

## Structure des péridotites de l'ophiolite de Kukës (Albanie)

000936

MYNYR HOXHA\*, ANNE-MARIE BOULLIER\* et SINAN ZHUPI\*\*

Mots clés. – Ultramaftites, Ophiolites, Albanie, Structures, Cinématique, Paléo-dorsale océanique.

Résumé. – Le massif de Kukës appartient à la ceinture orientale de massifs ultramaftiques de la zone de Mirdita (Alpes albanaises). La mise en place en milieu continental de ce massif s'est faite à la limite Jurassique supérieur – Crétacé inférieur. Il est subdivisé en zones lithologiques allongées nord-sud, les harzburgites formant la base du massif. Les dunites sont séparées des gabbro-norites par une zone intermédiaire continue. Les données structurales concernant le massif sont présentées à l'aide des cartes des principaux éléments structuraux. La foliation et le rubanement sont généralement subparallèles et ont une orientation moyenne de 140° SW 60°. La linéation d'étirement des spinelles et des pyroxènes plonge au SW. Les filons de pyroxénites forment un angle élevé avec la foliation et la linéation d'étirement. Les harzburgites et les dunites ont en général une structure granoblastique équivalente à tabulaire voire une structure porphyroclastique indiquant une déformation asthénosphérique (température élevée et contrainte faible). Les roches de la zone intermédiaire entre les dunites et les gabbros présentent une structure d'imprégnation. Au nord du massif, les ultramaftites montrent des indices d'une faible déformation lithosphérique (basse température) surimposée à la structure décrite plus haut. La cinématique de la déformation a été déterminée à partir des orientations préférentielles du réseau de l'olivine et de l'enstatite. Le mouvement relatif du compartiment supérieur s'est fait en général vers le NE sauf dans la partie supérieure du massif où il s'inverse. Si la base des gabbros est considérée comme représentant la paléo-horizontale océanique et lorsque les rotations nécessaires sont effectuées, alors les filons de gabbro et de pyroxénite deviennent subverticaux et pourraient représenter la direction de la dorsale. Le massif de Kukës donne donc une image cohérente de la cinématique de la déformation asthénosphérique à l'aplomb de cette dorsale, à savoir un fluage subperpendiculaire à l'axe de la dorsale et donné par la linéation, et un sens d'écoulement vers l'ENE. Le massif ultramaftique de Kukës constituerait donc le flanc oriental de la paléo-dorsale.

## Structure of the peridotites from the Kukës ophiolite (Albania)

Key words. – Ultramaftics, ophiolites, Albania, structures, kinematics, oceanic palaeoridge.

Abstract. – The Kukës massif belongs to the oriental peridotitic belt of the Mirdita zone (Albanese Alps). The continental emplacement of this massif occurred at the Upper Jurassic – Lower Cretaceous limit. It is subdivided into N-S elongated lithological zones. Harzburgites are the bottom unit. On the top of the ultramaftics, dunites are separated from gabbro-norites by a continuous intermediate zone. Structural data are presented with maps of foliation and stretching lineation. Foliation and layering are generally subparallel and have a 140° SW 60° average orientation. The spinel or orthopyroxene stretching lineation plunges to the SW. Pyroxenitic and gabbroic dykes are at a high angle to foliation and lineation. Harzburgites and dunites have mostly equant or tabular granoblastic textures, more rarely porphyroclastic textures, both corresponding to asthenospheric deformation (high temperature, low stress). In the intermediate zone, peridotites exhibit impregnation textures. In the northern part of the massif, a weak lithospheric deformation (low temperature) is superimposed to the previous textures and could be interpreted as related to a palaeo-transform fault. Kinematics has been determined from the lattice preferred orientation of olivine and orthopyroxene. The sense of movement is mostly top to the NE, except on the top of dunite zone where sense is reverse (top to the SW). If the base of the layered gabbros is considered as representing the palaeohorizontal plane and if corresponding rotations are made, then gabbroic and pyroxenitic dykes appear subvertical and may indicate the spreading direction of the palaeoridge. Therefore, the Kukës massif gives a consistent kinematic image of the asthenospheric flow below a ridge, i.e. flow direction subperpendicular to the spreading axis, parallel to the lineation and directed towards NE. Thus, the Kukës massif should correspond to the eastern flank of the palaeo-ridge.

## I. – INTRODUCTION

Les ophiolites albanaises font suite aux ophiolites dinariques [Karamata *et al.*, 1980; Pamic, 1983; Pamic et Desmons, 1989] et se prolongent par les ophiolites helléniques du Pinde [Bébién *et al.* 1980]. La zone de Mirdita des Albanides internes [Peza, 1968] est constituée de deux ceintures de roches mafiques et ultramaftiques jurassiques qui se rejoignent au nord du pays et sont séparées par une synforme de roches volcano-sédimentaires et sédimentaires. L'ensemble de la chaîne s'infléchit vers l'est le long de la ligne de Shkodër-Pejë (fig. 1). Elle constitue un des plus grands affleurements européens de roches à affinité ophiolitique et présente tous les éléments constitutifs d'un cor-

tège ophiolitique tel qu'il a été proposé par Juteau *et al.* [1977].

Le massif de Kukës est situé au nord de la ceinture ultramaftique orientale (fig. 1). Son étude structurale constitue un premier maillon pour la reconstitution paléogéographique des Alpes albanaises et des Dinarides en général. En effet, en utilisant les mêmes méthodes que celles appliquées à d'autres massifs ophiolitiques (Lanzo, Oman...) et décrites par Nicolas [1989], il est possible de préciser la cinématique de la déformation des péridotites dans le massif de Kukës et de proposer une reconstitution de la paléodorsale avant la mise en place du massif. Ce travail expose donc les résultats de la cartographie des faciès et des structures internes du massif de Kukës, ainsi que l'analyse cinématique des déformations des péridotites.

\* Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, BP 20, 54 501 Vandoeuvre-les-Nancy cedex.

\*\* NdërmarjaGleologjike (Entreprise Géologique), Kukës, Albanie.  
Manuscrit déposé le 4 novembre 1991, accepté le 21 juillet 1992.

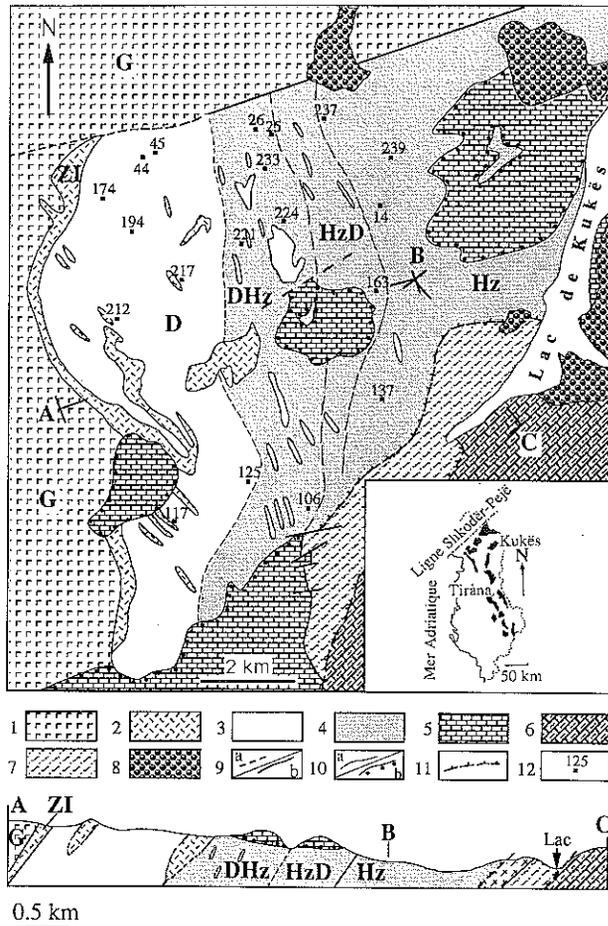


FIG. 1. – Carte et coupe géologiques schématiques du massif ultrabasique de Kukës. 1 : gabbro-norites ; 2 : zone intermédiaire entre les dunités et les gabbro-norites ; 3 : dunités ; 4 : harzburgites ; 5 : calcaires du Crétacé inférieur ; 6 : calcaires du Trias supérieur – Jurassique inférieur ; 7 : semelle métamorphique ; 8 : formation alluviale ; 9 : faille ; a – supposée, b – observée ; 10 : limite lithologique a : entre différents faciès pétrographiques ; b : discordance stratigraphique ; 11 : contact tectonique chevauchant ; 12 : échantillons dont la fabrique a été étudiée. Zones lithologiques : Hz : harzburgites ; HzD : harzburgites-dunités ; DHZ : dunités-harzburgites ; D : dunités ; ZI : zone intermédiaire ; G : gabbros.

FIG. 1. – Geological schematic map and cross-section of the Kukës ultramafic massif. 1 : gabbro-norites ; 2 : transitionnal zone between the dunités and the gabbro-norites ; 3 : dunités ; 4 : harzburgites ; 5 : Lower Cretaceous limestones ; 6 : Upper Triassic-Lower Jurassic limestones ; 7 : metamorphic sole ; 8 : alluvium ; 9 : fault a : supposed, b : observed ; 10 : lithologic limit, a : between different petrographic facies ; 10b : stratigraphic unconformity ; 11 : thrust ; 12 : samples studied for lattice preferred orientation. Lithological zones : Hz : harzburgites ; HzD : harzburgites-dunités ; DHZ : dunités-harzburgites ; D : dunités ; ZI : intermediate zone ; G : gabbros.

## II – LES UNITÉS LITHOLOGIQUES DU MASSIF

Le massif ultramafique de Kukës (110 km<sup>2</sup> environ, fig. 1) a été étudié par Bajo *et al.* [1964], Gjata et Goci [1981]. Au sud-est, un contact tectonique chevauchant le sépare des roches carbonatées triasico-jurassique par l'intermédiaire de

roches métamorphiques ou de roches volcano-sédimentaires du Jurassique supérieur [Kodra, 1976 ; Kodra et Gjata, 1989] constituant la semelle métamorphique du massif. À l'ouest, les roches ultramafiques font place à des gabbros avec lesquels elles sont en contact par faille au nord. Le nord-est et le sud du massif sont recouverts par les calcaires transgressifs du Crétacé inférieur (Barrémien). Ainsi, la mise en place des ophiolites en milieu continental s'est faite à la limite entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. L'ensemble des ophiolites et de leur couverture discordante a ensuite été impliqué dans la tectonique alpine (phase post-Eocène supérieur – Oligocène). L'importance de l'allochtonie de la zone de Mirdita varie suivant les auteurs : selon Kodra et Gjata [1989], les ophiolites représenteraient la fermeture d'un bassin océanique à l'aplomb de la zone de Mirdita ; selon Collaku *et al.* [1990, 1991], les ophiolites viendraient d'au delà de la zone du Korab à l'est, c'est-à-dire du Vardar.

### A) Les ultramafites

La serpentinisation est très variable dans le massif de Kukës : importante (75 %) dans les parties sud-est et est, faible (30 %) au nord et au nord-ouest où quelques îlots de roches très fraîches sont conservés dans les dunités. Le grain moyen mesuré des ultramafites est de l'ordre du millimètre mais les cristaux d'olivine et d'orthopyroxène sont souvent centimétriques. La déformation finie est apparemment faible (foliation peu marquée, rapport de forme 1,5 à 2 des cristaux d'olivine).

Le massif a été subdivisé en cinq zones définies par Bajo *et al.* [1964] d'après l'abondance des différents faciès pétrographiques et qui sont d'est en ouest (c'est-à-dire du bas vers le haut) : les harzburgites, les harzburgites-dunités, les dunités-harzburgites, les dunités et la zone intermédiaire entre les dunités et les gabbro-norites (fig. 1). La nomenclature pétrographique utilisée dans ce travail (fig. 2) est celle de Streckeisen [1973].

Les harzburgites contiennent 75 à 85 % environ d'olivine (Fo 90-92), de 10 à 20 % d'enstatite, 1 % de spinelle et 3 % maximum de clinopyroxène (fig. 2). Ce dernier minéral est en grains de petite taille, interstitiels et de forme irrégulière (fig. 3a et 3b). Elles présentent un rubanement pyroxénitique centimétrique. Aucun pli serré affectant ce rubanement n'a été observé sur le terrain. Le passage des harzburgites aux dunités est progressif et correspond à une augmentation du nombre de lentilles, à contours digités, de dunités à orthopyroxène (5 à 10 % OPx) dans les harzburgites (zone HzD, fig. 1), ces mêmes dunités devenant prédominantes (zone DHZ).

Les dunités sont les faciès intéressants économiquement car elles contiennent d'une part des zones à olivine fraîche exploitée comme réfractaire et d'autre part, des lentilles ou niveaux de chromite. Les gisements de chromite sont rubanés, concordants, parfois plissés (fig. 4a) ; les grains de chromite présentent une faible microfracturation liée à l'étirement de la roche. Des filons sécants de dunite et des failles normales indiquent aussi une extension des niveaux de chromite (fig. 4b et c). Localement, les dunités contiennent de l'orthopyroxène (moins de 5 %), en grands cristaux déformés et du clinopyroxène

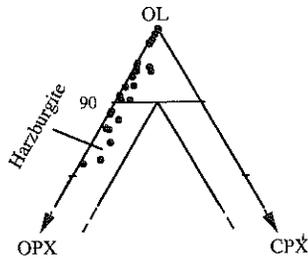


FIG. 2. – Diagramme triangulaire OL-OPX-CPX [classification de Streckeisen, 1973] et compositions modales des échantillons du massif de Kukës.  
 FIG. 2. – OL-OPX-CPX triangular diagram [Streckeisen's classification, 1973] and the modal composition of samples from the Kukës massif.

000936

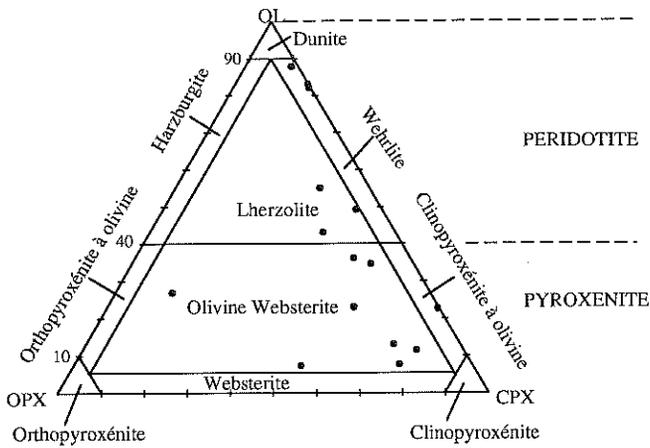
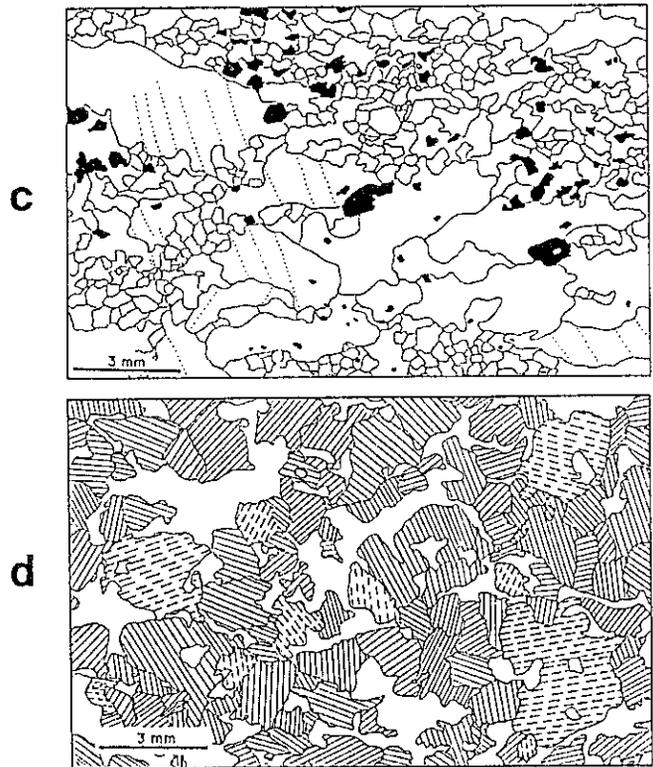
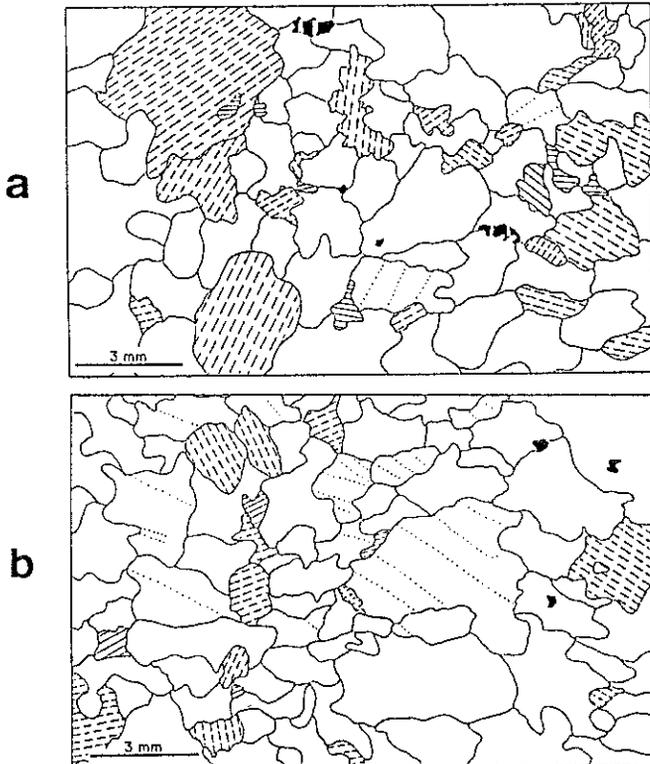


FIG. 3. – Dessins des différents types de faciès et de structures observées dans le massif de Kukës. a : structure granoblastique équante dans une harzburgite ; b : structure granoblastique tabulaire dans une harzburgite ; c : structure porphyroclastique de haute température – basse contrainte dans une dunite ; d : structure d'imprégnation dans une clinopyroxénite à olivine de la zone intermédiaire : Blanc : olivine ; Noir : spinelle. Traits continus : clinopyroxène. Traits discontinus : orthopyroxène. Pointillés : trace de la sous-structure dans l'olivine.

FIG. 3. – Different types of facies and observed structures in the Kukës massif. a : granoblastic equant structure in a harzburgite ; b : granoblastic tabular structure in a harzburgite ; c : high temperature – low stress porphyroclastic structure in a dunite ; d : impregnation structure in an olivine-bearing clinopyroxenite of the intermediate zone. White : olivine. Black : chromite spinel. Solide lines : clinopyroxene. Dashed lines : orthopyroxene. Dotted lines : trace of the subgrain boundaries in the olivine.



(maximum 3%); ce dernier minéral a alors le même habitus que dans les harzburgites, à savoir des petits grains interstitiels et de forme irrégulière.

Au sommet des dunites apparaissent des lentilles de lherzolites, wehrlites, webstérites, webstérites à olivine et clinopyroxénites qui deviennent rapidement contiguës et constituent la zone intermédiaire entre les ultramafites et les gabbros. Cette zone est continue sur toute la bordure ouest du massif (fig. 1) mais est d'épaisseur variable (100 à 300 m). Ces roches ont une structure granoblastique à grain grossier : les cristaux centimétriques de clinopyroxène ont des contours irréguliers, ceux d'orthopyroxène sont semblables à ceux des harzburgites, et l'olivine est interstitielle (fig. 3d). Certaines wehrlites situées dans la zone intermédiaire se sont franchement formées à partir d'un magma comme le démontre la présence de macles simples de croissance dans quelques cristaux de clinopyroxène.

De nombreux filons de clinopyroxénites à structure en peigne sont intrusifs dans les harzburgites et dunites ; les filons de gabbro sont observés dans la partie supérieure des ultrabasites à proximité de la limite des gabbros rubanés. Ces filons recoupent les structures extensives dans les dunites (failles normales, fig. 4b) et ne sont pas déformés.

## B) Les gabbro-norites

Les gabbro-norites constituent la partie supérieure du massif (fig. 1). Leur contact avec la zone intermédiaire est franc. Ils débutent par des faciès rubanés et passent ensuite à des gabbro-norites massives et isotropes. Les structures de cumulats visibles sur le terrain à la base de l'unité s'avèrent, en lames minces, oblitérées par une déformation plastique (recristallisation dynamique et macles mécaniques dans les plagioclases, torsion et recristallisation des pyroxènes). Un métamorphisme avec apport d'eau (transformation des pyroxènes en amphiboles) apparaît localement de façon statique après la déformation plastique.

## La semelle métamorphique

Située sous les harzburgites, la semelle métamorphique borde le massif à l'est. Elle est formée d'amphibolites ( $\pm$  grenat), de schistes cristallins, de micaschistes à grenat et de quartzites micacés. Les amphibolites sont composées de trémolite-actinote, de plagioclase ( $\pm$  grenat) et sont recoupées par des fentes tardives à épidote. Les micaschistes à quartz, plagioclase, muscovite et biotite, contiennent localement du grenat almandin. Le métamorphisme de cette unité n'a pas été étudié en détail, mais une semelle équivalente située sous le massif ultramafique de Lura, au sud de Kukës, montre un métamorphisme inverse [Collaku *et al.*, 1991].

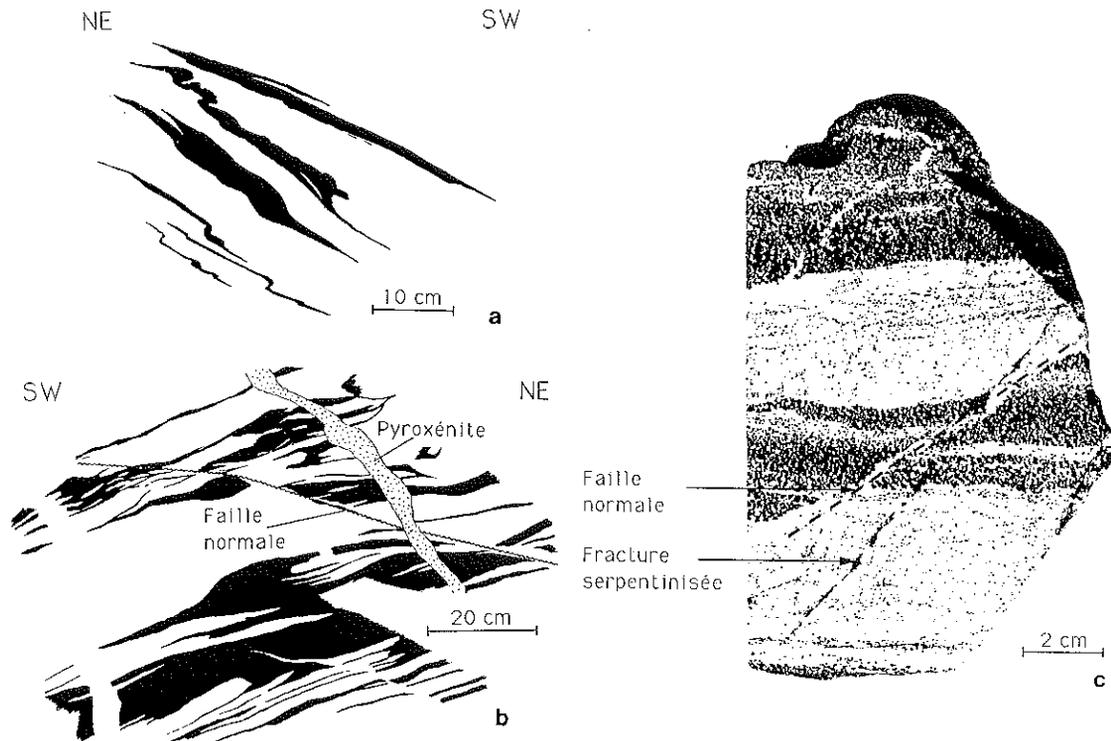


FIG. 4. – Structures mésostructurales dans les dunites du massif de Kukës. a : plis soulignés par les niveaux chromitiques ; b : faille extensive recoupée par un filon de pyroxénite (noter la présence d'un « filon » de dunite dans la partie gauche de l'affleurement) ; c : faille extensive dans un échantillon donné par A. Cina (image scanner).

FIG. 4. – Mesoscopic structures in dunites from the Kukës massif. a : folds revealed by chromitic layers ; b : extensional fault crosscut by a pyroxenitic dyke (notice the dunite « dyke » in the left part of the outcrop) ; c : extensional fault in a sample given by A. Cina (scanner image).

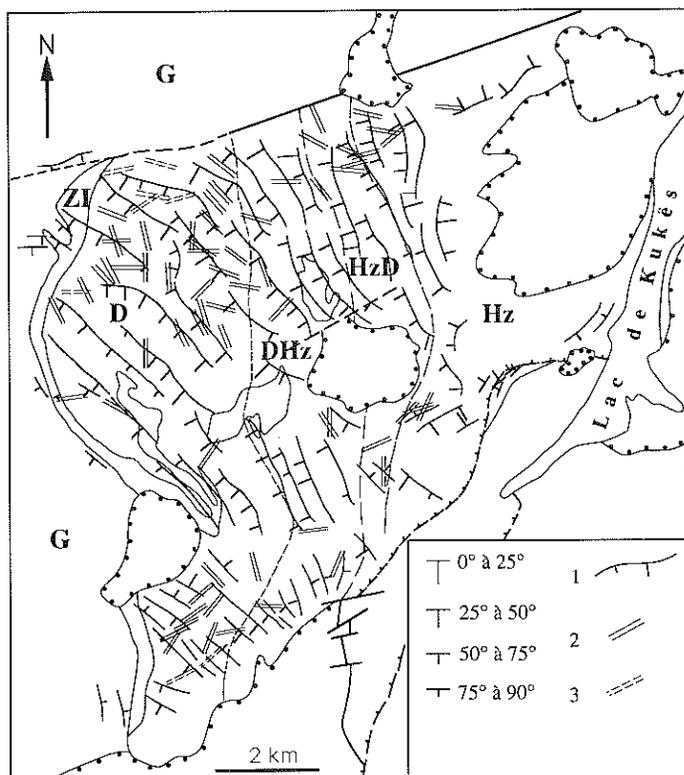


FIG. 5. — Carte des trajectoires de la foliation dans le massif ultramafique de Kukës. 1 : trajectoires des foliations de haute température, les barbeules indiquant le sens et la valeur du pendage; 2 : filon de pyroxénites; 3 : filon de gabbro.

FIG. 5. — Map of foliation trajectories in the Kukës ultramafic massif. 1 : high temperature foliation trajectories, barbed lines showing the direction and the value of the dip; 2 : pyroxenite dyke; 3 : gabbro dykes.

Les roches de cette unité sont finement litées et intensément structurées («S-L tectonites»): leur foliation est très marquée et généralement à fort pendage vers le NW (fig. 5) à l'exception du contact nord-est du massif où la série est renversée (semelle chevauchante sur les péridotites). La linéation d'étirement est subhorizontale NNE dans les quartzites et amphibolites, c'est-à-dire subparallèle à la chaîne des Albanides, ou dans la ligne de plus grande pente dans les schistes (NW). Dans les quartzites impurs, de fins niveaux de quartz sont affectés de plis isoclinaux dont l'axe est parallèle à la linéation d'étirement. Une étude préliminaire des critères structuraux (ombres de pression des grenats, orientation préférentielle de réseau du quartz) donne des résultats variables : vers le SW dans un quartzite, vers le SE dans deux micaschistes (fig. 6).

### III. — CARTOGRAPHIE STRUCTURALE DU MASSIF

Une cartographie structurale du massif de Kukës a été entreprise en utilisant les méthodes préconisées par Nicolas [1989] : toute surface (rubanement, foliation, filon) ou ligne (linéation d'étirement des orthopyroxènes ou des spinelles)

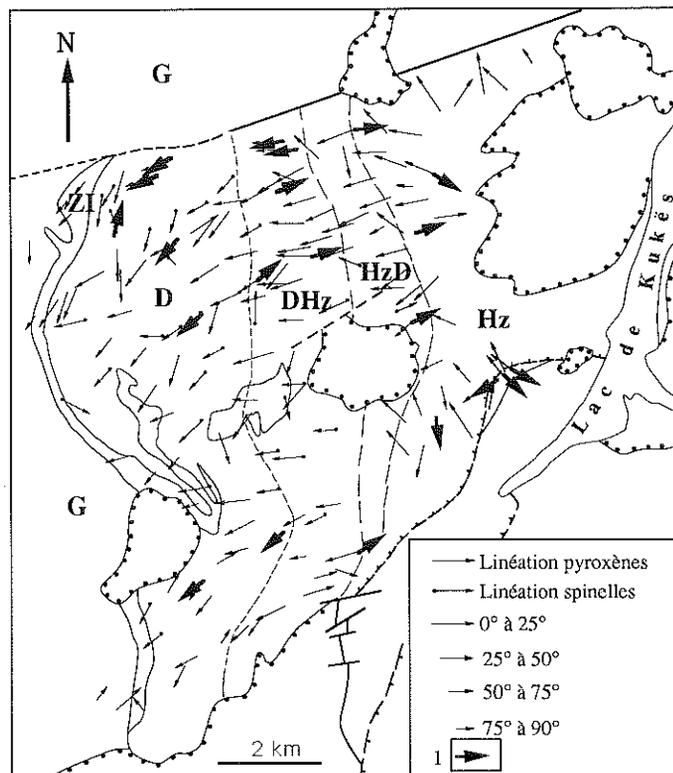


FIG. 6. — Carte des linéations d'étirement dans le massif ultramafique de Kukës. 1 : direction de déplacement du compartiment supérieur dans les péridotites et la semelle métamorphique.

FIG. 6. — Map of stretching lineations in the Kukës ultramafic massif. 1 : sense of movement of the upper compartment in the peridotites and in the metamorphic sole.

caractéristique est mesurée. La définition des linéations utilisée dans ce travail suit celle proposée par Darot et Boudier [1975]. Les résultats principaux de cette étude sont présentés sur les cartes des figures 5 et 6 et sur les stéréogrammes généraux de la figure 7. Les remarques suivantes peuvent être faites :

— le rubanement et la foliation des harzburgites et des dunites sont subparallèles. L'orientation moyenne de la foliation est  $140^\circ$  SW  $60^\circ$  (fig. 7a);

— la linéation d'étirement indiquée par les spinelles et les orthopyroxènes est le plus souvent dans la ligne de plus grande pente, c'est-à-dire  $45^\circ$  à  $65^\circ$  SW  $55^\circ$  à  $60^\circ$  (fig. 7c). Certaines zones où la linéation est orientée N-S se singularisent (fig. 6) mais ne correspondent à aucune modification significative des structures ni à un gradient particulier de la déformation. Ces anomalies d'orientation de la linéation restent inexplicables;

— l'orientation de la foliation et de la linéation est moins bien organisée dans les harzburgites que dans les dunites (fig. 5 et 6);

— la foliation est sécante sur les lentilles de pyroxénites dans les dunites, pyroxénites similaires à celles de la zone intermédiaire.

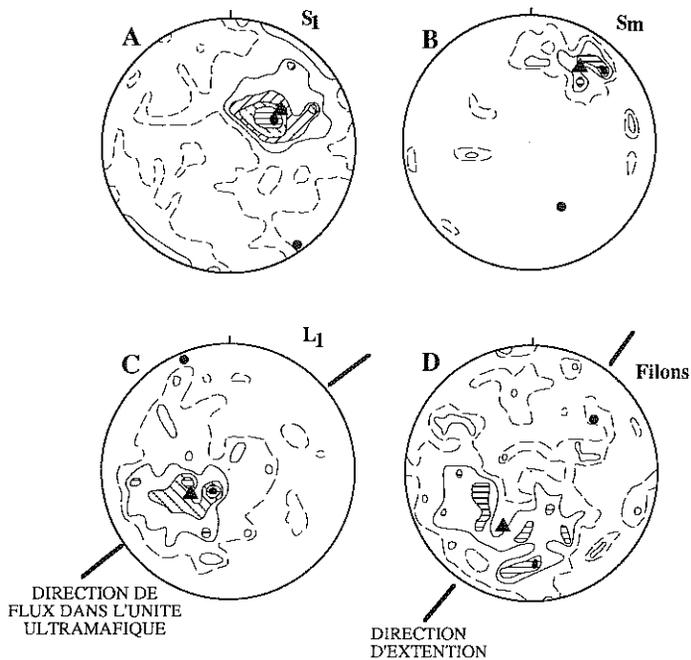


FIG. 7. – Projection stéréographique des éléments structuraux du complexe ultramafique de Kukës, (diagramme de Schmidt, projection sur l'hémisphère inférieure). A : pôles des plans de foliation S1 dans l'unité ultramafique, 555 mesures. Contours à 0,18 %, 1,26 %, 2,58 %, 3,78 %, 5,05 % et 6,31 %. B : pôles des plans du rubanement Sm des gabbro-norites, 35 mesures. Contours à 2,85 %, 5,71 %, 11,42 % et 14,28 %. C : linéation d'éirement L1 dans l'unité ultramafique, 195 mesures. Contours à 0,15 %, 1,54 %, 3,08 %, 5,13 %, et 6,15 %. D : pôles des plans des filons de pyroxénites et de gabbros dans l'unité ultramafique, 168 mesures. Contours à 0,59 %, 2,38 % et 3,57 %. Triangle : meilleur axe de la distribution. Cercle plein : pôle du meilleur plan de la distribution.

FIG. 7. – Stereographic projection of structural elements from Kukës ultramafic complex (Schmidt diagram, lower hemisphere projection). A : S1 foliation (555 measurements) in the ultramafic unit. Contours at 0.18 %, 1.26 %, 2.58 %, 3.78 %, 5.05 % and 6.31 %. B : Sm layering (35 measurements) in the gabbro-norites. Contours at 2.85 %, 5.71 %, 11.42 % and 14.28 %. C : L1 lineation (195 measurements) in the ultramafic unit. Contours at 0.15 %, 1.54 % and 3.08 %. D : poles of pyroxenite and gabbro dykes in the ultramafic unit (168 measurements). Contours at 0.59 %, 2.38 % and 3.57 %. Triangle : best axis of the distribution. Solid circle : pole of the best plane of the distribution.

— à l'échelle de la carte (fig. 5), la foliation est légèrement infléchie le long de la faille qui limite le massif au nord ;

— la foliation des dunites est tronquée cartographiquement par la limite des gabbros rubanés ;

— le rubanement des gabbros est parallèle à la limite gabbro – zone intermédiaire (130° SW 63°, fig. 7b) et a un pendage plus fort que la foliation des ultramafites ;

— les filons de gabbros et de pyroxénites sont en moyenne orientés à angle élevé avec la foliation et la linéation (115° NE 60°, fig. 7d). Cette tendance est moins nette au SE du massif (fig. 5) où la foliation est elle-même perturbée par des structures plissées de grande échelle. Aucun pli n'a été reconnu à l'échelle de l'affleurement, du moins au point d'avancement actuel de l'étude cartographique.

#### IV. – ETUDE MICROSTRUCTURALE

La classification des microstructures des péridotites du massif de Kukës est fondée sur celle proposée par Harte [1977] et Mercier [1985]. Deux types principaux de microstructures ont été reconnus et sont décrits ci-dessous.

##### A) Microstructures de haute température

La grande majorité des péridotites de Kukës présente une structure granoblastique soit équante soit tabulaire (fig. 3a et 3b), les cristaux d'olivine étant de grande taille et montrant des sous-joints rectilignes et espacés (100 à 150 µm en moyenne). L'orientation préférentielle du réseau des minéraux (olivine, orthopyroxène) est très forte et son obliquité faible par rapport à la foliation. Dans certains échantillons situés surtout le long de la bordure nord du massif, la distribution de la taille des grains d'olivine est bimodale, indiquant donc une structure porphyroclastique (fig. 3c) : grands porphyroclastes allongés et à sous-joints obliques sur la foliation, et néoblastes localisés aux joints des grains ; la grande taille des néoblastes (0,1 à 0,15 mm) suggère une déformation à haute température et contrainte faible [Mercier *et al.*, 1977 ; Ross *et al.*, 1980 ; Karato *et al.*, 1980 ; Gueguen et Darot, 1980]. Dans les dunites à structure granoblastique, les spinelles sont souvent inclus dans les grands cristaux d'olivine ayant une forte orientation préférentielle, démontrant ainsi une recrystallisation par migration des joints de grains. Les roches de la zone intermédiaire présentent aussi une déformation de haute température : sous-joints de pliage dans les orthopyroxènes, larges sous-grains dans les olivines, torsion des clinopyroxènes.

##### B) Microstructures de basse température

Le premier signe de déformation de basse température est le développement de sous-joints serrés (espacement moyen déterminé optiquement : 5 à 10 µm) dans l'olivine et, dans une proportion moindre, dans l'orthopyroxène. Cette microstructure est marquée aussi par une extinction onduleuse de ces minéraux. Elle est présente à des degrés faibles en général dans la plupart des échantillons (harzburgites, dunites, pyroxénites) observés lors de cette étude, et se superpose à la sous-structure de haute température décrite ci-dessus. Cette déformation n'atteint jamais le stade porphyroclastique (pas de recrystallisation dynamique donnant des néoblastes de petite taille). Les sous-structures de basse température sont surtout observées dans la partie nord du massif, le long de la faille qui sépare les péridotites des gabbros.

#### V. – SENS DU CISAILEMENT

Au stade actuel de l'étude, les sens de cisaillement ont été déterminés uniquement à partir de l'obliquité entre la concentration maximale des axes cristallographiques des minéraux (olivine et orthopyroxène) et la trace de la foliation-linéation, dans des lames minces taillées dans le plan XZ. Le plan de foliation étant à pendage moyen vers l'ouest et la linéation suivant la ligne de plus grande pente, le sens

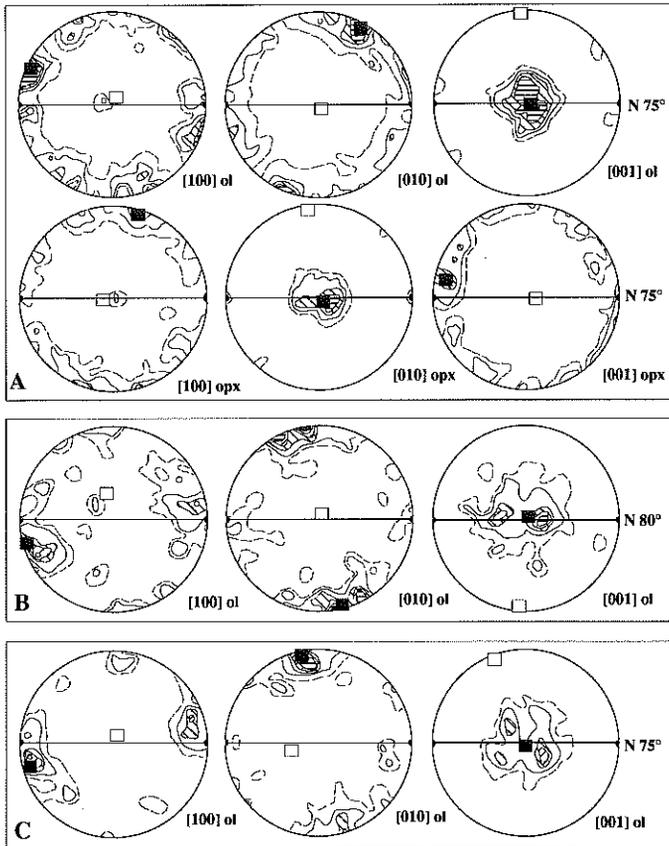


FIG. 8. – Diagrammes d'orientation préférentielle de réseau de l'olivine et de l'orthopyroxène de trois échantillons de péridotites de Kukës. Projection sur canevas de Schmidt, hémisphère inférieure. Carré plein : meilleur axe de la distribution. Carré vide : pôle du meilleur plan de la distribution. La foliation (trait continu) et la linéation (cercle plein) sont E-W. Voir localisation des échantillons sur la figure 1.

A. échantillon n° 14 (harzburgite dans la zone Hz) – Olivine : 80 mesures ; contours à 1,3 – 3,3 – 5 – 7,5 et 13,3%. Orthopyroxène : 60 mesures ; contours à 1,6 – 3,3 – 8,3 – 16,6 et 30%.  
 B. échantillon n° 25 (dunite dans la zone DHZ) – Olivine : 75 mesures ; contours à 1,33 – 2,66 – 6,66 – 9,33 et 12%.  
 C. échantillon n° 44 (dunite dans la zone D) – Olivine : 60 mesures ; contours à 1,66 – 3,33 – 8,33 et 11,66%.

FIG. 8. – Lattice preferred orientation of olivine and orthopyroxene in three peridotites samples from the Kukës massif. Schmidt canevas, lower hemisphere. Filled square : best axis of the distribution. Empty square : pole of the best plane of the distribution. The foliation (solid line) and the stretching lineation (solid circle) are E-W. Localization of the samples on figure 1.  
 A. sample n° 14 (harzburgite in the Hz zone) – Olivine : 80 measurements ; contours at 1.3 – 3.3 – 5.0 – 7.5 and 13.3%. Orthopyroxene : 60 measurements ; contours at 1.6 – 3.3 – 8.3 – 16.6 and 30%.  
 B. sample n° 25 (dunite in the DHZ zone) – Olivine : 75 measurements ; contours at 1.33 – 2.66 – 6.66 – 9.33 and 12%.  
 C. sample n° 44 (dunite in the D zone) – Olivine : 60 measurements ; contours at 1.66 – 3.33 – 8.33 and 11.66%.

de cisaillement est décrit en considérant le mouvement relatif du compartiment supérieur par rapport au compartiment inférieur (fig. 6).

La fabrication de dix-neuf échantillons (50 à 100 mesures par minéral suivant le degré de serpentinisation) a été étudiée dans les différentes zones pétrographiques (voir leur

répartition sur la figure 1). Seuls les stéréogrammes d'orientation préférentielle des minéraux des échantillons les plus représentatifs sont donnés ici. En général, les minéraux présentent une orientation préférentielle de réseau comparable à celle décrite dans d'autres ensembles ophiolitiques (fig. 8) tels qu'en Oman [Boudier *et al.*, 1989; Nicolas, 1989]. Cette orientation traduit une déformation intracristalline par glissement suivant le système (010)[100] actif à haute température [Carter et Avé Lallemant, 1970; Nicolas *et al.*, 1973]. Notons cependant une concentration des axes [010] et [001] de l'olivine plus accentuée dans les péridotites de Kukës (fig. 8) qui se rapprochent de ce point de vue des péridotites de Bay of Islands [Girardeau et Nicolas, 1981] ou de Xigaze [Girardeau *et al.*, 1985].

Etant donnée l'intensité de la serpentinisation dans la zone des harzburgites, quatre échantillons seulement ont pu être étudiés. Trois échantillons indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers l'ENE et un autre un mouvement vers le SE. Dans la zone des harzburgites-dunites, cinq échantillons indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers l'ENE, tandis que deux autres indiquent une inversion du mouvement vers l'Ouest. Ces deux échantillons se trouvent à proximité du contact nord du massif. Dans la zone des dunites, six échantillons indiquent un mouvement du compartiment supérieur vers le secteur W et un vers le secteur E. Dans la région correspondant à la figure 4a (plis dans les niveaux de chromite), le sens de cisaillement indiqué par l'orientation préférentielle du réseau de l'olivine est compatible avec le sens du déversement apparent des plis.

En résumé, les résultats obtenus et résumés sur le log de la figure 9 montrent une inversion du sens de mouvement du compartiment supérieur dans la zone des dunites par rapport au sens obtenu dans la zone des harzburgites et harzburgites-dunites (fig. 6 et 9).

## VI. – DISCUSSION ET CONCLUSION

Le massif ultramafique de Kukës présente une géométrie classique de massif ophiolitique telle qu'elle est décrite par Nicolas [1989]. Il repose sur une semelle métamorphique qui devra être étudiée en détail tant au point de vue pétrographique (métamorphisme inverse) que cinématique (sens de mouvement lors de la mise en place des ophiolites). L'étude effectuée sur les roches de la semelle métamorphique du massif de Kukës est en effet trop limitée pour nous permettre de conclure définitivement quant à un sens de déplacement des ophiolites lors de leur mise en place. Signalons qu'une étude réalisée sur la semelle métamorphique de Lura, massif situé au sud de Kukës, indique un sens de mouvement vers l'ouest des péridotites sur leur semelle métamorphique [Collaku *et al.*, 1992]. Toute généralisation à l'échelle des Albanides nous paraît cependant prématurée en l'absence d'une étude systématique des semelles métamorphiques de l'ensemble des massifs ultramafiques albanais, étude qui devra dissocier les mouvements liés à l'obduction de ceux liés à la tectonique alpine *s.s.*

En règle générale, les harzburgites de Kukës sont apparemment peu déformées et présentent des trajectoires de foliation assez irrégulières qui pourraient correspondre à une déformation par montée d'un diapir asthénosphérique à l'a-

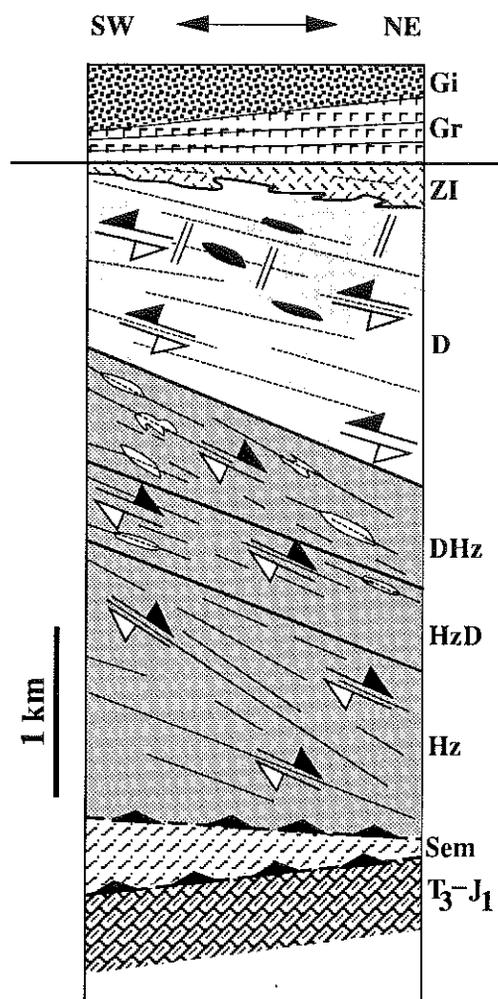


FIG. 9. – Log de l'ophiolite de Kukës reconstitué par rotation des structures en considérant que le plancher des gabbros lités est la paléohorizontale. La foliation est indiquée par des traits fins. Les sens de cisaillement sont ceux déduits de l'orientation préférentielle des minéraux. Les lentilles noires représentent les corps de chromite. Les figurés et les abréviations des zones lithologiques sont les mêmes que pour la figure 1. Gr : gabbros rubanés. Gi : gabbros isotropes. Sem : semelle métamorphique. T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub> : Trias supérieur-Jurassique inférieur. Doubles traits : filons de pyroxénite ou de gabbro.

FIG. 9. – Log of the Kukës ophiolite as reconstructed by a rotation in order to place the base of the layered gabbros in a horizontal position. The foliation is indicated by thin lines. Shear senses are deduced from the lattice preferred orientation of minerals. Black lenses represent chromite pods. Patterns and abbreviations for the main lithological units are the same as on figure 1. Gr : layered gabbros. Gi : isotropic gabbros. Sem : metamorphic sole. T<sub>3</sub>-J<sub>1</sub> : Upper Trias - Lower Jurassic. Double lines : pyroxenitic or gabbroic dykes.

plomb de la dorsale [Ceuleneer *et al.*, 1988]. Les dimensions du massif ne permettent pas de préciser cette hypothèse.

Les trajectoires de foliation et l'ensemble des éléments structuraux sont beaucoup plus cohérents au dessus de la zone des harzburgites, indiquant un fluage plus homogène dont la cinématique peut être approchée par l'étude des orientations préférentielles de réseau de l'olivine et de l'or-

thopyroxène. Ces dernières sont compatibles avec une déformation à haute température et sous faible contrainte, c'est-à-dire avec une déformation asthénosphérique. La dissymétrie des fabriques indique, dans la plupart des échantillons étudiés, un mouvement du compartiment supérieur vers l'ENE. Ce sens de mouvement suggère que le massif de Kukës correspond au flanc oriental d'une dorsale orientée NNW-SSE. Le sens de mouvement s'inverse dans la partie supérieure du massif (vers l'WSW). Cette inversion a déjà été observée par Violette [1980], Prinzhofer *et al.* [1980] et Girardeau et Nicolas [1981] et peut être attribuée à un écoulement forcé de l'asthénosphère [Rabinowicz *et al.*, 1984; Ceuleneer *et al.*, 1988].

Les trajectoires de foliation sont défléchies le long du contact nord faille du massif. Cette faille qui se prolonge vers l'ouest du massif et qui est parallèle à la ligne de Shkodër-Pejë (fig. 1), est soulignée par une déformation asthénosphérique plus importante (structures porphyroclastiques) et par une inversion locale des sens de cisaillement. Une déformation lithosphérique (basse température) est aussi localisée le long de cette faille qui pourrait donc avoir valeur de faille transformante.

Dans le massif de Kukës, les dunites passent progressivement vers le haut à une zone intermédiaire pyroxénitique semblable pétrologiquement à celles décrites par Nicolas et Prinzhofer [1983] dans d'autres massifs ophiolitiques. La présence de macles simples dans des clinopyroxènes et les contours très irréguliers de ces derniers plaident en faveur d'une origine par imprégnation du sommet des dunites résiduelles par un magma, interprétation proposée par Nicolas et Prinzhofer [1983]. Les clinopyroxènes interstitiels de petite taille observés dans les harzburgites et dans les dunites pourraient être les traces du passage de ce magma ayant réagi avec les péridotites encaissantes chaudes [Kelemen, 1990]. Une étude minéralogique est en cours pour tester cette hypothèse. Ces structures d'imprégnation sont relayées vers le haut par des structures de cumulats, le rubanement des gabbros lités étant discordant sur la foliation des dunites.

Si on admet que la base des gabbros rubanés indique la paléohorizontale du plancher océanique, et si on effectue les rotations correspondantes (rotation horaire de 63° autour de l'axe 310°), alors les filons de gabbros intrusifs dans la partie supérieure des ultramafites deviennent subverticaux et subperpendiculaires à la direction de flux asthénosphérique telle qu'elle est indiquée par la linéation d'étirement (ENE) portée par le plan de foliation. En l'absence de données structurales sur le complexe filonien *s.s.* susjacent, il est difficile de préciser la direction de la paléodorsale sachant que les filons de gabbros intrusifs dans la partie sommitale des ultramafites indiquent, en général, la normale à la direction de flux de la matière [Nicolas et Jackson, 1982], direction qui, elle-même, peut diverger autour d'un diapir mantellique [Nicolas, 1989]. Néanmoins, si aucun diapir ne se trouvait à l'aplomb du massif (fluage homogène dans la plus grande partie du massif), alors on peut proposer, en première approximation, une direction NNW-SSE pour la paléodorsale. La relation angulaire entre les gabbros rubanés et les dunites foliées (fig. 9) est compatible avec celle déduite des sens de cisaillement dans les péridotites [Ceuleneer *et al.*, 1988], à savoir avec une géométrie de flanc oriental de la paléodorsale.

En conclusion, le massif de Kukës se caractérise par la déformation apparente peu intense des péridotites, l'abondance des dunites qui contiennent de nombreuses lentilles de chromite, la continuité de la zone intermédiaire entre les dunites et les gabbros, et enfin par le volume important de gabbros rubanés et la déformation de haute température de ces derniers. Ces caractères rapprochent le massif de Kukës des ophiolites de type harzburgitique [Boudier et Nicolas, 1985]. Il se singularise par contre par l'absence de déformation de basse température à la base des péridotites, déformation qui dans les autres massifs apparaît en continuité de celle de la semelle métamorphique.

L'étude présentée dans ce travail est encore partielle, et de nombreux points sont à approfondir (cinématique de l'obduction, cartographie complète des gabbros, orientation du complexe filonien, étude de la déformation le long de la faille nord...). Cependant, des études structurales comparables menées sur les autres massifs devraient permettre de préciser la géométrie de la paléo-dorsale et l'importance de l'expansion liée à cette dorsale.

Les deux ceintures ophiolitiques albanaises semblent avoir *a priori* des caractères pétrographiques différents [Shallo *et al.*, 1985], la ceinture orientale étant harzburgitique et l'occidentale étant lherzolitique. La limite entre les provinces harzburgitiques et lherzolitiques proposée par Pamic [1983] ne butterait donc pas sur la ligne de Shkodër-

Pejë mais se prolongerait en Albanie, parallèlement à la chaîne. Si les deux ceintures ophiolitiques albanaises sont en continuité en dessous de la synforme médiane de roches volcano-sédimentaires, les Albanides offrent l'opportunité d'étudier les relations possibles entre les deux types d'ophiolites et constituent donc un terrain de prédilection pour préciser l'image de la lithosphère océanique et des mécanismes opérant à l'aplomb des dorsales.

*Remerciements.* – Ce travail a été réalisé dans le cadre de la thèse en cours de M. Hoxha qui a bénéficié d'une bourse d'études du gouvernement albanais puis du gouvernement français. Les travaux de recherches ont été pris en charge par le CRPG et par le laboratoire de géologie structurale de l'ENSG dirigé par J. Macaudière, puis par le CNOUS. Le manuscrit a été considérablement amélioré grâce aux critiques constructives de J. Girardeau, A. Nicolas et J. Desmons et aux discussions enrichissantes avec J.P. Lorand et M. Ohnenstetter. Les auteurs remercient D. Mainprize et A. Pêcher pour leur avoir communiqué leur logiciels de traitement des données structurales, et K. Govindaraju et J.J. Royer qui ont mis à leur disposition leurs systèmes de numérisation d'image par scanner. A.M.B. est reconnaissante envers A. Cina, A. Kodra et H. Allaçi pour lui avoir présenté la géologie albanaise sur le terrain. Contribution CRPG n° 936.

## Références

- BAJO I., SHEHU B., DRALLOV V.M., CASLI H. & GOLLOVCENKO V.K. (1964). – Constitution géologique et gîtes minéralisés de la partie nord-ouest et sud-ouest du massif de Kukës – Fondi i NSHKGJ, Kukës, 237 p., (en albanais).
- BEBIEN J., OIHENSTETTER D., OHNENSTETTER M. & VERGELY P. (1980). – Diversity of the Greek ophiolites: birth of oceanic basins in transcurrent systems. In: Tethyan ophiolites. – *Ofioliti, Spec. Iss.*, **1**, 129-198.
- BOUDIER F. & NICOLAS A. (1985). – Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 84-92.
- BOUDIER F., NICOLAS A. & CEULENEER G. (1989). – De l'accrétion à la convergence. Le cas de l'ophiolite d'Oman. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **V**, 221-230.
- CARTER N.L. & AVE LALLEMANT H.G. (1970). – High temperature flow of dunite and peridotite. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **81**, 2181-2202.
- CEULENEER G., NICOLAS A. & BOUDIER F. (1988). – Mantle flow patterns at an oceanic spreading centre: the Oman peridotites record. – *Tectonophysics*, **151**, 1-26.
- COISY P. & NICOLAS A. (1978). – Structures et géodynamique du manteau supérieur sous le Massif central (France) d'après l'étude des enclaves des basaltes. – *Bull. Minéral.*, **101**, 424-436.
- COLLAKU A., BONNEAU M., CADET J.P. & KIENAST J.R. (1991). – La semelle métamorphique intra-ophiolitique de la nappe de la Mirdita, son métamorphisme inverse et ses relations avec la série volcano-sédimentaire (région de Lura, Albanie septentrionale). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **313**, II, 251-258.
- COLLAKU A., CADET J.P. & JOLIVET L. (1992). – L'édifice structural de l'Albanie septentrionale: des éléments de réponse sur la mise en place des ophiolites. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **163**, 4, 455-468.
- COLLAKU A., CADET J.P., MELO V., VRANAI A. & BONNEAU M. (1990). – Sur l'allochtonie des zones internes albanaises: mise en évidence de fenêtres à l'arrière de la nappe ophiolitique de la Mirdita (Albanie). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **311**, II, 1251-1258.
- DAROT M. & BOUDIER F. (1975). – Mineral lineation in deformed peridotites: kinematic meaning. – *Pétrologie*, **1**, 225-236.
- GIRARDEAU J., MERCIER J.C.C. & YOUNG Z. (1985). – Origin of the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo suture zone, southern Tibet. – *Tectonophysics*, **119**, 407-433.
- GIRARDEAU J. & NICOLAS A. (1981). – The structure of two ophiolite massifs, Bay of Island, Newfoundland: a model for the oceanic crust and upper mantle. – *Tectonophysics*, **77**, 1-34.
- GIJATA K. & GOCI L. (1981). – Particularités pétrologiques et métallogéniques des complexes magmatiques de la partie Nord-Est de la zone de Mirdita. – *Bull. Shk. Gjeol.*, **2**, 29-42. (En albanais, résumé en français).
- GUEGUEN Y. & DAROT M. (1980). – Microstructures and stresses in naturally deformed peridotites. – *Rock Mechanics*, Suppl. **9**, 159-172.
- HARTE B. (1977). – Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. – *J. Geol.*, **85**, 279-288.
- JUTEAU T., NICOLAS A., DUBESSY J., FRUCHARD J.C. & BOUCHEZ J.L. (1977). – Structural relationships in the Antalya ophiolite complex, Turkey. Possible model for an oceanic ridge. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 1740-1748.

- KARAMATA S., MAJER V. & PAMIC J. (1980). – Ophiolites of Yugoslavia. In: Tethyan ophiolites. – *Ophioliti*, spec. iss., **1**, 105-125.
- KARATO S., TORIUMI M. & FUJII T. (1980). – Dynamic recrystallization of olivine crystals during high-temperature creep. – *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 649-652.
- KELEMEN P.B. (1990). – Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calc-alkaline magma series and the formation of discordant dunite. – *J. Petrol.*, **31**, 51-98.
- KODRA A. (1976). – Sur l'âge jurassique des formations volcano-sédimentaires de la zone de Mirdita. – *Përmbledhje studimesh*, **1**, 11-29. (en albanais).
- KODRA A. & GJATA K. (1989). – Mesozoic evolution of the inner Albanides, rifting stages and the Mirdita's oceanic spreading. – *Bull. Shk. Gjeol.*, **4**, 55-66. (En albanais, résumé en anglais).
- MERCIER J.C. (1985). – Olivine and pyroxenes. In: WENK H.R. Ed., Preferred orientation in metals and rocks: an introduction to modern texture analysis. – Academic Press, New York, 407-430.
- MERCIER J.C., ANDERSON D.A. & CARTER N.L. (1977). – Stress in the lithosphere: inferences from steady state flow of rocks. – *Paigeoph.*, **115**, 199-226.
- NICOLAS A. (1989). – Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. – Kluwer Acad. Publ., Holland, 367 p.
- 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. & JACKSON M. (1982). – High temperature dikes in peridotites: origin by hydraulic fracturing. – *J. Petrol.*, **23**, 568-582.
- NICOLAS A. & PRINZHOFER A. (1983). – Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. – *J. Petrol.*, **24**, 188-206.
- PAMIC J. (1983). – Considerations on the boundary between Iherzolite and harzburgite subprovinces in the Dinarides and northern Hellenides. – *Ophioliti*, **8**, 153-164.
- PAMIC J. & DESMONS J. (1989). – A complete ophiolite sequence in Rzav, area of Zlatibor and Varda ultramafic massifs, the Dinaride ophiolite zone. – *Ophioliti*, **14**, 13-32.
- PEZA L. (1968). – La géologie de l'Albanie. – Tirana, 283 p.
- PRINZHOFER A., NICOLAS A., CASSARD D., MOUTTE J., LEBLANC M., PARIS J.P. & RABINOWICZ M. (1980). – Structures in the New Caledonia peridotites-gabbros: implications for oceanic mantle and crust. – *Tectonophysics*, **69**, 85-112.
- RABINOWICZ M., NICOLAS A. & VIGNERESSE J.L. (1984). – A rolling mill effect in asthenosphere beneath oceanic spreading centers. – *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **67**, 97-108.
- ROSS J.V., AVE LALLEMANT H.G. & CARTER N.L. (1980). – Stress dependence of recrystallized-grain and subgrain size in olivine. – *Tectonophysics*, **70**, 39-61.
- SHALLO M., KOTE DH., VRANAI A. & PERMETI I. (1985). – Magmatisme ophiolitique de la RPS d'Albanie. – Inst. Stud. Pro. Gjeol., Tirana, Albanie, 362 p. (En albanais).
- STRECKEISEN A. (1973). – Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. – *Geotimes*, **18**, 10, 26-30.
- VIOLETTE J.F. (1980). – Structure des ophiolites des Philippines (Zambales et Palawan) et de Chypre. Ecoulement asthénosphérique sous les zones d'expansion océanique. – Thèse de 3ème cycle, Nantes, 152 p.