

Structure des péridotites en enclaves dans les kimberlites d'Afrique du Sud. Conséquences sur la constitution du manteau supérieur⁽¹⁾

par ANNE-MARIE BOULLIER,

Centre géologique et géophysique, Université des Sciences et Techniques du Languedoc⁽²⁾.

Résumé. — Les péridotites en enclaves dans les kimberlites sont classées en sept types structuraux qui constituent trois grands groupes : structures à gros grain (équante et tabulaire), structures de tectonite (porphyroclastique, en mosaïque et en mosaïque fluidale) et enfin structures secondaires (tabulaire et à gros grain), qui correspondent à différents états du manteau supérieur. Cette classification est fondée essentiellement sur l'olivine qui est le minéral le plus abondant, le plus ductile, et le mieux connu du manteau supérieur.

On compare les cortèges d'enclaves des différents pipes entre eux, puis les xénolites des kimberlites avec ceux des basaltes ; il en résulte que les structures de tectonite des premiers correspondent à des taux de déformation et des contraintes plus élevées que celles des seconds.

Mots clés : structurologie, péridotites, manteau supérieur.

Structure of peridotite xenoliths in South African kimberlites. Implications on the constitution of upper mantle.

Abstract. — The peridotite xenoliths from kimberlites are classified into three textural groups and seven textural subtypes : the coarse-grained textures (equant and tabular), the flaser textures (porphyroclastic, mosaic and mosaic fluidal), and the secondary textures (tabular and coarse-grained), which correspond to different states of the earth-mantle. The emphasis is placed on olivine in the definition of the textures because of its abundance in these xenoliths and of its greater sensitivity to the stress and simpler behaviour during the deformation.

We compare the suites of xenoliths from different pipes and then the nodules from kimberlites with those from basalts : the flaser textures of nodules from kimberlites correspond to higher strain-rate and stress than those from basalts.

Key words : structuralogy, peridotites, upper mantle.

I. INTRODUCTION.

Par l'étude des roches ultrabasiqes, nous connaissons de façon directe la géochimie et la structure fine du manteau supérieur. Ces roches « témoins » sont des péridotites de trois sortes : massifs de type alpin, enclaves dans les basaltes et enclaves dans les kimberlites. De nombreux travaux ont été faits quant à leur pétrographie et leur géochimie ; dans le domaine de leur structure et de la déformation, les progrès sont plus récents et le lecteur est renvoyé à l'article de Nicolas (1974) pour une revue générale des microstructures, des orientations préférentielles et des mécanismes de l'écoulement dans les péridotites.

Les renseignements qu'apporte l'étude structurale des péridotites varient en fonction de leur type d'affleurement. Dans les massifs harzburgitiques ou lherzolitiques, on peut observer les relations existant entre les différentes structures (rubanement, filons, foliation, linéation...) et les déformations enregistrées à

toute échelle par ces péridotites : l'étude cinématique de la déformation permet ensuite de mieux appréhender les différentes étapes de la mise en place de ces massifs et leur implication dans l'orogénèse. Les enclaves remontées par les basaltes alcalins et par les kimberlites n'ont subi aucune déformation dans la croûte ; à quelques réserves près, elles représentent donc le manteau supérieur d'où elles proviennent : moins de 100 à 75 km de profondeur pour les basaltes, 200 à 100 km pour les kimberlites. L'observation des structures et microstructures de ces enclaves est donc de première importance pour évaluer les contraintes et taux de déformation auxquelles elles correspondent et par là-même pour préciser les modèles géophysiques théoriques concernant l'écoulement dans le manteau supérieur. L'étude des structures des péridotites en enclaves dans les kimberlites d'Afrique du Sud (fig. 1) qui sont d'âge Crétacé terminal (Wagner, 1914) est donc complémentaire de celles faites par Nicolas *et al.* (1971, 1972), Boudier (1972, 1976), Darot (1973) sur les massifs de Lanzo (Alpes piémontaises) et Ronda (Espagne) et par Mercier (1972) et Mercier et Nicolas (1975) sur les enclaves des basaltes.

La classification de ces structures repose essentiellement sur l'olivine : c'est en effet le minéral le plus abondant (60 à 80 %) et le plus ductile des péri-

(1) Cet article est le résumé d'une thèse de 3^e cycle (Boullier, 1975) effectuée au laboratoire de tectonophysique, Faculté des Sciences, B. P. 1044, 44037 Nantes Cedex.
Contribution C. G. G. n° 192.

(2) Place E. Bataillon, 34060 Montpellier Cedex.

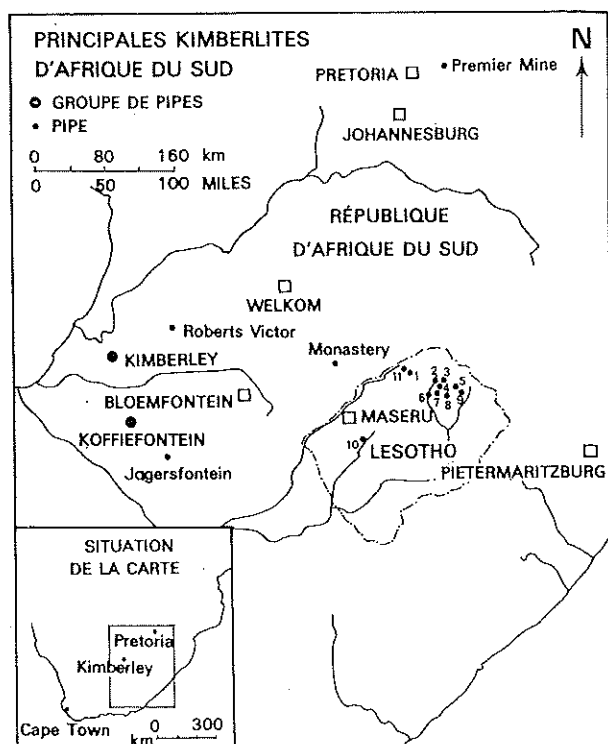


FIG. 1. — Principales kimberlites d'Afrique de Sud, Lesotho : 1. Sekameng; 2. Thaba Putsoa; 3. Blow 13; 4. Liqhobong; 5. Mothae; 6. Pipe 200; 7. Kao; 8. Matsoku; 9. Letseng-la-Terae; 10. Ngopetsoeu; 11. Lipelaneng.

dotites. L'orthopyroxène sert de critère de classification dans certains cas seulement : lorsqu'il a un comportement inhabituel pendant la déformation et lorsqu'il conserve les traces d'une histoire tectonique antérieure, du fait qu'il recrystallise plus difficilement que l'olivine. Le diopside et le grenat se déformant peu et étant peu abondants ne sont pas pris en considération.

II. MODIFICATIONS SUBIES PAR LES ENCLAVES PENDANT LEUR ASCENSION DANS LE MAGMA.

Avant de décrire les principales structures des enclaves de péridotite, il est important de dissocier les caractères imputables à la remontée de la roche dans le magma, de ceux qui ont été acquis avant le prélèvement de l'enclave par la kimberlite.

Les modifications pétrographiques visibles en lame mince sont limitées à la déstabilisation du grenat qui s'entoure d'une couronne constituée de spinelle, orthopyroxène et clinopyroxène; cette kelyphitisation est toujours postérieure aux déformations observées dans les enclaves et correspond à une chute de pression de 50 kb à moins de 20 kb pour une température de 1 000°C (Reid et Dawson, 1972); ces chiffres constituent donc les limites inférieures de la déformation plastique affectant les tectonites. Le magma qui pénètre dans l'enclave par des fissures contamine parfois aussi certains minéraux tels le phlogopite (dont la périphérie est alors brune et pléochroïque) et le clinopyroxène qui présente des bordures troubles ou « nuageuses » (Carswell, 1973).

C'est probablement aussi lors de la remontée des roches dans la kimberlite, magma très riche en volatiles, que des microfractures ouvertes se produisent dans les cristaux et piègent des fluides ou du verre en se refermant (Røedder, 1965).

Mais ce sont surtout les éventuelles modifications structurales qui sont significatives pour la suite de cette étude. Seuls les chocs des enclaves les unes contre les autres ou contre les parois du conduit volcanique d'une part, et un séjour prolongé dans un magma à haute température d'autre part, peuvent modifier la structure et la microstructure des enclaves. Dans le cas de chocs importants, on doit s'attendre à ce que des dislocations supplémentaires soient introduites dans les cristaux. Or, il n'en est rien. Les travaux récents de Gueguen (1976, 1977) sur des enclaves décorées artificiellement par la méthode de Kohlstedt *et al.* (1976), montrent que les structures à gros grain ont une faible densité de dislocations (parfois 10^6 cm^{-2}). Green II (1976) obtient le même chiffre au microscope électronique à transmission. D'autre part il existe dans les enclaves à structure porphyroclastique une catégorie de cristaux automorphes d'olivine qui présentent très peu de dislocations (10^5 cm^{-2} ; Gueguen, 1976, 1977; Green II, 1976); or, ces cristaux se sont formés au moins en partie après la déformation plastique qui a affecté ces roches, c'est-à-dire lors de la remontée de l'enclave dans le magma. Donc, ces faibles densités de dislocations observées dans des enclaves de structures différentes, montrent que les chocs subis par les xénolites pendant leur ascension vers la surface ne modifient pas les microstructures cristallines; ils n'occasionnent tout au plus que des fissures à la périphérie des enclaves. Un séjour plus ou moins prolongé dans un magma à haute température aurait pour conséquence une restauration dans les cristaux (réorganisation des dislocations en parois, diminution de leur densité) et une migration des joints de grains par recrystallisation statique. Il semble que ces effets soient très limités dans les enclaves des kimberlites car, dans les xénolites à structure de tectonite, les porphyroclastes d'olivine montrent une faible restauration, ont une densité de dislocations très élevée (plus de 10^7 cm^{-2} ; Gueguen, 1976; jusqu'à 10^9 cm^{-2} ; Green II, 1976) et présentent des grains d'olivine recrystallisés de faible dimension (40 μm). Seules les tablettes automorphes signalées plus haut dans les mêmes structures se sont développées pendant la remontée des xénolites vers la surface.

Les modifications subies par les enclaves lors de leur ascension vers la surface sont donc très limitées et reconnaissables. Ainsi, les structures observées sont donc bien celles que les péridotites ont acquises dans le manteau avant qu'elles n'aient été prélevées par le magma.

III. CLASSIFICATION STRUCTURALE DES ENCLAVES. CYCLE DE DÉFORMATION.

Les trois cents enclaves étudiées ont été classées en trois groupes principaux et sept types structuraux, dont les caractères sont résumés dans le tableau I :

— structure à gros grain (« granular nodules » de Boyd et Nixon, 1972) subdivisée en structures équante à gros grain et tabulaire à gros grain ;
 — structure de tectonite (« sheared nodules » des mêmes auteurs) regroupant les structures porphyroclastique en mosaïque et en mosaïque fluidale ;
 — structure secondaire : tabulaire et à gros grain.

au phlogopite, il a deux habitus : le premier en petites plages brunes et pléochroïques qui sont d'origine tardive en raison de leur localisation dans les fissures par lesquelles le magma a pu s'infiltrer dans l'enclave, ou autour des grenats à la périphérie de la couronne kelyphitique ; le second en grandes plages claires, non pléochroïques, antérieures au dernier stade de

TABLEAU I.
 Caractères des principales structures des péridotites en enclaves dans les kimberlites.

	STRUCTURES A GROS GRAIN		STRUCTURES DE TECTONITE			STRUCTURES SECONDAIRES	
	Structure équante à gros grain (Figure 2)	Structure tabulaire à gros grain (Figure 3)	Structure porphyroclastique (Figure 4)	Structure en mosaïque (Figure 5)	Structure en mosaïque fluidale ou mylonitique. Description limitée aux bandes d'OPa (Figure 6)	Structure tabulaire secondaire (Figure 7)	Structure à gros grain secondaire (Figure 8)
Structures visibles sur échantillon S = foliation L = linéation	ni foliation ni linéation en général	Bonne foliation. Linéation de qualité variable	Bonne foliation. Bonne linéation	Bonne foliation. Très bonne linéation	Excellente foliation. Bonne linéation	Excellente foliation. Bonne linéation. Litage métamorphique	Foliation moyenne. Faible linéation
Nombre de générations cristallines d'olivine (Ol) et d'enstatite (En)	1 Ol 1 En	1 Ol 1 En	2 ou 3 Ol 1 ou 2 En	1 Ol 2 En	1 En parfois 1 Ol	1 Ol 2 ou 3 En	1 Ol 1 ou 2 En
Forme et taille des cristaux	Isométriques ou légèrement allongés 5 mm	Tabulaires 5 x 2 mm	Porphyroclastes allongés Ol : 5 x 2 mm ; En 3 x 1 mm Grains équants Ol : 0,4 à 0,62 mm, En : 0,02 mm Tablettes automorphes Ol 1 x 0,3 à 0,1 x 0,03 mm	Porphyroclastes En allongés 3 x 1 mm Grains équants Ol : 0,4 à 0,62 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	Ol : tabulaire 2 x 1 mm En : OPx1 : forme variable 0,5 x 1 mm OPx2 : équants 0,8 mm OPx3 : allongés, avec inclusions, 2 x 1,2 mm	Ol : 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 Ol : irrégulières ; En : courbes ou irrégulières Grains équants : rectilignes ou courbes - Points triples à 120° Tablettes Ol : faces rationnelles	Porphyroclastes En : courbes ou irrégulières dans les zones restructurées Grains équants Ol et En : rectilignes ou courbes points triples à 120°	En : limites rectilignes ou courbes	Ol : rectilignes, points triples à 120° parfois imbriqués En : OPx1 : irrégulières OPx2 : courbes ou rectilignes, points triples à 120° OPx3 : irrégulières	Ol : 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 SJ : sous-joints	Pratiquement inexistante SG larges limités par SJ nets et rectilignes convergent en points triples avec les limites de grains.	Pratiquement inexistante SG larges limités par SJ nets et rectilignes	Porphyroclastes : intense ; Ol : SG petits, SJ flous et rapprochés - Extinction onduleuse, oblique sur l'allongement Grains équants : pas ou peu de différenciation. Tablettes : aucune déformation	Porphyroclastes En : intense Extinction onduleuse, oblique sur l'allongement Grains équants (Ol et En) : peu ou pas de déformation.	Aucune déformation visible.	Ol : pratiquement inexistante En : pas de déformation dans OPx2, OPx3 bandes de glissement et SG dans OPx1	Ol : aucune déformation Porphyroclastes En : déformation du réseau, bandes de glissement, SG Grains équants En : aucune
Orientation préférentielle des réseaux des cristaux	Très faible en général Ol : orthorhombique ; [010] L S et [100] // si S et L existent	Ol : [010] L S et [100] // si L existe En : [100] et [010] en couronne L S [001] // L	Porphyroclastes : forte orientation, généralement ; Ol : [010] 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 Ol : orientation globale faible, locale forte.	Inexistante	Ol : [100] // L et [010] L S En : OPx1 : [001] et [010] L L [001] // L OPx2 : inexistante OPx3 : faible, [001] // L	Ol : très faible Porphyroclastes En : moyenne Grains équants En : très faible
Densité de dislocation (olivine)	Très faible $< 10^7$ cm ⁻²	Très faible $< 10^7$ cm ⁻²	Porphyroclastes Ol : $> 10^7$ cm ⁻² En : 10^8 cm ⁻² - Grains équants Ol : 10^7 cm ⁻²		5×10^7 cm ⁻²		
Faciès pétrographique dominant R.I.M. : réactions intermédiaires R.S.S. : réactions subsolidus	Harzburgite à grenat et/ou spinelle R.I.M. R.S.S.	Harzburgite à grenat et/ou spinelle R.I.M. R.S.S.	Lherzolitite à grenat			Lherzolitite à grenat	Harzburgites à grenat et/ou spinelle R.I.M. R.S.S.
Importance fractionnelle * complexe terrain à Jagersfontein	38 % * 66 %	11 % 13 % * 11 %	21 % 17 % * 22 %				

1. Structure à gros grain.

Les enclaves de ce groupe structural sont en majeure partie des harzburgites (moins de 5 % de clinopyroxène ; Moores, 1973) avec une phase aluminieuse (grenat et/ou spinelle). Les réactions de subsolidus sont variées et fréquentes et suggèrent une histoire thermodynamique (P, T) complexe. L'amphibole et le phlogopite, quoiqu'en faible quantité (moins de 1 %) témoignent de la présence de volatiles dans le manteau. Le premier minéral résulte toujours de réactions de subsolidus ; suivant les travaux de Allen *et al.* (1972), la courbe de stabilité de l'amphibole recoupe la géotherme continentale de Clark et Ringwood (1964) à 75 km : ce serait donc la profondeur maximale d'origine des enclaves à amphibole. Quant

recristallisation de la roche et qui, par conséquent, se sont formées dans le manteau (Dawson et Powell, 1969) : cette hypothèse est accréditée par les expériences de Modreski et Boettcher (1972) qui montrent que le phlogopite est stable jusqu'à 175 km de profondeur dans les domaines à faible gradient géothermique.

Les structures à gros grain ont un indice granulométrique fort (supérieur à 1 mm). Les deux faciès diffèrent macroscopiquement par des caractères structuraux plus ou moins marqués (tabl. I) : foliation et linéation faibles à inexistantes dans la structure équante, bien marquées dans la structure tabulaire. Ceci se traduit en lame mince par la forme des cristaux qui est irrégulière dans le premier cas (fig. 2 a, fig. 3 a) tandis que dans le second les cristaux sont

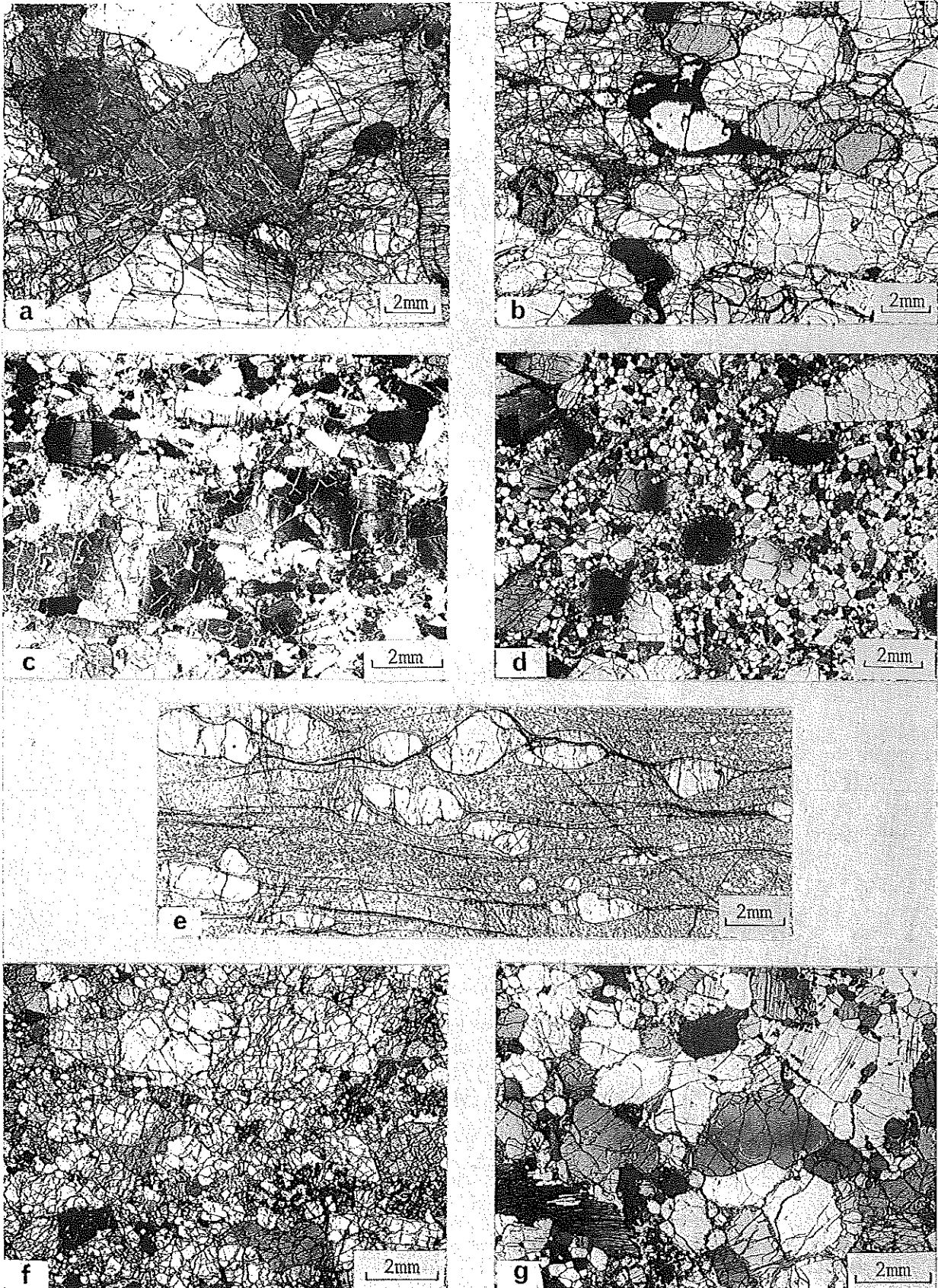


FIG. 2.

Pour toutes les photographies suivantes, la trace de la foliation et la linéation d'allongement des minéraux sont horizontales lorsqu'elles existent.

- a* : Structure équante à gros grain. Échantillon KBBF 20 (Bultfontein, district de Kimberley). Nicols légèrement décroisés. Photo correspondant à la figure 3 *a*.
- b* : Structure tabulaire à gros grain. Échantillon M 57 (Monastery). Nicols légèrement décroisés. Photo correspondant à la figure 4 *a*.
- c* : Structure porphyroclastique. Échantillon 69 KI 14 (Kimberley). Nicols croisés. Photo correspondant à la figure 5 *a*.
- d* : Structure en mosaïque. Échantillon PHN 1923 (Mothae, Le-

- sotho). Nicols croisés. Photo correspondant à la figure 6 *a*.
- e* : Structure en mosaïque fluidale. Échantillon Kao 2 (Kao, Lesotho). Nicols décroisés. Photo correspondant à la figure 7 *a*.
- f* : Structure tabulaire secondaire. Échantillon PHN 1634 (Matsoku, Lesotho). Nicols légèrement décroisés. Photo correspondant à la figure 8 *a*.
- g* : Structure à gros grain secondaire. Échantillon M 63 (Monastery). Nicols légèrement décroisés. Photo correspondant à la figure 9 *a*.

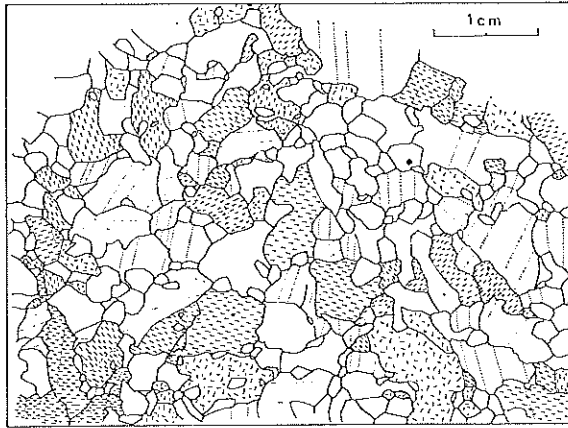
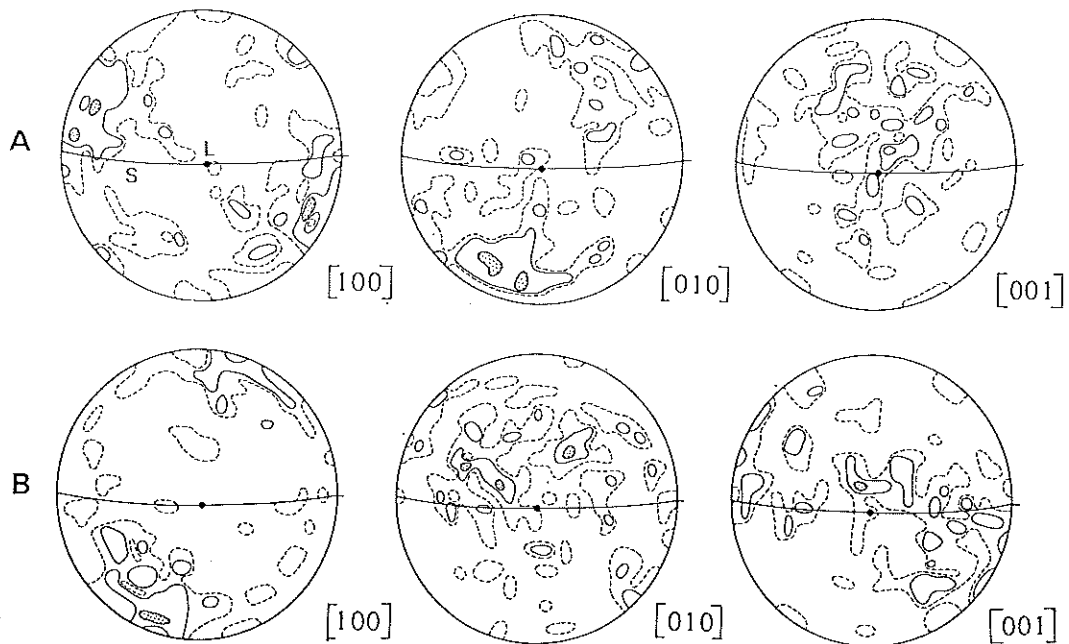


FIG. 3. — *a* : Structure équante à gros grain. Dessin d'après lame mince de l'échantillon KBBF 20 (Bultfontein, district de Kimberley). Olivine : blanc; orthopyroxène : tirets alignés ou non suivant que le plan (100) est visible ou non. Les sous-joints sont indiqués par des pointillés.

b : Orientation préférentielle des minéraux de KBBF 20. S et L sont respectivement la foliation et la linéation de « pull apart » de l'enstatite, déterminées par comptage statistique. 100 mesures, contours à 1, 2, 4 et 8 %. A : olivine, B : orthopyroxène. Projection sur l'hémisphère inférieur sur diagramme de Schmidt réalisé automatiquement (Bouchez, 1971).



b

aplatis et leurs limites sont rectilignes parallèlement à la foliation (fig. 2 *b*, fig. 4 *a*). Une seule génération d'olivine et d'enstatite est visible dans les roches sous-grains nets et de grande taille, et une faible densité de dislocations dans les cristaux d'olivine (moins de 10^7 cm^{-2} ; Gueguen, 1976, 1977; environ 10^6 cm^{-2} , Green II, 1976).

Dans le faciès équant (figure 3 *b*), l'orientation préférentielle des cristaux est celle communément décrite dans les péridotites (Nicolas *et al.*, 1971, 1973); elle est faiblement oblique sur les structures lorsque ces dernières peuvent être déterminées par comptage sur trois plans perpendiculaires : [100] olivine et [001] enstatite subparallèles à la foliation et perpendiculaires à la linéation de « pull apart » de l'enstatite, [010] olivine et [100] enstatite proches du pôle de la foliation. Dans le faciès tabulaire (fig. 4 *b*), la disposition des axes cristallographiques est sensiblement

la même que dans le faciès équant, mais aucune obliquité du réseau sur les structures n'est observée.

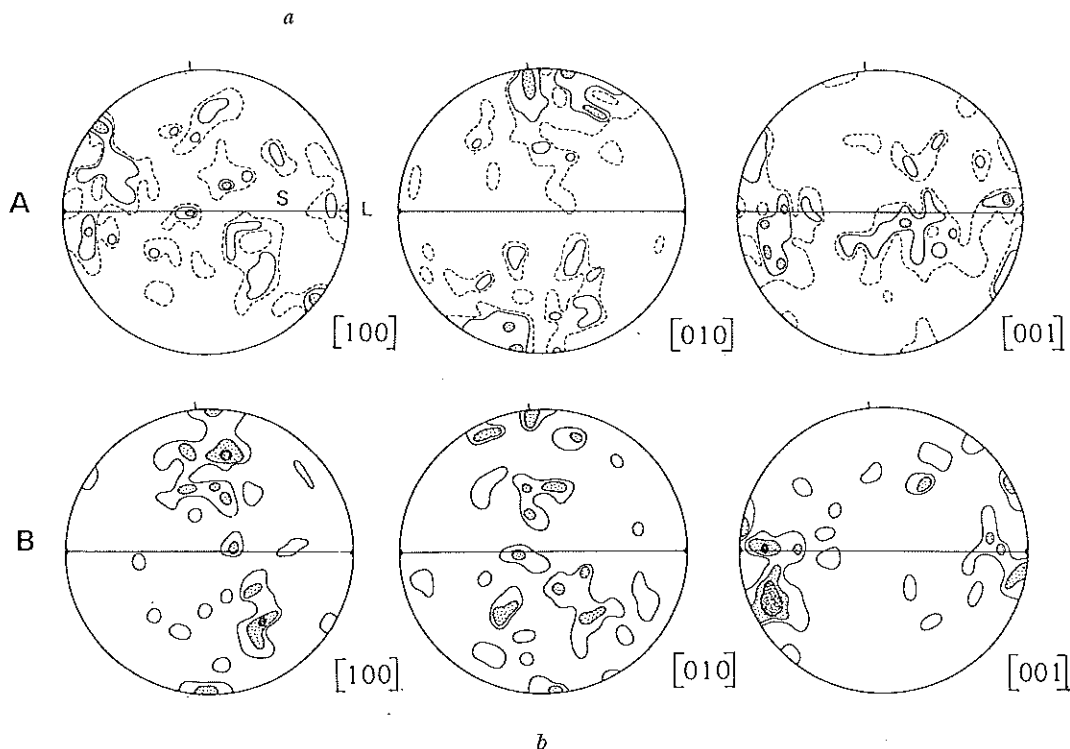
Compte tenu des observations précédentes, les structures à gros grain résultent d'une restauration poussée qui s'est effectuée dans des conditions statiques, ou lors d'une déformation très lente car les températures d'équilibre de ces esclaves sont relativement basses (900-1 000° C, Boyd et Nixon, 1972; Boyd, 1973; MacGregor, 1975). Les minéraux marqueurs tels que l'orthopyroxène qui recristallise difficilement (Gueguen et Etchecopar, 1974; Kohlstedt et Vander Sande, 1973), ne sont pas dispersés tectoniques; la déformation subie par ces roches n'a donc pas pu être très importante. D'autre part, les contraintes étaient faibles (configuration des dislocations) par comparaison avec les résultats expérimentaux de Raleigh et Kirby (1970) et Kohlstedt et Goetze (1974).

Si, dans le cas du faciès équant à gros grain, l'obli-



FIG. 4. — a : Structure tabulaire à gros grain. Dessin d'après lame mince de l'échantillon M 57 (Monastrey). La trace de la foliation est horizontale et la direction préférentielle des clivages (100) de l'enstatite définie sur échantillon est E-W. Mêmes figurés que pour la figure 3 a ; grenat : contours épais, pointillés serrés ; phlogopite : traits fins.

b : Orientation préférentielle des minéraux de M 57. S et L sont la foliation et la linéation définie par l'orientation des clivages des enstatites. A : olivine, 100 mesures, contours à 1, 2 et 4 %, B : orthopyroxène, 50 mesures, contours à 2, 4 et 8 %.



quité des directions cristallographiques sur la foliation (fig. 3 b) permet de conclure à une faible déformation en régime rotationnel et à un glissement intracristallin suivant le système (010) [100] pour l'olivine et (100) [001] pour l'enstatite (Nicolas *et al.*, 1972, 1973), le faciès tabulaire reste encore sans réponse quant à son interprétation. Il faut peut-être faire

intervenir ici un mécanisme particulier de recristallisation où la diffusion aux joints de grains (Coble, 1963) ou à l'intérieur des grains (Nabarro, 1948 ; Herring, 1950) jouerait un rôle important.

En conclusion, les structures équante et tabulaire à gros grain proviennent d'une zone « calme » du manteau supérieur, dans laquelle les déformations

si elles se produisent, sont peu importantes et s'effectuent à une vitesse très lente et sous des contraintes très faibles.

2. Structure de tectonite.

Les roches de ce groupe sont en majeure partie des lherzolites à grenat (au moins 5 % de clinopyroxène, Moores, 1973) où l'on n'observe jamais de réaction de subsolidus à l'exception de la kélyphitisation du grenat qui est toujours postérieure à la déformation plastique (voir p. 215). Le spinelle est très rare et l'amphibole inconnue. Le phlogopite est peu fréquent et antérieur à la déformation; selon les travaux de Modreski et Boettcher (1972) de telles enclaves à phlogopite proviennent de profondeurs inférieures à 175 km.

Les tectonites se distinguent des enclaves à gros grain par des caractères structuraux très nets sur l'échantillon (foliation, linéation d'allongement, voir tabl. I) et par une forte diminution du grain par déformation. De nouvelles générations cristallines apparaissent (fig. 2 c, 2 d, 2 e; fig. 5 a, 6 a, 7 a). Notons à ce propos que la subdivision du groupe des tectonites en trois faciès structuraux n'est possible que parce que le critère de classification choisi est l'olivine, dont l'état de recristallisation permet de souligner l'intensité croissante de la déformation. La limite entre les structures porphyroclastiques (fig. 5 a) et en mosaïque (fig. 6 a) est ainsi placée à 10 % de porphyroclastes reliques d'olivine (Harte, sous presse); si l'orthopyroxène entrait en ligne de compte, toutes les tectonites auraient une structure en mosaïque car l'enstatite ne recristallise jamais complètement. Le faciès en mosaïque fluidale est caractérisé par des bandes parallèles et fines, qui sont constituées de très petits cristaux d'orthopyroxène (10 μm) et qui déterminent un litage tectonique (fig. 7 a).

Les porphyroclastes d'olivine sont allongés; leur extinction est roulante; ils sont affectés de sous-joints flous et très rapprochés; leur densité de dislocations est élevée (plus de 10⁷ cm⁻², Gueguen, 1976, 1977) et peut atteindre 10⁹ cm⁻² (Green II, 1976). Ils recristallisent en petits cristaux équants, polygonaux qui présentent des points triples à 120° et dont la taille est sensiblement égale à celle des sous-grains visibles dans les porphyroclastes voisins; la densité de dislocations de ces cristaux équants est de 10⁷ cm⁻² environ (Gueguen, 1976, 1977; Green II, 1976). La troisième génération d'olivine est constituée de petites tablettes parfaitement automorphes qui se développent aux dépens des porphyroclastes (voir p. 215). L'orthopyroxène a un comportement particulier: il glisse sur le plan (100), s'allonge et présente des flexurations continues ou des pliages aigus parallèlement à la foliation suivant l'orientation initiale des cristaux; il montre toujours un retard à la recristallisation par rapport à l'olivine. En microscopie électronique, on observe dans les porphyroclastes une forte densité de dislocations simples qui s'organisent en parois et des fautes d'empilement (10⁸ cm⁻², Gueguen et Boullier, 1976; Boullier et Gueguen, 1975); dans les petits cristaux d'enstatite de 10 μm , la densité de dislocations est moyenne

(5 · 10⁷ cm⁻², Boullier et Gueguen, 1975; Gueguen et Boullier, 1976) et il n'y a pas de microstructure.

A part quelques rares exceptions (Boullier, 1975), les cristaux d'olivine et d'enstatite des tectonites ont une orientation préférentielle classique: (fig. 5 b, 6 b, 7 b): [100] olivine et [001] orthopyroxène sont voisins de la linéation d'allongement des grenats tandis que [010] olivine et [100] enstatite sont proches du pôle de la foliation; les maxima sont plus ou moins nettement obliques sur les structures. Les cristaux d'olivine de la mosaïque et les tablettes automorphes ont une orientation préférentielle qui se calque sur celle des porphyroclastes mais qui est plus dispersée. Quant aux petits cristaux d'orthopyroxène qui constituent les bandes de la structure en mosaïque fluidale (fig. 7 b), ils sont orientés de façon aléatoire: ceci a été vérifié par le test OPTI mis au point par Darot et Bouchez (1976).

Le glissement intracristallin par mouvement de dislocations est responsable des structures observées dans les tectonites. Le passage des porphyroclastes d'olivine ou d'enstatite à la mosaïque de petits cristaux de même nature, est dû au mécanisme de désorientation progressive des sous-joints qui explique aussi les orientations préférentielles voisines des deux générations cristallines d'olivine (Boullier, 1975); ce mécanisme a été décrit par Poirier et Nicolas (1975) et est syntectonique. Les tablettes automorphes d'olivine qui se développent au sein des porphyroclastes se forment par nucléation de néoblastes suivie de migration de joints (Poirier et Nicolas, 1975); la densité de dislocations plus forte au centre qu'aux extrémités de certaines tablettes montre que cette recristallisation est d'abord dynamique puis statique (Gueguen, 1977).

Si la déformation plastique suffit pour expliquer la genèse des structures porphyroclastiques et en mosaïque, elle est relayée par un autre mécanisme dans la structure en mosaïque fluidale: c'est la déformation superplastique qui fait intervenir une diffusion aux joints des petits pyroxènes de 10 μm qui constituent les bandes visibles sur les fig. 2 e et 7 a. Ce processus de déformation a été proposé (Boullier et Nicolas, 1975) et étudié par Gueguen et Boullier (1976) et Boullier et Gueguen (1975).

En conclusion, contrairement aux enclaves à gros grain, les tectonites proviennent de zones dynamiques du manteau supérieur, où s'effectuent des déformations parfois très importantes, rapides et sous contraintes élevées. L'absence de restauration significative dans les cristaux montre aussi que les enclaves ont été arrachées par la kimberlite alors même qu'elles se déformaient.

3. Structures secondaires.

Dans les structures secondaires, des éléments structuraux (foliation, linéation) sont visibles sur échantillon (tabl. I). A l'échelle de la lame mince, les cristaux d'olivine ne sont pas déformés (extinction franche); en revanche, l'orthopyroxène et parfois le grenat le sont, permettant ainsi de déceler une histoire tectonique antérieure à la recristallisation de l'olivine.

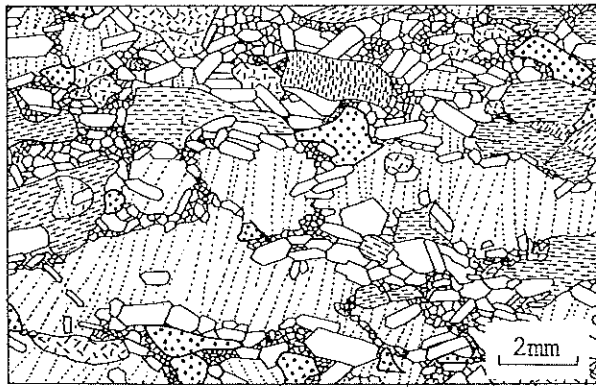
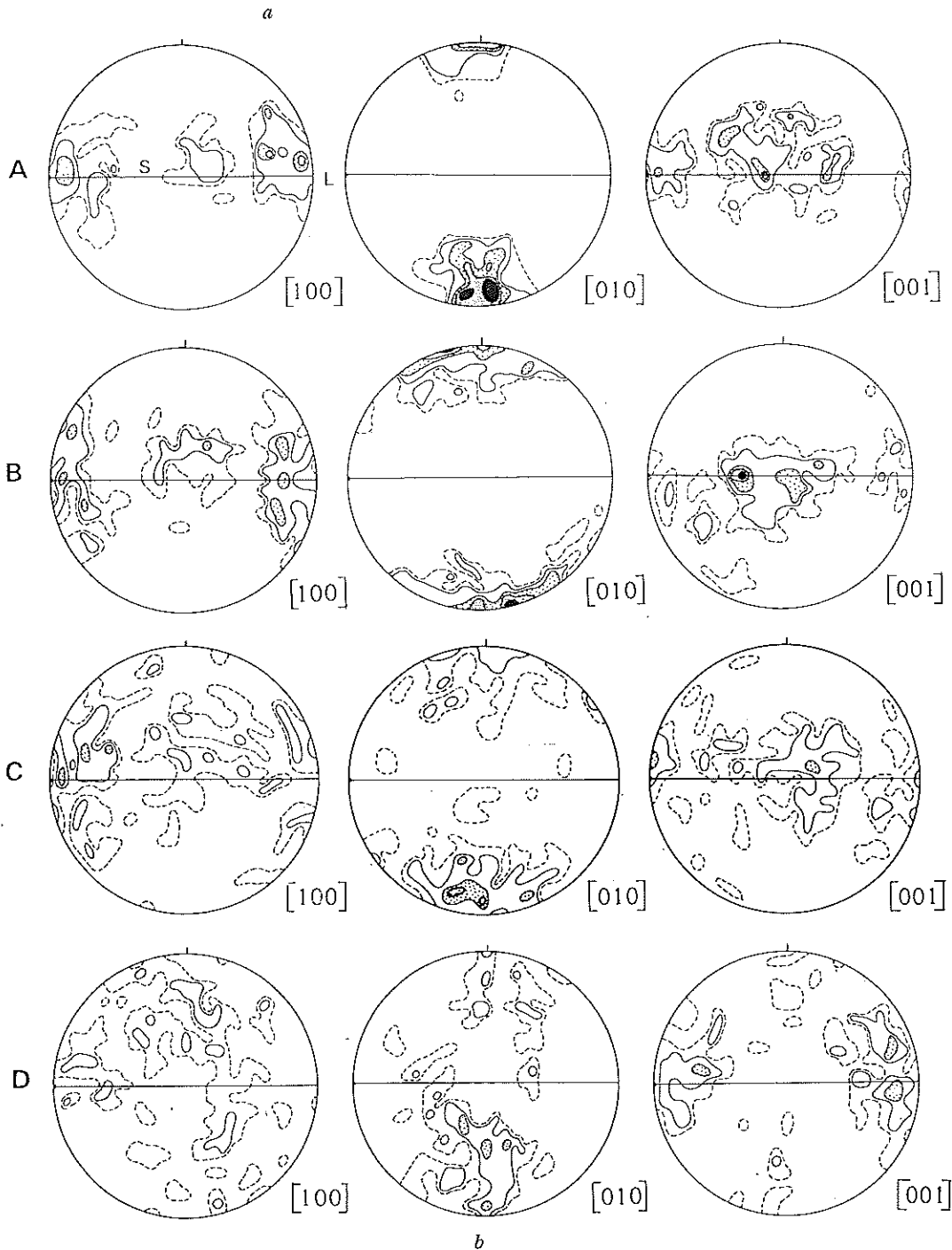


FIG. 5. — *a* : Structure porphyroclastique. Dessin d'après lame mince de l'échantillon 69 KI 14 (Kimberley). La trace de la foliation et la linéation d'allongement des minéraux sont horizontales. Mêmes figurés que pour les figures 3 et 4. Diopside : points épais.

b : Orientation préférentielle des minéraux de 69 KI 14. 100 mesures, contours à 1, 2, 4, 8 et 12 %. S : foliation ; L : linéation d'allongement des minéraux. A : porphyroclastes d'olivine. B : petits cristaux équants d'olivine. C : tablettes automorphes d'olivine. D : porphyroclastes d'enstatite.



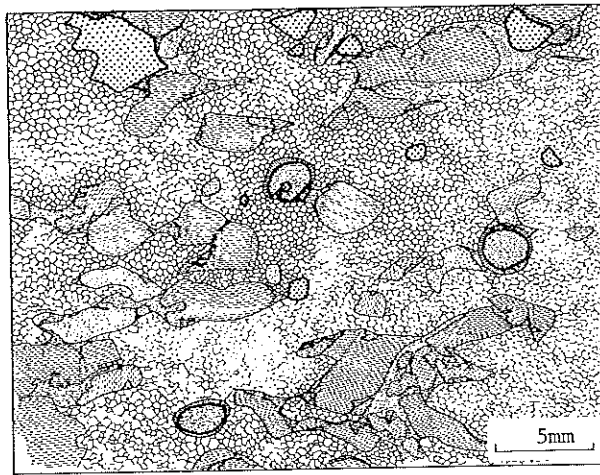
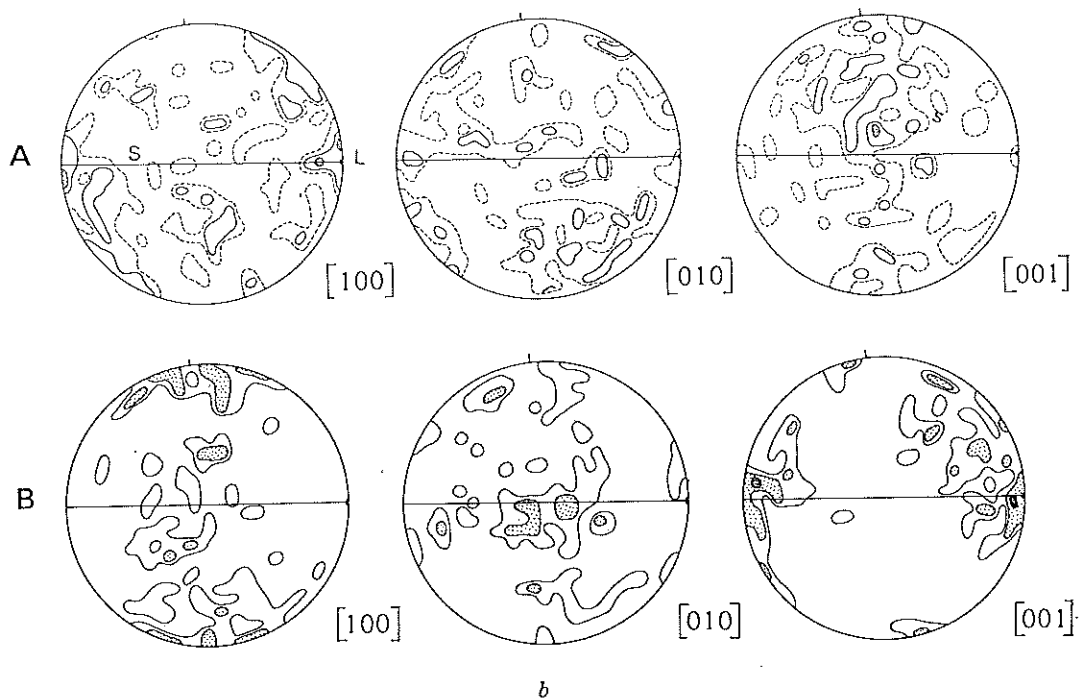


FIG. 6. — *a* : Structure en mosaïque. Dessin d'après lame mince de l'échantillon PHN 1925 (Mothae, Lesotho). La trace de la foliation et la linéation d'allongement des minéraux sont horizontales. Mêmes figurés que pour les figures 3, 4 et 5.

b : Orientation préférentielle des minéraux de PHN 1925. S : foliation. L : linéation d'allongement des minéraux. A : 100 cristaux de la mosaïque d'olivine, dispersés dans la lame; contours à 1, 2 et 4 %. B : 60 porphyroclastes d'enstatite; contours à 1, 2 et 4 mesures.



Dans le cas de la structure secondaire tabulaire (fig. 2 *f* et 8 *a*), la déformation a été considérable car on observe un litage tectonique discontinu, d'épaisseur variable (en général inférieure à 1 cm) et constitué de lits à enstatite, diopside et grenat, alternant avec des lits riches en olivine. Trois sortes de cristaux d'orthopyroxène coexistent : des cristaux portant les traces d'une déformation plastique (sous-joints, pliages, Opx 1), des petits cristaux polygonaux non déformés et présentant des points triples à 120° (Opx 2) et enfin de grands cristaux non déformés (Opx 3).

Les cristaux d'olivine et les Opx 1 ont une orientation préférentielle forte et légèrement oblique sur la foliation et la linéation (fig. 8 *b*). L'orientation des Opx 3 se calque sur celle des Opx 1 tandis que la distribution des directions cristallographiques des Opx 2 est presque aléatoire.

Cette structure secondaire tabulaire a été attribuée (Boullier, 1975) à une déformation qui se serait arrêtée au stade « mosaïque fluidale » et qui a été très sévère (contrainte et/ou vitesse de déformation élevée) car le grenat lui-même est cataclaté.

La structure secondaire à gros grain est nommée ainsi en raison de la grande dimension des cristaux d'olivine (fig. 2 *g* et 9 *a*). L'orthopyroxène se présente en porphyroclastes déformés et exsolvant du grenat ou de l'amphibole, et en petits cristaux polygonaux, présentant des points triples à 120° . Les cristaux d'olivine et les porphyroclastes d'enstatite ont une orientation préférentielle faible (fig. 9 *b*).

Ici la déformation a été moins forte que dans la structure secondaire tabulaire (pas de litage tectonique, faibles orientations préférentielles) et se serait arrêtée au stade porphyroclastique. Elle a été accompagnée ou précédée d'exsolutions à partir de l'ortho-

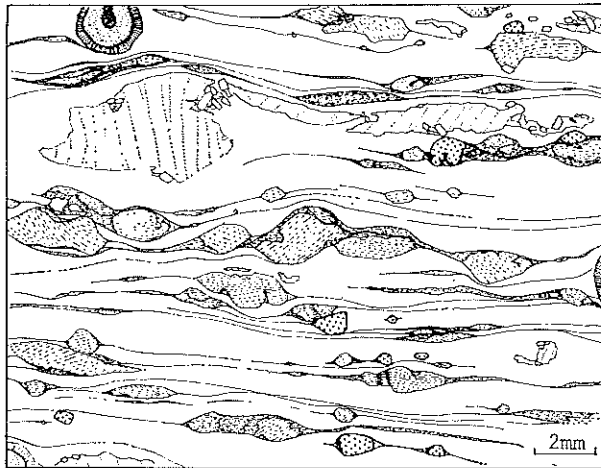
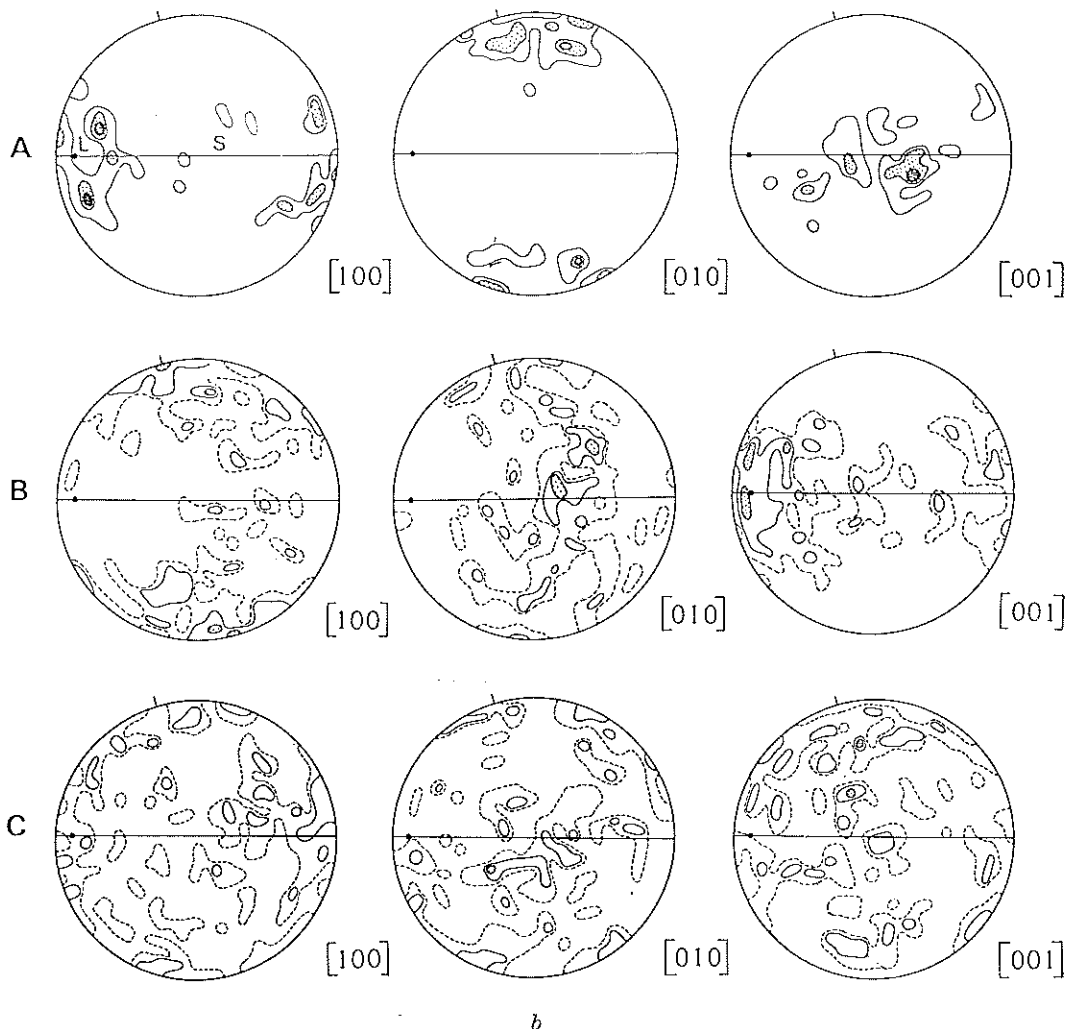


FIG. 7. — *a* : Structure en mosaïque fluidale. Dessin d'après lame mince de l'échantillon Kao 2 (Kao, Lesotho). La trace de la foliation et la linéation d'allongement des minéraux sont horizontales. Mêmes figurés que pour les figures 2, 3, 4. Les cristaux de la mosaïque d'olivine n'ont pas été dessinés (fond blanc).

b : Orientation préférentielle des minéraux de Kao 2. S : foliation et rubans de petits orthopyroxènes. L : linéation d'allongement des minéraux. A : porphyroclastes d'olivine, 33 mesures, contours à 3, 6 et 9 %. B : porphyroclastes d'orthopyroxène, 100 mesures, contours à 1, 2 et 4 %. C : petits cristaux d'orthopyroxène formant les bandes, 100 mesures, contours à 1, 2 et 4 %.



pyroxène. Le recuit poussé a effacé toute trace susceptible de renseigner sur les valeurs relatives de la contrainte, de la vitesse et de la température de la déformation.

D'autre part, il est important de noter que la structure tabulaire secondaire n'est connue qu'à Matsoku

au Lesotho (fig. 1) et la structure secondaire à gros grain à Monastery en République d'Afrique du Sud (fig. 1).

Ainsi les structures secondaires proviennent de régions limitées du manteau supérieur qui ont été soumises à un moment donné à une déformation

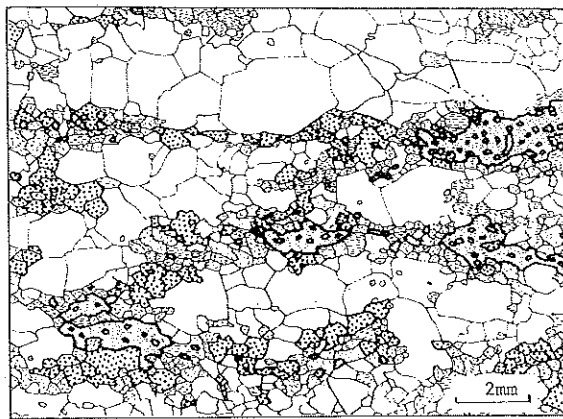
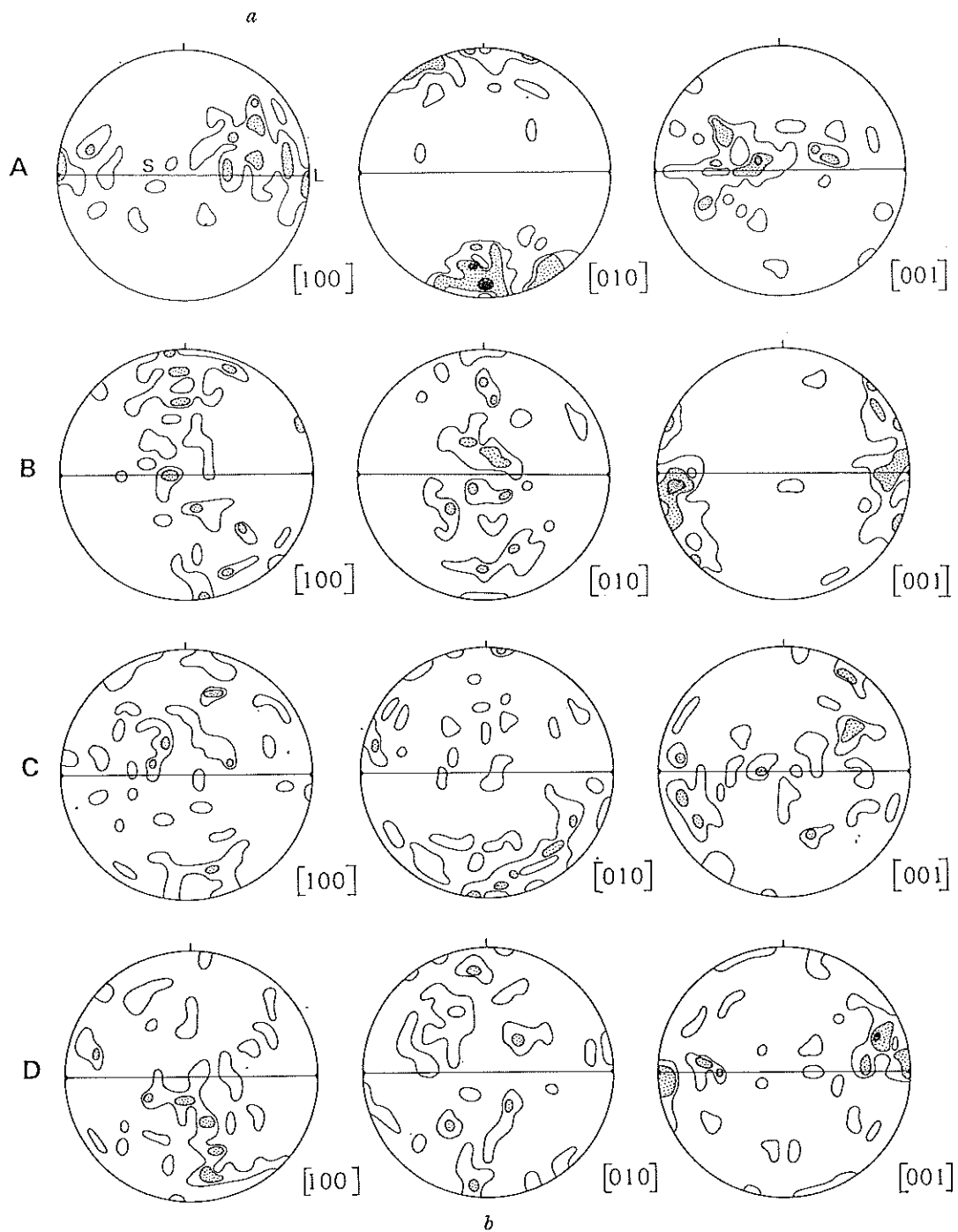


FIG. 8. — *a* : Structure tabulaire secondaire. Dessin d'après lame mince de l'échantillon PHN 1654 (Matsoku, Lesotho). La trace de la foliation et du litage, et la linéation sont horizontales. Mêmes figurés que pour les figures 3, 4 et 5.

b : Orientation préférentielle des minéraux de LMA 2 (Matsoku, Lesotho). S : foliation. L : linéation d'allongement des minéraux. 50 mesures. contours à 2, 4, 8 et 12 %. A : olivine. B : Opx 1. C : Opx 2. D : Opx 3 (voir explication dans le texte p. 222).



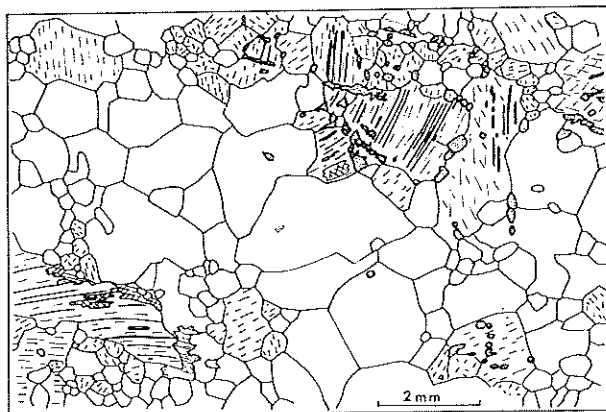
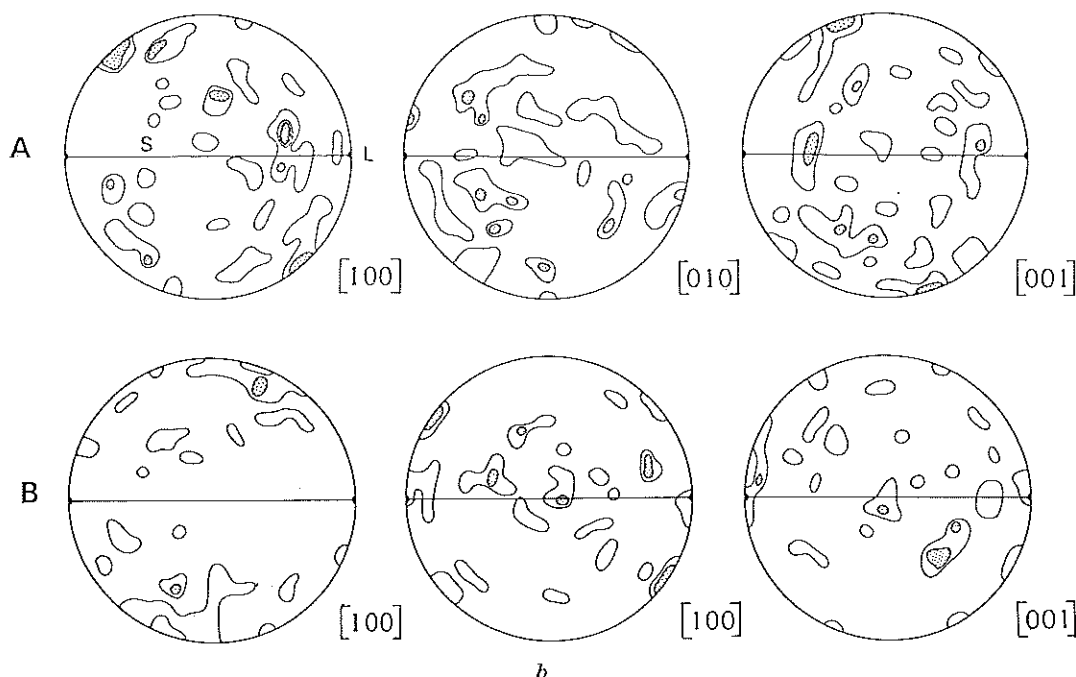


FIG. 9. — a : Structure secondaire à gros grain. Dessin d'après lame mince de l'échantillon M 63 (Monastery). La trace de la foliation et la linéation d'allongement des minéraux sont horizontales. Mêmes figurés que pour les figures 3, 4 et 5. Amphibole : croisillons pour les sections basales et longs tirets fins pour les sections longitudinales.

b : Orientation préférentielle des minéraux de M 63. S : foliation ; L : linéation d'allongement des minéraux. A : olivine, 50 mesures, contours à 2, 4 et 8%. B : grands orthopyroxènes, 33 mesures, contours à 3, 6 et 9%.



suivie d'un recuit qui en a partiellement effacé les traces. Étant donné le peu de résultats dont on dispose actuellement sur la cinétique du recuit, il est encore impossible de préciser quand l'épisode dynamique a cessé pour laisser place à des conditions statiques.

4. Cycle de déformation.

Il serait illusoire de placer des limites franches entre les différents types de structures car tous les intermédiaires existent. Ainsi, le passage entre les enclaves à gros grain et les tectonites se fait par déformation plastique croissante. De même, la mise en œuvre des mécanismes de recristallisation de l'olivine et de la déformation superplastique étant progressive, tous les faciès de transition existent entre la structure porphyroclastique et la structure en mosaïque fluïdale.

Un cycle de déformation est donc mis en évidence (fig. 10). Il est probable qu'un recuit prolongé efface

toute trace de déformation et à partir d'une tectonite aboutisse à une structure à gros grain par l'intermédiaire des structures secondaires. Ce passage est présent dans certaines enclaves de Monastery ; le cycle tectonique serait alors complet d'autant plus que l'amorce d'une seconde déformation plastique s'ob-

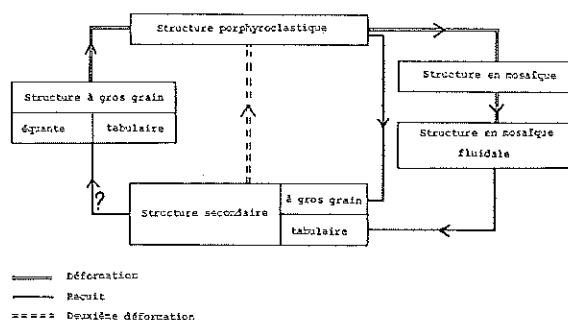


FIG. 10. — Cycle de déformation.

serve dans certaines structures secondaires de Matsoku (Boullier, 1975).

Cette idée de cycle n'est pas nouvelle : Harte *et al.* (1975) l'ont déjà évoquée pour les enclaves de Matsoku (Lesotho) et Mercier et Nicolas (1975) pour les enclaves des basaltes.

IV. PARTICULARITÉS STRUCTURALES DES ENCLAVES DANS LES DIFFÉRENTS PIPES.

Dans chaque pipe, tous les types de structure et tous les intermédiaires sont représentés, à l'exception des structures secondaires. Pourtant chaque cortège d'enclaves possède certaines particularités propres.

Ainsi, dans les pipes et fissures de Kimberley (République d'Afrique du Sud, fig. 1), qui sont répartis sur une vingtaine de kilomètres et orientés WNW-ESE (Bardet, 1974), ce sont les tectonites qui se singularisent par :

- la faible dimension moyenne des néoblastes d'olivine (0,04 mm) ;
- de nombreux pliages ou sous-joints de flexion qui affectent l'olivine et l'enstatite ;
- une structure fluidale qui apparaît dès le stade porphyroclastique, c'est-à-dire bien avant que l'olivine ne soit entièrement recristallisée ;
- la fracturation et la dispersion du grenat (« banded and disrupted texture » de Dawson *et al.*, 1975) ;
- l'abondance de phlogopite dans les tectonites alors qu'il est rare dans les autres gisements.

Compte tenu de la température d'origine relativement élevée de ces roches (1 100° C et plus, MacGregor, 1975), ces observations indiquent que les tectonites de Kimberley se sont déformées à des vitesses et sous des contraintes relativement plus élevées que celles des autres pipes (Raleigh et Kirby, 1970 ; Goetze et Kohlstedt, 1973 ; Kohlstedt et Goetze, 1974).

Par contraste, dans les tectonites de Jagersfontein (République d'Afrique du Sud, fig. 1) la taille moyenne des cristaux de la mosaïque d'olivine est de 0,11 mm, les pliages ou sous-joints de flexion sont plus rares, le grenat est tout au plus légèrement allongé : suivant le même raisonnement que pour le gisement précédent, les tectonites de Jagersfontein se sont déformées à des vitesses et sous des contraintes plus faibles que celles de Kimberley, étant donné que la température d'origine est sensiblement la même (MacGregor, 1975).

La série d'enclaves de Roberts Victor (fig. 1) diffère de toutes les autres par l'importante proportion d'éclogites : 80/20 contre 5/95 pour les autres pipes (MacGregor et Carter, 1970).

J'ai déjà signalé la localisation des structures secondaires aux seuls pipes de Matsoku et Monastery : cette particularité est d'autant plus frappante que ces pipes sont géographiquement très proches (15-20 km) des autres localités du Lesotho dont les séries xénolitiques sont comparables à celles d'Afrique du Sud, si ce n'est la moindre abondance de spinelle et l'indice granulométrique plus faible dans les structures à gros grain.

Ainsi les enclaves d'un gisement présentent souvent

des particularités structurales. Dawson *et al.* (1975) et Nixon et Boyd (1975) ont montré que des différences existent aussi quant à la composition chimique des xénolites.

V. COMPARAISON DES ENCLAVES DES BASALTES ET DES KIMBERLITES.

Les enclaves des basaltes ont été étudiées par Mercier (1972) et Mercier et Nicolas (1975).

Le faciès *protogranulaire* décrit par ces auteurs est comparable à la structure équante à gros grain des enclaves des kimberlites. Dans les deux cas, les seuls indices de déformation visibles dans l'olivine sont les sous-joints nets et rectilignes délimitant des sous-grains larges, à extinction franche et à faible densité de dislocations (Gueguen, 1976, 1977). Les températures d'équilibre sont également comparables et comprises entre 900 et 1 100° C (J. S. Dickey, résultats non publiés ; Boyd et Nixon, 1972 ; MacGregor, 1975). Ces deux structures ont donc subi une forte restauration en climat statique ou lors de déformations très lentes et sous contraintes très faibles.

Récemment, Coisy (1976) a trouvé, dans les basaltes alcalins du Massif central, des enclaves à *structure tabulaire à gros grain* dont les caractères sont tout à fait semblables à ceux définis plus haut (p. 216) pour les xénolites des kimberlites. Cette découverte comble donc désormais la lacune qui existait entre les deux gisements d'enclaves mais l'origine de cette structure n'en reste pas moins inconnue.

Les structures *porphyroclastiques* décrites dans les enclaves des basaltes et des kimberlites sont comparables et sont la conséquence de la déformation plastique. Cependant, la nature de l'écoulement et différents paramètres varient. En effet, d'après l'obliquité des orientations préférentielles de l'olivine et de l'enstatite sur les structures, et par comparaison avec des observations précédentes (Nicolas *et al.*, 1972, 1973 ; Etchecopar, 1974), on peut dire que la déformation primaire responsable de la structure porphyroclastique des enclaves des basaltes se fait en régime rotationnel (Mercier et Nicolas, 1975) ; dans les enclaves des kimberlites, la déformation plastique donnant naissance aux tectoniques est rotationnelle avec une composante d'écrasement non négligeable (p. 220) puis deviendrait uniquement rotationnelle dans son stade ultime (déformation superplastique).

La microstructure de l'olivine montre d'autre part que les paramètres de la déformation sont différents dans les enclaves des basaltes et des kimberlites. En effet, dans les premières, les cristaux d'olivine montrent de larges sous-grains, nets et bien visibles au microscope optique, de dimension relativement constante (entre 0,3 et 0,75 mm, A. Nicolas, communication personnelle) ; la densité de dislocations est également moyenne ($2 \cdot 10^6 \text{ cm}^{-2}$, Gueguen, 1976, 1977). Étant donné que la température de déformation est plus faible dans le cas des enclaves des basaltes (1 000-1 100° C, J. S. Dickey, résultats non publiés) que dans celui des tectonites des kimberlites (1 100°-1 400° C, Boyd et Nixon, 1972 ; Boyd, 1973 ; I. D. MacGregor, 1975), la vitesse de déforma-

tion et la contrainte devaient être moindres également, en supposant que les enclaves ne subissent aucun recuit lors de leur séjour et en extrapolant les résultats expérimentaux de Raleigh et Kirby (1970) et de Kohlstedt et Goetze (1974).

La structure équigranulaire en mosaïque des enclaves des basaltes est comparable à la structure en mosaïque des kimberlites dans la mesure où elle constitue l'évolution ultime de la structure porphyroclastique ; en effet, d'après la densité et l'arrangement des dislocations, elle s'avère être due à une recristallisation syntectonique (H. W. Green, Y. Gueguen, communication personnelle). Mais elle en diffère par le grain plus fort, par la dispersion de l'orthopyroxène et par une restauration plus importante des cristaux. Notons que des enclaves à structures équigranulaires tabulaire et en mosaïque identiques à celles définies par Mercier et Nicolas (1975) ont été décrites à Matsoku par Harte *et al.* (1975).

On peut difficilement comparer les structures secondaires des enclaves des basaltes avec celles des kimberlites, car leur signification exacte est inconnue. Cependant, dans les deux cas, une déformation antérieure au recuit intense des cristaux d'olivine est mise en évidence par la dispersion de certains minéraux marqueurs (spinelle ou orthopyroxène ou grenat) qui sont parfois inclus dans les grains d'olivine.

En conclusion, les structures des enclaves des basaltes ne diffèrent pas fondamentalement de celles des xénolites des kimberlites. Seuls les paramètres de la déformation plastique changent : vitesse de déformation et contrainte sont plus faibles dans les tectonites des basaltes que dans celles des kimberlites. Notons aussi que la structure en mosaïque fluidale attribuée à une déformation superplastique n'est pas connue dans les basaltes et que la structure équigranulaire tabulaire décrite par Mercier (1972) et Mercier et Nicolas (1975) n'a été signalée qu'à Matsoku par Harte *et al.* (1975).

VI. CONCLUSIONS.

CONSTITUTION DU MANTEAU SUPÉRIEUR.

La composition des pyroxènes donne des indications sur la température (Davis et Boyd, 1966) et sur la pression (MacGregor, 1974 ; Wood, 1974) d'équilibre des lherzolites à grenat. Boyd (1973), Boyd et Nixon (1973) et MacGregor (1975) ont étudié ainsi plusieurs séries d'enclaves des kimberlites d'Afrique du Sud et ont obtenu pour chacune une géotherme pyroxénique semblable à celle du Lesotho (fig. 11) et possédant deux branches. La première, la plus superficielle, est parallèle à la géotherme de Clark et Ringwood (1964) et correspond aux enclaves à gros grains et appauvries en constituants basaltiques. La seconde la plus profonde est redressée et donc anormale ; elle correspond aux tectonites dont la déformation augmente avec la profondeur d'origine (Nixon *et al.*, 1973) et dont le chimisme se rapproche davantage de celui de la pyrolite de Green (1973).

En réalité, cette géotherme pyroxénique est actuellement très controversée (Mercier et Carter, 1975 ; Wilshire et Jackson, 1975 ; Howells et O'Hara, 1975 ;

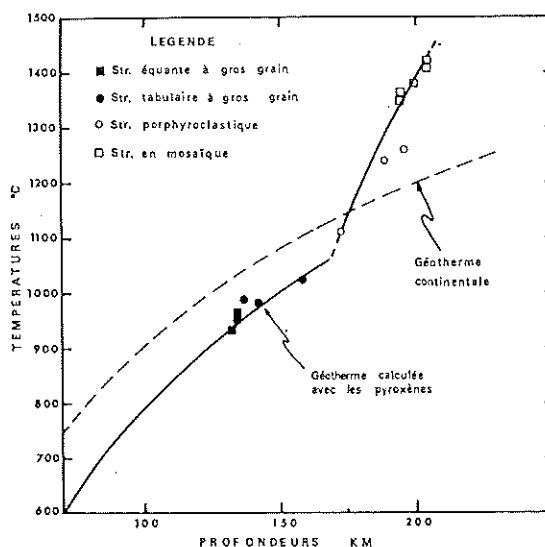


FIG. 11. — Géotherme pyroxénique définie par les enclaves de péridotite du Lesotho et construite d'après les données de Nixon *et al.* (1973). La géotherme continentale est celle calculée par Clark et Ringwood (1964).

Irving, 1976) ; cependant, quelles que soient les corrections utilisées dans les calculs, les structures et la composition des enclaves varient avec la profondeur : de ceci, tout modèle interprétatif doit tenir compte.

Les modèles proposés sont nombreux : échauffement visqueux dans la zone à faible vitesse (Boyd, 1973 ; Nixon *et al.*, 1973), discontinuité de la conductivité thermique en raison de la déformation des roches (MacGregor, 1975), mélange tectonique sans rééquilibre géochimique (Boullier et Nicolas, 1973), montée diapirique de matériau à partir de la zone à faible vitesse (Green II et Gueguen, 1974).

La profondeur de cette limite pétrographique et structurale qui sépare le manteau harzburgitique à gros grain de la zone lherzolitique déformée est de 150 km environ mais varie d'un pipe à un autre (MacGregor, 1975) de même que la proportion d'éclotites par rapport aux péridotites et que les caractères spécifiques des tectonites (voir page 226). La composition et la structure du manteau changeaient donc verticalement et horizontalement sous le craton sud-africain au Crétacé terminal.

La classification structurale des enclaves péridotitiques des kimberlites qui est présentée dans cet article est descriptive et s'appuie sur des méthodes classiques de géologie structurale et de pétrofabrique. Les données quantitatives nous sont fournies par l'étude des microstructures cristallines qui relèvent davantage de la physique du solide ; en effet, par comparaison avec les résultats expérimentaux et à partir des mesures telles que la densité de dislocations et la dimension des sous-grains, il est possible de calculer la contrainte et la vitesse de déformation, à condition bien sûr, que la température et la pression soient connues avec une précision suffisante. Ainsi, les structures à gros grains correspondent à une contrainte moyenne (100 bars environ, Gueguen, 1977) et les tectonites à des contraintes et des

vitesse de déformation très élevées (2-3 kbar et $10^{-3,5}$ sec $^{-1}$, Goetze, 1975 ; 1 kbar et $2 \cdot 10^{-9}$ à 10^{-14} sec $^{-1}$, Gueguen, 1977). Ces chiffres sont indicatifs et méritent d'être précisés par des études complémentaires tant en géochimie des enclaves qu'en physique de la déformation des péridotites. Néanmoins, ils aboutissent déjà à une conclusion essentielle pour la connaissance du manteau : si les structures à gros grain appartiennent à une lithosphère « normale », en aucun cas les tectonites sont compatibles avec un

écoulement stationnaire dans le manteau supérieur (Goetze, 1975).

Remerciements. — Je remercie l'ensemble de l'équipe du laboratoire de Tectonophysique de Nantes, au sein de laquelle cette étude a été effectuée. Je suis reconnaissant également envers R. Caby, M. Girod et A. Nicolas qui ont relu, discuté et corrigé ce manuscrit.

Reçu le 14 janvier 1977.
Accepté le 10 février 1977.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J. C., MODRESKI, P. J., HAYGOOD, C., BOETCHER, 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, p. 231-240.
- BARDET, M. G. (1974). — Géologie du diamant. Mém. B. R. G. M. n° 83, 2 tomes.
- BOUCHEZ, J. L. (1971). — Exemples de traitement automatique des données numériques en géologie structurale et en pétrologie. Thèse 3^e cycle, Nantes, 117 p.
- BOUDIER, F. (1972). — Relations lherzolite-gabbro-dunite dans le massif de Lanzo. Exemple de fusion partielle. Thèse 3^e cycle, Nantes, 106 p.
- BOUDIER, F. (1976). — Le massif lherzolitique de Lanzo (Alpes piémontaises). Étude structurale et pétrologique. Thèse d'État, Nantes, 180 p.
- BOULLIER, A.-M. (1975). — Structure des péridotites en enclaves dans les kimberlites d'Afrique du Sud. Thèse 3^e cycle, Nantes, 112 p.
- BOULLIER, A.-M., GUEGUEN, Y. (1975). — S. P. Mylonites : origin of some mylonites by superplastic flow. *Contr. Mineral. Petrol.*, 50, n° 2, 93-104.
- 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. (1975). — Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African Kimberlites. *Phys. Chem. Earth*, 9, Pergamon Press, 467-476.
- BOYD, F. R. (1973). — The pyroxene geotherm. *Geochim. Cosmochim. Acta*, G. B., 37, 2533-2546.
- BOYD, F. R., NIXON, P. H. (1972). — Ultramafic nodules from the Thaba Putsoa kimberlite pipe. *Carnegie Inst. Year Book*, 71, 362-373.
- BOYD, F. R., NIXON, P. H. (1973). — Structure of the upper mantle beneath Lesotho. *Carnegie Inst. Year Book*, 72, 431-445.
- CARSWELL, D. A. (1973). — Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths. 1st Intern. Conf. on Kimberlites, Extended Abstracts of Papers, p. 59-62.
- 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.
- COISY, P. (1976). — Données nouvelles sur les structures et les orientations préférentielles dans les péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif central. 4^e réunion ann. Sci. Terre, Paris, p. 117.
- 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 3^e cycle, Nantes, 120 p.
- DAROT, M., BOUCHEZ, J. L. (1976). — Study of directional data distributions from principal preferred orientation axes. *J. Geol.*, 84, 239-247.
- 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., GURNEY, J. J., LAWLESS, P. J. (1975). — Palaeogeothermal gradients derived from xenoliths in kimberlite. *Nature*, 257, 299-300.
- DAWSON, J. B., POWELL, D. G. (1969). — Mica in the upper-mantle. *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, 233-237.
- ETCHECOPAR, A. (1974). — Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Étude du développement de structures orientées par écrasement et cisaillement. Thèse 3^e cycle, Nantes, 115 p.
- GOETZE, C., KOHLSTEDT, D. L. (1973). — Laboratory experiments on dislocation climb and diffusion in olivine. *J. Geophys. Res.*, 78, 26, 5961-5971.
- GOETZE, C. (1975). — Sheared lherzolites : from the point of view of rock mechanics. *Geology*, 172-173.
- GREEN, D. H. (1973). — Conditions of melting of basanite magma from garnet peridotite. *Earth Planet. Sci. Letters*, 17, 456-465.
- GREEN, II, H. W., GUEGUEN, Y. (1974). — Kimberlitic pipes : origin by diapiric upwelling in the upper mantle. *Nature*, 249, 617-619.
- GREEN II, H. W. (1976). — Plasticity of olivine in peridotites. In « Electron Microscopy in Mineralogy », ed. par H. R. Wenk et al., Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 443-464.
- GUEGUEN, Y. (1976). — Étude des dislocations dans les nodules de péridotites de basaltes et de kimberlites. 4^e réunion ann. Sci. Terre, Paris, p. 211.
- GUEGUEN, Y. (1977). — Dislocation in mantle peridotite nodules. *Tectonophysics*, 39, 231-254.
- GUEGUEN, Y., BOULLIER, A. M. (1976) — Evidence of superplasticity in mantle peridotites. Proceedings of NATO Petrophysics Meeting, Wiley/Academic Press, p. 19-34.
- GUEGUEN, Y., ETCHÉCOPAR, A. (1974). — Comportement plastique comparé de l'olivine et de l'enstatite dans les péridotites. 2^e réunion ann. Sci. Terre, Nancy, p. 201.
- HARTE, B. — Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. *J. Geol.* Sous presse.
- HARTE, B., COX, K. G., GURNEY, J. J. (1975). — Petrography and geological history of upper-mantle xenoliths from the Matsoku kimberlite. *Phys. Chem. Earth*, 9, Pergamon Press, 477-506.

- HERRING, C. (1950). — Diffusional viscosity of a polycrystalline solid. *J. Appl. Phys.* 21, 437-445.
- HOWELLS, S., O'HARA, M. J. (1975). — Palaeogeotherms and the diopside-enstatite solvus. *Nature*, 254, 406-408.
- IRVING, A. J. (1976). — On the validity of paleogeotherms determined from xenolith suites in basalts and kimberlites. *Amer. Mineralogist*, 61, 638-642.
- KOHLSTEDT, D. L., GOETZE, C. (1974). — Low-stress high-temperature creep in olivine single crystals. *J. Geophys. Res.*, 79, 2045-2051.
- KOHLSTEDT, D. L., GOETZE, C., DURHAM, W. B., VANDER SANDE, J. (1976). — New technique for decorating dislocations in olivine. *Science*, 191, 1045-1046.
- 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.
- MACGREGOR, I. D. (1974). — The system MgO-Al₂O₃-SiO₂. Solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. *Amer. Mineralogist*, 59, 110-119.
- MACGREGOR I. D. (1975). — Petrologic and thermal structure of the upper-mantle beneath South Africa in the Cretaceous. *Phys. Chem. Earth*, 9, Pergamon Press 455-466.
- 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.
- 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 3^e cycle, Nantes, 229 p.
- MERCIER, J. C., CARTER, N. L. (1975). — Pyroxene geotherms. *J. Geophys. Res.*, 80, 3349-3362.
- MERCIER, J. C., NICOLAS, A. (1975). — Textures and fabrics of the upper-mantle peridotites as illustrated by basalt xenoliths. *J. Petrol.*, 16, 454-487.
- 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, 852-869.
- MOORES, E. M. (1973). — Plate tectonic significance of alpine peridotite types. In « Implications of continental drift to the Earth Sciences », ed. D. H. Tarling et S. K. Runcorn, Academic Press, vol. 2, 963-975.
- 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. (1974). — Écoulement des péridotites dans les déformations naturelles et expérimentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XV, 587-599.
- 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., 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., BOUDIER, F., BOULLIER, A. M. (1973). — Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Amer. J. Sci.*, 273, 853-876.
- NIXON, P. H., BOYD, F. R. (1975). — Mantle evolution based on studies of kimberlitic nodules from Southern Africa. *18th Ann. report Res. Inst. Geol., Univ. Leeds*, p. 26-31.
- 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 », ed. P. H. Nixon, p. 312-318.
- POIRIER, J. P., NICOLAS, A. (1975). — Deformation-induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites. *J. of Geol.* 83, 707-720.
- RALEIGH, C. B., KIRBY, S. H. (1970). — Creep in the upper-mantle. *Mineral. Soc. Amer., Special Paper*, 3, 113-121.
- REID, A. M., DAWSON, J. B. (1972). — Olivine-garnet reaction in peridotites from Tanzania. *Lithos*, 5, 115-124.
- RÆDDER, E. (1965). — Liquid CO₂ inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. *Amer. Mineralogist*, 50, 1746-1782.
- WAGNER, P. A. (1914). — The diamond field of Southern Africa. The Transvaal Leader, Johannesburg, second. ed. 1971, Cape Town, Struik (Pty) Ltd, 355 p.
- WILSHIRE, H. G., JACKSON, E. D. (1975). — Problems in determining mantle geotherms from pyroxene compositions of ultramafic rocks. *J. of Geol.*, 83, 313-330.
- WOOD, B. J. (1974). — The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contr. Mineral. Petrol.*, 46, 1-15.