lors de leur mise en place, donnant naissance à de nombreux sous-joints et à une forte orientation préférentielle des minéraux (BOUDIER, en préparation).

Si MERCIER et NICOLAS (sous presse) situent la structure protogranulaire dans la zone à faible vitesse avec localement une fusion partielle, nous préférons dans le cas des kimberlites, adhérer à l'hypothèse de BOYD et NIXON (1973a, 1973b), NIXON et al. (1973) et MACGREGOR (1973, sous presse), et assimiler les faciès à gros grain des enclaves des kimberlites à la lithosphère continentale, où, si elle existe, la déformation plastique s'effectue à des vitesses très faibles. Cette hypothèse repose sur le fait que ces faciès se répartissent sur la géotherme continentale, à des profondeurs inférieures à 150 ou 190 km, suivant les gisements (chapitre 10) ; ils se situent donc au-dessus de la zone à faible vitesse qui se trouve actuellement entre 200 et 300 km sous l'Afrique du Sud (BLOCH et al., 1969).

3.2. - STRUCTURES PORPHYROCLASTIQUES. TECTONITES

L'origine de la structure porphyroclastique est fondamentalement la même dans les enclaves des basaltes et celles des kimberlites : c'est la déformation plastique.

3.2.1. NATURE DE L'ÉCOULEMENT

Le développement des orientations préférentielles de l'olivine et de l'enstatite par déformation plastique a été étudiée dans le massif de Lanzo (Alpes Piémontaises, NICOLAS et al., 1971, 1972), dans des dunités déformées expérimentalement (NICOLAS et al., 1973) et très récemment par simulation automatique (ETCHECOPAR, 1974). L'obliquité fréquente de l'orientation préférentielle des minéraux sur la direction d'extension (foliation ou linéation) est due à une déformation par cisaillement rotationnel ; l'angle d'obliquité indique le sens du cisaillement et diminue lorsque la déformation s'intensifie. D'autre part, l'orientation préférentielle induite par une déformation irrotationnelle est symétrique et présente deux maxima de la direction de glissement des minéraux de part et d'autre du plan d'aplatissement ; les deux maxima se rapprochent de ce plan lorsque la déformation augmente. L'orientation préférentielle de l'olivine et de l'enstatite est donc un bon critère pour connaître la nature rotationnelle ou irrotationnelle de l'écoulement.

L'application de ce critère montre que :

- les structures porphyroclastiques des massifs de type alpin sont dues à un écoulement par cisaillement rotationnel dominant (NICOLAS et al., 1972 ; DAROT, 1973 ; BOUDIER, en préparation) ;

- toutes les structures de la déformation primaire dans les enclaves des basaltes sont aussi dues à un écoulement par cisaillement rotationnel (MERCIER, 1972 ; MERCIER et NICOLAS, sous presse) ; par contre, les structures porphyroclastiques secondaires, dans les cas où elles ont été rencontrées, indiquent un écoulement irrotationnel (NICOLAS, communication orale) ;

- dans les enclaves des kimberlites, la déformation plastique commence par un écoulement en régime irrotationnel dominant ; au fur et à mesure que la déformation s'intensifie, la déformation devient rotationnelle avec composante d'écrasement (structure en mosaïque, chapitre 5, pages 43-47), puis uniquement rotationnelle dans son stade ultime (structure fluidale superplastique, chapitre 5, pages 47-59).

3.2.2. PARAMETRES DE LA DÉFORMATION

Dans le chapitre précédent, nous avons pu comparer, à l'aide de critères structuraux, les valeurs relatives des paramètres de la déformation (contrainte, vitesse) dans les tectonites des différents pipes. En effet, nous connaissons la température approximative à laquelle s'est effectuée la déformation : 1100°C à 1350°C (BOYD et NIXON, 1973a, 1973b ; MACGREGOR, sous presse ; JOHNSTON, 1973) ; nous savions d'autre part que le recuit a été insignifiant lors de la remontée des enclaves. Ainsi, les tectonites de Bulfontein se sont déformées à des vitesses plus rapides que celles des autres pipes.

Dans le cas des basaltes, la température de déformation est comprise entre 1000° et 1100°C (DICKY, résultats non publiés). Par contre, nous ne savons pas quelle a pu être l'importance du recuit que l'enclave a subi dans la lave à 1200°C lors de sa remontée vers la surface ; il est probable cependant qu'il n'ait pas modifié considérablement la structure, car certains faciès porphyroclastiques secondaires ne montrent aucun signe de restauration, l'olivine ayant une extinction roulante (NICOLAS, comm. pers.). D'autre part, la pression et la température ont un effet contraire sur le coefficient de diffusion de l'olivine donc sur le mouvement des dislocations et la plasticité des péridotites. N'ayant pas de données précises sur les paramètres tels que le volume d'activation, nous ne savons pas, a priori, si la diffusion est plus facile dans les enclaves porphyroclastiques des basaltes (moins de 1100°C, moins de 100 km) que dans celles des kimberlites (1100-1400°C, 150 à 200 km). Il semble cependant que la différence ne soit pas considérable, mais toute comparaison ne trouvera sa réelle signification que lorsque tous les paramètres physiques de l'olivine seront connus.

L'observation des lames minces montre que les structures porphyroclastiques des basaltes se sont déformées "à chaud" (hot working), au moins en ce qui concerne le premier cycle de déformation, tandis que les tectonites des kimberlites se sont déformées "à froid" (cold working).

Dans les basaltes, la déformation se fait à des vitesses relativement faibles par rapport à la température, car il y a restauration et formation de larges sous-grains bien visibles au microscope optique ; la figure 9.2 montre la variation du diamètre moyen des sous-grains des porphyroclastes d'olivine en fonction d'une déformation croissante (NICOLAS, résultats non publiés) : si la forte diminution entre les stades I (protogranulaire) et III (porphyroclastique sans recristallisation) peut être attribuée à l'établissement d'un régime stationnaire, le reste de la courbe montre que la dimension des sous-grains est relativement constante et comprise entre 0,3 et 0,75 mm. La valeur moyenne est donc beaucoup plus élevée que pour les enclaves des kimberlites malgré la température de déformation plus basse. Il semble donc que la contrainte soit inférieure lors de la déformation dans le cas des xénolites des basaltes.

Inversement, pour des températures de déformation plus élevées, les tectonites en enclaves dans les kimberlites montrent moins de restauration (cold working) car les sous-grains sont rarement visibles au microscope optique, et présentent beaucoup plus de dislocations de vecteur

de BURGERS [001] qui apparaissent à basse température ou vitesse de déformation élevée (CARTER et AVE'LALLEMANT, 1970). Il semblerait donc que les enclaves des kimberlites se soient déformées à des vitesses plus rapides que celles des basaltes.

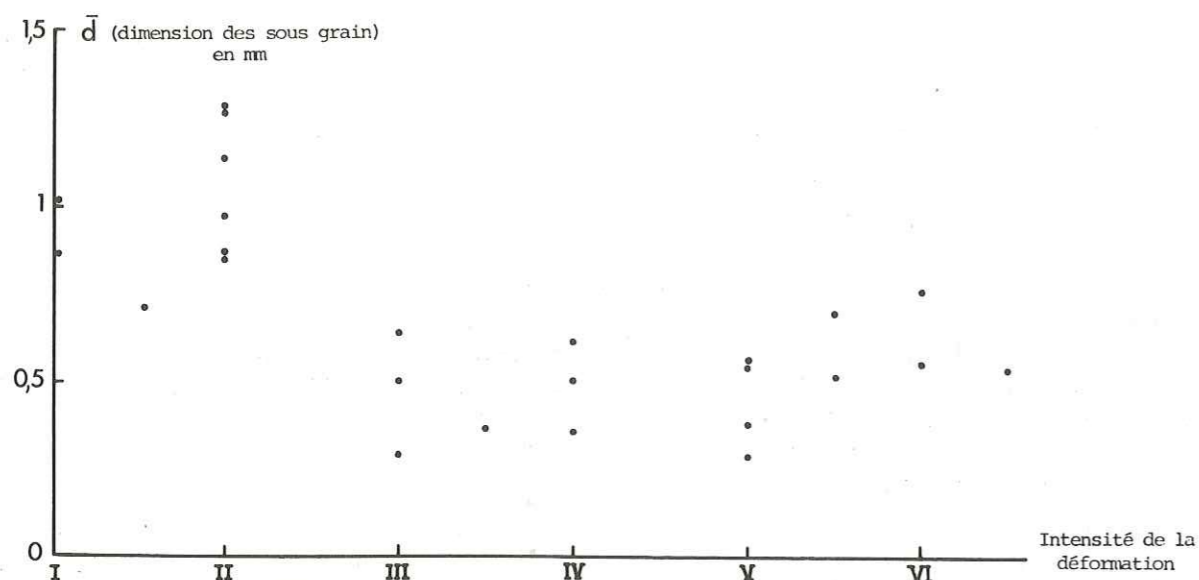


Fig. 9.2. Relation entre la dimension moyenne des sous-grains dans les porphyroclastes d'olivine et l'intensité de la déformation (NICOLAS, résultats non publiés).

- I - Protogranulaire.
- II - Porphyroclastique : légère déformation plastique sans recristallisation.
- III - Porphyroclastique : déformation plastique moyenne sans recristallisation.
- IV - Porphyroclastique : forte déformation plastique, recristallisation moyenne.
- V - Porphyroclastique : très forte déformation plastique, forte recristallisation.
- VI - Recristallisation complète, rares reliques de porphyroclastes.

3.2.3. INTENSITÉ DE LA DÉFORMATION

Les enclaves des basaltes sont parfois extrêmement déformées, mais elles n'atteignent jamais le stade superplastique. La température (moins de 1100°C, DICKEY, résultats non publiés) est peut-être trop basse pour permettre une recristallisation suffisante de l'orthopyroxène et la diffusion aux joints de grains.

3.2.4. TABLETTES AUTOMORPHES D'OLIVINE

Les structures porphyroclastiques des basaltes présentent parfois des tablettes d'olivine qui se développent aux dépens des porphyroclastes. Cependant, elles n'ont jamais le caractère parfaitement automorphe des tablettes décrites dans les tectonites des kimberlites (chapitre 4, pages 34-39), et elles sont déformées (10^7 cm^{-2} , GREEN, GUEGUEN, communication orale) : elles se seraient donc formées pendant l'écoulement plastique. Les tablettes automorphes constituent donc un caractère propre aux enclaves des kimberlites.

3.3. STRUCTURES ÉQUIGRANULAIRES

Elles sont particulières aux basaltes et n'ont été décrites dans les kimberlites que dans le pipe de Matsoku (Lesotho) par HARTE et al. (sous presse). Nous pouvons les rapprocher de la structure en mosaïque dans la mesure où elles sont la continuation de la structure porphyroclastique

et où elles s'avèrent dues à une recristallisation syntectonique (GREEN, GUEGUEN, communication orale). Mais elles en diffèrent par le grain plus fort, par la dispersion des orthopyroxènes et par la plus forte restauration des cristaux.

3.4. STRUCTURES SECONDAIRES

Il nous est difficile de comparer les structures secondaires des basaltes avec celles des kimberlites car les critères de reconnaissance ne sont pas les mêmes dans les deux cas.

4 - CONCLUSION

Les enclaves des basaltes se distinguent de celles des kimberlites par :

- l'absence de processus de déformation par diffusion (Cobble Creep ou Nabarro Herring creep) dans le cas où le faciès tabulaire à gros grain des kimberlites serait dû à de tels mécanismes, et par l'absence de déformation superplastique. Seuls l'écoulement plastique, la recristallisation syn- et post-tectonique ont été reconnus dans les enclaves des basaltes ;

- une déformation plastique "à chaud" s'opposant à la déformation "à froid" des enclaves des kimberlites (à l'exception des faciès à gros grain) ; l'écoulement est essentiellement rotationnel et s'effectue à des vitesses plus faibles que dans les enclaves des kimberlites. Ces deux observations sont plus cohérentes avec une origine de la déformation par mouvement des plaques que par montée diapirique (ALLEGRE et BOTTINGA, 1974). En effet, dans le premier cas, la translation s'effectue dans une large zone du manteau supérieur à la base de la lithosphère : le taux de déformation est donc faible. Dans le second cas, la déformation se fait entièrement à la périphérie du diapir et sur une enveloppe mince : le taux de déformation est donc plus élevé, même si la vitesse d'ascension du diapir est comparable à la vitesse de translation des plaques mesurées en surface. Un modèle de diapir a été proposé par GREEN et GUEGUEN (1974) pour les kimberlites (voir chapitre 10).

■■■■■■■■

CHAPITRE X

LA GÉOTHERME PYROXÉNIQUE - CONSÉQUENCES ET MODELES INTERPRÉTATIFS

1 - PRINCIPE

L'analyse géochimique des phases clinopyroxène calcique + orthopyroxène alumineux + phase alumineuse (grenat ou spinelle) simultanément présentes dans une enclave permet de connaître leurs conditions d'équilibre. Dans le diopside contenant moins de 10 % de $Fe SiO_3$, le rapport $Ca/Ca + Mg$ varie avec la température mais très peu avec la pression (BOYD et SCHAIRER, 1964 ; DAVIS et BOYD, 1966) ; le clinopyroxène calcique est donc un géothermomètre. D'autre part, la solubilité de l'alumine dans l'enstatite est fonction de la pression et l'orthopyroxène constitue le géobaromètre complémentaire (MAC GREGOR, 1974).

La majeure partie des péridotites en enclaves dans les kimberlites contient les trois phases : grenat, orthopyroxène alumineux et clinopyroxène calcique. La température et la pression d'origine de ces xénolites peuvent donc être calculées grâce à la méthode exposée ci-dessus, en supposant l'équilibre géochimique atteint (voir paragraphe 2.1)

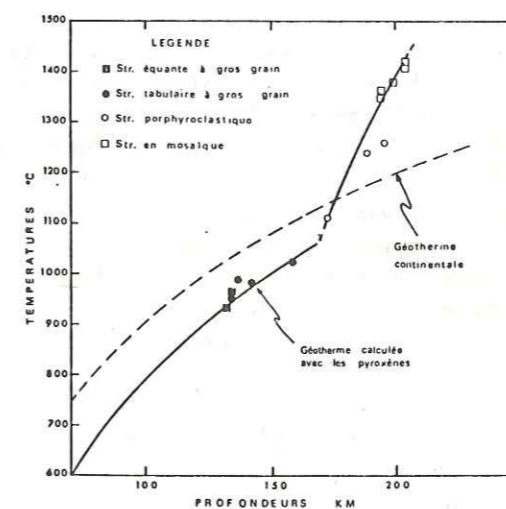


Fig: 10.1 Géotherme pyroxénique définie par les enclaves de péridotite du Lesotho (points calculés d'après le tableau 10.3). La géotherme continentale est celle calculée par CLARK et RINGWOOD (1964).

BOYD (1973) et NIXON (1973), MAC-GREGOR (1974, sous presse) et JOHNSTON (1973) ont étudié ainsi plusieurs suites d'enclaves des kimberlites d'Afrique du Sud. Reportés sur un diagramme de pression et température, les points s'alignent suivant deux directions qui, puisqu'on admet l'équilibre, déterminent deux géothermes (figure 10.1) : la première, plus superficielle, est parallèle à la géotherme continentale de CLARK et RINGWOOD (1964) et correspond aux enclaves à gros grain ("granular nodules") qui sont appauvries en éléments basaltiques ; la seconde, redressée et anormale, correspond aux tectonites ("sheared nodules") dont la déformation augmente avec la profondeur d'origine (NIXON et al., 1973)

et dont le chimisme se rapproche de celui de la pyrolite de RINGWOOD (1966) et de GREEN et RINGWOOD (1967, 1970). Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer cette anomalie.

2 - MODELES INTERPRÉTATIFS

2.1. MÉLANGE TECTONIQUE

Cette hypothèse a été proposée par BOULLIER et NICOLAS (1973) pour expliquer la similitude de composition des clinopyroxènes et grenats des enclaves monominérales et des griquaïtes avec ceux des tectonites (BOYD et NIXON, 1972). Elle ne vise à expliquer les deux branches de la géotherme qu'au prix d'hypothèses supplémentaires concernant l'équilibre des pyroxènes.

Si l'équilibre géochimique est bien atteint, il est clair que le problème des deux géothermes existe toujours. Par contre, si cet équilibre n'est pas atteint et si les teneurs en Ca et Al dans les pyroxènes dépendent de la composition globale du système, de sorte qu'elles soient différentes dans une péridotite et dans une griquaïte, il est alors possible que la géotherme perturbée soit un artefact. En supposant que les lherzolites présentent des rubanements à griquaïte, une déformation intense pourrait aboutir à une lherzolite à grenat apparemment homogène mais dont les minéraux ne seraient pas équilibrés. Dans l'alternative où le coefficient de partage des éléments est indépendant de la composition globale du système, les griquaïtes pourraient être alors des filons plus "chauds" intrusifs dans la lherzolite, puis dispersés tectoniquement.

Le mélange tectonique de pyroxénites dans des lherzolites plus ductiles a été observé en bordure du massif de Beni Bousera (KORNPROBST, 1966), de Ronda (DAROT, comm. pers.), du Bois des Feuilles (LASNIER, 1971) et de Lanzo (NICOLAS et al., 1972) et dans des anorthosites déformées superplastiquement (BOULLIER et GUEGUEN, sous presse). De même, certaines différences de composition entre des grenats d'une même enclave (BOYD, sous presse) vont en faveur d'une dispersion tectonique.

Cette hypothèse a été reprise par WILSHIRE et JACKSON (sous presse) dans une discussion de la géotherme pyroxénique.

2.2. ÉCHAUFFEMENT VISQUEUX AU NIVEAU DE LA ZONE A FAIBLE VITESSE

Ce modèle a été proposé par BOYD (1973), puis par BOYD et NIXON (1973) et NIXON et al. (1973). L'équilibre géochimique des phases minérales est supposé atteint. L'anomalie de la géotherme pyroxénique du Lesotho (figure 10.1) est incompatible avec un état stationnaire du manteau supérieur. La géotherme continentale a donc été perturbée avant l'éruption des kimberlites, par un événement pouvant entraîner un échauffement important entre 150 et 200 km. Ces profondeurs coïncident avec la zone à faible vitesse (BOYD, 1973). L'événement perturbateur peut être l'échauffement visqueux donnant naissance aux tectonites et consécutif à la dissociation du Gondwanaland. En effet, la séparation de l'Afrique et de l'Amérique du Sud a commencé dès le début du Crétacé, mais les mouvements les plus importants se sont faits à partir du Crétacé terminal (SMITH et HALLAM, 1970 ; LARSON et LADD, 1973) : c'est l'âge de la plupart des kimberlites d'Afrique du Sud.

Les xénolites à ilménite, les pyroxénites et les enclaves monominérales ("discrete nodules") se répartissent sur la branche perturbée de la géotherme (BOYD et NIXON, 1973). Selon ces auteurs, les dernières inclusions se seraient formées dans la zone à faible vitesse au sein d'une boue cristalline résultant de la fusion partielle ; en effet, le solidus de la péridotite hydratée est alors atteint (KUSHIRO et al., 1968 ; MYSEN et BOETTCHER, 1972). L'hypothèse de

BOYD et NIXON (1973) rejoint donc en partie celle de BIRCH (1970) et GREEN (1971) qui font intervenir la fusion partielle pour expliquer la zone à faible vitesse.

La concentration des volatiles par un processus de raffinage (HARRIS, 1957) enrichirait en ilménite les roches de ce niveau. Parallèlement, la coalescence du magma, facilitée par l'écoulement plastique (WEERTMAN, 1972) entraîne à son tour l'éruption kimberlitique.

La coupe schématique du manteau supérieur (figure 10.2) résume l'hypothèse de BOYD et NIXON (1973) et NIXON et al (1973). Elle s'appuie sur des études parallèles de la géochimie et de la structure des enclaves (tableau 10.3).

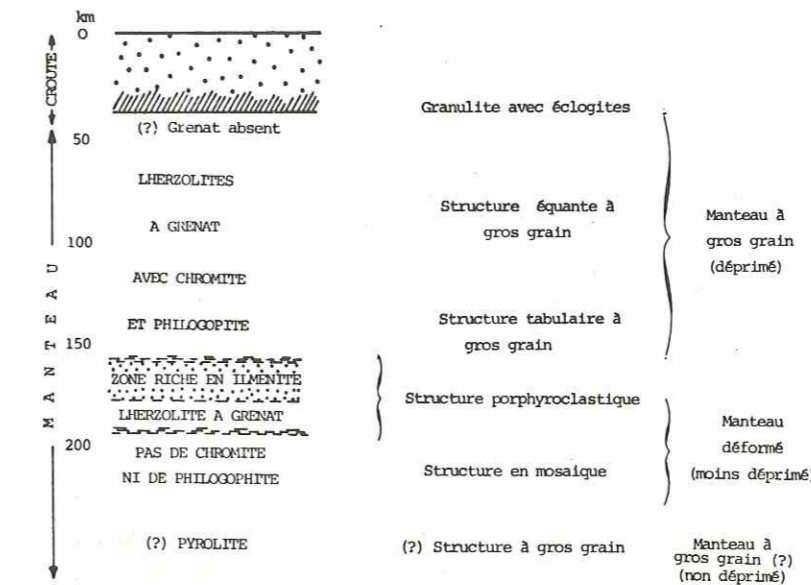


Fig. 10.2. Représentation schématique du manteau supérieur et de la croûte continentale à l'aplomb du Lesotho, d'après les enclaves des kimberlites (d'après NIXON et al., 1973).

Tableau 10.3

N° PHN	IDENTIFICATION MACROSCOPIQUE	LOCALITÉ	T °C	Km	STRUCTURE
1595	A GROS GRAIN, AVEC PHLOGOPITE	THABA PUTSOA	930	132	TABULAIRE A GROS GRAIN
1567	A GROS GRAIN, AVEC PHLOGOPITE	THABA PUTSOA	950	134	EQUANTE A GROS GRAIN
1592	A GROS GRAIN	THABA PUTSOA	955	134	EQUANTE A GROS GRAIN
1572,3	A GROS GRAIN, AVEC PHLOGOPITE	THABA PUTSOA	980	142	TABULAIRE A GROS GRAIN
1568	A GROS GRAIN	THABA PUTSOA	985	137	TABULAIRE A GROS GRAIN
1559 B	A GROS GRAIN, AVEC PHLOGOPITE	MOTHAË	1025	158	PORPHYROCLASTIQUE
1654	LENTILLES DÉFORMÉES, AVEC PHLOGOPITE	MATSOKU	1050	158	TABULAIRE SECONDAIRE
1582	INTERMÉDIAIRE, A ILMÉNITE	THABA PUTSOA	1115	172	PORPHYROCLASTIQUE
2001	TECTONITE	MOTHAË	1240	188	PORPHYROCLASTIQUE
1591	TECTONITE	THABA PUTSOA	1260	195	PORPHYROCLASTIQUE
1924	TECTONITE	MOTHAË	1345	194	MOSAÏQUE
1925	TECTONITE	MOTHAË	1365	194	MOSAÏQUE
1611	TECTONITE	THABA PUTSOA	1380	199	MOSAÏQUE FLUIDALE
1566	TECTONITE	THABA PUTSOA	1405	204	MOSAÏQUE
1596	TECTONITE	THABA PUTSOA	1415	204	MOSAÏQUE FLUIDALE

Enclaves ultrabasiques des kimberlites du Lesotho. Classification des températures et pressions d'origine et des structures (NIXON et al., 1973).

La profondeur d'origine des tectonites et des xénolites monominéraux varie suivant les pipes. NIXON et al. (1973) attribuent cette différence à la remontée de la zone à faible vitesse vers les régions océaniques. La courbe de stabilité du diamant est donc recoupée et le diamant n'est plus stable là où se forment les kimberlites à l'aplomb de ces régions : c'est le cas du SE du Lesotho.

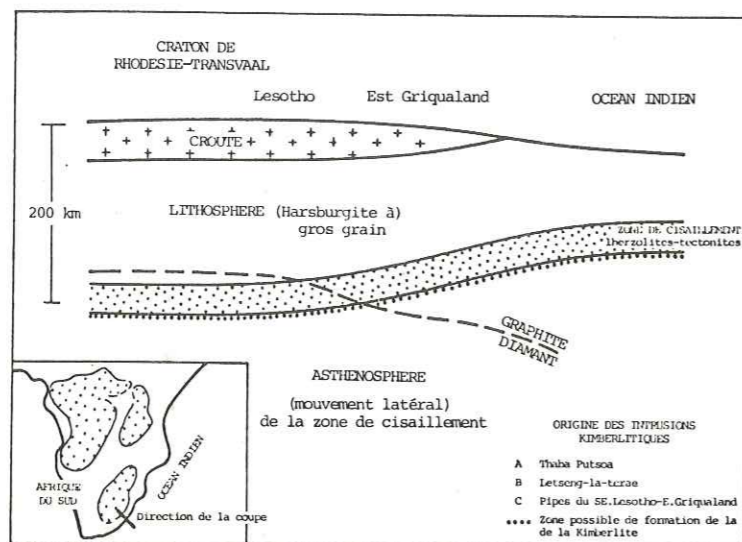


Fig. 10.4. Coupe schématique à travers la partie S.E du craton de Rhodesie - Transvaal, montrant la zone de cisaillement à la base de la plaque africaine (NIXON et al., 1973). Cette zone remonte vers l'océan indien. Les kimberlites (A, B et C) peuvent se former dans le domaine de stabilité du graphite, à la limite ou à l'extérieur du craton. Les profondeurs sont calculées d'après les données de BOYD (1973) et NIXON et BOYD (1973).

2.3. DISCONTINUITÉ DE LA CONDUCTIVITÉ THERMIQUE

C'est le modèle proposé par MACGREGOR (sous presse). Il suppose l'équilibre géochimique atteint et tente d'expliquer l'inflexion de la géotherme pyroxénique en régime stationnaire, et fait intervenir une variation de la conductivité thermique en fonction de la profondeur dans le manteau supérieur. Le coude de la géotherme coïncide avec la zone à faible vitesse et avec l'apparition des tectonites ; la déformation croissante présentée par les enclaves pourrait être la cause de la diminution de la conductivité thermique.

Certains échantillons de la région de Kimberley et de Jagersfontein définissent une paléo-géotherme plus chaude que la géotherme continentale (figure 10.5). Ce second groupe d'enclaves coexiste avec le premier dans plusieurs pipes. Les explications présentées par MACGREGOR (sous presse) sont compliquées et peu satisfaisantes.

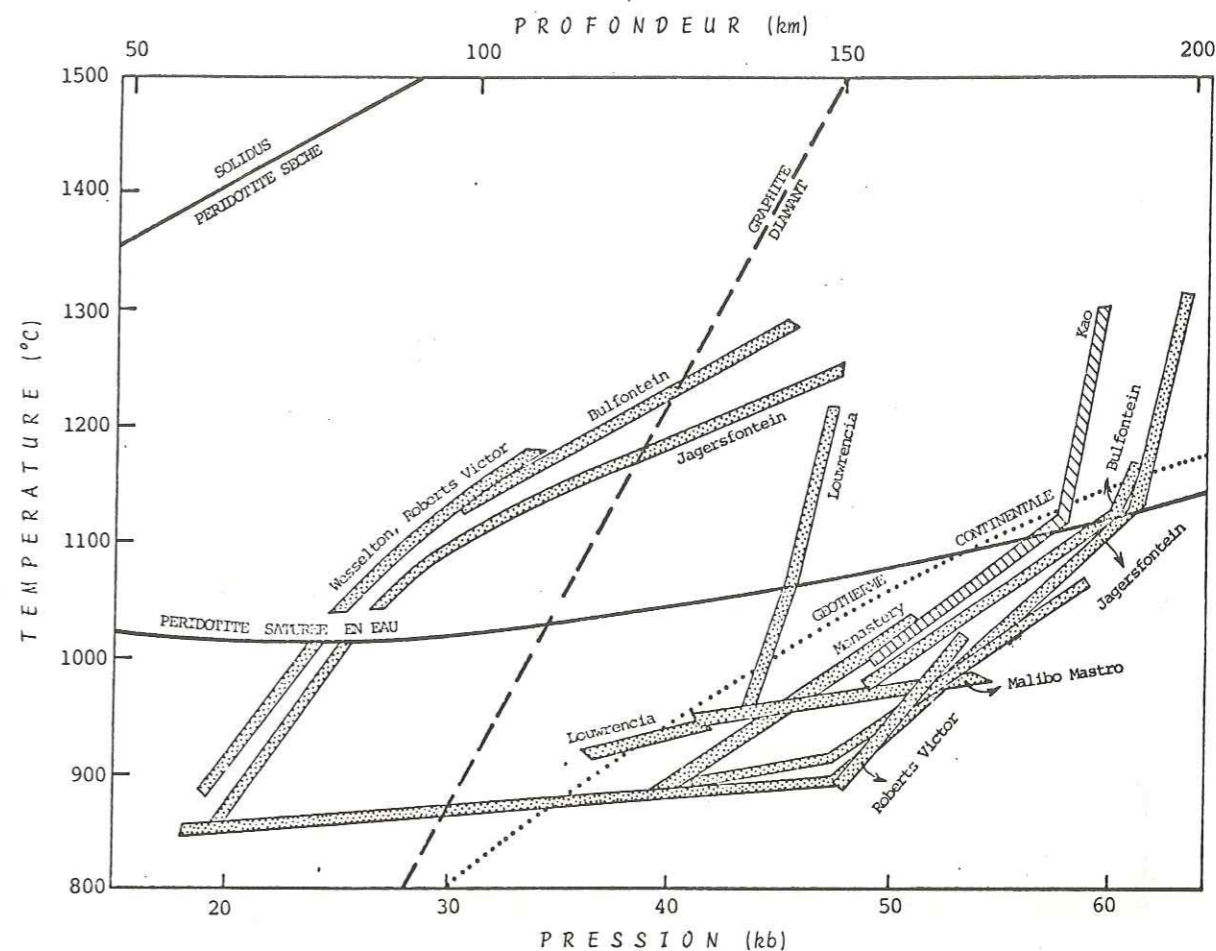


Fig. 10.5. Gradients géothermiques obtenus par MACGREGOR (sous presse) d'après les enclaves de différentes localités.

2.4. MODELE DU DIAPIR

Il est présenté par GREEN et GUEGUEN (1974) et GUEGUEN (1974). Dans la couche à faible vitesse, ou en-dessous, une instabilité déclenche une ascension adiabatique de matériau (figure 10.6)

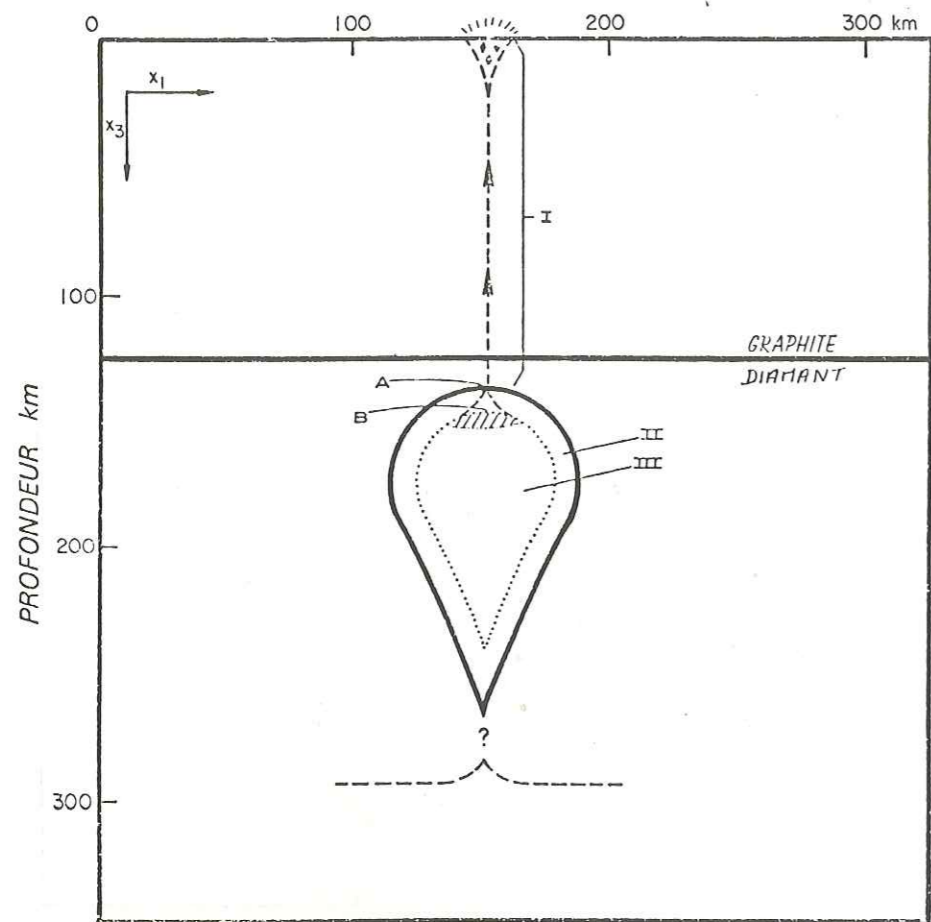


Fig. 10.6. Schéma explicatif du modèle du diapir.
 Région I : géotherme non perturbée
 Région II : enveloppe externe du diapir affectée par les échanges de chaleur
 Région III : coeur du diapir non perturbé
 Le point B marque l'endroit où commence la fusion.

Pour un rayon de 50 km environ, la vitesse d'ascension est de l'ordre de 1 cm/an et le diapir peut atteindre le solidus de la péridotite hydratée : la présence de phlogopite dans certaines tectonites confirme la présence d'eau. Le magma produit transporte ensuite jusqu'à la surface des fragments de la partie AB et du domaine I (figure 10.6) qui correspondent aux géothermes obtenues par BOYD (1973), BOYD et NIXON (1973) et MACGREGOR (sous presse). Les effets de frottement (déformation) et de déperdition de chaleur sont localisés dans l'écorce du diapir.

GREEN et GUEGUEN (1974) ont calculé la profondeur originelle et la vitesse de montée du diapir dans le cas de Louwrencia et de Kimberley (tableau 10.7) d'après les résultats de MACGREGOR (sous presse, figure 10.5).

Tableau 10.7

	DURÉE DE L'ASCENSION	PROFONDEUR DÉPART	VITESSE D'ASCENSION
Louwrencia	3 millions d'années	290 km	5 cm/ an
Kimberley	3 millions d'années	280 km	3 cm/ an

Calculs obtenus par GREEN et GUEGUEN (1974) d'après les données de MACGREGOR (sous presse).

3 - DISCUSSION

3.1. DISCUSSION DES MODELES

Dans leur article, GREEN et GUEGUEN (1974) ont montré que les modèles de BOYD (1973) et de MACGREGOR (sous presse) étaient incompatibles avec plusieurs données :

- un taux supérieur à $10^{-11} \text{ sec}^{-1}$ serait nécessaire pour entraîner un échauffement visqueux susceptible de perturber une géotherme normale. Ce taux est beaucoup plus élevé que celui de la dérive des continents ($10^{-14} \text{ sec}^{-1}$) à moins de restreindre la zone de faible vitesse à 30 km au lieu de 100 km pour une vitesse en surface de 90 cm/an ;

- une diminution de la conductivité thermique correspondant à un modèle en régime stationnaire, ne peut s'expliquer dans le cas présent, ni par une amélioration de l'orientation préférentielle des minéraux, ni par la concentration des défauts cristallins, deux mécanismes induits par la déformation plastique ;

- seul le modèle du diapir (GREEN et GUEGUEN, 1974) procure une explication satisfaisante de la seconde géotherme mise en évidence par MACGREGOR (sous presse, figure 10.5).

Le modèle du diapir est attrayant dans la mesure où il est cohérent avec les observations structurales (BOULLIER et NICOLAS, 1973, sous presse ; GUEGUEN et BOULLIER, sous presse) :

- le régime irrotationnel de l'écoulement dans les roches les moins déformées (chapitre 9, page 89) serait dû à la répercussion de la montée du diapir sur les roches sus-jacentes ;
- le régime irrotationnel s'établissant dans les roches les plus déformées serait compatibles avec un écoulement intense à la périphérie du diapir de même que :
 - les déformations intenses, parfois hétérogènes, (échantillon LMA 2, pages 61-66)
 - le taux relativement élevé de la déformation
 - l'écoulement superplastique qui ne peut être qu'exceptionnel dans le manteau (GUEGUEN et BOULLIER, sous presse).

Le modèle du diapir rejoint partiellement l'hypothèse de la dispersion tectonique (BOULLIER et NICOLAS, 1973, paragraphe 2.1) dans la mesure où certaines différences de composition entre les grenats d'une même enclave (BOYD, 1974) peuvent être attribuées à un mélange mécanique de matériau diapirique et de péridotite encaissante dans la zone de déformation b (figure 10.6).

Il rejoint également celui de BOYD et NIXON (1973) dans la mesure où la fusion partielle peut se produire au sommet du diapir et entraîner la contamination des roches sus-jacentes par les volatiles et la cristallisation des enclaves monominérales ("discrete nodules").

ANDERSON et PERKINS (1973, 1974) ont invoqué un modèle très voisin de celui de GREEN et GUEGUEN (1974) pour expliquer l'origine des kimberlites d'Amérique du Nord : ils font appel à un échauffement visqueux qui s'autoamplifie et qui provoque l'ascension de matériau chaud vers la limite lithosphère - asthénosphère. Cette hypothèse pourrait correspondre à l'instabilité invoquée par GREEN et GUEGUEN (1974) au niveau de la zone à faible vitesse, au début de l'ouverture de l'Atlantique, avant que ne s'établisse un régime stationnaire.

3.2. DISCUSSION DE LA METHODE DE CALCUL

La géotherme pyroxénique a obtenu un énorme succès à la Conférence Internationale des Kimberlites en 1973, où BOYD et NIXON, NIXON et BOYD, JOHNSTON, MACGREGOR l'ont présentée.

Or, la méthode de calcul des pressions et température exposée dans le premier paragraphe et utilisée par les auteurs cités ci-dessus, ne tient pas compte d'éléments tels que Fe, Cr, Ca et Na, et qui déplacent les conditions d'équilibre (MACGREGOR, 1970). Les corrections de WOOD et BANNO (1973) et WOOD (1974) permettent d'en tenir compte. Cependant, si BOYD (1973) considère qu'elles ne modifient pas la géotherme pyroxénique de façon considérable, en les appliquant MERCIER et CARTER (sous presse) obtiennent une géotherme rectiligne. De même, WILSHIRE et JACKSON (sous presse) se montrent très prudents quant à la détermination des géothermes d'après la composition des pyroxènes des roches ultrabasiqes.

Des études géochimiques et des travaux expérimentaux supplémentaires sont nécessaires pour mettre définitivement au point une méthode de calcul des pressions et des températures d'équilibre des roches ultrabasiqes.

Mais, quelles que soient les corrections utilisées lors des calculs, toute explication devra tenir compte de la variation des structures avec la pression. C'est pour cela que nous avons jugé bon de présenter les modèles interprétatifs de la géotherme pyroxénique, malgré la controverse scientifique soulevée par ce sujet.

■■■■■■■■

CONCLUSIONS

ANISOTROPIE DU MANTEAU SUPERIEUR

L'étude des péridotites en enclaves dans les kimberlites d'Afrique du Sud a permis de distinguer trois grands groupes structuraux (tableau 7.1, p. 72) :

- groupe à gros grain subdivisé en deux faciès : structure équante à gros grain et structure tabulaire à gros grain ;
- groupe des tectonites comprenant les structures porphyroclastique, en mosaïque et en mosaïque fluidale ;
- groupe des structures secondaires : faciès tabulaire et faciès à gros grain ; ce groupe est le moins important numériquement.

1 - INTERPRÉTATION

1.1. PARAMETRES DE LA DÉFORMATION

Les principaux paramètres qui régissent la déformation sont la température, la pression, la contrainte et la vitesse de déformation. Ils sont reliés par la loi de la déformation suivante (WEERTMAN, 1970) :

$$\dot{\epsilon} = Cste \times D \times \sigma^n \text{ avec } n \approx 3$$

$$D = D_0 \exp - \left(\frac{Q + PV}{RT} \right)$$

- $\dot{\epsilon}$: vitesse de déformation
- D : coefficient de diffusion
- σ : contrainte
- D₀ : constante
- Q : énergie d'activation
- P : pression
- V : volume d'activation
- R : constante des gaz parfaits
- T : température.

Les critères structuraux dont nous disposons sont : la dimension de la sous-structure et la densité actuelle de dislocations libres qui reflètent l'état de contrainte lors de la déformation, compte tenu de nombreuses réserves (NICOLAS et POIRIER, sous presse). L'appréciation qualitative de la quantité de déformation est aussi utile puisque toutes choses égales d'ailleurs, l'intensité de la recristallisation en dépend (NICOLAS et al, 1973). La géochimie des pyroxènes nous fournit la température et la pression. Dans l'état actuel des travaux expérimentaux, nous ne tirons de l'étude des nodules qu'une vague idée de la valeur de la contrainte et par conséquent de la vitesse de déformation. Cette imprécision tient à ce que les paramètres de la déformation ne sont pas indépendants (voir loi de fluage ci-dessus) ; la température a un effet contraire à celui de la contrainte, de la pression, de la vitesse de déformation, sur la densité des dislocations et leur configuration ; la température et la quantité de déformation agissent dans le même sens quant à la recristallisation.

1.2. INTERPRÉTATION DES STRUCTURES

Les structures à gros grain se sont équilibrées à des températures inférieures à 1100°C et à des profondeurs inférieures à 150 Km ; elles sont caractérisées par une sous-structure large et une densité de dislocations faible. Elles correspondent donc à une contrainte et à une vitesse de déformation relativement faibles.

Les structures de tectonites se situent à des profondeurs de 150 - 200 km où règnent des températures de 1100°C à 1400°C ; elles sont caractérisées par une sous-structure fine et une grande densité de dislocations. Elles correspondent donc à une contrainte et une vitesse de déformation relativement élevées.

2 - ANISOTROPIE DU MANTEAU

L'étude structurale de chaque suite xénolitique, en corrélation avec l'analyse géochimique (BOYD et NIXON, 1973 ; MACGREGOR, 1974, sous presse) met en évidence des anisotropies verticales et horizontales du manteau supérieur sous l'Afrique du Sud.

2.1. ANISOTROPIE VERTICALE

Pétrologie : le groupe à gros grain est appauvri en composants basaltiques tandis que le groupe des tectonites se rapproche de la composition de la pyrolite. Les deux groupes se distinguent aussi par d'autres caractères minéralogiques (voir chapitre 7). Il y a donc variation verticale de la composition du manteau.

Structure : ainsi que nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, la contrainte et la vitesse de déformation augmentent avec la profondeur, la déformation plastique étant surtout développée dans les tectonites. A l'intérieur même du groupe des tectonites, la quantité de déformation atteint son maximum dans les faciès les plus profonds, ceux où apparaît la superplasticité (structure en mosaïque fluidale). La déformation peut de surcroît être hétérogène à l'échelle de l'échantillon ainsi que l'indique l'enclave à structure secondaire tabulaire décrite dans le chapitre 6.

A la verticale de chaque pipe existe donc une limite pétrographique et structurale située aux environs de 150 km de profondeur.

2.2. ANISOTROPIE HORIZONTALE

Pétrologie : l'étude géochimique comparée des suites xénolitiques montre que la limite pétrographique et structurale que nous venons de décrire, se situe à des profondeurs variables sui-

vant les pipes : elle est plus profonde à la verticale du groupe de Kimberley qu'à la verticale de Louwrencia (Afrique du Sud-Ouest) ou du Lesotho (MACGREGOR, sous presse ; NIXON et BOYD, en préparation).

La proportion d'éclogites par rapport aux péridotites varie dans les différents cortèges d'enclaves. Ceci est particulièrement net à Roberts Victor où elles constituent l'essentiel des xénolites : le manteau supérieur serait donc plus riche en éclogite qu'en péridotite à l'aplomb de Roberts Victor, ce qui semble un caractère exceptionnel.

Structure : les tectonites de Bultfontein semblent caractériser une déformation à vitesse et contrainte relativement plus élevées que les tectonites des autres pipes ; en effet, leur sous-structure est plus fine (chapitre 8, paragraphe 1.1.1). Il y aurait donc aussi variation horizontale des paramètres de la déformation.

La localisation des structures secondaires à certains pipes (Matsoku et Monastery) montre que certaines régions du manteau supérieur peuvent être affectées de cycles tectoniques sans que les régions immédiatement voisines (10 km) n'en subissent.

Considérons maintenant la kimberlite de Sekameng (Lesotho) et le dyke à affinité basaltique de Lipelaneng situé à une dizaine de kilomètres de là ; la totalité des enclaves de ce dyke est constituée de harzburgites ou dunites à spinelle qui possèdent la structure porphyroclastique typique des xénolites des basaltes (chapitre 8, paragraphe 1.3.4) et qui ne sont pas représentées à Sckameng.

L'alternative suivante se présente :

- la zone de péridotite à spinelle est restreinte à la région de Lipelaneng ; le manteau sous crustal du craton sud-africain présente alors de fortes variations, horizontales de composition et de structure ;

- la zone de péridotite à spinelle existe réellement sous tout le craton sud-africain ainsi que sous toutes les autres régions du globe, comme en témoignent les enclaves remontées par les basaltes (MERCIER, 1972 ; MERCIER et NICOLAS, sous presse). La raison pour laquelle elle ne serait pas représentée dans le cortège d'enclaves des kimberlites serait alors en relation avec une dynamique des magmas kimberlitiques telle que dans le ramonage des parois du conduit il existe une "zone blanche" entre 75.100 km et la croûte, correspondant à la tranche du manteau supérieur où les basaltes alcalins puisent leurs enclaves. Les faciès équants à gros grains les plus superficiels dont la structure s'apparente à la structure protogranulaire des enclaves des basaltes constituerait la transition entre la zone échantillonnée par les kimberlites et la zone échantillonnée par les basaltes.

Il serait alors utile, pour connaître la lithosphère d'une région, d'étudier simultanément les enclaves des basaltes et celles des kimberlites, lorsque les deux types de roches coexistent.

Ainsi, la nature pétrographique et surtout la structure du manteau supérieur varient quelque peu d'une région à une autre, sous le craton Sud-africain. Les grands mouvements horizontaux et lents qui sont à l'origine de la dérive des continents peuvent expliquer l'anisotropie verticale du manteau et prendre place dans les faciès à gros grain qui témoignent d'une vitesse de déformation très faible. Par contre, seules les différences locales des paramètres physiques (température, contrainte) dûes par exemple à la montée de diapirs, peuvent expliquer les variations latérales de la structure du manteau ainsi que la vitesse de déformation élevée indiquée par les tectonites.

Pouvons-nous étendre cette comparaison aux autres régions kimberlitiques du monde ? Ce serait prématuré car si les enclaves des kimberlites suscitent un intérêt de plus en plus grand et si les études pétrographiques et géochimiques abondent, nous ne disposons pas encore d'études structurales en nombre suffisant pour comparer le manteau supérieur à l'aplomb des cinq continents.

■■■■■■■■

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEGRE C.J., BOTTINGA Y. (1974). — Tholeiite, alkali basalt and ascent velocity - Nature, Vol 252, 31-32.
- ALLEN J.B., DEANS T. (1965). — Ultrabasic eruptives with alnoitic - kimberlitic affinities from Mala'ita, Solomon Islands - Miner. Mag., 34, 16-34.
- ALLEN J.C., MODRESKI P.J., HAYGOOD C., BOETTCHER A.L. (1972). — The role of water in the mantle of the earth : the stability of amphiboles and micas - 24th Intern. Geol. Cong., Section 2, 231-240.
- ANDERSON O.L., PERKINS P.C. (1973). — A plate tectonics model involving non-laminar asthenospheric flow to account for certain kimberlite pipes - 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of Papers, 7-10.
- ANDERSON O.L., PERKINS P.C. (1974). — Runaway temperatures in the asthenosphere resulting from viscous heating - J. Geophys. Res. 79, 14, 2136-8.
- ASHBY M.F., VERALL R.A. (1973). — Diffusion-accomodated flow and superplasticity - Acta Met., Vol. 21, 149-163.
- AVE'LALLEMANT H.G. (1967). — Structural and petrofabric analysis of an "Alpine-type" peridotite : the Iherzolite of the French Pyrénées-Leidse Geol. Meded., 42, 1-57.
- AVE'LALLEMANT H.G., CARTER N.L. (1970). — Syntectonic recrystallization of olivine and modes of flow in the upper-mantle. Geol. Soc. Am. Bull., 81, 2203-2220.
- BAILEY D.K. (1964). — Temperature and vapor composition in carbonatite and kimberlite - Carnegie Inst. Year Book 63, 79-81.
- BARDET M.G. (1964). — Contrôle géotectonique de la répartition des venues diamantifères dans le monde - Chronique Mines Rech. Minéral. 32, 67-89.
- BARDET M.G. (1973, 1974). — Géologie du diamant - Mémoires du B.R.G.M., 2 tomes, n° 83.
- BIRCH F. (1970). — Interpretations of the low - velocity zone - Phys. Earth Planet. Interiors, 3, 178-181.
- BLACIC J.D. (1972). — Effect of water on the experimental deformation of olivine - In "Flow and Fracture of Rocks", A.G.U. Monograph 16, 109-115.
- BLOCH S., HALES A.L., LANDISMAN M. (1969). — Velocities in the crust and upper-mantle of southern Africa from multimode surface wave dispersion - Bull. Seism. Soc. America, Vol. 59, 4, 1599-1629.
- BOUCHEZ J.L. (1971). — Exemples de traitement automatique des données numériques en géologie structurale et en pétrologie - Thèse 3ème cycle, Nantes, 117p.
- BOUCHEZ J.L., BOUDIER F., DAROT M., MERCIER J.C., NICOLAS A. (1970). — Analyse pétrofabrique - Travaux du Laboratoire de Géologie Structurale, Nantes.

- BOUCHEZ J.L., MERCIER J.C. — Construction automatique des diagrammes de densité d'orientation. Présentation d'un réseau de comptage - Sc. de la Terre, sous presse.
- BOUDIER F. (1972). — Relations lherzolite - gabbro - dunite dans le massif de Lanzo. Exemple de fusion partielle - Thèse 3ème cycle, Nantes, 106 p.
- BOULLIER A.M. (1973). — Etude préliminaire des structures et fabriques de quelques enclaves péridotitiques des kimberlites d'Afrique du Sud - Rapport D.E.A., Nantes.
- BOULLIER A.M., NICOLAS A. (1973). — Texture and fabric of peridotite nodules from kimberlite at Mothae, Thaba Putsoa and Kimberley - In "Lesotho Kimberlites", éd. P.H. NIXON, 57-66.
- BOULLIER A.M., NICOLAS A. — Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African Kimberlites - "Proceedings of the International Kimberlite Conference", Phys. Chem. Earth, 9, Pergamon Press, sous presse.
- BOULLIER A.M., GUEGUEN Y. — S.P. Mylonites : origin of some mylonites by superplastic flow - Contr. Mineral. Petrol., sous presse.
- BOYD F.R., SCHAIRER J.F. (1964). — The system $MgSiO_3 - CaMgSi_2O_6$. J. Petrol. 5, 545-560.
- BOYD F.R., NIXON P.H. (1970). — Kimberlite diopsides - Carnegie Inst. Year Book 68, 324-9.
- BOYD F.R., NIXON P.H. (1972). — Ultramafic nodules from the Thaba Putsoa kimberlite pipe - Carnegie Inst. Year Book, 71, 362-73.
- BOYD F.R., NIXON P.H. (1973). — Origin of the lherzolite nodules in the kimberlites of Northern Lesotho - 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of Papers, 47-50.
- BOYD F.R., NIXON P.H. (1973). — Structure of the upper mantle beneath Lesotho - Carnegie Inst. Year Book, 72, 431-45.
- BOYD F.R. (1973). — The pyroxene geotherm - Geochim. Cosmochim. Acta 37, 2533-2546.
- BOYD F.R. (1974). — Ultramafic nodules from the Frank Smith kimberlites pipe, South Africa, Carnegie Inst. Year Book 73, p. 285-294.
- BROTHERS R.N., RODGERS K.A. (1969). — Petrofabric studies of ultramafic nodules from Auckland - New Zealand. J. Geol. 77, 452-465.
- BUNDY F.P., BOVENKERK H.P., STRONG H.M., WENTORF R.H. (1961). — Diamond-graphite equilibrium line from growth and graphitization of diamond. J. chem. Phys. 35, 383-391.
- CARSWELL D.A. (1973). — Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in Garnet lherzolite xenoliths - 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of Papers, 59-62.
- CARTER N.L., AVE'LALLEMANT H.G. (1970). — High temperature flow of dunite and peridotite. Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 2181-2202.
- CARTER N.L., BAKER D.W., GEORGE R.P. (1972). — Seismic anisotropy, flow and constitution of the upper mantle. In "Flow and Fracture of Rocks", A.G.U. Monograph 16, 167-190.
- CLARK S.P., RINGWOOD A.E. (1964). — Density distribution and constitution of the mantle - Rev. Geophys., 2, 35-38.

- COBLE R.L. (1963). — A model for boundary diffusion controlled creep in polycrystalline materials. J. Appl. Phys., 34, 1679-1682.
- COX K.G., GURNEY J.J., HARTE B. (1973). — Xenoliths from the Matsoku pipe - In "Lesotho Kimberlites", ed. P.H. NIXON, p. 76-100.
- CROCKETT R.N., MASON R. (1968). — Foci of mantle disturbance in Southern Africa and their economic significance. Econ. Geol. 63, 5, 532-540.
- DAROT M. (1973). — Méthodes d'analyse structurale et cinématique. Applications à l'étude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serrania de Ronda - Andalousie - Espagne) - Thèse 3ème cycle, Nantes, 120 p.
- DAROT M., BOUDIER F. — Mineral lineations in deformed peridotites ; kinematic meaning - Petrologie, sous presse.
- DAROT M., BOUCHEZ J.L. — Study of directional data distributions from principal preferred orientation axes - soumis à Geol.
- DAVIS B.T.C., BOYD F.R. (1966). — The join $Mg_2Si_2O_6 - CaMgSi_2O_6$ at 30 kilobars Pressure and its application to pyroxenes from kimberlites. J. Geophys. Res., 71, 14, 3567-3576.
- DAWSON J.B. (1962). — Basutoland kimberlites - Geol. Soc. Amer. Bull., 73, 545-560.
- DAWSON J.B. (1967). — A review of the geology of kimberlite. In "Ultramafic and Related Rocks" - éd. P.J. WYLLIE, J. Wiley and Sons, 241-251.
- DAWSON J.B. (1967). — Geochemistry and origin of kimberlite. In "Ultramafic and Related Rocks", éd. P.J. WYLLIE, J. Wiley and Sons, 269-278.
- DAWSON J.B., POWELL D.G. (1969). — Mica in the upper-mantle. Contr. Mineral. Petrol., 22, 233-237.
- DAWSON J.B. (1971). — Advances in kimberlite geology - Earth Sc. Rev., 7, 187-214.
- DAWSON J.B., SMITH J.V. (1973). — Garnet exsolution from stressed orthopyroxène in garnet lherzolite from the Monastery Mine. 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of Papers, 81-82.
- DE DIEGO N., SERNA J., BRÚ L. (1974). — Coincidence twist boundaries in muscovite, kaolinite and molybdenum trioxyde - Phys. Stat. Sol. (a) 24, 613-620.
- DEER W.A., HOWIE R.A., ZUSSMAN J. (1966). — An introduction to rock-forming minerals - London, Longmans ed., 528 p.
- ETCHECOPAR A. (1974). — Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Etude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement - Thèse 3ème cycle, Nantes, 115 p.
- ETIENNE F. (1970). — La lherzolite rubanée de Baldissero Canavese, Thèse 3ème cycle, Nancy, 157 p.
- FRANTSESSON E.V. (1970). — The petrology of the kimberlites. Trad. D.A. BROWN, publication n° 150 Canberra, Australie.
- GIARDINI A.A., HURST V.J., MELTON C.E., STORMER J.C. (1974). — Biotite as a primary inclusion in diamond : its nature and significance - Amer. Min. 59, 783-789.
- GOETZE C., KOHLSTEDT D.L. (1973). — Laboratory experiments on dislocation climb and diffusion in olivine - J. Geophys. Res. 78, 26, 5961-5971.

- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1967). — The genesis of basaltic magmas - *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103-190.
- GREEN D.H., RINGWOOD A.E. (1970). — Mineralogy of peridotitic compositions under upper-mantle conditions - *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3, 359-371.
- GREEN D.H. (1971). — Composition of basaltic magmas as indicators of conditions of origin; application to oceanic volcanism - *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Ser. A*, 268, 707-725.
- GREEN II H.W. (1972). — A CO₂ charged asthenosphere - *Nature Phys. Sc.*, 238, 79, 2-5.
- GREEN II H.W., RADCLIFFE S.V. (1972). — Dislocation mechanisms in olivine and flow in the upper-mantle - *Earth Planet. Sc. Letters* 15, 239-247.
- GREEN II H.W., RADCLIFFE S.V. (1972). — Deformation process in the upper mantle - In "Flow and Fracture of Rocks", A.G.U. Monograph 16, 139-156.
- GREEN II H.W., RADCLIFFE S.V. — Fluid precipitation in rocks from the Earth's Mantle - *Geol. Soc. Am. Bull.*, sous presse.
- GREEN II H.W., GUEGUEN Y. (1974). — Kimberlitic pipes: origin by diapiric upwelling in the upper mantle - *Nature*, 249, 617-619.
- GUEGUEN Y. (1974). — Modèles géophysiques du manteau supérieur et interprétation de la couche à faible vitesse - Thèse 3ème cycle, Nantes, 86 p.
- GUEGUEN Y., ETCHECOPAR A. (1974). — Comportement plastique comparé de l'olivine et de l'enstatite dans les péridotites - 2ème Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Nancy, p. 201.
- GUEGUEN Y., BOULLIER A.M. — Evidence of superplasticity in mantle peridotites - *Proceedings of NATO Petrophysics Meeting - Wiley/Academic Press*, sous presse.
- GURNEY J.J., HARTE B., COX K.G. — Mantle xenoliths in the Matsoku kimberlite Pipe - "Proceedings of the International Kimberlite Conference", *Phys. Chem. Earth* 9, Pergamon Press, sous presse.
- HARRIS P.G. (1957). — Zone refining and the origin of the potassic basalts - *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 195-208.
- HARRIS P.G., KENNEDY W.Q., SCARFE C.M. (1970). — Volcanism versus plutonism - the effect of chemical composition. In "Mechanism of Igneous Intrusions", Gallery Press, Liverpool, 187-200.
- HARTE B., COX K.G., GURNEY J.J. (1973). — Petrography and geological history of upper-mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite - 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of Papers, 155-158.
- HARTE B., COX K.G., GURNEY J.J. — Petrography and geological history of upper-mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite - "Proceedings of the International Kimberlite Conference", *Phys. Chem. Earth* 9, Pergamon Press, sous presse.
- HAYDEN H.W., FLORREN S., GOODELL P.D. (1972). — The deformation mechanism of superplasticity - *Metall. Trans.* 3, 833-842.
- HERRING C. (1950). — Diffusional viscosity of a polycrystalline solid - *J. Appl. Phys.* 21, 437-445.
- HOBBS B.E. (1968). — Recrystallization of single crystals of quartz - *Tectonophysics* 6, 353-401.

- JOHNSTON J.L. (1973). — Petrology and geochemistry of ultramafic xenoliths from the Jagersfontein Mine, O.F.S., South Africa. 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of papers, 181-183.
- KAMB B. (1959). — Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress - *J. Geol.* 67, 153-170.
- KENNEDY G.C., NORDLIE B.E. (1968). — The genesis of diamond deposits - *Econ. Geol.* 63, 5; 495-503.
- KOHLSTEDT D.L., GOETZE C. (1974). — Low-stress high-temperature creep in olivine single crystals - *J. Geophys. Res.* 79, 2045-51.
- KOHLSTEDT D.L., VANDER SANDE J.B. (1973). — Transmission electron microscopy investigation of the defect microstructure of four natural orthopyroxenes - *Contr. Mineral. Petrol.* 42, 169-180.
- KORNPROBST J. (1966). — A propos des péridotites du massif des Beni Bouchera (Rif Septentrional, Maroc) - *Bull. Soc. Franç. Miner. Crist.* 89, 399-404.
- KRETZ R. (1966). — Interpretation of the shape of mineral grains in metamorphic rocks - *J. Petrol.* 7, 68-94.
- KUSHIRO I., SYONO Y., AKIMOTO S. (1968). — Melting of a peridotite nodule at high pressures and high water pressures - *J. Geophys. Res.*, 73, 6023-6029.
- LARSON R.L., LADD J.W. (1973). — Evidence for the opening of the South Atlantic in the early Cretaceous - *Nature*, 246, 209-212.
- LASNIER B. (1971). — Les péridotites et pyroxénolites à grenat du Bois des Feuilles, Monts du Lyonnais, France - *Contr. Mineral. Petrol.*, 34, 29-42.
- LENSCH G. (1971). — Die Ultramafitite der Zone von Ivrea - *Ann. Univ. Saraviensis* 9, 5-146.
- LEWIS H.C. (1887). — On diamantiferous peridotite and the genesis of diamond. *Geol. Mag.* 4, 22-24.
- LEYRELOUP A. (1973). — Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie: granites et série charnockitique. (Massif Central français). Thèse 3ème cycle, Nantes, 356 p.
- MACGREGOR I.D. (1970). — The effect of CaO, Cr₂O₃, Fe₂O₃ and Al₂O₃ on the stability of spinel and garnet peridotites. *Phys. Earth Planet. Interiors* 3, 372-377.
- MACGREGOR I.D. (1970). — An hypothesis for the origin of kimberlite - *Miner. Soc. Amer. Spec. Paper* 3, 51-62.
- MACGREGOR I.D., CARTER J.L. (1970). — The chemistry of clinopyroxenes and garnets of eclogite and peridotite xenoliths from the Roberts Victor Mine, South Africa - *Phys. Earth Planet. Interiors*, 3, 391-397.
- MACGREGOR I.D. (1973). — Petrological structure of the upper-mantle beneath the South African shield - 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of Papers, 207-209.
- MACGREGOR I.D. (1974). — The system MgO-Al₂O₃-SiO₂. Solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. *Amer. Min.* 59, 110-119.

- MACGREGOR I.D. — Petrologic and thermal structure of the upper-mantle beneath South Africa in the Cretaceous - "Proceedings of the International Kimberlite Conference", Phys. Chem. Earth 9, Pergamon Press, sous presse.
- MELTON C.E., GIARDINI A.A. (1974). — The composition and significance of gaz released from natural diamonds from Africa and Brazil. *Amer. Min.* 59, 775-782.
- MERCIER J.C. (1972). — Structures des péridotites en enclaves dans quelques basaltes d'Europe et d'Hawaï. Regards sur la constitution du manteau supérieur. Thèse 3ème cycle, Nantes, 229 p.
- MERCIER J.C., NICOLAS A. — Textures and fabrics of the upper-mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. *J. Petrol.*, sous presse.
- MERCIER J.C., CARTER N.L. — Pyroxene geotherms. *J. Geophys. Res.*, sous presse.
- MÖCKEL J.R. (1969). — Structural petrology of the garnet peridotite of Alpe-Arami (Ticino, Switzerland). *Leidse Geol. Meded.* 42, 61-130.
- MODRESKI P.J., BOETTCHER A.L. (1972). — The stability of phlogopite + enstatite at high pressures : a model for micas in the interior of the earth. *Amer. J. Sci.* 9, 852-69.
- MYSEN B.O., BOETTCHER A.L. (1972). — Melting in a hydrous mantle : phase relationships in peridotite - H₂O - CO₂ systems (abstract) - *Abstr. with Programs (Geol. Soc. Amer.)* 4, 608.
- NABARRO F.R.N. (1948). — Deformation of crystals by the motion of single ions - in "Strength of Solids", The Physical Society, London, p. 175.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F., MERCIER J.C. (1971). — Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some european lherzolites - *Tectonophysics* 12, 55-86.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F. (1972). — Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lanzo (Alpes Piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs - *Tectonophysics* 14, 143-171.
- NICOLAS A., BOUDIER F., BOULLIER A.M. (1973). — Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites - *Amer. J. Sci.*, 273, 853-876.
- NICOLAS A. (1974). — Ecoulement des péridotites dans les déformations naturelles et expérimentales - *B.S.G.F.* (7), XV, 587-599.
- NICOLAS A., BOUDIER F. (1975). — Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites - *Tectonophysics* 25, 233-260.
- NICOLAS A., POIRIER J.P. — Crystalline plasticity and flow in metamorphic rocks - Wiley, Londres, sous presse.
- NIXON P.H., VON KNORRING O., ROOKE J.M. (1963). — Kimberlites and associated inclusions of Basutoland : a mineralogical and geochemical study - *Amer. Min.* 48, 1090-1132.
- NIXON P.H., BOYD F.R. (1973). — Petrogenesis of the granular and sheared ultrabasic nodule suite in kimberlite. In "Lesotho Kimberlites", éd. P.H. Nixon, p. 48-56.
- NIXON P.H., BOYD F.R. (1973). — Discrete nodules (megacrysts) and lamellar intergrowth in Frank Smith kimberlite pipe. 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of Papers, p. 243-246.

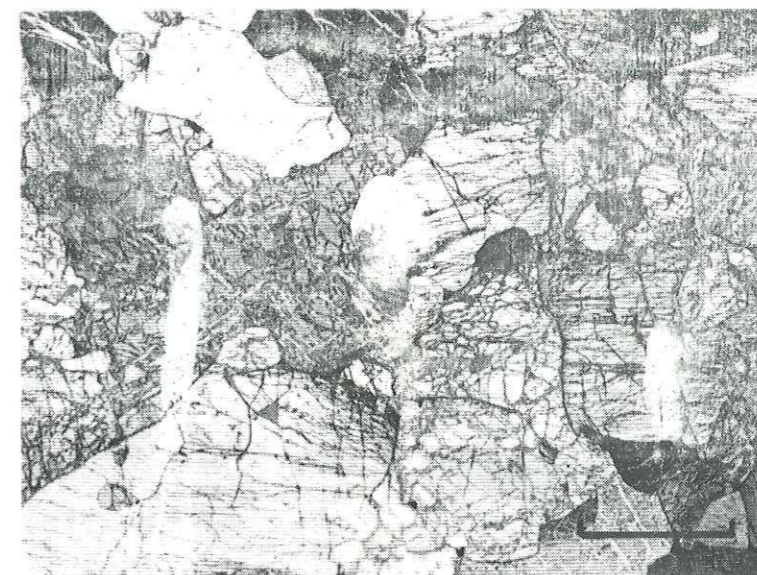
- NIXON P.H., BOYD F.R., BOULLIER A.M. (1973). — The evidence of kimberlite and its inclusions on the constitution of the outer part of the earth - In "Lesotho Kimberlites", éd. P.H. Nixon, p. 312-318.
- NSIFA E. (1974). — Relations fluides - microstructures - Application à quelques nodules de roches ultrabasiques - Rapport DEA, Nancy I.
- POIRIER J.P., NICOLAS A. — Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites - sous presse.
- RALEIGH C.B. (1965). — Structure and petrology of an alpine peridotite on Cypress Islands, Washington, U.S.A. — *Beitr. Mineral. Petrog.* 11, 719-741.
- RALEIGH C.B., TALBOT J.L. (1967). — Mechanical twinning in naturally and experimentally deformed diopside - *Amer. J. Sci.*, 265, 151-165.
- RALEIGH C.B. (1968). — Mechanisms of plastic deformation in olivine. *J. Geophys. Res.* 73, 5391-5406.
- RALEIGH C.B., KIRBY S.H. (1970). — Creep in the upper-mantle - *Mineral. Soc. Amer.*, Special Paper 3, 113-121.
- RALEIGH C.B., KIRBY S.H., CARTER N.L., AVE'LALLEMANT H.G. (1971). — Slip and the clinoenstatite transformation as competing rate process in enstatite - *J. Geophys. Res.*, 76, 4011-4022.
- REID A.M., DAWSON J.B. (1972). — Olivine - garnet reaction in peridotites from Tanzania - *Lithos* 5, 115-124.
- RICHARD R. (1973). — Map of kimberlite and dolerite intrusions and other lineaments in Northern Lesotho - In "Lesotho kimberlites", Ed. P.H. Nixon.
- RINGWOOD A.E. (1966). — Chemical composition and origin of the earth - In "Advances in earth Science" éd. Hurley P.M., M.I.T. Press, 287-356.
- ROEDDER E. (1965). — Liquid CO₂ inclusions in olivine bearing nodules and phenocrysts from basalts - *Amer. Min.*, 50, 1746-82.
- ROST F. et al. (1972). — Subcommittee on the nomenclature and systematics of igneous rocks - I.U.G.S. Report of the working group on basic and ultramafic rocks. *Contr.* 26, 10th Circular May 10 - 1972.
- SMITH A.G., HALLAM A. (1970). — The fit of the southern continents - *Nature* 225, 139-144.
- SOBOLEV V.S., SOBOLEV N.V. (1964). — The xenoliths in kimberlites of Northern Yakutia and problems in the Earth's mantle composition, *Dokl. Akad. Nauk SSSR* 158, 22-26.
- SOBOLEV N.V. (1970). — Eclogites and pyrope peridotites from the kimberlites of Yakutia - *Phys. Earth Planet. Interiors.* 3, 398-404.
- SUERY M. (1974). — Microstructure et propriétés superplastiques du laiton 60/40 - Thèse 3ème cycle, Metz, 161 p. 312-325.
- WATSON K.D. (1967). — Kimberlites in eastern North America. In "Ultramafic and Related Rocks", Wiley, Ney-York, p.
- WEERTMAN J. (1970). — The creep strength in the Earth's mantle. *Rev. Geophys. Space Phys.* 8, 145-168.
- WEERTMAN J. (1972). — Coalescence of magma pockets into large pools in the upper mantle. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 3531-2.

- WILLIAMS A.F. (1932). — The genesis of the diamond, 2 Vols, London, E. Benn Ltd.
- WILSHIRE H.G., JACKSON E.D.(1975). — Problems in determining mantle geotherms from pyroxene composition of ultramafic rocks. *J. of Geol.*, 83, 313-330.
- WOOD B.J., BANNO S. (1973). — Garnet - orthopyroxene and clinopyroxene - orthopyroxene relationships in simple and complex systems - *Contr. Mineral. Petrol.* 42, 109-124.
- WOOD B.J. (1974). — The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet - *Contr. Mineral. Petrol.* 46, 1-15, 1974.

PLANCHES PHOTOS

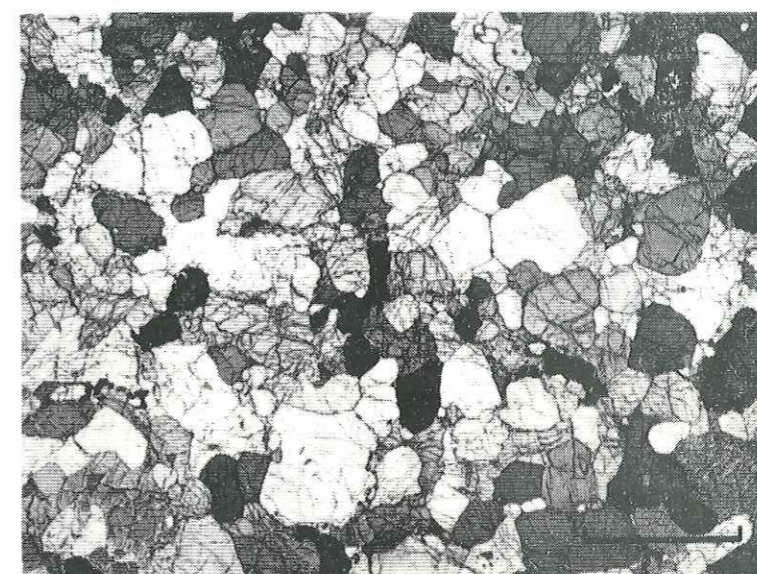
PLANCHE I

Photo 1 - Structure équante à gros grain, échantillon KBBF 20 (Bulfontein, groupe de Kimberley). La lame mince est taillée perpendiculairement à la linéation en "lanières" des enstatites. Noter la grande taille des cristaux ainsi que leurs limites curvilignes. Nicols légèrement décroisés. Echelle : 5 mm.



①

Photo 2 - Structure équante à gros grain, échantillon PHN 1569 (Thaba Putsoa, Lesotho). Noter le grain plus faible que dans l'échantillon précédent. Nicols légèrement décroisés. Echelle : 5 mm.



②

Photo 3 - Symplectites de spinelle noir dans un clinopyroxène (Cpx) monocristallin en bordure d'un orthopyroxène (Opx). Echantillon PHN 1569 (Thaba Putsoa, Lesotho). Lumière "naturelle". Echelle : 0,5 mm.

③

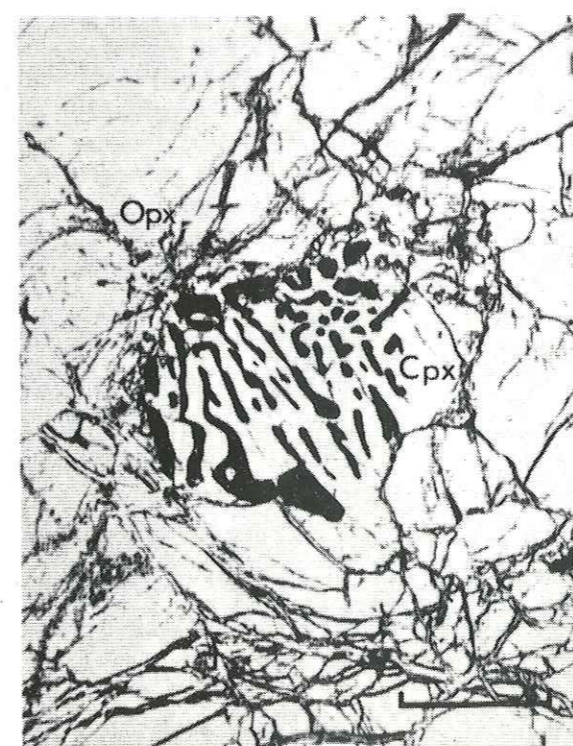


Photo 4 - Fantôme de grenat remplacé par du clinopyroxène (Cpx) lui-même transformé en phlogopite (P). Remarquer la périphérie plus sombre des cristaux de phlogopite (contamination magmatique). Echantillon PHN 1859n (Monastery). Lumière "naturelle". Echelle : 1 mm.

④

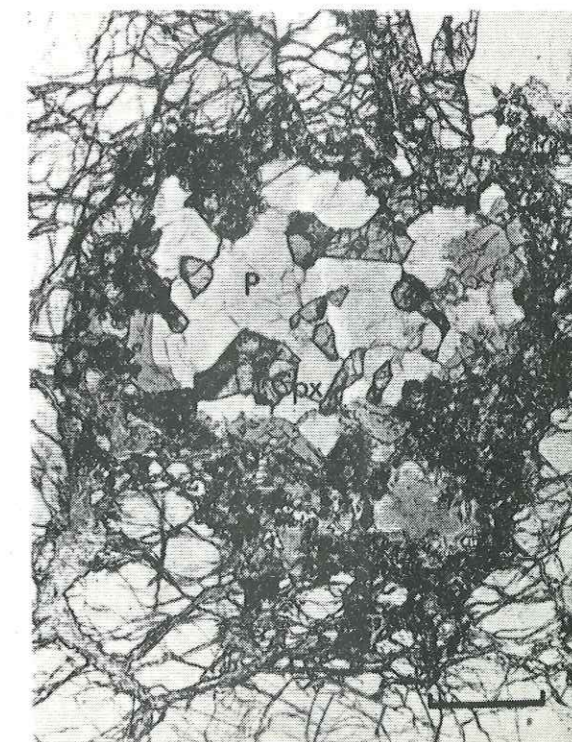


PLANCHE II

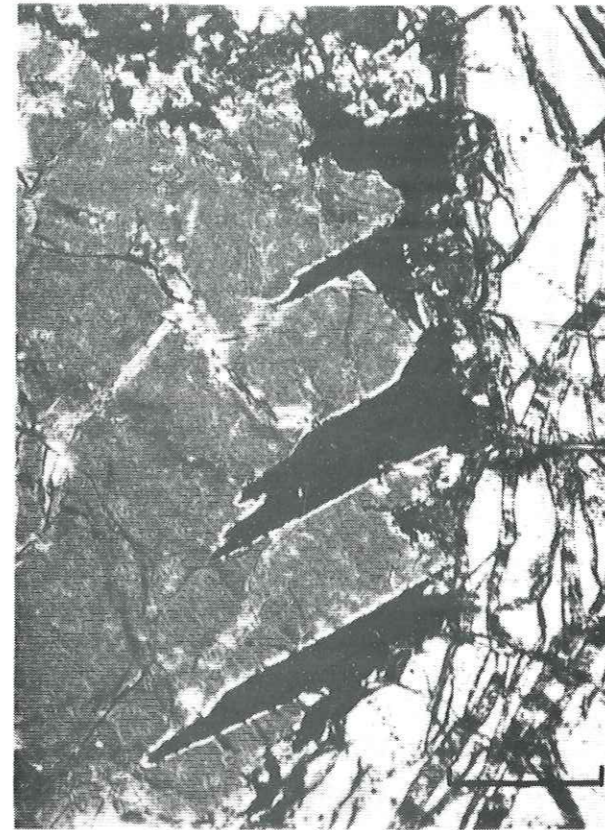
Photo 1 - Orthopyroxène (à l'extinction) se glissant dans les clivages du clinopyroxène (gris).
Echantillon PHN 1914a (Mothae, Lesotho), structure équante à gros grain. Nicols croisés.
Echelle : 0,2 mm.

Photo 2 - Amphibole verte (A) interstitielle, entre les cristaux d'orthopyroxène et d'olivine. Le spinelle noir est inclus dans l'amphibole, de même que le phlogopite (P).
Echantillon KBJ 20 (Jagersfontein).
Structure équante à gros grain. Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 2 mm.

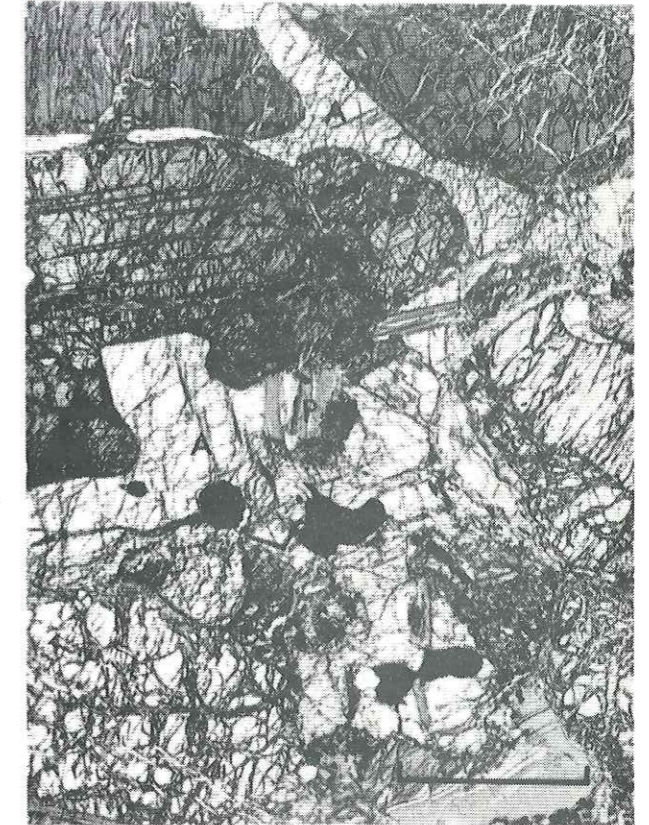
Photo 3 - Dunite à spinelle (S) et grenat (G) kélyphitisé ; remarquer la forme subautomorphe du spinelle et la très grande taille des cristaux.
Echantillon J 29 (Jagersfontein) ; structure équante à gros grain. Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 5 mm.

Photo 4 - Lherzolite à grenat dans laquelle le clinopyroxène (CPx) et l'orthopyroxène (OPx) sont associés, et entourés d'un liseré de grenat (G) kélyphitisés (description détaillée dans le texte, Chapitre 1, paragraphe 3.5) S : spinelle interstitiel.
Echantillon KBJ 4 (Jagersfontein), structure équante à gros grain. Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 2 mm.

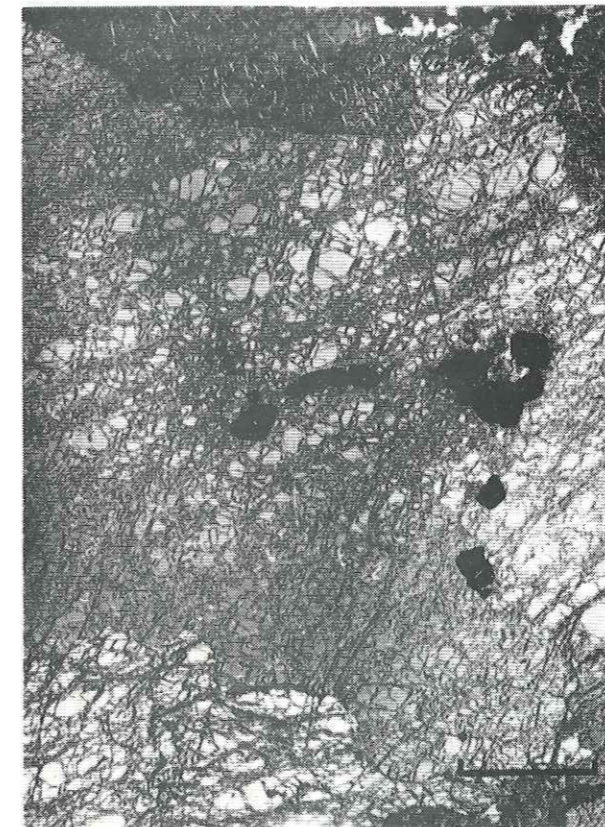
①



②



③



④

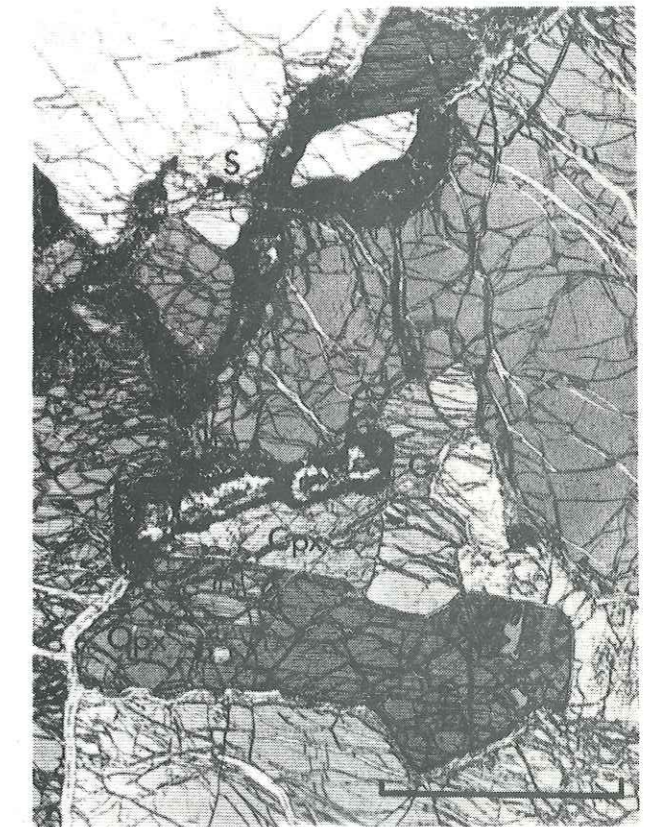


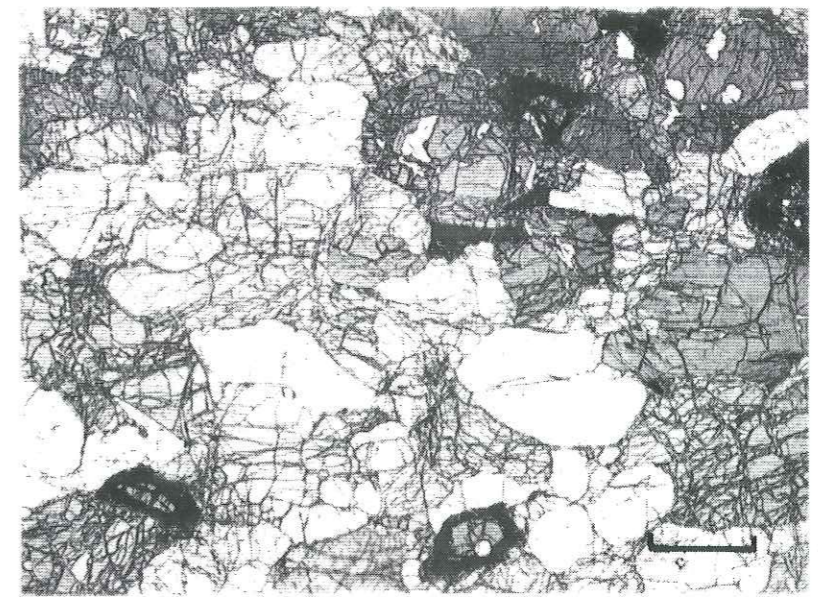
PLANCHE III

Photo 1 — Structure tabulaire à gros grain, échantillon PHN 1595 (Thaba Putsoa, Lesotho). La trace de la foliation est E.W. Les limites intergranulaires sont rectilignes parallèlement à la foliation. Nicols légèrement décroisés. Echelle : 2 mm (voir figure 3.3)

Photo 2 — Structure tabulaire à gros grain, échantillon M 57 (Monastery). La lame mince est perpendiculaire à la foliation et parallèle à la direction préférentielle des clivages d'enstatite (E.W). Nicols légèrement décroisés. Echelle : 5 mm (voir figure 3.1).

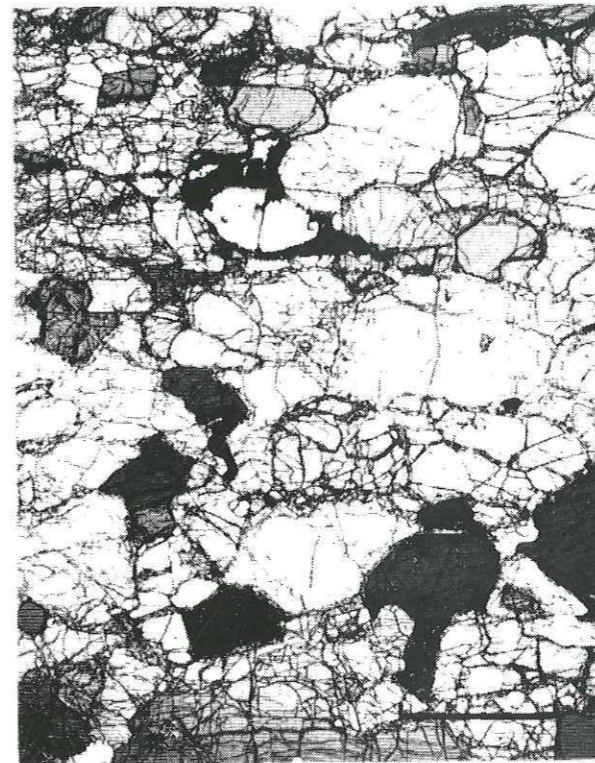
Photo 3 — Structure tabulaire à gros grain, échantillon KBBF 4 (Bulfontein, groupe de Kimberley). La trace de la foliation et la linéation sont horizontales EW. Les cristaux d'olivine ont un faciès tabulaire très prononcé (voir figure 3.5). Nicols légèrement décroisés. Echelle : 5 mm.

Photo 4 — Réaction interminérale dans l'échantillon KBBF 4. Le grenat (G) est entouré de clinopyroxène vert (CPx) lui-même remplacé par du phlogopite (P). Le mica est affecté de bandes de pliage ; la déformation est postérieure à l'acquisition de la structure tabulaire à gros grain. Nicols légèrement décroisés. Echelle : 1 mm.

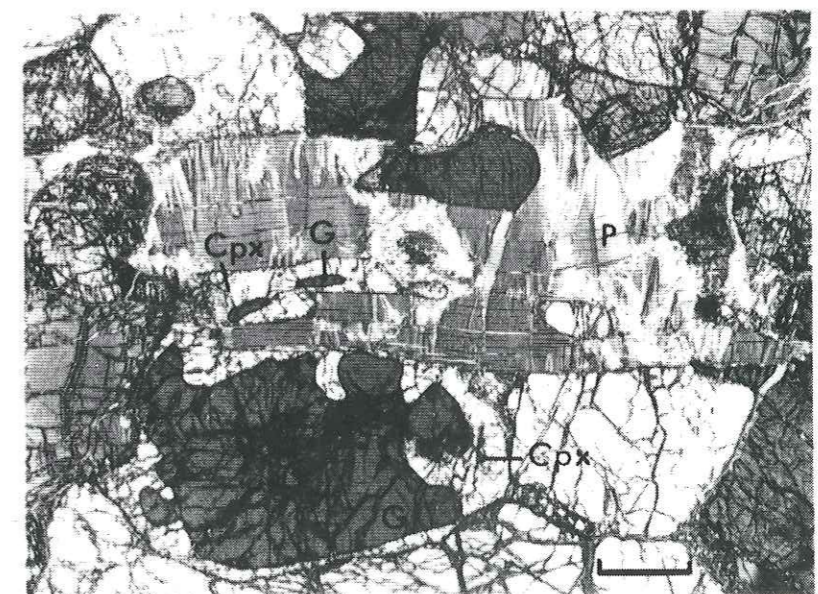
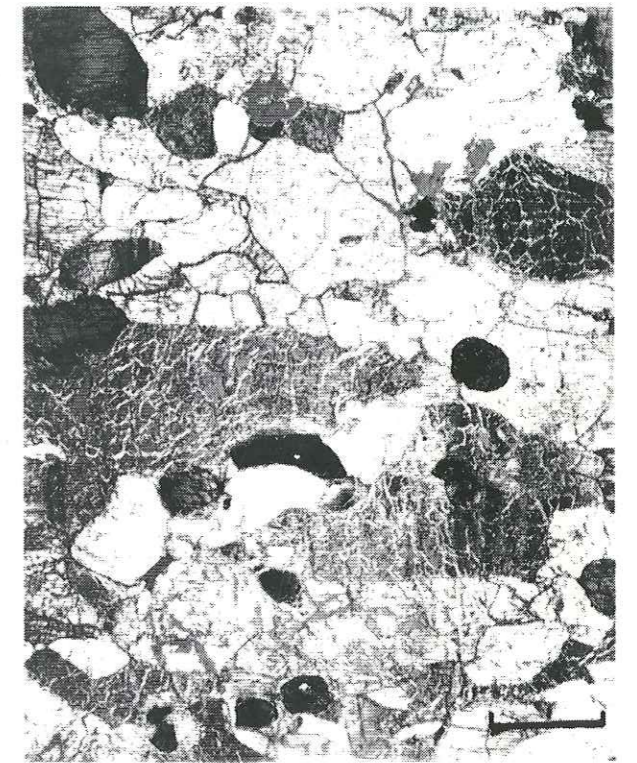


①

②



③



④

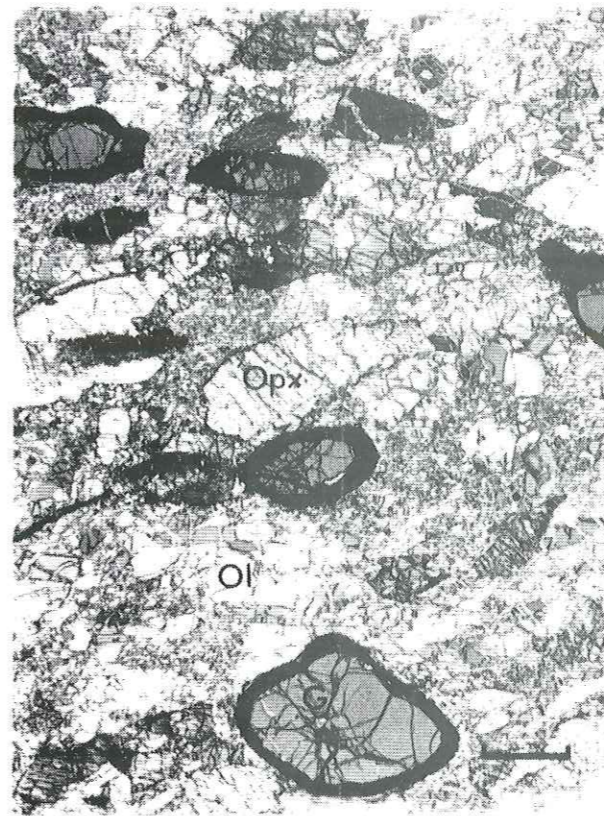
PLANCHE IV

Photo 1 - Structure porphyroclastique, échantillon KBJ 17 (Jagersfontein).
La lame mince est perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation (EW).
Ol : porphyroclastes d'olivine. OPx : porphyroclastes d'orthopyroxène. G : grenat.
Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 2 mm.

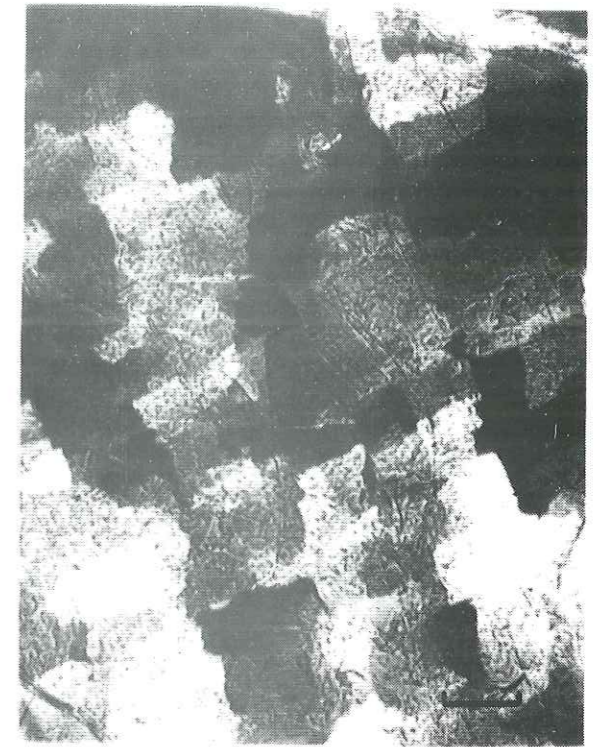
Photo 2 - Sous-grains rectangulaires dans un porphyroclaste d'olivine de l'échantillon Kb. 9.25 (photo 3).
Nicols croisés.
Echelle : 0,02 mm.

Photo 3 - Structure porphyroclastique, échantillon Kb. 9.25 (Bulfontein, groupe de Kimberley).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal EW.
Ol : porphyroclaste d'olivine lacéré en bandes ; OPx : porphyroclaste d'orthopyroxène ; CPx : clinopyroxène ; G : grenat.
Nicols croisés.
Echelle : 2 mm.

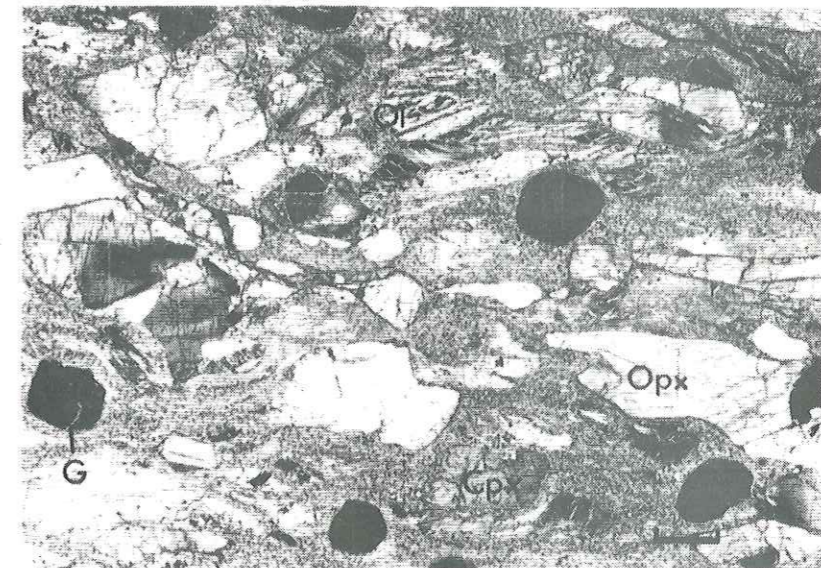
Photo 4 - Structure porphyroclastique à glissement intragranulaire important.
Harzburgite LDC 8 (Pipe 200, Lesotho).
Nicols croisés.
Echelle : 1 mm.



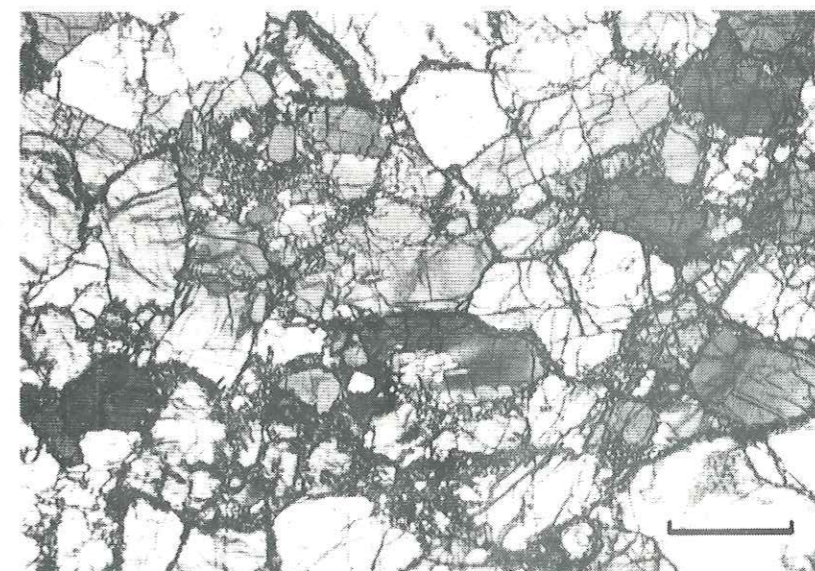
①



②



③



④

PLANCHE V

Photo 1 - Structure porphyroclastique, dunite J 64 (Jagersfontein).
Le porphyroclaste d'olivine visible sur la photo provient d'un
seul cristal initial.
Nicols croisés.
Echelle : 5 mm.

Photo 2 - Tablettes automorphes d'olivine se développant sur la bordure
d'un porphyroclaste d'olivine.
Echantillon KaO₂ (Kao, Lesotho).
Nicols croisés.
Echelle : 0,2 mm.

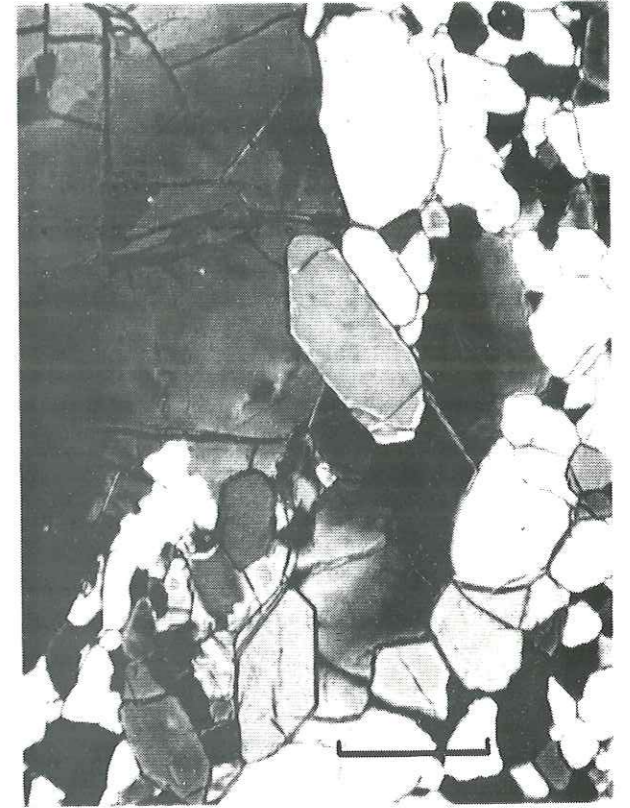
Photo 3 - Tablettes automorphes d'olivine contiguës.
Echantillon 69 KI 21 (Jagersfontein).
Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 1 mm.

Photo 4 - Inclusions fluides ayant une forme de cristaux négatifs et conte-
nant elles-mêmes des inclusions solides.
Echantillon PHN 1859 n (Monastery, structure équante à gros
grain).
Lumière "naturelle".
Echelle : 0,02 mm.

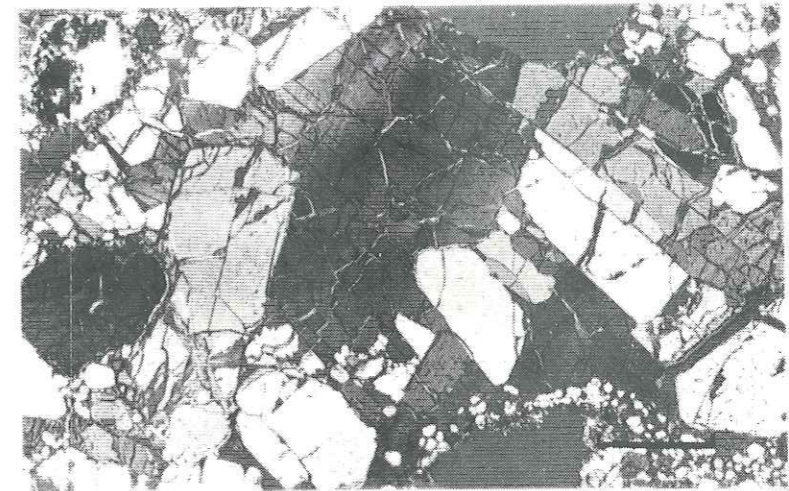
Photo 5 - Inclusions fluides (et impuretés ?) localisées dans les sous-joints
d'un porphyroclaste d'olivine, semblables à celles décrites par
GREEN et RADCLIFFE (sous presse).
Echantillon LTP 11 (Thaba Putsoa, structure porphyroclastique).
Nicols croisés.
Echelle : 0,02 mm.



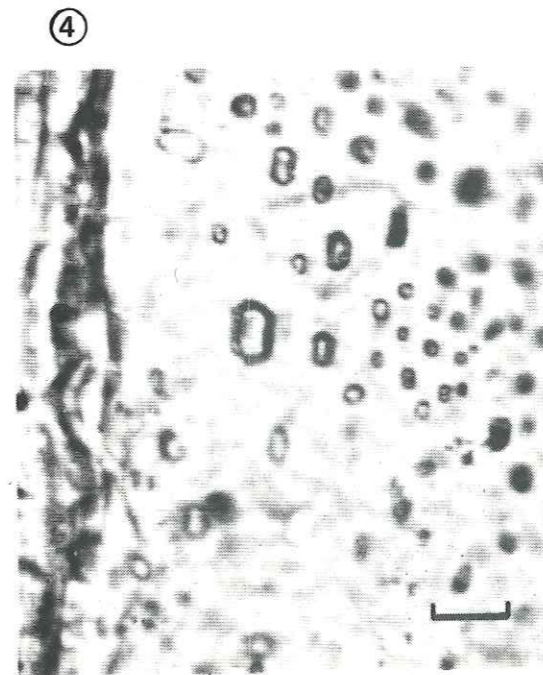
①



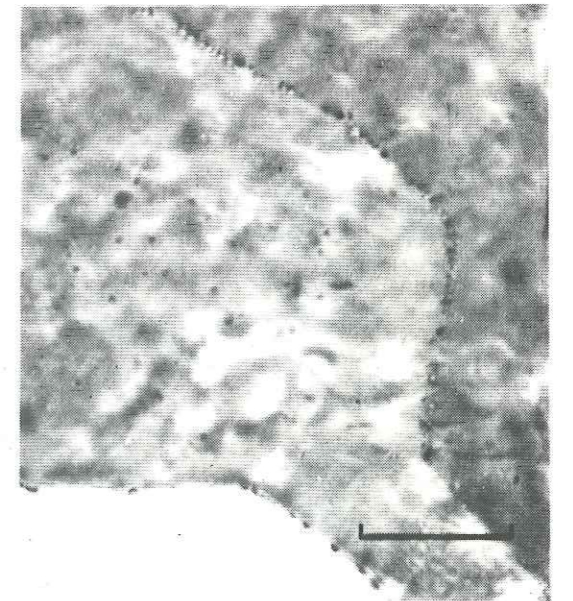
②



③



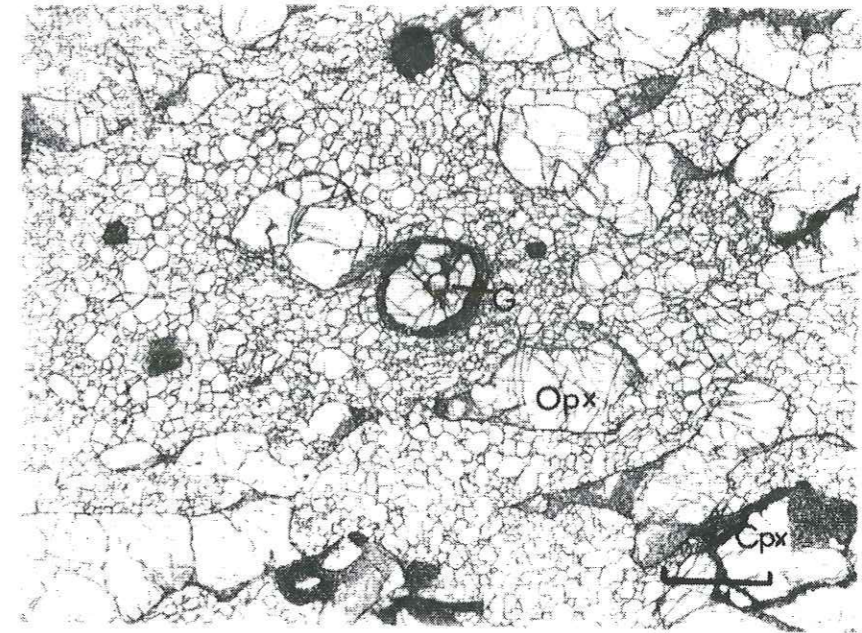
④



⑤

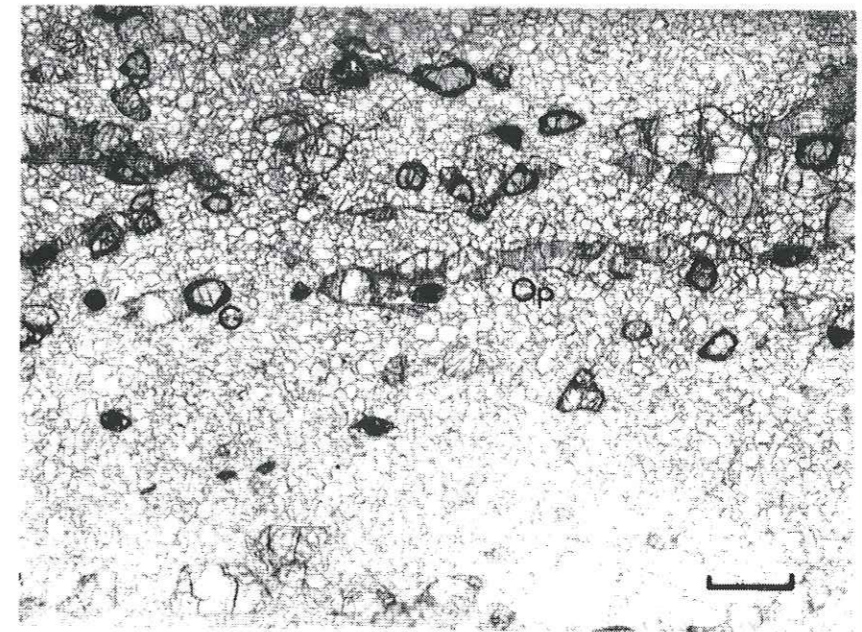
PLANCHE VI

Photo 1 - Structure en mosaïque, échantillon PHN 1925 (Mothae, Lesotho).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.
L'orthopyroxène (OPx), le clinopyroxène (CPx) et le grenat (G)
se trouvent dans une matrice de petits cristaux équants d'olivine.
Lumière "naturelle".
Echelle : 2 mm.



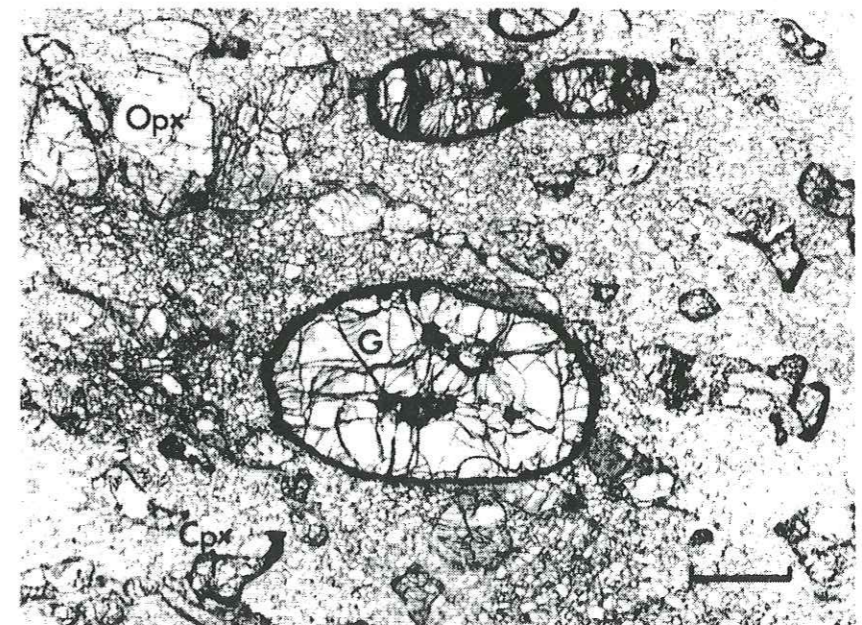
①

Photo 2 - Structure en mosaïque, échantillon KBJ 11 (Jagersfontein).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.
Le grenat (G) et l'orthopyroxène (OPx) sont de petite taille
(comparer avec la photo suivante).
Lumière "naturelle".
Echelle : 2 mm.



②

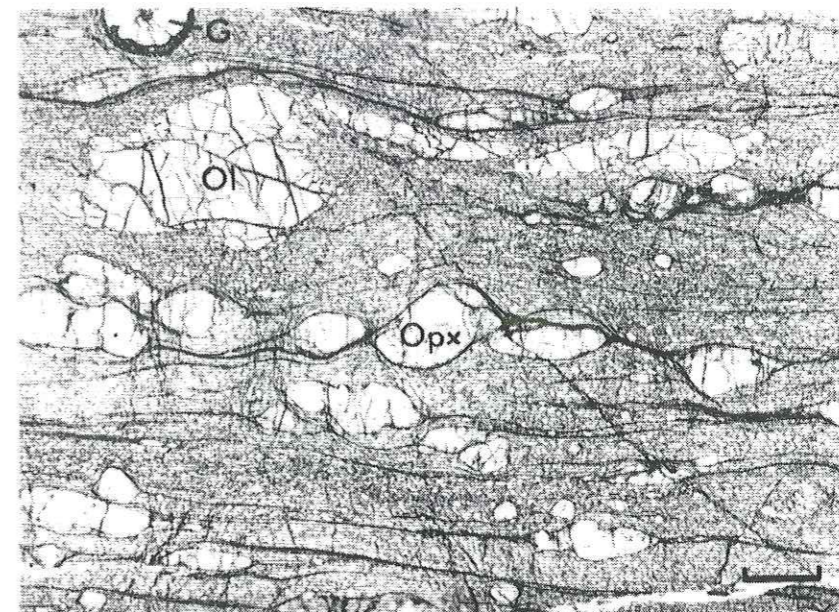
Photo 3 - Structure en mosaïque, échantillon Ja 5 (Jagersfontein).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.
Le grenat (G) et l'orthopyroxène (OPx) sont de grande taille
alors que le clinopyroxène (CPx) reste petit.
Lumière "naturelle".
Echelle : 2 mm.



③

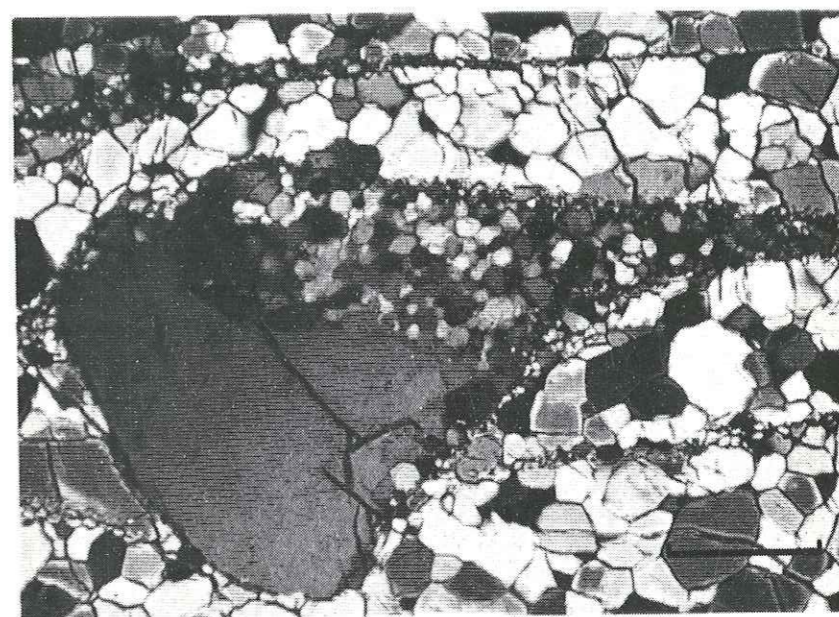
PLANCHE VII

Photo 1 — Structure en mosaïque fluidale, échantillon KaO 2 (Kao, Lesotho).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.
Noter la forme en cornue du porphyroclaste d'olivine (Ol).
Description détaillée au chapitre 5 (paragraphe 2.1).
Lumière "naturelle".
Echelle : 2 mm.



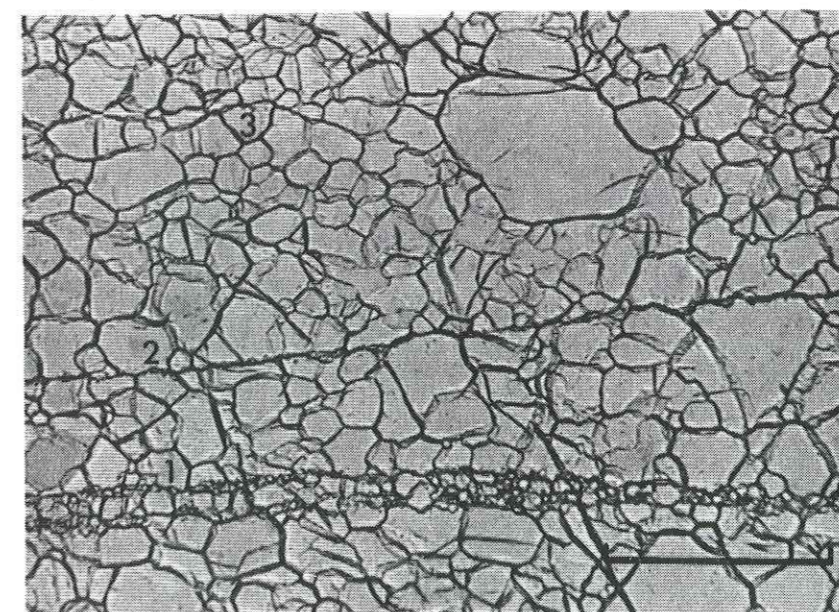
①

Photo 2 — Porphyroclaste d'orthopyroxène recristallisant en petits grains équants qui sont dispersés en bandes étroites et parallèles.
Echantillon Kao 2, structure en mosaïque fluidale, même section que pour la photo 1.
Nicols croisés.
Echelle : 0,2 mm.



②

Photo 3 — Bandes étroites d'orthopyroxène d'épaisseur décroissante (1, 2 puis 3), se prolongeant par une fracture dans l'olivine (extrémité droite de 2) puis s'amortissant (3).
Echantillon Kao 2, même orientation que pour les photos 1 et 2.
Lumière "naturelle".
Echelle : 0,2 mm.



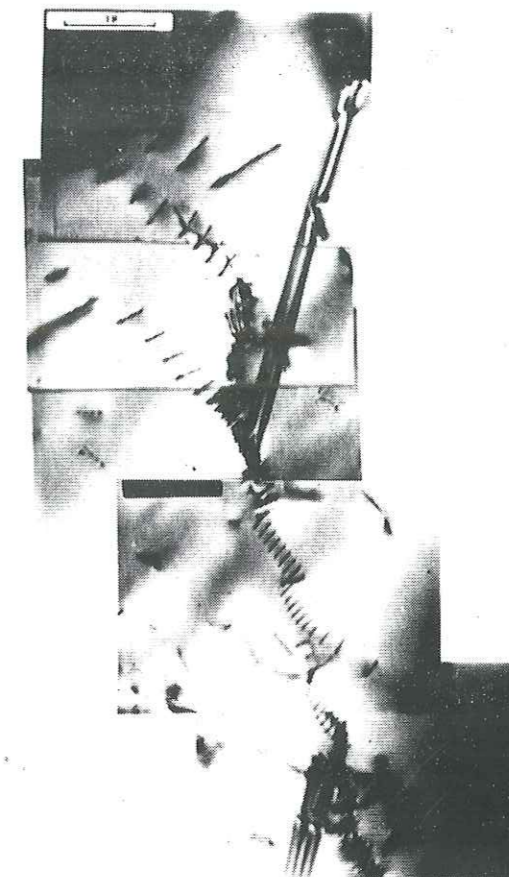
③

PLANCHE VIII

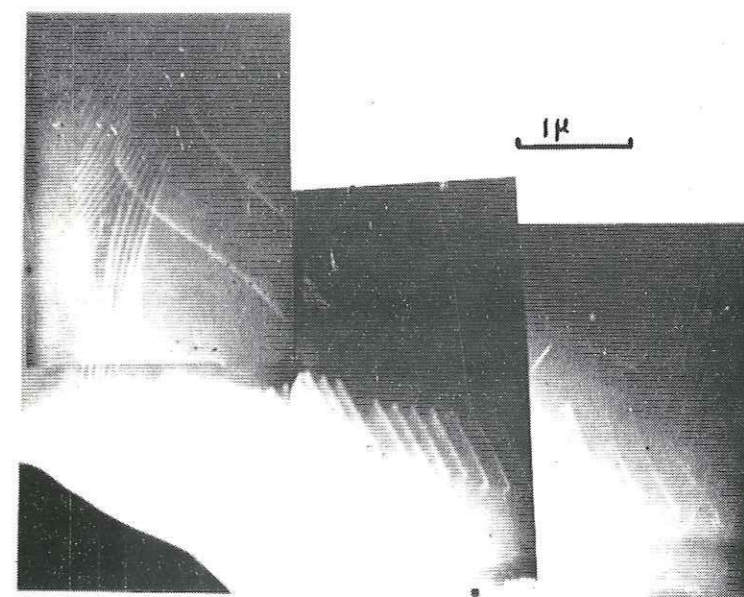
Photo 1 — Montage de clichés pris au microscope électronique, dans un porphyroclaste d'orthopyroxène.
(Echantillon Kao 2).
Des cellules de dislocations se forment ; le cristal présente aussi des fautes d'empilement soulignées par des franges rectilignes.
Champ clair.

Photo 2 — Montage de clichés pris dans un cristal d'olivine formant la mosaïque (échantillon Kao 2).
Trois parois de dislocations sont visibles.
Champ sombre.

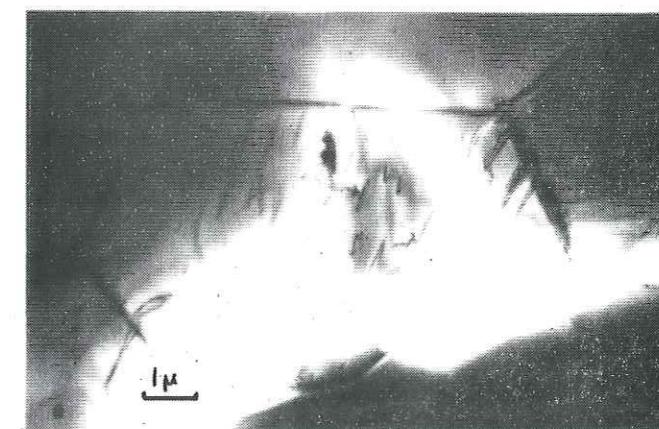
Photo 3 — Microphotographie d'un des petits cristaux d'orthopyroxène constituant les bandes étroites. Le grain ne présente que des dislocations isolées ou des fautes d'empilement.
Aucune cellule de dislocation ne se forme.
Champ clair.



①



②



③

PLANCHE IX

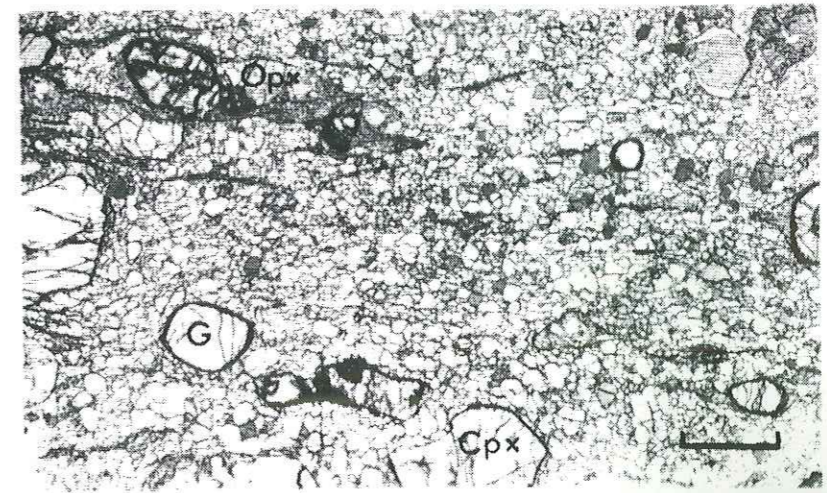
Photo 1 - Structure en mosaïque fluidale, échantillon PHN 1596 (Thaba Putsoa, Lesotho).
Section XY de l'ellipsoïde des déformations, Y étant horizontal.
Les tablettes automorphes sont allongées perpendiculairement à la foliation.
Nicolis légèrement croisés.
Echelle : 2 mm.

Photo 2 - Structure en mosaïque fluidale, déformation extrême.
Echantillon KBJ 10 (Jagersfontein). Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.
Lumière "naturelle".
Echelle : 2 mm.

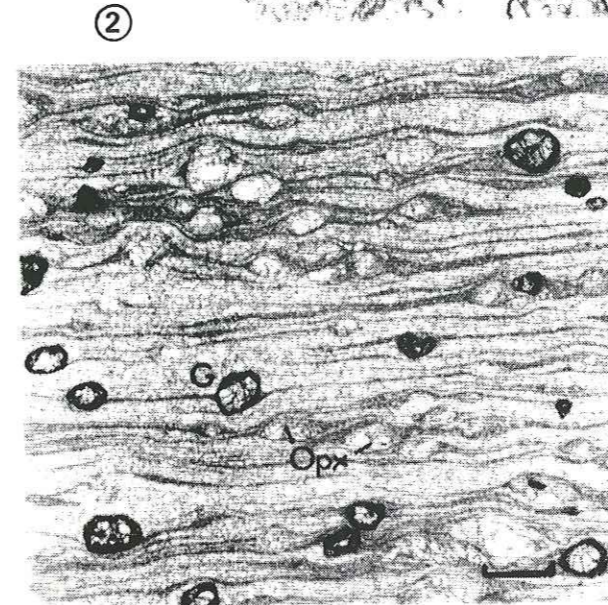
Photo 3 - Structure en mosaïque fluidale, échantillon BD 2699 (Bulfontein, groupe de Kimberley).
Section perpendiculaire à la foliation.
Le grenat (G) est fracturé et dispersé en chapelets. L'orthopyroxène (OPx) est fortement recristallisé.
Lumière "naturelle".
Echelle : 2 mm.

Photo 4 - Structure en mosaïque fluidale, échantillon KB-BF 11 (Bulfontein, groupe de Kimberley). Section perpendiculaire à la foliation, montrant des cristaux de phlogopite (P) déformés et des porphyroclastes d'olivine (Ol). L'orthopyroxène (OPx) est semblable à celui de BD 2699 (photo 3).
Lumière "naturelle".
Echelle : 2 mm.

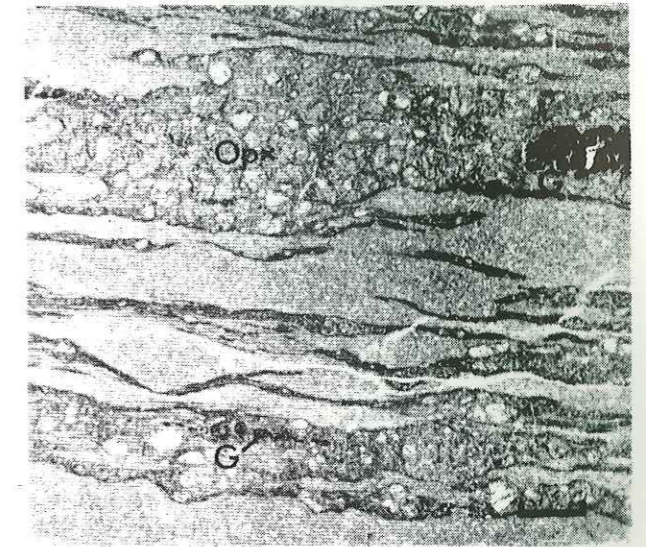
Photo 5 - Phlogopite déformé et recristallisé, échantillon KBBF 11 (photo 4).
Le porphyroclaste est affecté de bandes de pliage (Kink-Bands).
Nicolis croisés. Lumière "naturelle".
Echelle : 0,2 mm.



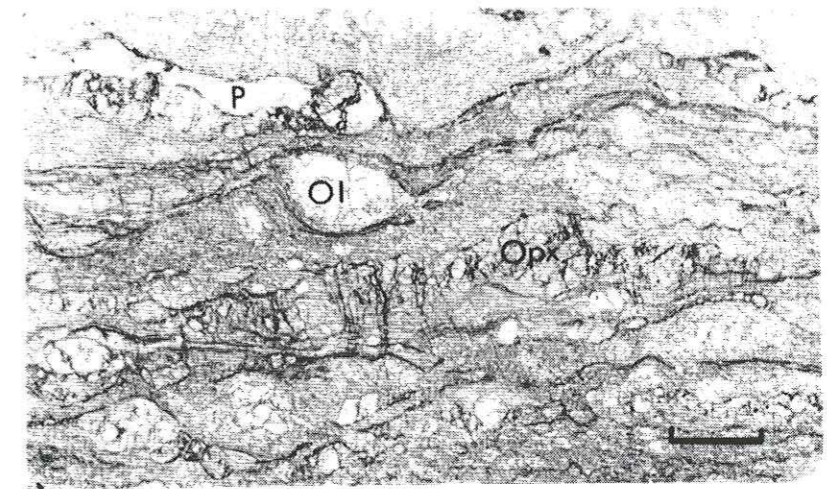
①



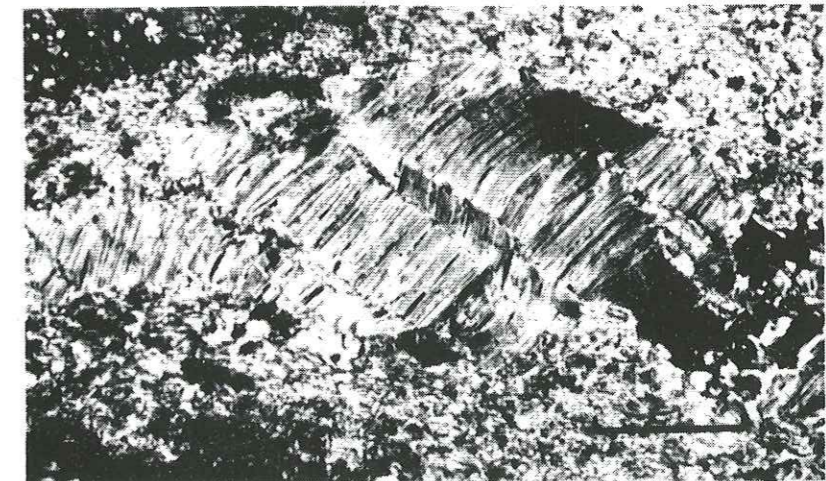
②



③



④



⑤

PLANCHE X

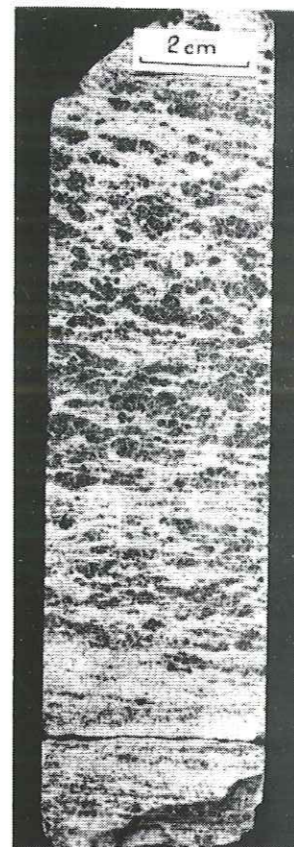
Photo 1 - Section polie de l'échantillon LMA 2 (Matsoku).
La décoloration par HCl fait ressortir le litage métamorphique
et le gradient de déformation (croissant du haut vers le bas).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.

Photo 2 - Structure tabulaire secondaire, échantillon LMA 2.
Même orientation que pour la photo 1. La lame mince correspond
au deuxième quart supérieur de la section décolorée.
Le grenat (G) est fracturé et dispersé parallèlement à la foliation.
Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 2 mm.

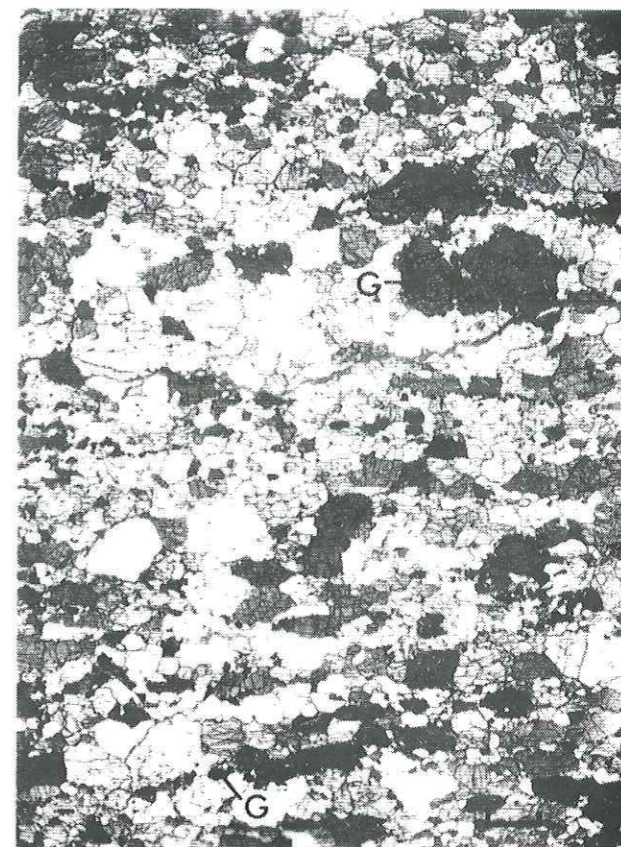
Photo 3 - Détail d'une lame mince de LMA 2-4b, montrant les trois types
d'orthopyroxène (voir chapitre 6, paragraphe 1.2).
Nicols croisés.
Echelle : 2 mm.

Photo 4 - Structure à gros grain secondaire, échantillon M 63 (Monastery).
Section perpendiculaire à la foliation, dont la trace est horizon-
tale. Les orthopyroxènes sont déformés et présentent des exsolutions
de grenat.
Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 2 mm.

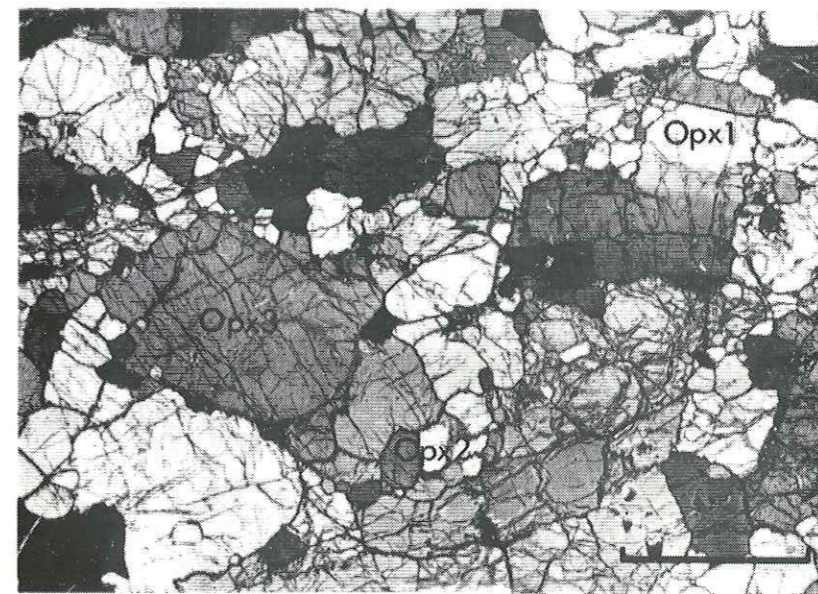
①



②



③



④

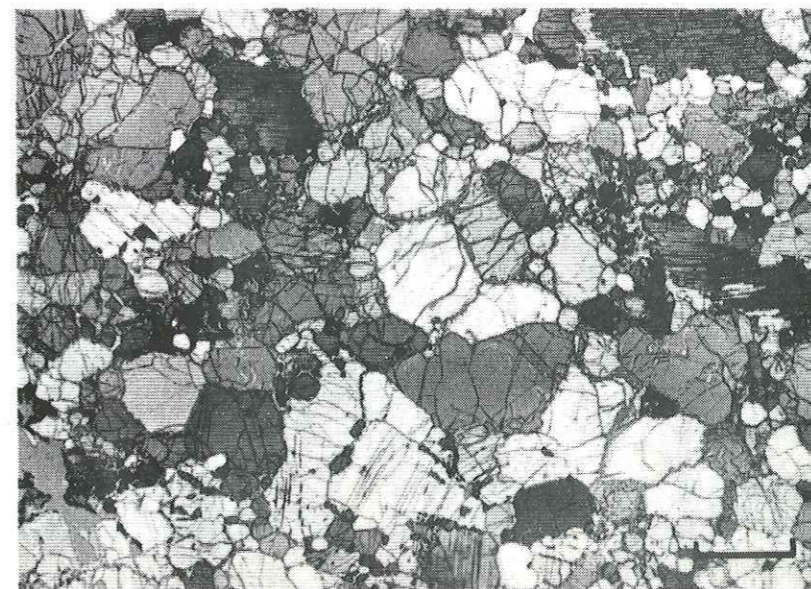
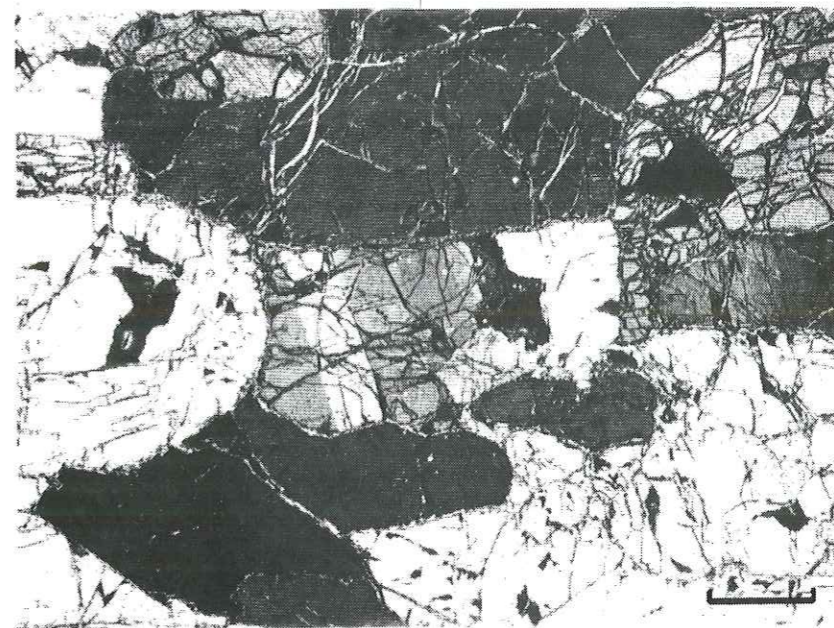


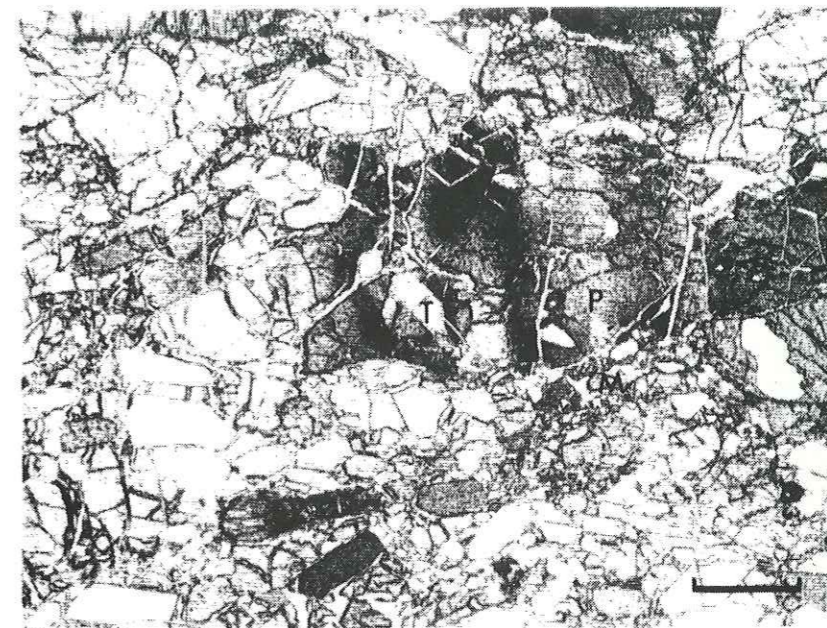
PLANCHE XI

Photo 1 - Sous-joints nets et rectilignes, séparant des sous-grains à extinction franche. Structure tabulaire à gros grain (PHN 1595).
Nicols croisés.
Echelle : 1 mm.



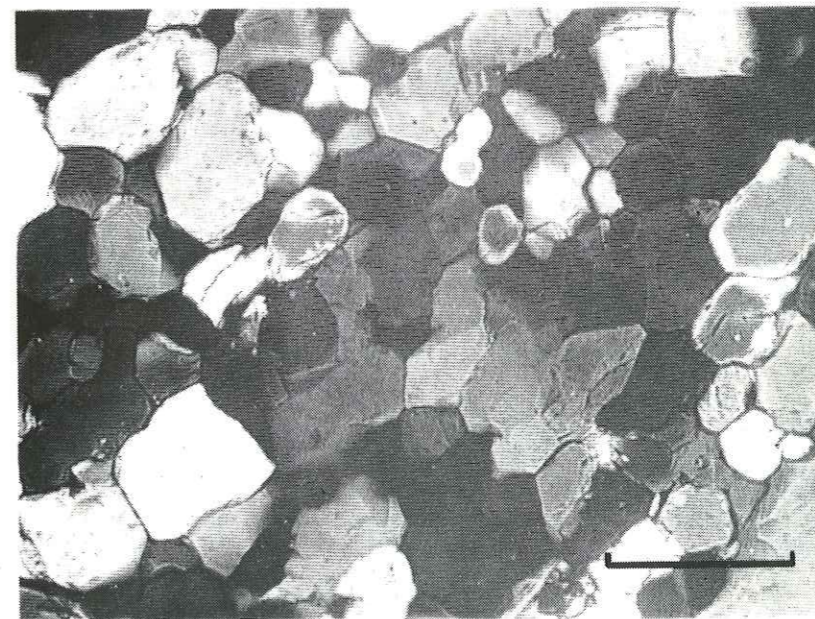
①

Photo 2 - Extinction onduleuse d'un porphyroclaste (P) d'olivine recristallisé en grains équants (mosaïque M) et en tablettes automorphes (T). Structure porphyroclastique (69 KI 14).
Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 1 mm).



②

Photo 3 - Passage progressif des sous-grains d'un porphyroclaste à des grains de taille sensiblement identique. Structure en mosaïque fluidale (Kao 2).
Echelle : 0,1 mm.



③

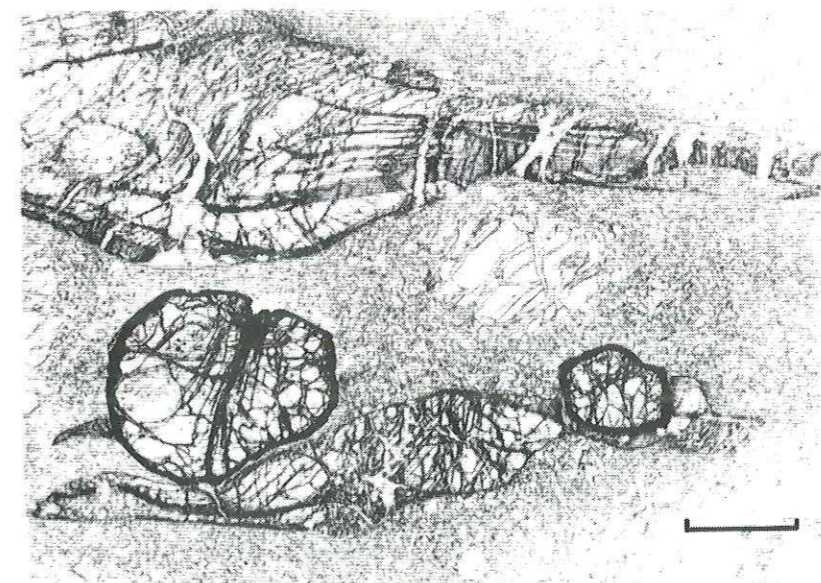
PLANCHE XII

Photo 1 - Structure en mosaïque, montrant l'apparition de la déformation superplastique au niveau des pliages de l'orthopyroxène.
Echantillon KBBF 5 (Bultfontein, groupe de Kimberley).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.
Lumière "naturelle".
Echelle : 2 mm.

Photo 2 - Structure porphyroclastique (DB 2, De Beers Mine, groupe de Kimberley), montrant les pliages sévères dans l'orthopyroxène (en bas à droite) et dans l'olivine (en haut à gauche). Remarquer l'orthopyroxène tournant autour du grenat (en haut à droite).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.
Nicols croisés.
Echelle : 2 mm.

Photo 3 - Pyroxénite à gros grain, non déformée.
Echantillon KBJ 28 (Jagersfontein).
Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 2 mm.

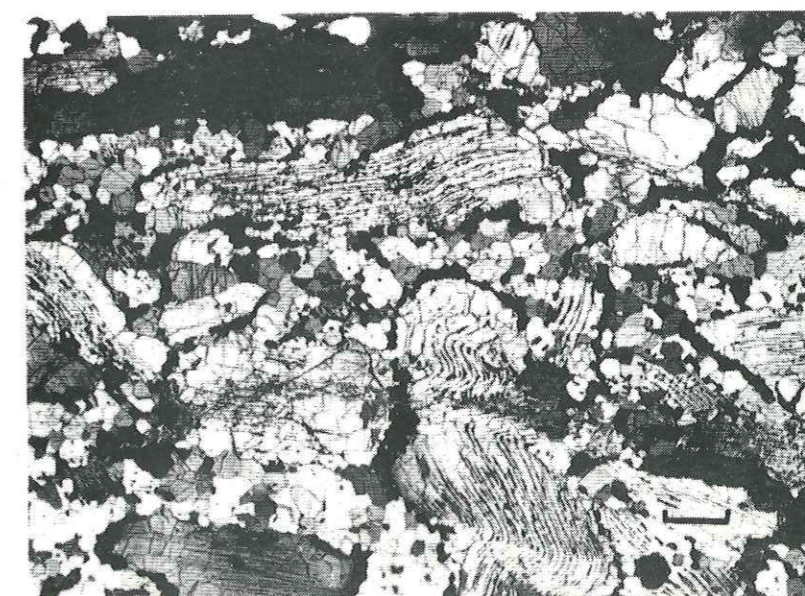
Photo 4 - Pyroxénite à structure de tectonite.
Echantillon KBJ 26 (Jagersfontein).
Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, Z étant horizontal.
L'orthopyroxène constitue des porphyroclastes allongés, parfois pliés et contenant des exsolutions lamellaires de grenat.
Le clinopyroxène forme une mosaïque équante. Un liseré de grenat polycristallin entoure l'orthopyroxène.
Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 2 mm.



1

2

3



4

PLANCHE XIII

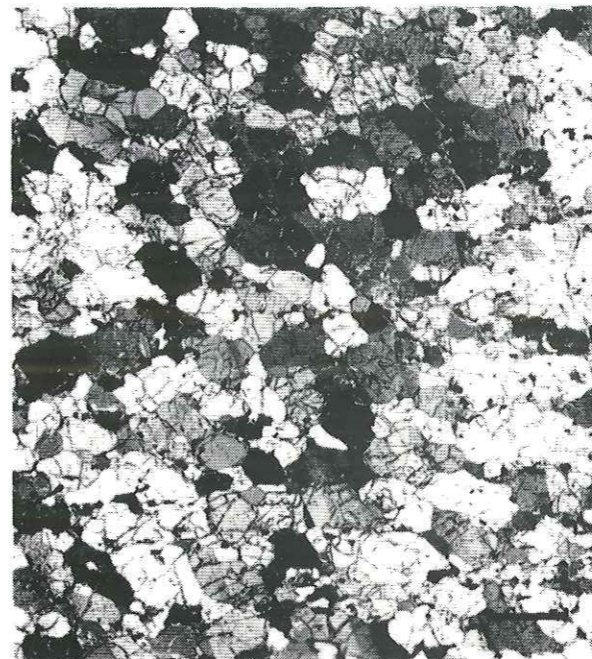
Photo 1 - Echantillon LL 1 (Lipelaneng, Lesotho). Section XZ de l'ellipsoïde des déformations, montrant les spinelles noirs interstitiels ou parfois inclus dans l'olivine. Les cristaux d'olivine présentent des sous-joints obliques sur la foliation dont la trace est EW (Paragraphe 1.3.4 du chapitre 8).
Nicols croisés.
Echelle : 2 mm.

Photo 2 - Dunite A 9 (Yakoutie). Les grands cristaux d'olivine présentent des sous-joints rectilignes.
Structure équante à gros grain.
Nicols croisés.
Echelle : 2 mm.

Photo 3 - Harzburgite à spinelle B 11 (Yakoutie).
Structure équante à gros grain.
Nicols légèrement décroisés.
Echelle : 2 mm.

Photo 4 - Lherzolite à spinelle B 3107 (Yakoutie).
Structure à gros grain.
Section perpendiculaire à la foliation dont la trace est E.W.
Nicols croisés.
Echelle : 2 mm.

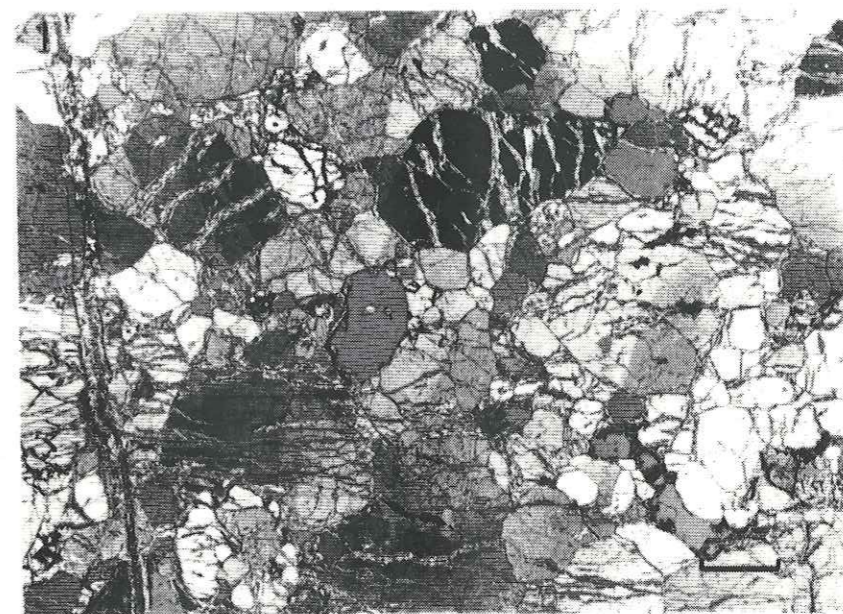
Photo 5 - Enclave de péridotite dans la carbonatite de Lashaine (Tanzanie). Echantillon TZ.2.22.
Le grenat totalement kélyphitisé (K) entoure l'orthopyroxène (P). L'olivine, en grands cristaux, présente quelques sous-joints.
Nicols croisés.
Echelle : 2 mm.



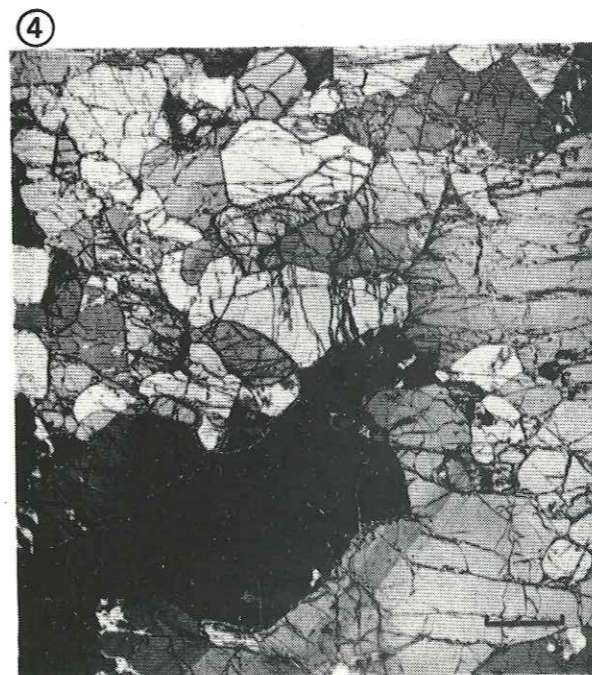
①



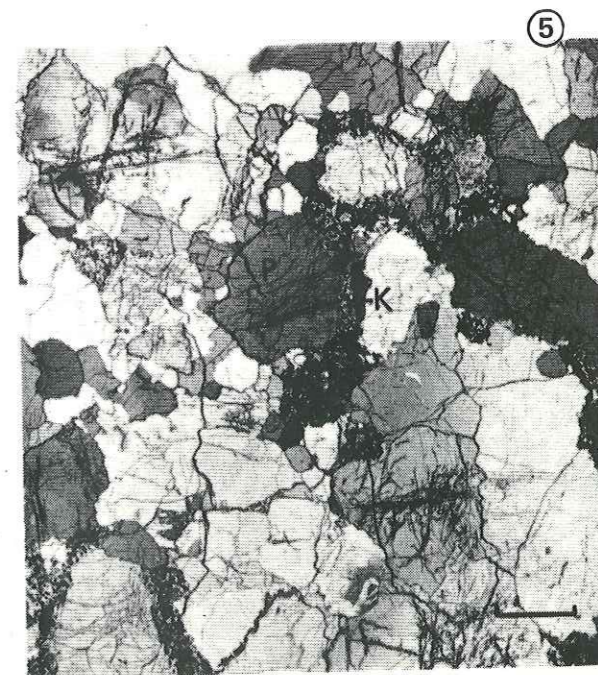
②



③



④



⑤

TABLE DES MATIERES

OBJECTIF DE L'ETUDE	1
CHAPITRE I - GENERALITES	3
1 - Kimberlites	4
1.1. Définition.....	4
1.2. Localisation	4
1.2.1. Localisation dans l'espace.....	4
1.2.2. Dans le temps	5
1.3. Modes de gisement	5
1.4. Enclaves ou xénolites.....	6
1.5. Profondeur d'origine des kimberlites	6
2 - Nomenclature	7
2.1. Terminologie des péridotites	7
2.2. Nomenclature des structures et méthodes d'étude	7
PREMIERE PARTIE	
CHAPITRE II - STRUCTURE EQUANTE A GROS GRAIN	9
1 - KBBF 20.....	9
1.1. Description de l'échantillon	9
1.2. Description des lames minces	9
1.3. Orientation préférentielle des minéraux.....	11
1.4. Interprétation	12
2 - PHN 1569.....	12
2.1. Description de l'échantillon	12
2.2. Description de la lame mince	12
2.3. Orientation préférentielle des minéraux.....	13
2.4. Discussion.....	13
3 - Autres faciès pétrographiques	14
3.1. PHN 1859 n	14
3.2. PHN 1914a	14
3.3. KBJ 20	15
3.4. J 29.....	15
3.5. KBJ 4.....	15
CHAPITRE III - STRUCTURE TABULAIRE A GROS GRAIN	17
1 - M 57.....	17
1.1. Description de l'échantillon.....	17
1.2. Description de la lame mince	17
1.3. Orientation préférentielle	18

2 - PHN 1595	19
2.1. Description de l'échantillon.....	19
2.2. Description de la lame mince.....	19
2.3. Orientation préférentielle des minéraux.....	19
3 - KBBF 4	20
3.1. Description de l'échantillon.....	20
3.2. Description des lames minces.....	20
3.3. Orientation préférentielle des minéraux.....	21
4 - Discussion	22
CHAPITRE IV - STRUCTURE PORPHYROCLASTIQUE	25
1 - KBJ 17.....	25
1.1. Description de l'échantillon.....	25
1.2. Description de la lame mince	25
1.3. Orientation préférentielle des minéraux.....	26
1.4. Interprétation	29
2 - Kb. 9. 25.....	30
2.1. Description de l'échantillon.....	30
2.2. Description des lames minces	30
2.3. Orientation préférentielle des minéraux	32
2.4. Interprétation.....	32
3 - Autres exemples de structure porphyroclastique	33
3.1. LDC 8	33
3.2. J 64	33
4 - Recristallisation particulière de l'olivine : les tablettes automorphes.....	34
4.1. Forme et conditions d'apparition des tablettes	34
4.2. Relation de réseau entre tablettes et porphyroclaste.....	36
4.3. Interprétation	38
5 - Les inclusions fluides.....	39
5.1. Description des inclusions visibles au microscope optique	39
5.2. Discussion et apport bibliographique	40
CHAPITRE V - STRUCTURE EN MOSAÏQUE.....	43
1 - Structure en mosaïque normale	43
1.1. PHN 1925	43
1.1.1. Description.....	43
1.1.2. Orientation préférentielle des minéraux	44
1.1.3. Interprétation.....	46
1.2. Types structuraux voisins	47
2 - Structure en mosaïque fluidale ou mylonitique.....	47
2.1. KaO ₂	47
2.1.1. Description de l'échantillon	47
2.1.2. Description de la lame mince.....	47
2.1.3. Orientation préférentielle des minéraux.....	50
2.1.4. Observation en microscopie électronique.....	51
2.1.5. Interprétation.....	51
2.2. PHN 1596	54
2.2.1. Description des lames minces.....	54
2.2.2. Orientation préférentielle des minéraux.....	55
2.2.3. Discussion	55

2.3. Autres exemples de structure en mosaïque fluidale ou mylonitique	57
2.3.1. KBBF 11.....	57
2.3.2. B.D 2699.....	58
2.3.3. Discussion	58
CHAPITRE VI - STRUCTURES SECONDAIRES	61
1 - Structure tabulaire secondaire.....	61
1.1. Description de l'échantillon LMA 2	61
1.2. Description des lames minces.....	61
1.3. Orientation préférentielle des minéraux.....	63
1.4. Interprétation et signification du gradient de déformation	63
1.4.1. Histoire tectonique de l'échantillon LMA 2.....	66
1.4.2. Origine du gradient de déformation.....	66
2 - Structure à gros grain secondaire.....	67
2.1. Description de l'échantillon.....	67
2.2. Description des lames minces.....	67
2.3. Orientation préférentielle des minéraux.....	68
2.4. Interprétation	69
DEUXIEME PARTIE	
CHAPITRE VII - CLASSIFICATION STRUCTURALE ET INTERPRETATION - CYCLE DE DEFORMATION.....	71
1 - Classification structurale et interprétation.....	71
1.1. Structure à gros grain.....	71
1.1.1. Pétrographie	71
1.1.2. Interprétation des structures	73
1.2. Structure de tectonite	74
1.2.1. Pétrographie.....	74
1.2.2. Interprétation des structures.....	74
1.3. Structures secondaires.....	75
2 - Cycle de déformation.....	75
CHAPITRE VIII - PARTICULARITES STRUCTURALES DES ENCLAVES DANS LES DIFFERENTS PIPES.....	79
1 - Kimberlites d'Afrique du Sud.....	79
1.1. République d'Afrique du Sud.....	79
1.1.1. Groupe de Kimberley	79
1.1.2. Roberts Victor.....	81
1.1.3. Jagersfontein	81
1.1.4. Monastery.....	81
1.2. Afrique du Sud-Ouest.....	82
1.3. Lesotho.....	82
1.3.1. Nord-Est du Lesotho	82
1.3.2. Matsoku	82
1.3.3. Ngopetsoeu	83
1.3.4. Lipelaneng	83
2 - Kimberlites de Sibérie	84
2.1. A. 9.....	84
2.2. B. 11.....	84
2.3. B 3107.....	84
3 - Carbonates de Tanzanie.....	84

CHAPITRE IX – COMPARAISON AVEC LES ENCLAVES DES BASALTES	85
1 – Mode de prélèvement des enclaves	85
2 – Structure des enclaves des basaltes : classification Mercier et Nicolas.....	86
2.1. Structure protogranulaire	86
2.2. Structure porphyroclastique.....	86
2.3. Structure équigranulaire	86
2.3.1. Structure équigranulaire équante.....	86
2.3.2. Structure équigranulaire en tablettes.....	86
3 – Comparaison des enclaves des basaltes et des kimberlites.....	87
3.1. Structure protogranulaire. Structure à gros grain.....	87
3.2. Structures porphyroclastiques. Tectonites	88
3.2.1. Nature de l'écoulement	88
3.2.2. Paramètres de la déformation.....	89
3.2.3. Intensité de la déformation.....	90
3.2.4. Tablettes automorphes d'olivine	90
3.3. Structures équigranulaires.....	90
3.4. Structures secondaires.....	91
4 – Conclusion	91
CHAPITRE X – LA GEOTHERME PYROXENIQUE – CONSEQUENCES ET MODELES INTERPRETATIFS.....	93
1 – Principe	93
2 – Modèles interprétatifs	94
2.1. Mélange tectonique	94
2.2. Echauffement visqueux au niveau de la zone à faible vitesse.....	94
2.3. Discontinuité de la conductivité thermique	96
2.4. Modèle du diapir.....	97
3 – Discussion.....	99
3.1. Discussion des modèles.....	99
3.2. Discussion de la méthode de calcul.....	100
CONCLUSIONS – ANISOTROPIE DU MANTEAU SUPERIEUR	101
1 – Interprétation	101
1.1. Paramètres de la déformation	101
1.2. Interprétation des structures.....	102
2 – Anisotropie du manteau.....	102
2.1. Anisotropie verticale.....	102
2.2. Anisotropie horizontale.....	102
BIBLIOGRAPHIE	105

PLANCHES PHOTOS



TABLE DES ILLUSTRATIONS

Figure	Page
1.1 - Répartition mondiale des kimberlites.....	4
1.2 - Principales kimberlites d'Afrique du Sud.....	4
1.3 - Histogramme des fréquences des venues kimberlitiques dans le temps.....	5
1.4 - Schéma d'une intrusion kimberlitique.....	5
1.5 - Diagramme des températures et pressions ; domaine de naissance des kimberlites.....	6
1.6 - Diagramme triangulaire Olivine-Orthopyroxène-clinopyroxène.....	7
2.1 - Diagrammes en roses des allongements des minéraux de KBBF 20.....	10
2.2 - Dessin d'après lame mince de KBBF 20.....	10
2.3 - Orientation préférentielle des minéraux de KBBF 20..	11
2.4 - Histogrammes des écarts des axes 100 01 et 001 En par rapport à l'axe X de l'ellipsoïde des déformations	12
2.5 - Dessin d'après lame mince de PHN 1569.....	13
2.6 - Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1569..	14
2.7 - Dessin d'après lame mince de KBJ 4.....	15
3.1 - Dessin d'après lame mince de M57.....	18
3.2 - Orientation préférentielle des minéraux de M57.....	18
3.3 - Dessin d'après lame mince de PH? 1595.....	19
3.4 - Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1595..	20
3.5 - Dessin d'après lame mince de KBBF 4.....	21
3.6 - Orientation préférentielle des minéraux de KBBF 4....	22
4.1 - Pôles des plans des sous-joints dans l'olivine-Echantillon KBJ 17.....	25
4.2 - Orientation préférentielle des minéraux de KBJ 17....	27
4.3 - Dessin d'après lame mince de 69 Kl 14.....	28
4.4 - Orientation préférentielle des minéraux de 69 Kl 14..	28
4.5 - Axes de rotation externe dans l'olivine dans 69 Kl 14	29
4.6 - Diagramme des systèmes de glissement dans l'olivine..	29
4.7 - Diagrammes en rose des allongements des minéraux de Kb. 9. 25.....	30

.../...

4.8	- Différents comportements de l'orthopyroxène pendant la déformation dans Kb. 9. 25.....	31
4.9	- Orientation préférentielle des minéraux de Kb.9. 25.	32
4.10	- Orientation préférentielle des faces des tablettes automorphes.....	34
4.11	- Pôles des plans et axes cristallographiques de l'olivine reportés sur canevas de Schmidt.....	35
4.12	- Prisme orthorhombique de l'olivine.....	35
4.13	- Altération de la forme automorphe des tablettes par la présence de sous-joints.....	36
4.14	- Orientation préférentielle des axes cristallographiques des tablettes dans un référentiel porphyroclaste...	37
4.15	- Histogrammes des écarts des axes des tablettes aux axes correspondants des porphyroclastes hôtes.....	37
4.16	- Tableau des relations géométriques entre les axes de la tablette et ceux du porphyroclaste hôte.....	38
5.1	- Dessin d'après lame mince de PHN 1925.....	43
5.2	- Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1925	44
5.3	- Orientation préférentielle des cristaux d'olivine dans cinq zones. Echantillon PHN 1925.....	45
5.4	- Dessin d'après lame mince de Kao 2.....	48
5.5	- Histogrammes des allongements des porphyroclastes d'olivine, orthopyroxène et clinopyroxène et des orientations des bandes de petites enstatites. Echantillon Kao 2.....	49
5.6	- Pourcentage de déformation dans l'orthopyroxène....	49
5.7	- Orientation préférentielle des minéraux de Kao 2...	50
5.8	- Histogrammes des écarts des axes 100 olivine et 001 orthopyroxène à la linéation.....	52
5.9	- Tableau des observations au microscope électronique. Echantillon Kao 2.....	53
5.10	- Reconstitution de l'histoire tectonique de l'orthopyroxène.....	54
5.11	- Configuration des sous-grains dans PHN 1596.....	55
5.12	- Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1596	56
5.13	- Pôles des plans de sous-joints et axes de rotation externe dans les porphyroclastes d'olivine de PHN 1596	57
5.14	- Hypothèse de superposition de deux stades de déformation indépendants dans PHN 1596.....	57

.../...

6.1.	- Tableau des valeurs du grain et de la composition modale de l'échantillon LMA 2, en fonction du gradient de déformation.....	62
6.2	- Dessin d'après lame mince de LMA2.....	62
6.3	- Orientation préférentielle des minéraux de LMA2.....	64
6.4	- Dessin d'après lame mince de PHN 1654.....	65
6.5	- Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1654.....	65
6.6	- Dessin d'après lame mince de M63.....	67
6.7	- Orientation préférentielle des minéraux de M63.....	68
7.1	- Tableau récapitulatif des structures.....	72
7.2	- Cycle de déformation.....	77
8.1	- Pipes de la région de kimberley.....	79
8.2	- Diamètre des grains de la seconde génération d'olivine dans les tectonites de la région de Kimberley.....	80
8.3	- Dessin d'après lame mince de DB2.....	80
8.4	- Diamètre des grains de la seconde génération d'olivine..	81
9.1	- Tableau des principaux caractères des types structuraux des enclaves des basaltes.....	87
9.2	- Relation entre la dimension moyenne des sous-grains dans les porphyroclastes d'olivine et l'intensité de la déformation.....	90
10.1	- Géotherme pyroxénique définie par les enclaves de péridotite du Lesotho.....	93
10.2	- Représentation schématique du manteau supérieur et de la croûte continentale à l'aplomb du Lesotho d'après les enclaves du Lesotho.....	95
10.3	- Tableau de classification des températures et pressions d'origine, et des structures des enclaves ultrabasiques du Lesotho.....	95
10.4	- Coupe schématique à travers la partie S.E. du craton de Rhodésie - Transvaal, montrant la zone de cisaillement à la base de la plaque africaine.....	96
10.5	- Gradients géothermiques obtenus d'après les enclaves de différentes localités.....	97
10.6	- Schéma explicatif du modèle du diapir.....	98
10.7	- Calculs des vitesses d'ascension et des profondeurs de départ du diapir.....	99