



Les peridotites et pyroxénites du complexe catazonal du Cabo Ortegal

The peridotites and pyroxenites from the catazonal complex of Cabo Ortegal

Las peridotitas y piroxenitas del Complejo catazonal del Cabo Ortegal

GIRARDEAU, J.; GIL IBARGUCHI, J. I.; BEN JAMAA, N.

Les roches ultramafiques de l'unité supérieure du Complexe Catazonal du Cabo Ortegal montrent un bel exemple d'un manteau supérieur composite. Ce manteau est constitué d'importantes masses de pyroxénites interlités dans des harzburgites résiduelles. Dans le massif d'Herbeira, ces pyroxénites constituent une lame d'au moins 300 m d'épaisseur continue sur plus de 3 km de longueur dans laquelle alternent de niveaux d'épaisseur très variable (2 mm à 3 mm) de pyroxénite et de dunite, sans aucune rythmicité apparente. Ces rubans ne sont en général pas zonés mais peuvent localement montrer des enrichissements en clinopyroxène et spinelle à la base de certains bancs. A l'échelle du massif, cette lame de pyroxénite a une structure en amande pouvant résulter d'un processus de boudinage compatible avec un cisaillement du Nord vers le Sud de l'ensemble du massif ultramafique. Les traces de cette déformation sont bien visibles dans toutes les roches situées à la périphérie de la lame de pyroxénite qui montrent à toute échelle, des plis isoclinaux, des bandes de cisaillement mylonitiques, parfois de type C' et des failles normales associées au boudinage des niveaux pyroxénitiques. Cette déformation est cellée par la mise en place de filons de pyroxénite à grenat. Elle prédate le charriage de l'ensemble du massif sur les granulites. Ces roches ultramafiques ont subi une évolution complexe impliquant un rééquilibrage de l'ensemble des phases primaires à une température voisine de 800 °C et à une pression élevée, supérieure à 15 kbar, évolution métamorphique de haut degré similaire à celle qu'ont subi les granulites et élogites encaissantes. Puis ces roches ont subi un rééquilibrage plus tardif dans des conditions du faciès amphibolites.

Mots clés: Cabo Ortegal, piroxenites, péridotites, dunitas, harzburgites, manteau supérieur.

Las rocas ultramáficas de la unidad superior del Complejo Catazonal del Cabo Ortegal muestran un buen ejemplo de manto superior compuesto. Se trata de un fragmento de manto terrestre constituido por una gran cantidad de piroxenitas intercaladas en harzburgitas residuales. En el macizo de Herbeira las piroxenitas constituyen una lámina de al menos 300 m de espesor, continua a lo largo de más de 3 km de longitud, en la que alternan niveles de espesor variable (2 mm a 3 m) de piroxenita y de dunita sin ninguna ritmicidad aparente. Los niveles generalmente no presentan zonación aunque localmente pueden aparecer enriquecimientos en clinopiroxeno y espinela en la base de algunos de ellos. A la escala del macizo la lámina de piroxenita presenta una estructura aproximadamente lenticular que podría ser el resultado de un proceso de boudinage compatible con una cizalla de Norte a Sur del conjunto del macizo ultramáfico. Las trazas de esta deformación son bien visibles en todas las rocas situadas en la periferia de la lámina piroxenítica, las cuales muestran a diferentes escalas pliegues isoclinales, bandas de cizalla miloníticas, en ocasiones de tipo C' así como fallas normales asociadas al boudinage de los niveles piroxeníticos. Esta deformación aparece sellada por el emplazamiento de filones de piroxenita con granate y precede al cabalgamiento del macizo sobre las granulitas. Las rocas ultramáficas han sufrido una evolución compleja con reequilibración del conjunto de fases primarias a una temperatura próxima a los 800 °C y a una presión elevada, superior a 15 kbar, evolución metamórfica de alto grado similar a la que se observa en las granulitas y eclogitas encajantes, seguida de una reequilibración tardía en condiciones de la facies de las anfibolitas.

Palabras clave: Cabo Ortegal, piroxenitas, peridotitas, dunitas, harzburgitas, manto superior.

The ultramafic rocks from the upper unit of the Catazonal Complex of Cabo Ortegal show a good example of composite upper mantle. This mantle fragment is made of a great amount of pyroxenites intercalated within residual harzburgites. At the Herbeira massif these pyroxenites form a continuous sheet of more than 300 m in width by 3 km length. Pyroxenite and dunite levels, highly variable in width (2 mm to 3 m), alternate within the pyroxenitic sheet without any apparent rhythmicity. These levels generally are not zoned but there may be local enrichments in clinopyroxene and spinel at the base of some of them. The pyroxenite sheet exhibits a near lenticular (almond) structure at the massif scale. This might be due to a boudinage process compatible with a Southwards shear movement of the ultramafic massif. The traces of this deformation are best observed in the rocks surrounding the pyroxenite sheet, where isoclinal folds, mylonitic shear bands —C' bands in some cases—, and normal faults associated with the boudinage of pyroxenitic layers, are visible at different scales. This deformation is sealed by the emplacement of garnet-bearing pyroxenite veins which occurred prior to the thrust emplacement of the ultramafic massif onto the structurally underlying granulites. The ultramafic rocks underwent a complex evolution involving reequilibrium of the primary phases at a temperature of ca.800 °C and relatively high-pressure conditions (>15 kbar). This recrystallization, comparable to that observed in the surrounding granulites and eclogites, was followed by a later event under amphibolite-facies conditions.

Key words: Cabo Ortegal, pyroxénites, peridotites, dunités, harzburgites, upper mantle.

GIRARDEAU, J.; BEN JAMAA, N. (Laboratoire de Pétrologie Physique, Institut de Physique du Globe de Paris - Université P7, 2 Place Jussieu, F-75251 Paris cedex 05, France). GIL IBARGUCHI, J. L. (Dpto. de Mineralogía-Petrología, Universidad del País Vasco, Aptdo. 664, Bilbao, Espagne).

INTRODUCTION

Le Complexe Catazonal du Cabo Ortegal, dont les grands traits ont été décrits il y a bien longtemps par PARGA PONDAL (1956, 1960, 1966), Den TEXT et VOGEL (1962), VOGEL (1967, 1969), MAASKANT (1970) et ENGELS (1972), est constitué par un ensemble d'unités lithologiques variées comprenant dans sa partie supérieure des péridotites, des granulites, des éclogites et des gneiss. De nombreuses hypothèses ont été formulées pour expliquer la juxtaposition de ces roches crustales et mantelliques. Aux hypothèses autochtonistes qui considéraient que ces complexes représentaient les restes d'un vieux socle fossile Précambrien ou d'un rift Paléozoïque Inférieur peu déformé (PARGA PONDAL, 1956; Den TEX et VOGEL, 1962; Den TEX, 1977, van CALSTEREN, 1978; van CALSTEREN et Den TEX, 1978; van CALSTEREN *et al.*, 1979; den TEX, 1981), se sont opposées des hypothèses allochtonistes suggérant que ces complexes témoignaient en fait de processus orogéniques liés à la tectonique des plaques (océanisation, subduction, collision, obduction) lors des orogénèses Hercynienne et/ou Caledonienne et même plus anciennes (ANTHONIOZ, 1970; RIES et SHACKLETON, 1971; MARTINEZ GARCIA, 1973; BARD *et al.*, 1973; RIBEIRO *et al.*, 1983...). Des données récentes ont montré que ces différentes unités lithologiques constituaient un ensemble de nappes mises en place de l'Ouest

vers l'Est sur la partie interne de la Péninsule Ibérique lors d'une collision continentale siluro-dévonienne (MATTE et BURG, 1981; BRUN et BURG, 1982; IGLESIAS *et al.*, 1983; MATTE, 1986; BURG *et al.*, 1987). Ces nappes dont la lithologie et l'histoire métamorphique sont extrêmement complexes (ARENAS *et al.*, 1986; GIL IBARGUCHI *et al.*, 1990; PEUCAT *et al.*, 1990) constitueraient un empilement tectonique peu épais, inférieur à 4 km selon les données géologiques (BASTIDA *et al.*, 1984) et géophysiques (CORDOBA *et al.*, 1987).

L'origine et l'évolution métamorphique des éclogites et des granulites sont assez bien contraintes. Les éclogites de l'unité supérieure du complexe du Cabo Ortegal (dites de Concepenido) représentent les restes de basaltes océaniques (PEREZ ESTAUN, 1982; MARTINEZ CATALAN *et al.*, 1984) de type N-MORB (BERNARD-GRIFFITHS *et al.*, 1985, PEUCAT *et al.*, 1990) qui se seraient formés et auraient été métamorphisés à haute température-haute pression (ca. 790 °C, > 17 kbar; GIL IBARGUCHI *et al.*, 1990), il y a ca. 480 Ma (U-Pb, zircon; PEUCAT *et al.*, 1990). Les granulites de la Sierra de La Capelada représenteraient quant à elles le sous-bassement d'un arc volcanique formé à proximité d'un bloc continental, il y a 480-490 Ma (PEUCAT *et al.*, 1990; GIL IBARGUCHI *et al.*, 1990). Ces granulites ont subi un métamorphisme de haute pression (ca. 800 °C, > 13,5 kbar; GIL IBARGUCHI *et al.*, 1990), dans des

conditions similaires à celles estimées pour les granulites du Complexe d'Ordenes dont l'âge de métamorphisme a été daté à 470-480 Ma (U-Pb, zircon, monazite; KUIJPER *et al.*, 1982; PEUCAT *et al.*, 1990). Eclogites et granulites ont subi un métamorphisme rétrograde dans le faciès amphibolite qui se serait produit entre 430 et 390 Ma (datations K-Ar et Rb-Sr, van CALSTEREN *et al.*, 1979, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ PEUCAT *et al.*, 1990).

L'origine des péridotites est beaucoup plus discutable. Ces roches ont d'abord été décrites comme des péridotites à spinelle et amphibole contenant quelques dunités et pyroxénites, ces dernières formant des veines de 0.5 à 5 cm d'épaisseur (VOGEL, 1967; MAASKANT, 1979; van CALSTEREN, 1978). Pour van CALSTEREN (1978), ces péridotites seraient des lherzolites à spinelle peu appauvries dont les produits de fusion, représentés pour partie par les pyroxénites, auraient cristallisés *in situ* lors de la remontée de ces roches. Ces péridotites se seraient mises en place diapiriquement à l'état solide ou sous la forme d'un «crystal mush» dans une croûte continentale peu amincie et auraient produit un métamorphisme granulitique de la base de la croûte continentale formée pour partie par les éclogites de Concepenido. Les résultats des études chimiques et radio chronologiques des éclogites et des granulites développés ci-dessus ont remis en question ce type d'interprétation.

A la suite d'une étude pétrologique et structurale plus récente, BEN JAMAA (1988) et GIRARDEAU *et al.* (1989) ont montré que les roches ultramafiques de l'unité supérieure du Cabo Ortegal représentaient un manteau supérieur anormal composite. Ce manteau comporte, en effet, d'importantes masses de pyroxénites massives qui constituent, dans le massif d'Herbeira, une lame d'au moins 300 m d'épaisseur sur plus de 3 km de longueur au sein de harzburgites localement riches en amphibole. L'abondance de ces pyroxénites

au sein de ce massif en fait un objet géologique unique pour comprendre l'origine des rubanements pyroxénitiques.

Le but de cette publication est de donner les caractéristiques lithologiques, pétrologiques et structurales des roches ultramafiques affleurant dans la partie supérieure du Complexe Catazonal du Cabo Ortegal, ceci afin de discuter leur origine et leur relation avec les granulites et les éclogites associées (Fig. 1). Ces roches ultramafiques, qui affleurent sur environ 25 km² dans les massifs de Limo, Herbeira et Uzal, sont des harzburgites, des pyroxénites et des dunités, les pyroxénites et dunités étant abondantes dans le massif d'Herbeira. Les données pétrologiques présentées dans cette publication, pour partie développées dans le mémoire de thèse de N. BEN JAMAA (1988), seront présentées en détail dans une publication ultérieure (GIL IBARGUCHI et GIRARDAU, 1990). Ces données pétrologiques concernent les massifs de Limo, Herbeira et Uzal où affleurent la majeure partie de ces roches. Seules les cartes structurales des massifs d'Herbeira et de Limo sont présentées dans ce manuscrit, ceci afin de comprendre la géométrie de la lame de pyroxénite présente dans ce massif.

PETROLOGIE

Les péridotites

Les péridotites sont généralement très serpentinisées (>70 %): ce sont pour leur grande majorité des harzburgites (Fig. 2A) et quelques dunités. Les harzburgites contiennent 10 à 20 % (composition modale) d'orthopyroxène, formant des agrégats ou des cristaux arrondis de 5 à 10 mm de dimension, 1 à 3 % de spinelle dissimulé, parfois idiomorphe et pouvant constituer des agrégats discontinus subparallèles à la foliation principale de la roche et, très rarement, du clinopyroxène le plus souvent frais. Les dunités sont des roches massives

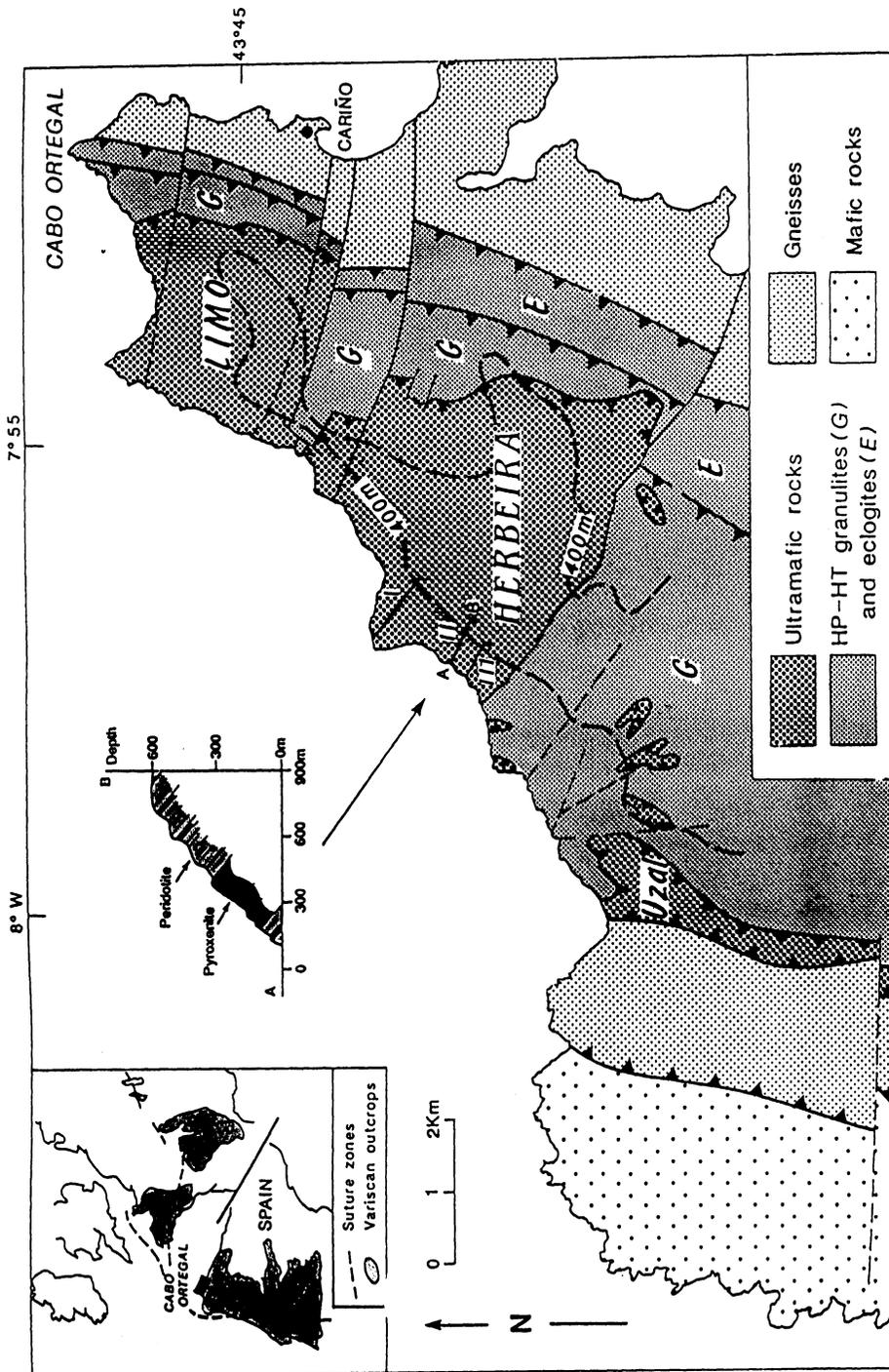


Fig. 1. Carte géologique simplifiée montrant la structure du complexe catazonal du Cabo Ortegal et la localisation de la lame de pyroxénite dans le massif d'Herbeira (d'après VOGEL, 1967, modifiée).

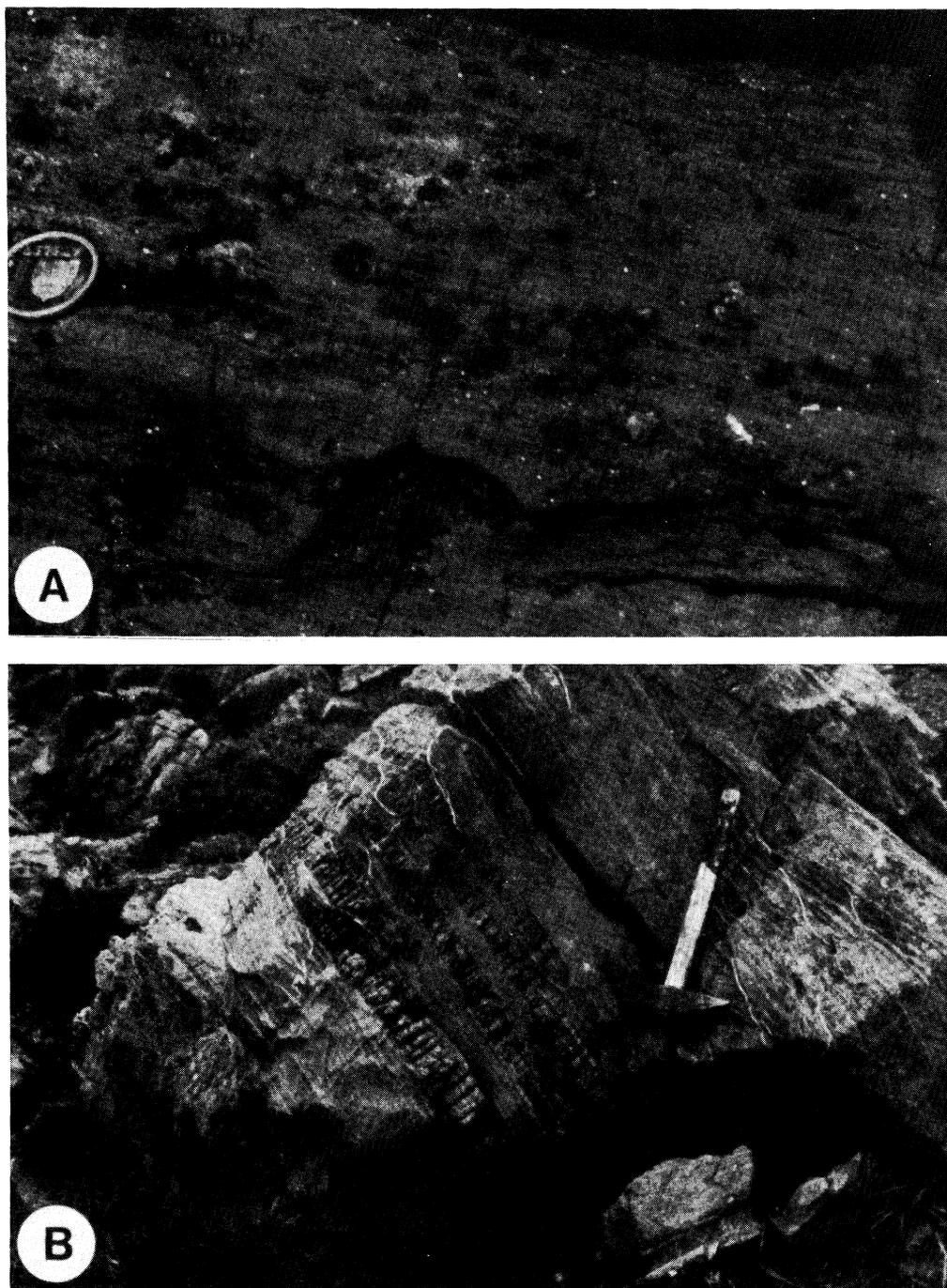


Fig. 2. A: Harzburgite typique très foliée, à gros orthopyroxènes arrondis et à microrubanements pyroxénitiques ou amphibolitiques d'épaisseur millimétrique, parallèles à la foliation (Herbeira); B: Rubanements de pyroxénites dans la harzburgite (Herbeira). Lame de pyroxénite d'Herbeira.

qui forment soit des poches métriques à décimétriques aux contours diffus avec la harzburgite encaissante, soit des rubanements interlités avec la harzburgite ou la pyroxénite. Elles contiennent de la chromite dissiminée, souvent idiomorphe et de grande taille (2-3 mm) qui localement constitue des enrichissements, voire un micro-litage de quelques centimètres d'épaisseur. Certains faciès contiennent aussi de l'orthopyroxène à contours très irréguliers témoignant d'une résorption partielle de cette phase. Les harzburgites et les dunites sont localement riches en amphiboles, jusqu'à 30 % de leur composition modale, et contiennent parfois de la chlorite, de la phlogopite et des minéraux opaques, en particulier de la magnétite.

La composition chimique des phases primaires de ces péridotites est celle de roches résiduelles considérant la composition moyenne du manteau supérieur non appauvri défini par JAGOUTZ *et al.* (1979) et HART et ZINGLER (1986). La composition de l'olivine varie de Fo_{88.8} pour les faciès les moins réfractaires à 91.7 pour les dunites (Fig. 3A). Les olivines provenant, à l'échelle de la lame mince, de faciès exempts de micro-rubanement de pyroxénites ont des teneurs en forstérites comprises entre 89.8 et 90.4 (valeur du manteau non appauvri 89.6). La teneur en fer de l'orthopyroxène primaire est parfaitement corollée à celle de l'olivine, les valeurs en enstatite variant de En_{88.6} à En_{92.8} (Fig. 3A). Le spinelle est dans son ensemble très alumineux avec un rapport Cr/(Cr + Al) très variable, compris entre 0.1 et 0.8 (Fig. 3B). Le spinelle et l'enstatite montrent de bonnes corrélations en ce qui concerne leur teneur en chrome (Fig. 3C), avec un coefficient de partage voisin de 2 pour ce qui est des harzburgites pauvres en amphiboles et pour les dunites, de 4 pour les harzburgites riches en amphibole. Le clinopyroxène est rare et semble provenir de la désintégration de micro-rubanement clinopyroxénitiques: c'est un diopside de composition constante

En₄₇Wo₄₈Fo₅, très pauvre en éléments magmatiques comme le titane (Ti < 0.006 atomes par formule structurale) et le sodium (Na < 0.02). Une bonne corrélation existe entre les teneurs en chrome de l'enstatite et du diopside (Fig. 3D).

Les amphiboles ont été considérées comme les produits de transformation du clinopyroxène primaire d'une lherzolite lors du métamorphisme rétrograde amphibolitique vers 390 Ma (van CALSTEREN, 1978). Nos observations montrent, en effet, que l'amphibole est une phase secondaire qui localement se forme aux dépens de lamelles d'exsolutions d'orthopyroxène mais qui le plus souvent constitue des agrégats ou micro-rubanement subparallèles à la foliation, ces agrégats pouvant représenter d'anciens micro-rubanement de pyroxénites dilacérés dans la harzburgite lors de sa déformation. Dans le faciès de péridotite très déformés, à structure porphyroclastique à grain fin et mylonitique, les amphiboles calciques apparaissent syn à post-tectoniques, croissant soit en ombre de pression des orthopyroxènes, soit, le plus souvent, en moulant les porphyroclastes. La composition des amphiboles varie depuis des hornblendes pargasitiques jusqu'à des actinotes, ces dernières croissant à la périphérie des hornblendes. Dans les faciès les plus altérés, de la trémolite se développe localement aux dépens de l'orthopyroxène.

La chlorite est localement abondante, particulièrement dans les faciès mylonitiques proches des granulites. C'est une phase de petite taille (1-5 mm) qui se développe localement à partir de l'orthopyroxène et qui se dispose généralement dans le plan de foliation mylonitique de la péridotite ou dans les bandes de cisaillement associées à une schistosité secondaire.

La phlogopite est rare mais peut se trouver dans certains faciès de péridotite et pyroxénites proches de contacts tectoniques «tardifs» entre les péridotites et les granulites ou les gneiss de Chimparra. Cette phlogopite est une phase secondaire, probable-

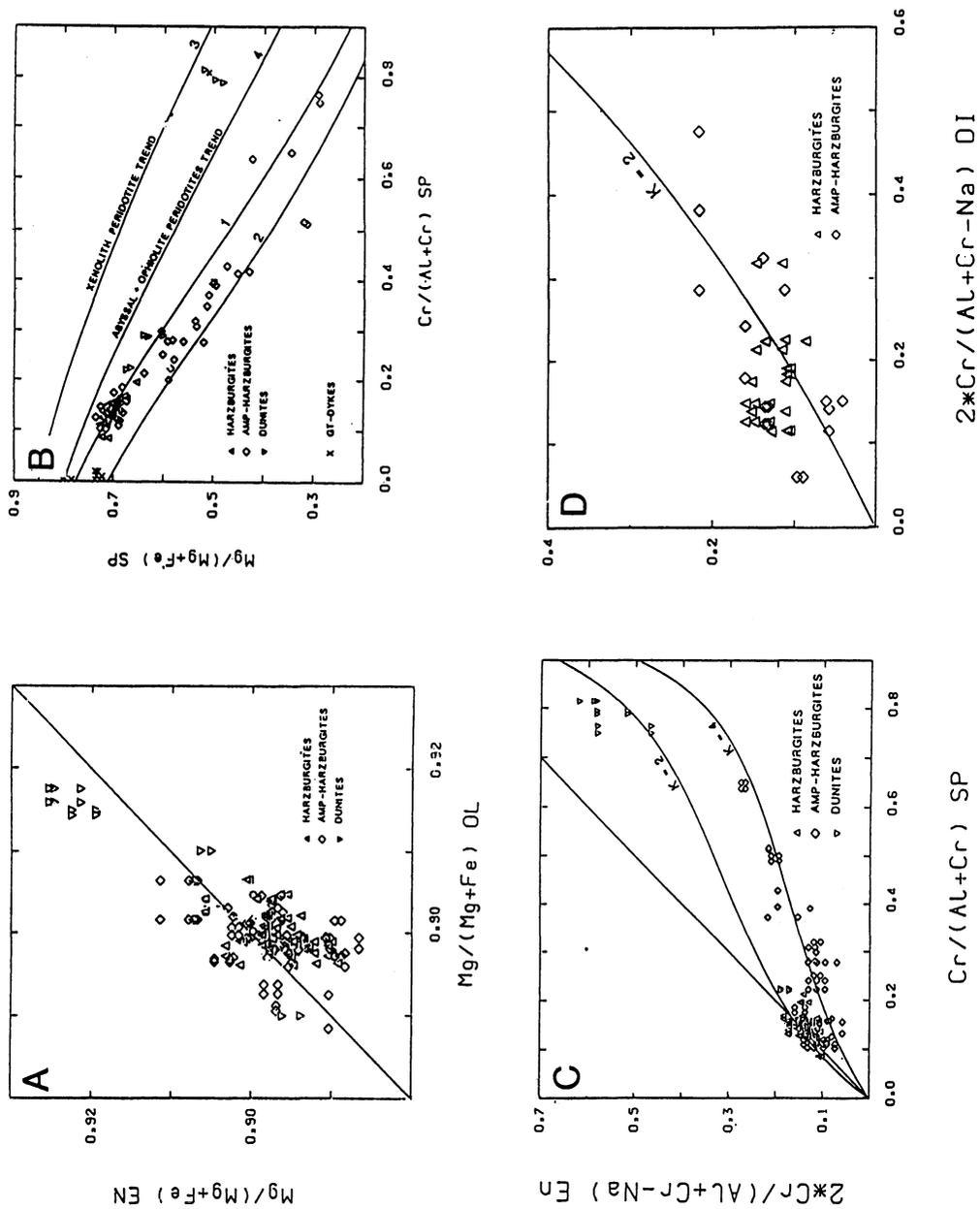


Fig. 3. Diagrammes de corrélations entre les éléments lithophiles Mg et Cr pour les différentes phases primaires des péridotites.

ment métasomatique, qui dans les contacts tectoniques, forme localement des amas massifs. La croissance de phlogopite est souvent associée à celle des minéraux opaques secondaires comme l'ilmenite dans des fractures. Aux phlogopites sont associés des zircons magmatiques dont l'âge de formation aurait été à 390 Ma (âge des zircons provenant d'une pyroxénite à grenat et phlogopite, PEUCAT *et al.*, 1990).

Les rubanements de pyroxénites

Des rubanements de pyroxénites de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur sont présents dans les harzburgites des trois massifs étudiés, constituant en général moins de 10 % en volume des roches ultramafiques (Fig. 2B). Ces pyroxénites forment généralement des rubanements non zonés, à contacts francs avec la péridotite encaissante. Cependant, dans le massif d'Herbeira, ces pyroxénites forment des récurrences de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et se concentrent dans une lame d'environ 300 m d'épaisseur continue sur 3 km de longueur (Fig. 1). Dans cette lame, les pyroxénites, qui constituent de 80 à 90 % des roches, alternent, dans la partie centrale de la lame, avec des dunites et, dans ses parties basale et sommitale, avec des harzburgites et des dunites (Fig. 4). Certains rubanements atteignent plus de 3 m d'épaisseur. Ils constituent des ensembles plus ou moins homogènes dans lesquels alternent des pyroxénites massives et litées (Fig. 5A). Aux extrémités de la lame, les rubanements semblent moins épais (Fig. 5C et D). L'extention latérale des rubanements est grande, certains d'entre eux ayant été suivis sur plus de 100 m.

Les pyroxénites comprennent des clinopyroxénites et des webstérites massives en égale quantité, plus quelques orthopyroxénites. Ces pyroxénites alternent avec des facies riches en olivine (30-70 %) pouvant représenter des facies de dunite imprégnée

para les magmas pyroxénitiques. Ces pyroxénites contiennent en quantité variable de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de l'oli-

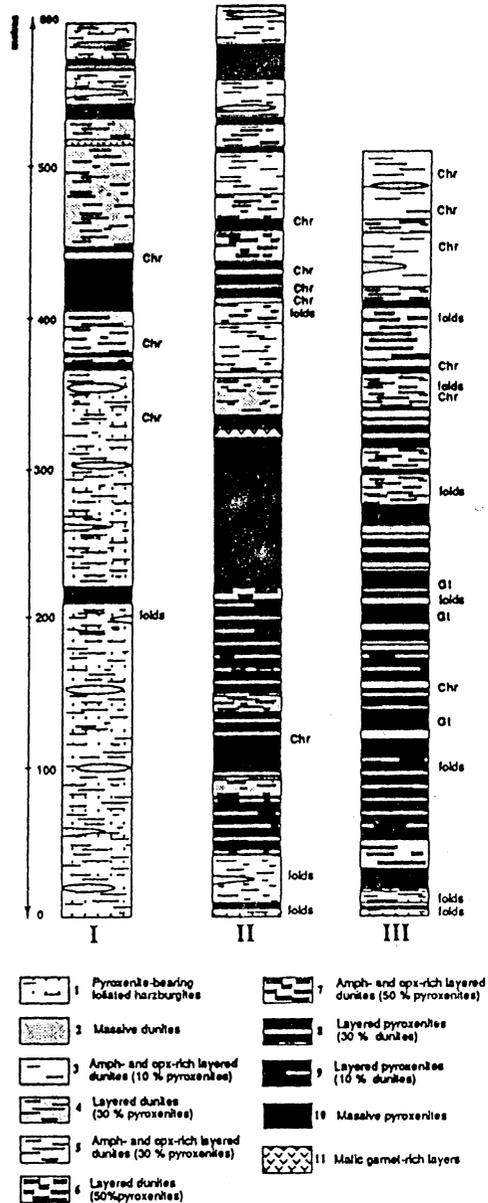


Fig. 4. «Logs» synthétiques à travers la lame de pyroxénite du massif d'Herbeira. Chr: enrichissements en chromite; Gt: niveau riche en grenat. La localisation des logs est sur la Figure 1.

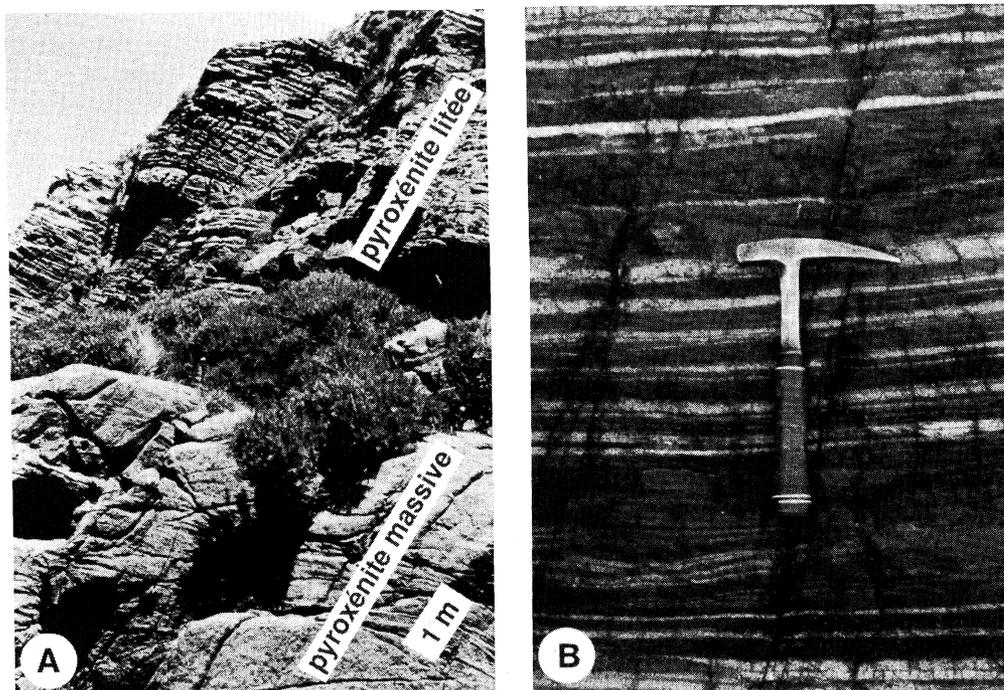


Fig. 5. *Lame de pyroxénite d'Herbeira. A: Alternances pyroxénite massive - pyroxénite litée (partie centrale de la lame). B: Alternance pyroxénites (niveaux clairs) - péridotites (niveaux noirs) (partie basale de la lame).*

vine et, comme minéraux accésoraires, du spinelle et du grenat, ce dernier se situant en position interstitielle et se développant autour du spinelle. Ce sont en général des roches extrêmement fraîches qui peuvent cependant être parfois riches en amphibole (hornblende) et contenir de la serpentine et de la magnétite, de l'ilmenite, localement des sulfures de fer et nickel, de la chlorite et de la phlogopite. Cette dernière phase est présente dans des faciès proches de contacts tectoniques «tardifs» comme cela a été décrit pour les péridotites. Les pyroxénites sont pour la plupart d'entre elles des roches isotropes, à gros grain (3-5 mm), présentant localement des faciès pegmatoïdiques (cristaux supérieurs à 5 cm), particulièrement les faciès riches en orthopyroxène. Si le clinopyroxène ne montre généralement pas de traces de déformation à l'exception d'ex-

tinctions onduleuses et plus rarement de macles mécaniques, l'orthopyroxène quant à lui est souvent déformé, présentant un certain allongement, des bandes de pliage et, localement, des traces de recristallisation dynamique à leur périphérie. Les amphiboles forment des cristaux subidiomorphes sans trace de déformation. La phlogopite est interstitielle et associée à de l'ilmenite. La chlorite se développe le plus souvent dans des zones de cisaillement tardives recoupant les pyroxénites.

Vers le sommet de la lame de pyroxénite, il existe un niveau riche en grenat d'environ 1.5 m d'épaisseur qui a été reconnu sur plusieurs coupes (Fig. 4-I, Fig. 5D). Ce niveau montre des lits de 5-20 cm d'épaisseur riches en grenat (jusqu'à 70 % en composition modale) et zoïsite qui alternent avec des lits riches en zoïsite, amphibole



Fig. 5. C: Rubanements webstérites (clair) - dunités (noir), voir les contacts francs entre les rubans.

(hornblende) ou amphibole et spinelle. Dans ces roches, le grenat contient des inclusions de spinelle et de corindon.

Les olivines des pyroxénites isolées au sein des harzburgites et des pyroxénites

constituant la lame de pyroxénites sont dans leur ensemble beaucoup plus riches en fer que celle présente dans les péridotites encaissantes. Leurs teneurs en forstérite varie de 0.84 à 0.89 (Fig. 6A), les olivines des pyroxénites massives, pauvres en olivine, ayant des teneurs en forstérite voisine de 0.85; les olivines des niveaux dunitiques interlités avec les pyroxénites ont des teneurs en forstérite variant de 0.87 à 0.905, donc pour la plupart d'entre elles, bien en dessous les valeurs du manteau non appauvri ($X_{Mg} = 0.896$). L'orthopyroxène, pour l'ensemble des pyroxénites et plus riche en fer que celui des péridotites, sa composition variant de $En_{83.7}$ à $En_{90.7}$ (Fig. 6A). Le spinelle montre de grandes variations dans sa teneur en chrome, le rapport $Cr/(Cr + Al)$ variant de 0.1 à 0.7, avec un coefficient de partage entre enstatite et spinel voisin de 4, comme pour les harzburgites à amphiboles (Fig. 6B). Dans les pyroxénites massives pauvres en olivine le spinelle est très alumineux avec des rapports $Cr/(Cr + Al)$ voisins de 0.2. Enstatite et diopside semblent à équilibre en ce qui concerne leur teneur en chrome (Fig. 6C). Le clinopyroxène a une composition très proche de celui présent dans les péridotites (Fig. 3D).

Les phases primaires de pyroxénites ne montrent pas de zonation internes. Elles

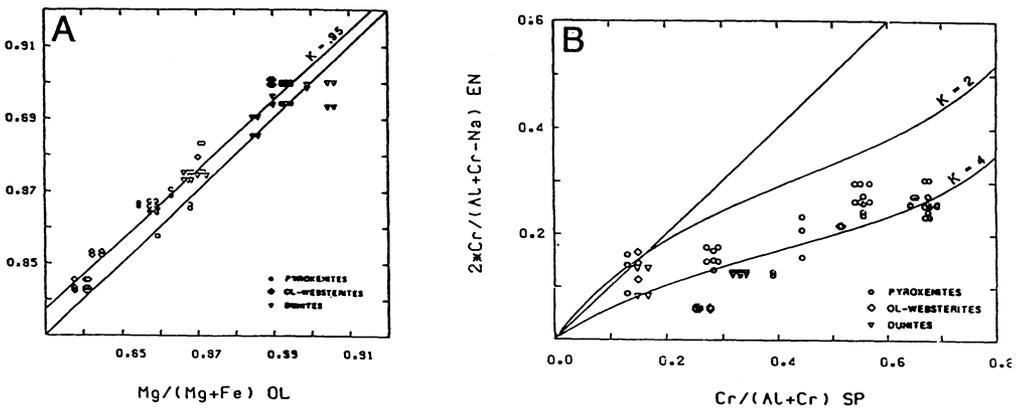


Fig. 6. A et B: Diagrammes de corrélations entre les éléments lithophiles Mg et Cr pour les différentes phases primaires des pyroxénites.

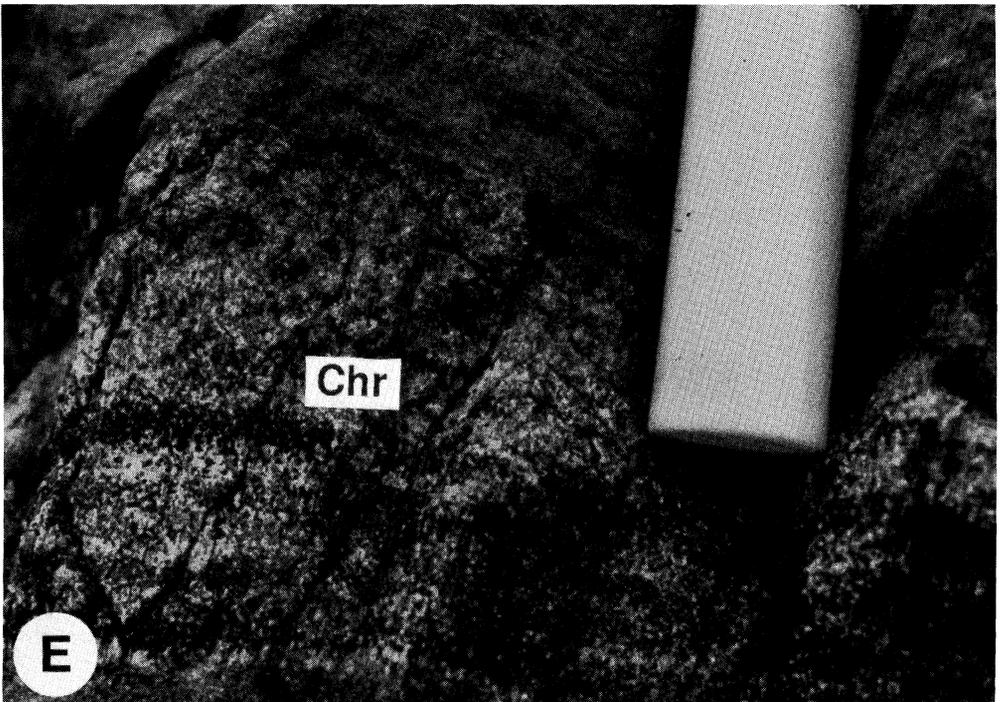
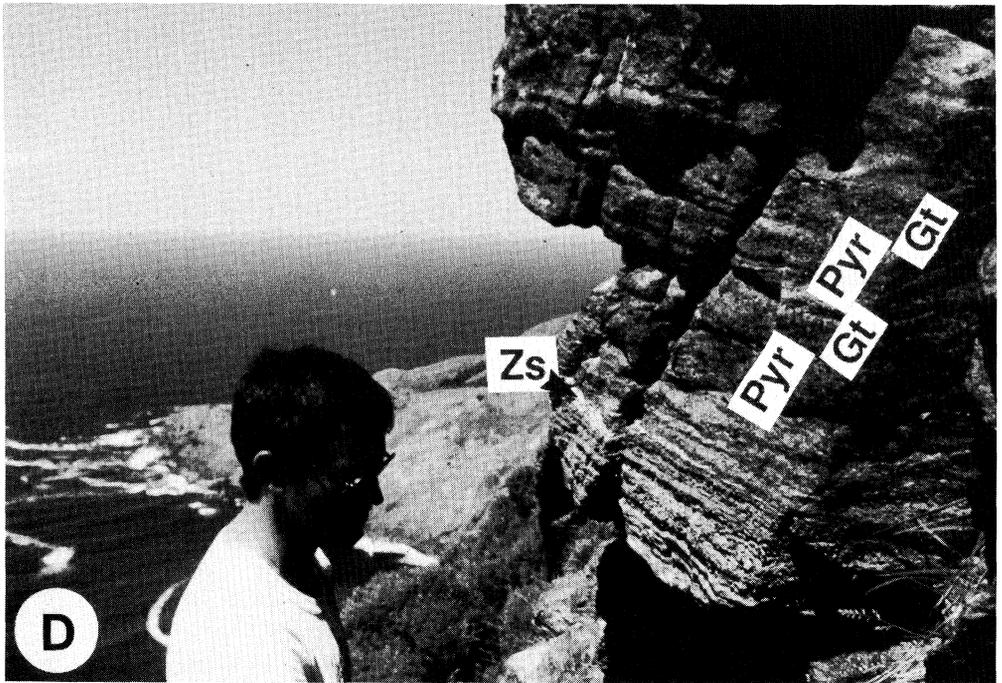


Fig. 5. D: Alternance niveaux riches en grenat (Gt) niveaux riches en pyroxènes (Pyr) et niveaux riches en zoisite (Zs) (niveau supérieur de la coupe I, Fig. 4); E: Enrichissement en chromite (noir) à la base d'un niveau webstéritique.

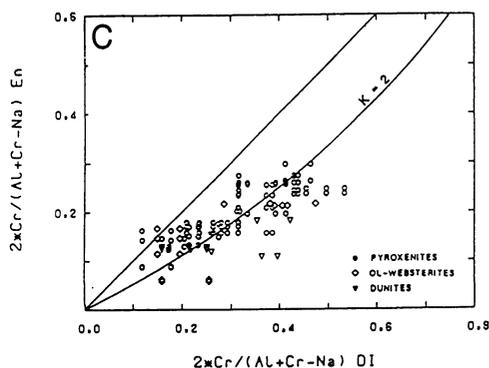


Fig. 6. C: Diagrammes de corrélations entre les éléments lithophiles Mg et Cr pour les différentes phases primaires des pyroxénites.

ont des compositions homogènes à l'échelle d'un rubanement, à l'exception de l'olivine et de l'orthopyroxène qui peuvent montrer un léger enrichissement en magnésium du coeur vers la périphérie des rubanements, au contact des rubanements dunitiques ou harzburgitiques encaissants. Cependant, la composition des phases semble varier de façon très significative d'un rubanement à un autre au sein de la lame de pyroxénite, comme par exemples les teneurs en Mg de l'olivine et celles du Cr du spinelle et du diopside (Fig. 7). Ces variations semblent toutefois tout à fait aléatoires à l'échelle de la lame de pyroxénite.

Les filons

Dans les trois massifs étudiés des pyroxénites intrusives recoupent les péridotites et les pyroxénites massives. Ces filons de pyroxénites sont en général inférieurs à 10 cm d'épaisseur. Ils sont à gros grain (3-5 mm) et zonés ayant un coeur clinopyroxénitique et des bordures riches en orthopyroxène. Certains de ces filons présents dans les harzburgites montrent des bordures dunitiques. Il existe aussi une autre génération de filons qui présentent des bordures riches en clinopyroxène et un coeur riche en grenat qui

les plus souvent se développe autour de spinelle. Ces filons sont généralement riches en minéraux secondaires comme l'amphibole et la chlorite.

DEFORMATION

Texture des péridotites, régime de la déformation

Les peridotites des trois massifs étudiés sont des roches bien foliées et linées dans lesquelles peut être mesurées aisément une foliation S1 et une linéation minérale L1 (Fig. 2A).

Cette foliation et les plus souvent parallèle aux rubanements pyroxénitique communs dans ces péridotites (Fig. 3B). A cette foliation correspond au microscope une texture porphyroclastique (selon les classifications de MERCIER et NICOLAS, 1975; HARTE, 1977; NICOLAS *et al.*, 1980; MERCIER, 1985). Dans ces roches l'olivine forme des porphyroclastes de 1 à 3 mm et des néoblastes de taille inférieure à 0.5 mm. Le spinelle, en général de petite taille (< mm), souligne la foliation. L'orthopyroxène forme soit des cristaux sub-sphériques, soit des agrégats pouvant provenir de la désintégration de filons ou rubanements riches en orthopyroxène. Ces péridotites contiennent les plus souvent de micro-rubans pyroxénitiques ou amphibolitiques de quelques millimètres d'épaisseur qui semblent provenir du boudinage de rubans pyroxénitique plus épais. De telles textures ont été acquises lors d'une déformation cisailante à haute température comme en témoignent les fortes fabriques de l'olivine (Fig. 8A, B) et sous de fortes contraintes déviatoriques (300-600 bars; piézomètres de MERCIER *et al.*, 1977 et ROSS *et al.*, 1980). Cette déformation rotationnelle se serait effectué dans un mouvement impliquant un cisaillement du Sud vers le Nord de l'ensemble du massif.

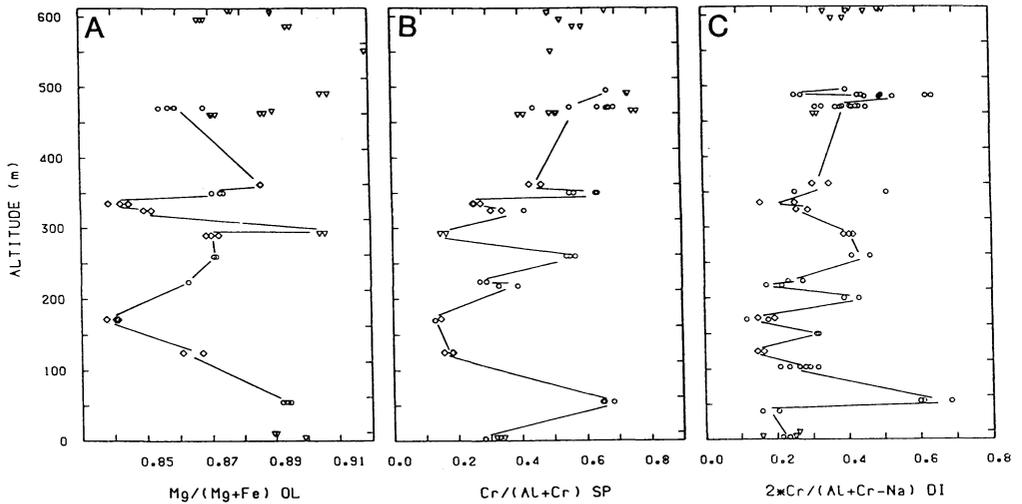


Fig. 7. Diagrammes illustrant les variations de composition des phases primaires des pyroxénites de la base vers le sommet de la lame de pyroxénite (les échantillons analysés proviennent de la partie centrale des rubanements (coupe III, Fig. 4).

Les péridotites situées au contact des roches granulites encaissantes sont mylonitisées et se caractérisent par une foliation mylonitique S'1 et une linéation mylonitique L'1 marquée par l'étirement des orthopyroxènes. Dans ce type de faciès, l'orthopyroxène montre un fort allongement ($>10 \cdot 1$) et baigne dans une matrice d'olivine totalement recristallisée en une fine mosaïque (<0.5 mm) témoignant d'une forte contrainte déviatorique ($<kbar$) pour la déformation. L'analyse pétrofabrique de l'olivine (Fig. 8C) montre que celle-ci s'est produite dans un régime cisailant selon le système de glissement (001) [100] qui serait actif à de plus basse température (<1000 °C; CARTER et AVE LALLEMANT, 1970) dans des conditions où s_1 est voisin de s_2 , ces deux paramètres étant largement inférieurs à s_3 . Cette déformation mylonitique se serait produit dans un mouvement impliquant un charriage du Sud vers le Nord du massif.

La déformation pénétrative des péridotites est d'autre part soulignée par des plis synfoliaux de type A (NICOLAS et POI-

RIER, 1976) bien visibles quand ils reprennent les rubanements pyroxénitiques. Ces plis, en général très serrés asymétriques, admettent la foliation comme plan axial et ont des axes N020-N030 parallèles à la linéation des roches encaissantes. Toutes ces structures sont, à l'échelle du massif, affectées par un plissement «tardif», sans schistosité responsables d'ondulations de large amplitude à axes N020-N030, parallèles à ceux décrits par ENGELS (1972) à l'échelle du complexe.

Structure de la lame de pyroxénite

Les cartes structurales du massif d'Herbeira montrent que les foliations S1 (haute température et relativement faibles contraintes, Fig. 9) sont globalement sub-horizontales avec un pendage moyen d'une vingtaine de degrés vers le SE et que les linéations L1 (Fig. 10) ont une orientation moyenne N010, 05S. Ceci est aussi vrai pour le massif de Limo. Si les rubanements présents dans les harzburgites sont stricte-

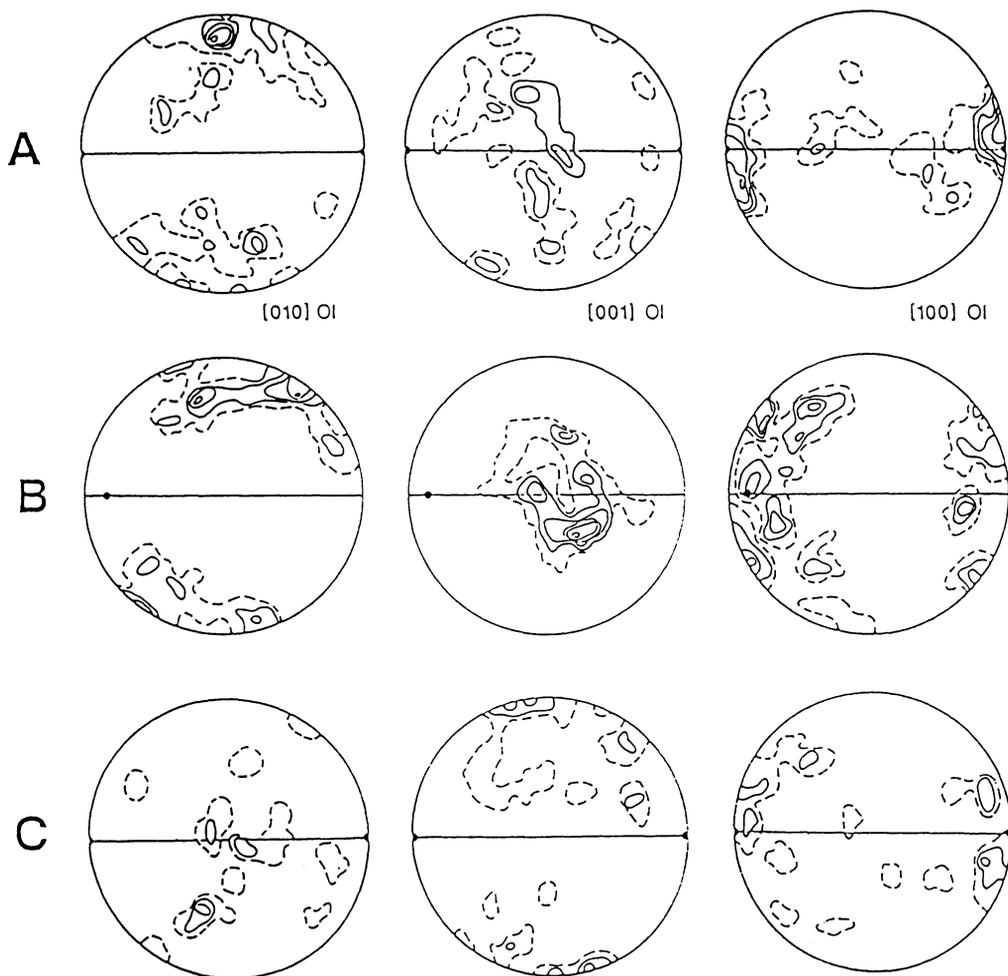


Fig. 8. Diagrammes de pétrofabrication de l'olivine pour les péridotites du massif d'Herbeira, A: structures porphyroclastique à gros grain, B: structure porphyroclastique à grain fin; C: structure mylonitique (contact nord du massif avec les granulites sous-jacentes).

ment parallèles à la foliation des roches encaissante, les rubanements dans la lame de pyroxénite du massif d'Herbeira sont légèrement obliques sur cette foliation (d'une dizaine de degrés), excepté dans les parties périphériques de la lame où les pyroxénites et les péridotites associées présentent un rubanement fin et serré (Fig. 4, 5B). Les quelques linéations mesurées dans la lame de pyroxénites, en particulier dans ces niveaux finement lités, sont subparallèles (N015,

02S) à celles mesurées dans les péridotites encaissantes (N007,05S).

A l'échelle de l'affleurement ces faciès finement lités montrent des traces de déformation très intense bien marquée dans les niveaux pyroxénitiques par des plis isoclinaux très asymétriques, des zones de cisaillement mylonitiques pluri-décimétriques, des bandes de cisaillement de type C' et des failles normales liées au boudinage des niveaux pyroxénitiques plus résistants (Fig.

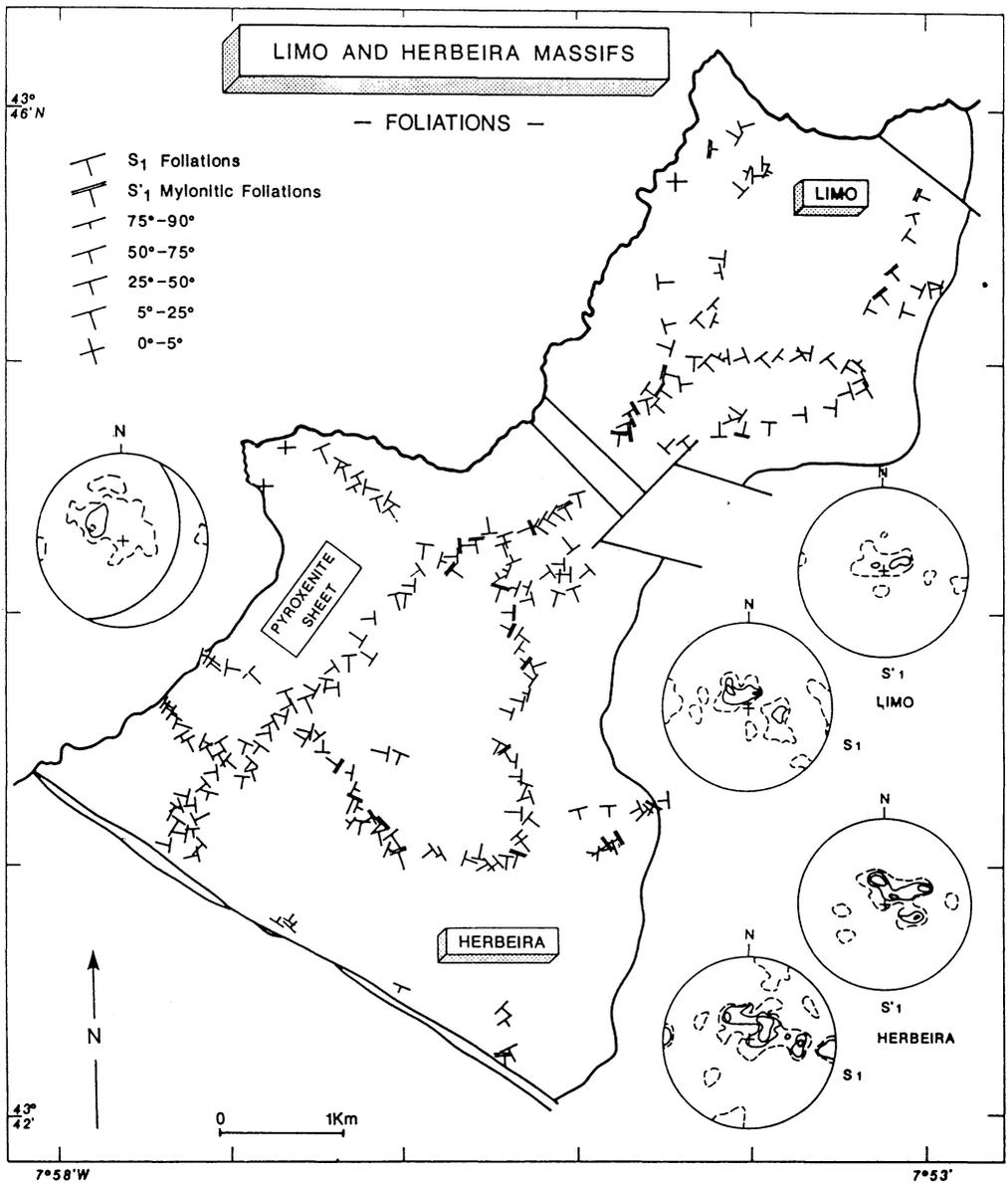


Fig. 9. Foliations dans les massifs d'Herbeira et de Limo.

11A,D). Dans ces roches ainsi que dans les péridotites encaissantes, l'orthopyroxène montre des traces de déformation intense; le clinopyroxène a recristallisé. L'étude pétrofabrique de olivine dans les niveaux péridotitiques interstratifiés avec les niveaux de

pyroxénite montre que la déformation de ces roches s'est effectué à des températures relativement élevées comme le témoignent les systèmes de glissement (010 [100] et (001) [100] activés (Fig. 12A, B), c'est-à-dire dans des conditions proches de celles

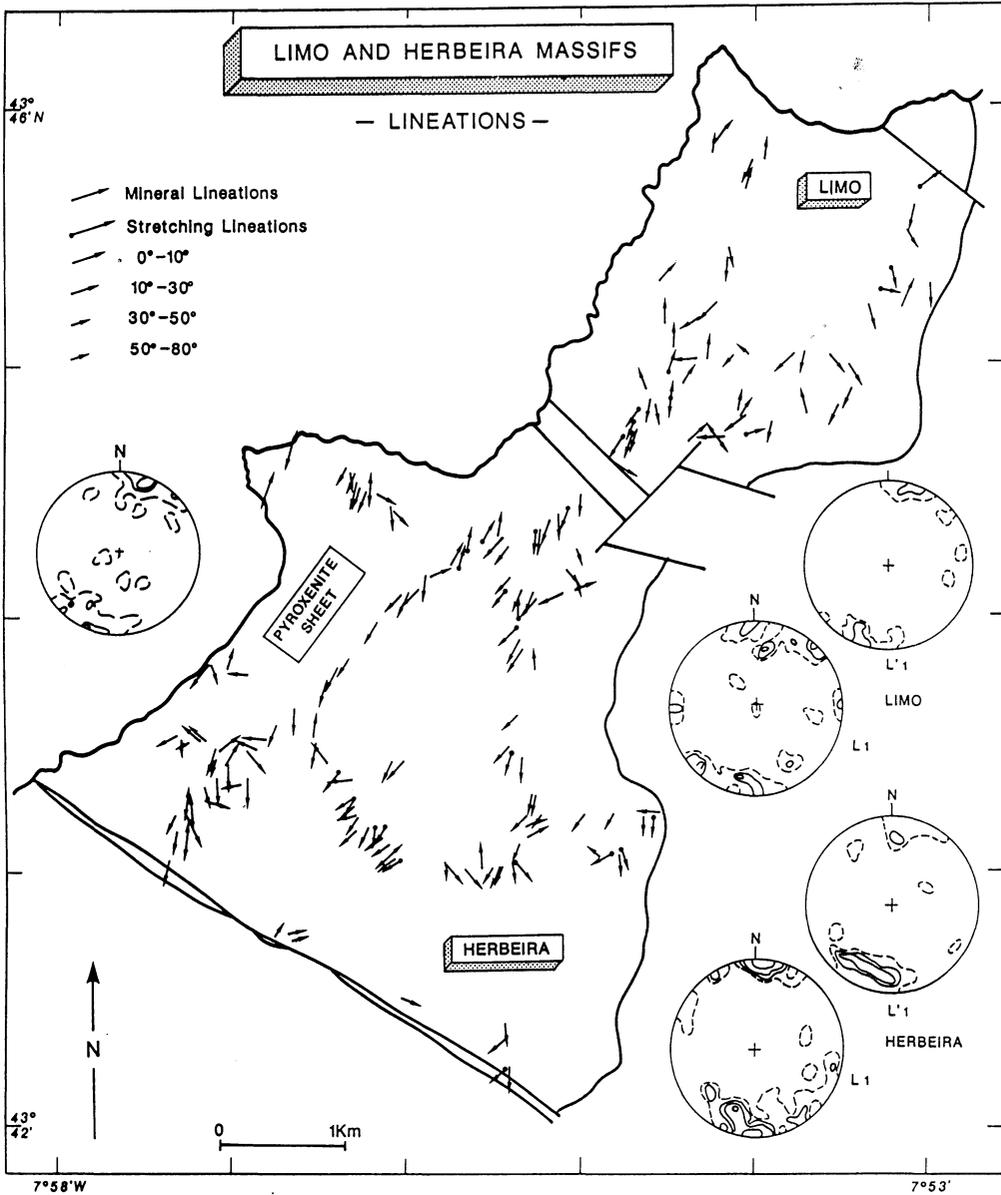
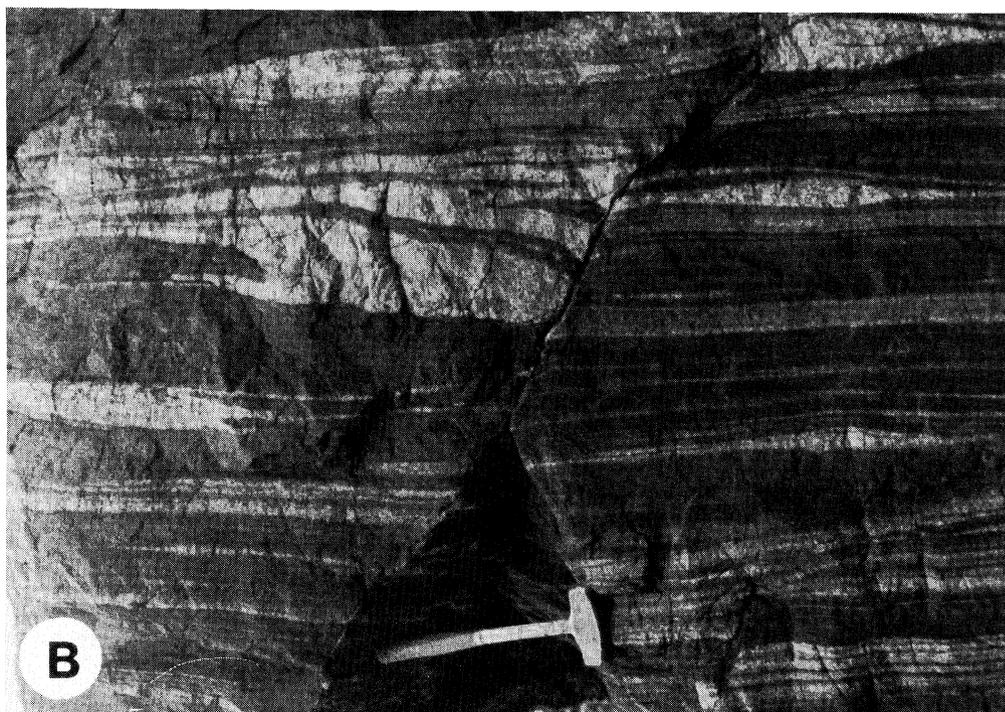
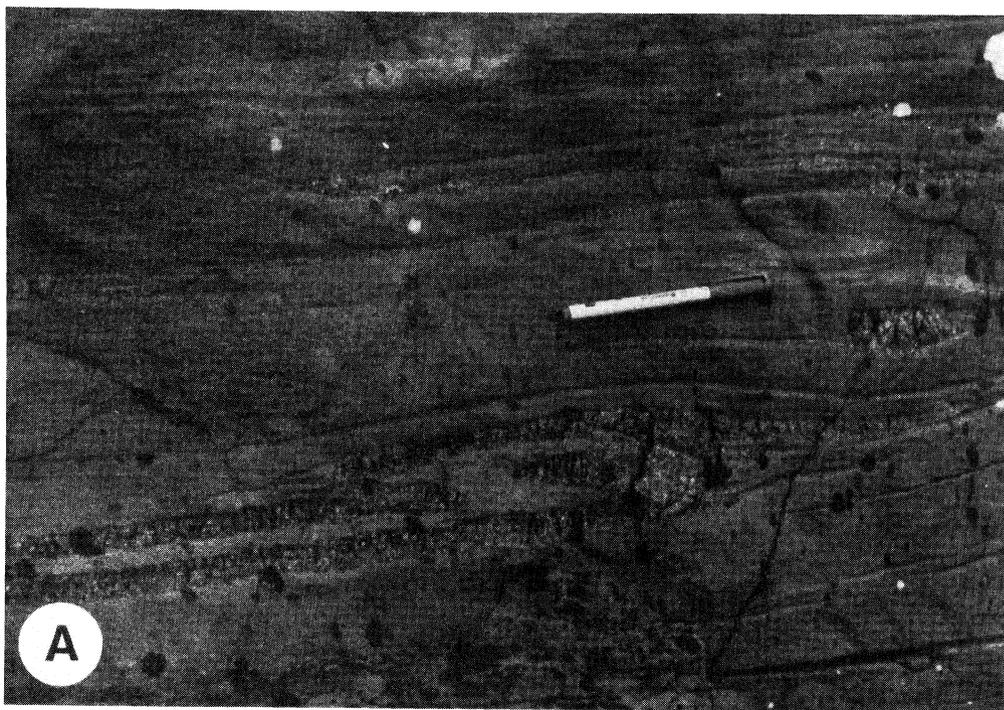


Fig. 10. Linéations dans les massifs d'Herbeira et de Limo.

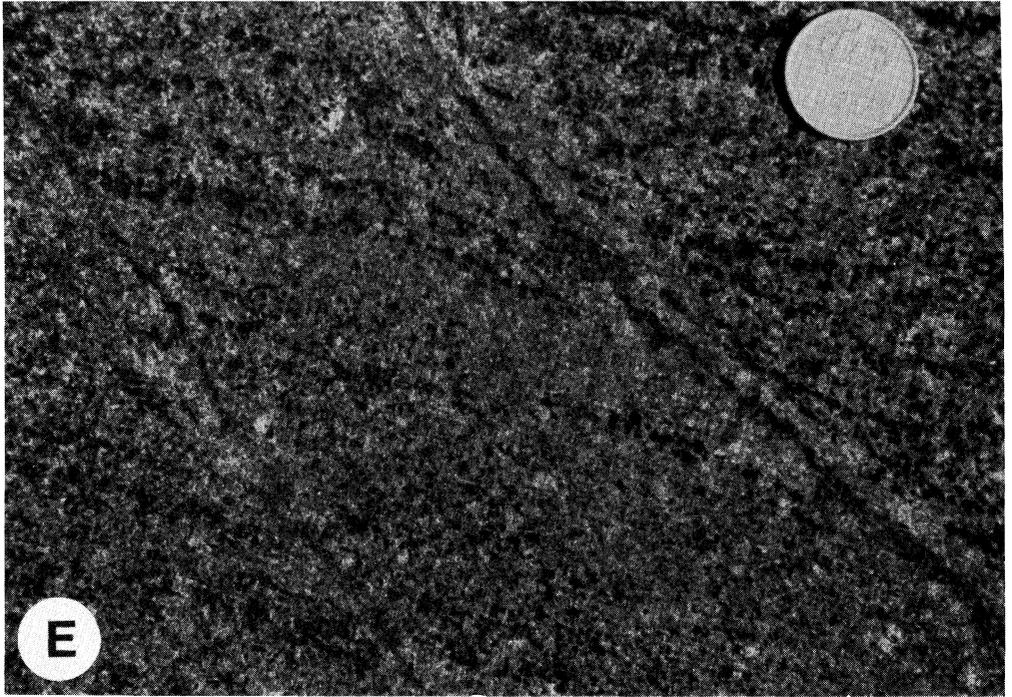
déterminées pour l'ensemble des péridotites à texture porphyroclastique.

Les coupes effectuées à travers la lame de pyroxénite (Fig. 1,4) montrent que cette lame, qui est limitée dans sa partie sud par une grande faille tardive, se biseaute forte-

ment dans sa partie nord, son épaisseur passant de plus de 320 m à moins de 30 m environ 3 km plus au nord. Nous considérons que cette structure en amande résulte du boudinage à grande échelle d'un niveau de pyroxénite très épais impliqué dans une dé-







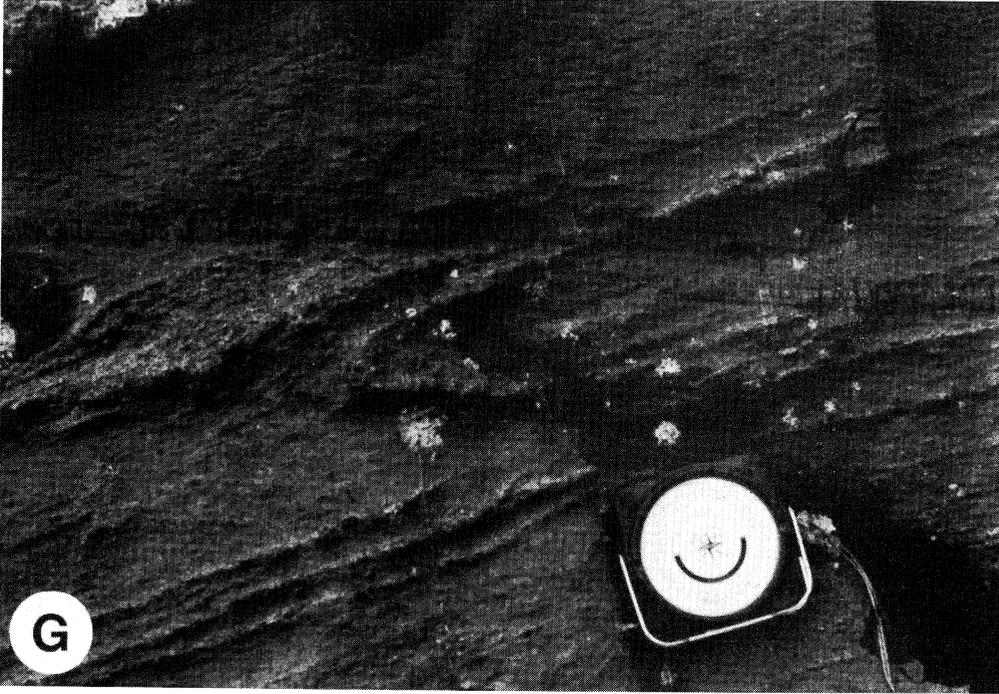


Fig. 11. Structures de déformation dans les péridotites et les pyroxénites du massif d'Herbeira au contact de la lame de pyroxénite. A: Plissement isoclinal reprenant des plis isoclinaux affectant des rubanements de pyroxénites; B: Plis isoclinaux très asymétriques dans les pyroxénites; C: Structures d'extension liées au boudinage des niveaux pyroxénitiques.

Fig. 11. Structures de déformation dans les péridotites et les pyroxénites du massif d'Herbeira au contact de la lame de pyroxénite. D: Zone de cisaillement métrique reprenant un litage magmatique dans les pyroxénites; E: Filonnets à grenat injectés dans des fissures associées aux failles normales formées lors du boudinage des rubanements pyroxénitiques (voir aussi la Fig. 11 C).

Fig. 11. Structures de déformation dans les péridotites et les pyroxénites du massif d'Herbeira au contact de la lame de pyroxénite. F: Filon de pyroxénites injectés dans des fissures de Riedel recoupant les péridotites mylonitisées au contact des granulites sous-jacentes.

formation cisailante Nord vers le Sud (Fig. 13). Ceci en accord avec la géométrie des déformations intenses observées à la périphérie de la lame de pyroxénite.

Cette déformation cisailante est cellé par l'injection de filons de pyroxénites zonés (Fig. 11F) et des filonnets riches en grenat (Fig. 11C, E). De telles roches se mettent en effet clairement en place sous la forme de filons décimétriques sécants sur la fo-

liation des péridotites ou, plus rarement, dans des fractures de tension liées au boudinage des niveaux de pyroxénite dans la partie basale de la lame (Fig. 11C, E). Cette dernière observation suggère que ces roches à grenat se sont mises en place en fin de déformation ductile des pyroxénites, en bon accord avec le fait que la cristallisation du grenat autour du spinelle apparaît en lame mince comme syntectonique.

Si les filons à grenat sont dans leur ensemble non déformés, ceux présents dans les péridotites mylonitisées, et en particulier celles présentes au contact des granulites, sont intensément cisailés comme les péridotites encaissantes, étant boudinés ou plissés isoclinalement. Cette déformation mylonitique est elle même scellée par la mise en place de filonets de pyroxénites dans des fissures de Riedel en échelon (Fig. 11G).

EVOLUTION METAMORPHIQUE DES PERIDOTITES ET DES PYROXENITES

On vient de voir que les péridotites et les pyroxénites étaient dans leur ensemble des roches extrêmement déformées ayant subi une recristallisation à haute température. Les partages entre les différents éléments (olivine, spinelle, enstatite et diopside) témoignent globalement d'un état d'équilibre entre les couples olivine-spinelle et enstatite-diopside (Fig. 3,6).

Les températures estimées à partir de la réaction de transfert Ca/Mg entre orthopyroxène et clinopyroxène (thermomètre de BERTRAND et MERCIER, 1985) dans les harzburgites et les pyroxénites sont de l'ordre de 800 °C pour la recristallisation de ces roches. Des températures plus faibles sont estimées pour les péridotites et les pyroxénites à partir de l'échange Fe/Mg entre olivine et spinelle, la cinétique de cette réaction étant beaucoup plus rapide. Ces températures sont de l'ordre de 700 °C en utilisant la calibration de FROST et EVANS (1976) et de 600 °C avec celle de FABRIES (1984).

Les recristallisations des pyroxénites à olivine, orthopyroxène, clinopyroxène et spinelle se sont réalisées dans les conditions du faciès à grenat comme en témoignent les couronnes de grenat qui se développent autour du spinelle dans certaines de ces péridotites (Fig. 14A) et les pyroxénites (Fig. 14B). Cette recristallisation se serait effectuée à des températures voisines de 770 °C (thermomètres Mg/Fe (gt-cpx) POWELL,

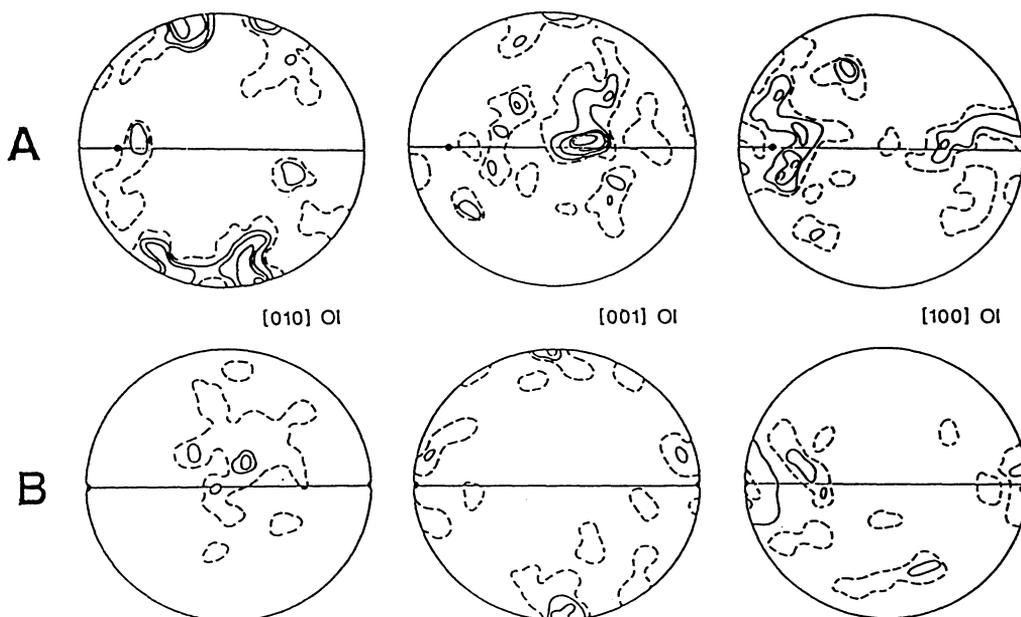


Fig. 12. Diagrammes de pétrofabric de l'olivine pour des péridotites interlitées avec les pyroxénites de la lame du massif d'Herbeira. A: structure à gros grain; B: structure porphyroclastique.

1984; Ca/Mg (opx-cpx) BERTRAND et MERCIER, 1985) et à des pressions supérieures à 15 kbar (baromètres gt-opx de NICKEL et GREEN, 1981; gt-sp de BENOIT, 1987).

ORIGINE DES PERIDOTITES ET PYROXENITES

Les péridotites

Les roches ultramafiques du massif du Cabo Ortegal ont un caractère bivalent. En effet, si du point de vue de leur composition modale les péridotites sont proches des péridotites résiduelles des complexes ophiolitiques, elles en diffèrent largement par l'abondance des pyroxénites qu'elles contiennent ce qui les rapprochent des pérido-

tites dites orogéniques. Cependant, du point de vue de la composition de leur phases primaires, les péridotites du Cabo Ortegal sont nettement distinctes de ces péridotites orogéniques. Ceci est par exemple bien illustré para la composition en titane des spinelles (Fig. 15A) qui est très faible par rapport à celle des péridotites orogéniques (Pyrénées, Ronda Beni Boussera, donnés de FABRIES et CONQUERE, 1984 et KORNPROBST et TABIT, 1989) et des péridotites mises en place en fin de rifting continental (Banc de Galice: donnés de KORNPROBST et TABIT, 1989 et EVANS et GIRARDEAU, 1989) et identique à celle des péridotites ophiolitiques (Bay-of Islands, Oman, Tibet). Ceci est aussi bien illustré para la teneur en Na et Cr des clinopyroxènes (Fig. 15B), ce qui plaide plutôt en faveur d'une origine océanique pour ces roches.

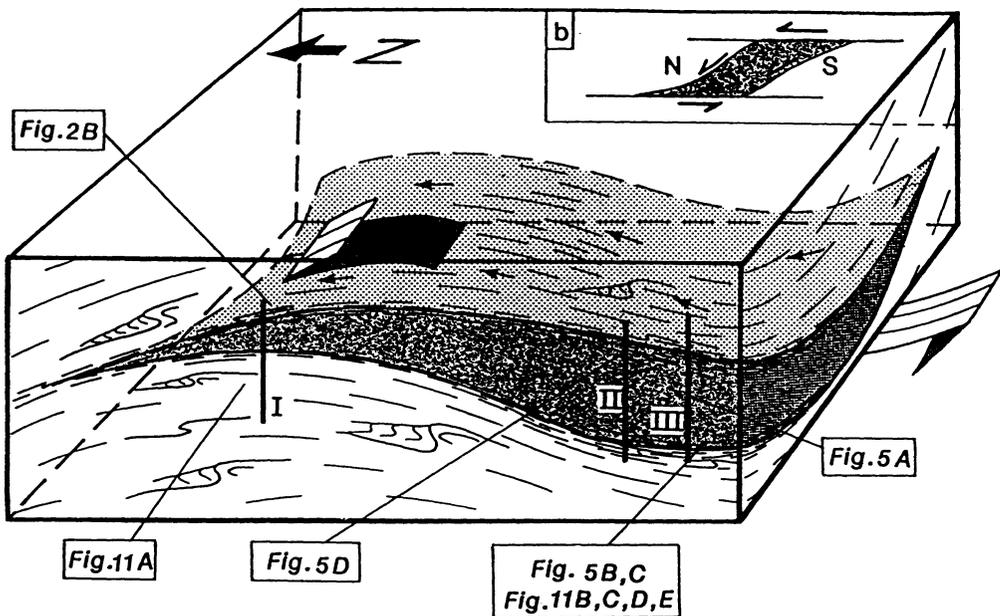


Fig. 13. Bloc diagramme illustrant la géométrie de la lame de pyroxénite du massif d'Herbeira. Cette figure montre la location des logs de la figure 4 et celle des photographies de la Figure 11. Les petites flèches indiquent la direction de la linéation d'étiement dans les péridotites.

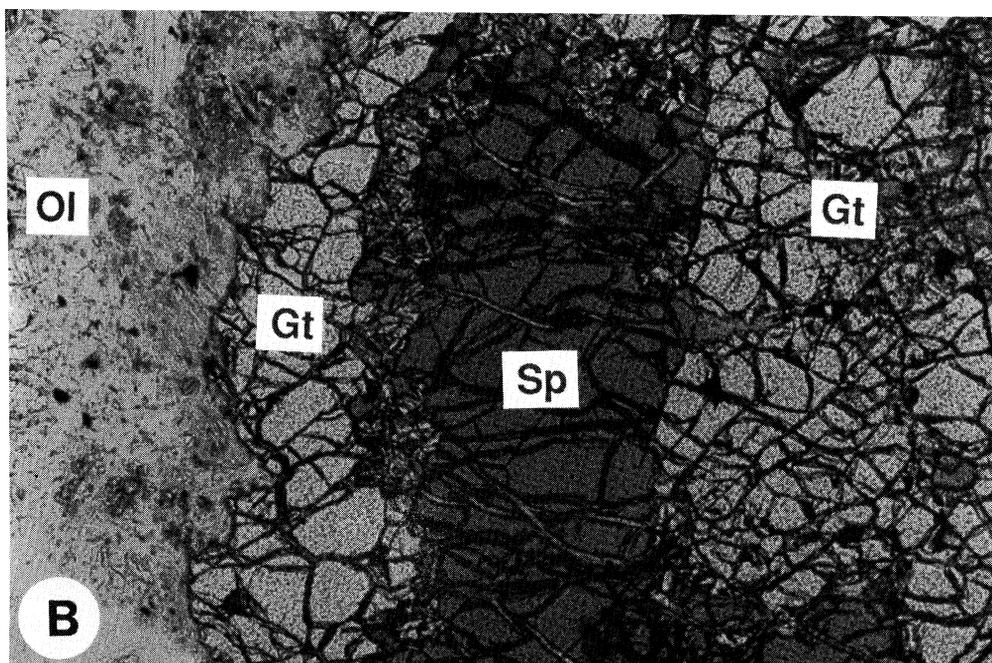
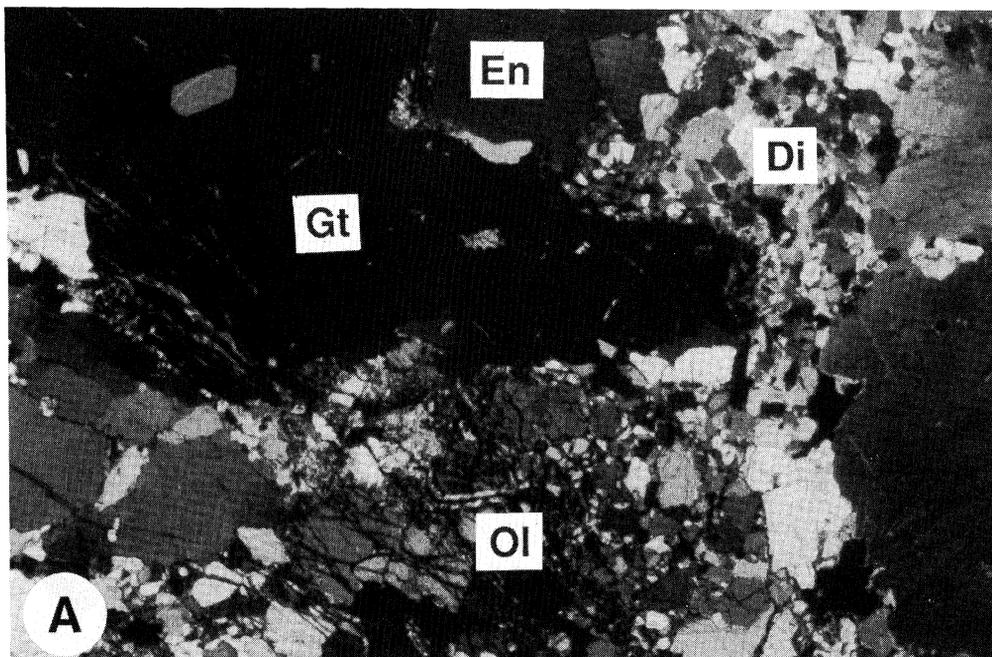


Fig. 14. A: Paragenèse à olivine (OL), orthopyroxène (En), clinopyroxène (Di) et grenat (GT) dans un filonet sécant sur les péridotites (massif d'Herbeira); B: Croissance du grenat (GT) autour du spinelle (SP).

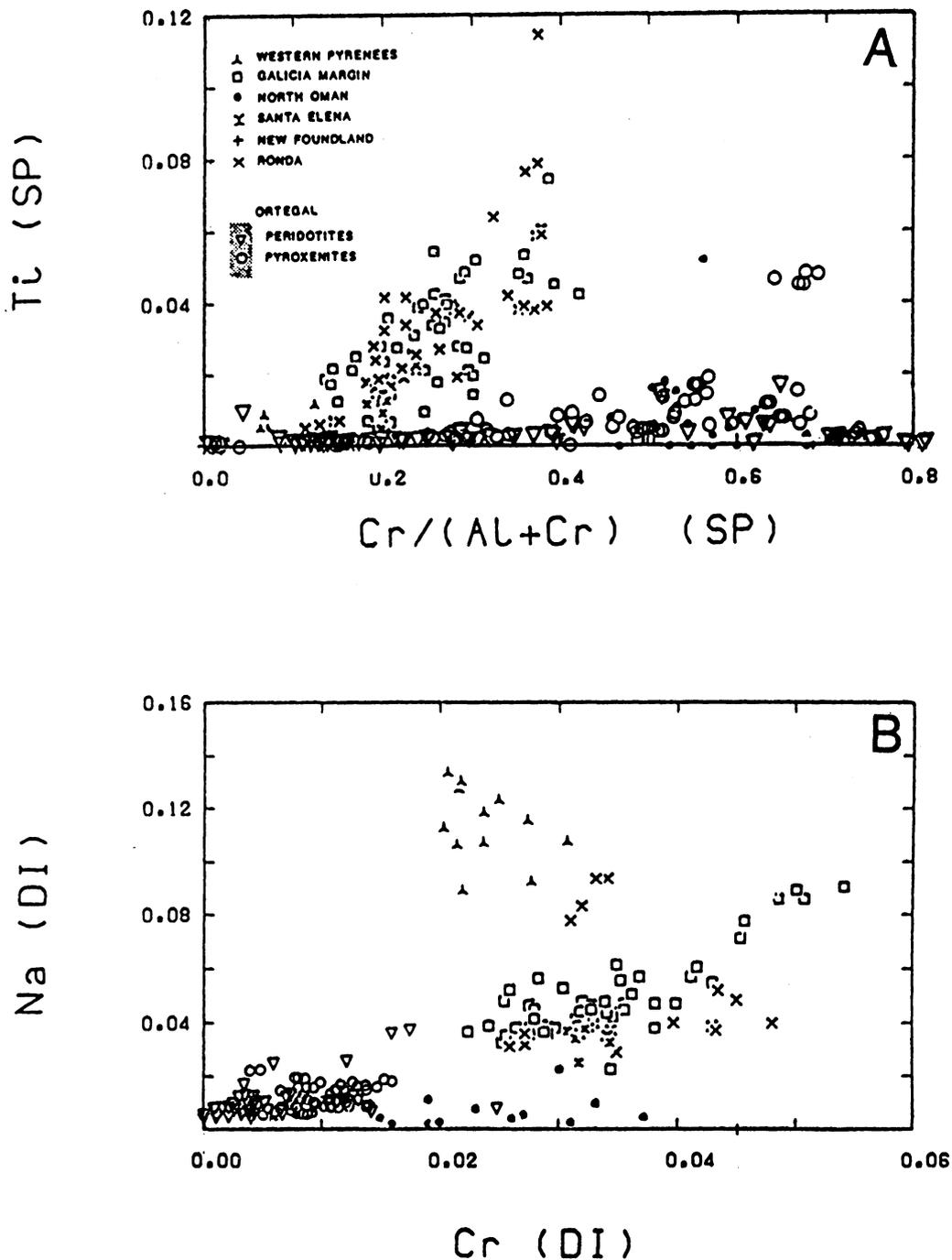


Fig. 15. Composition comparée des spinelles (A) et clinopyroxènes (B) (d'après KORNPROBST et TABIT, 1989, modifié).

Les pyroxénites

Dans les massifs ophiolitiques les pyroxénites sont rares et ne forment que de fins rubanements, en général discontinus et inférieurs à 10 cm d'épaisseur. Dans les massifs orogéniques (Lanzo, Lherz, Ronda, Beni Boussera) les pyroxénites constituent des concentrations plus importantes pouvant atteindre localement, comme dans le massif de Beni Boussera, quelques dizaines de mètres d'épaisseur (KORNPROBST, 1969). Ce sont des roches dont la formation nécessite une concentration des pyroxènes à la suite d'un processus de cristallisation ou de fusion. Leur origine est toujours débattue et de nombreuses hypothèses ont été formulées pour expliquer leur genèse. Ainsi, ces roches sont considérées comme: (1) des produits de fusion de la péridotite encaissante (DICKEY, 1969; VAN CALSTEREN, 1978), (2) des restes des cumulats qui auraient cristallisé dans de grandes chambres magmatiques (CONQUERE, 1977), (3) des ségrégats de magmas qui auraient plus ou moins fondu la péridotite encaissante lors de leur passage (KORNPROBST, 1969; IRVING, 1980; FREY, 1980, 1984; ZINDLER *et al.*, 1983; SUEN et FREY, 1987; BODINIER *et al.*, 1987, 1988), ou (4) comme des lambeaux de croûtes océaniques qui auraient été recyclés dans le manteau, puis laminés par la convection mantellique (POLVE et ALLEGRE, 1980; HAMMELIN et ALLEGRE, 1985; ALLEGRE et TURCOTTE, 1986).

Du point de vue de leur textures et de la composition de leur phases primaires, toutes les pyroxénites présentes dans les péridotites du Cabo Ortegal semblent tout à fait identiques, qu'elles forment des rubans isolés et peu épais au sein des péridotites, ou bien qu'elles proviennent de la grande lame de pyroxénite. Ceci conduit à penser que les rubans isolés au sein de péridotites résultent pour partie du cisaillement extrême de niveaux plus épais. A la suite de DICKEY (1969), les pyroxénites qui constituent les

fins rubanements présents dans les péridotites du Cabo Ortegal ont été considérées, sur la base de leur teneur en éléments en trace, comme les produits de fusion de la péridotite encaissante (VAN CALSTEREN, 1978). Une telle hypothèse semble cependant peu plausible compte tenu du très grand volume de pyroxénites présent dans les péridotites, volume impliquant nécessairement une importante migration de magma pour leur formation. Ceci conduit à proposer que les pyroxénites du Cabo Ortegal représentaient dans leur ensemble des ségrégats de magmas qui auraient cristallisé dans des filons ou sills intrusifs dans des péridotites résiduelles (GIRARDEAU *et al.*, 1989). Un processus de cristallisation fractionné au sein des filons serait responsable des enrichissements en orthopyroxène et chromite observés localement à la base de certains niveaux pyroxénitiques. La formation des dunités présentes dans la lame de pyroxénite pourrait, pour partie, résulter de la fusion de harzburgites consécutives à l'injection du magma pyroxénitique, et pour partie percolation des magmas qui aurait conduit à la résorption partielle ou totale de l'orthopyroxène. Les péridotites riches en pyroxènes qui alternent avec les pyroxénites pourraient représenter des péridotites résiduelles imprégnés par ce magma. Un tel processus aurait conduit à un enrichissement en fer significatif de ces roches. Toutefois, la recristallisation des phases primaires lors de la déformation plastique de ces roches semble avoir effacé toute trace zonation chimique liée à leur intrusion.

CONCLUSION

Quelque soit l'origine des pyroxénites, l'unité supérieure du Complexe Catazonal du Cabo Ortegal montre un bel exemple d'un manteau supérieur anormal composite comprenant d'importantes masses de pyroxénites dans des harzburgites résiduelles.

Ce manteau anormal a subi une évolu-

tion tectono-metamorphique complexe. Ces roches ont en effet été l'objet d'une déformation ductile cisailante intense à haute température (> 1000 °C), bien marquée par l'étirement et le plissement des rubanements de pyroxénite, déformation qui s'est terminée par le boudinage à grande échelle de la lame de pyroxénite, vraisemblablement dans des conditions de température décroissante comme en témoignent les systèmes de glissement de l'olivine activés. Cette déformation cisailante a été celloyée par la mise en place de filons de pyroxénites avec ou sans grenat. L'ensemble des péridotites et des pyroxénites ont subi un rééquilibrage de leurs phases à une température voisine de 800 °C, dans des conditions de pression croissante (passage pyroxénite à spinelle - pyroxénite à grenat), supérieure à 15 kbar. Cette évolution métamorphique est tout à fait similaire à celle subie par les roches associées à ces péridotites telles les granulites (T:ca.800 °C, P: > 13.5 kbar; GIL IBARGUCHI *et al.*, 1990) qui représenteraient le soubassement d'un arc volcanique formé à proximité d'un bloc continental (PEUCAT *et al.*, 1990; GIL IBARGUCHI *et al.*, 1990) et les éclogites (T:ca.790 °C, P: > 17 kbar; GIL IBARGUCHI *et al.*, 1990) qui dérivent de basaltes océaniques de type N-MORB (BERNARD-GRIFFITH *et al.*, 1985), la formation de ces granulites et de ces éclogites étant contemporaine, il y a 480-490 Ma (datations U-Pb; PEUCAT *et al.*, 1990). L'âge de la formation des pyroxénites n'est pas connu: il est antérieur à 390 Ma (PEUCAT *et al.*, 1990), âge qui peut être attribué à celui de la cristallisation des phlogopites dans les pyroxénites et qui date le métamorphisme rétrograde amphibolitique qu'a subi l'ensemble du massif (VAN CALSTEREN *et al.*, 1979; PEUCAT *et al.*, 1990). Il apparaît ainsi possible que le magmatisme à l'origine de la formation des pyroxénites soit contemporain et peu être cogénétique du magmatisme d'arc responsable de la formation des granulites, donc associé à un magmatisme

de zone de subduction. Une telle hypothèse demande cependant à être vérifiée. A l'opposé, les pyroxénites peuvent représenter une hétérogénéité préexistante dans un manteau ancien ayant subi une histoire complexe.

Les données pétrostructurales développées dans ce manuscrit suggèrent fortement que les roches ultramafiques du Cabo Ortegal ont été partiellement subductés comme les granulites, les éclogites et les gneiss associés et que les déformations cisailantes majeures progrades qui ont conduit au boudinage de la lame de pyroxénite au sein des péridotites sont contemporaines de cette subduction. Une telle histoire métamorphique est tout à fait similaire à celle du District de More dans les calédonides de Norvège qui montre aussi une imbrication tectonique de niveaux crustaux et mantelliques (CUTHBERT *et al.* 1983; CARSWELL et CUTHBERT 1986).

La partie supérieure du Complexe du Cabo Ortegal présente un laboratoire naturel pour étudier les processus magmatiques, métamorphiques et tectoniques actifs aux frontières de plaques en compression. C'est un objet géologique unique pour comprendre la formation des pyroxénites et, à plus grande échelle, la formation des hétérogénéités du manteau supérieur.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué dans le cadre d'un projet de coopération (Action Intégrée Franco-Espagnole n.° 112) entre les Universités de Paris VII et du Pays Basque (UPV-EHU). Il a été financé pour partie par les projets UPV n.° 130/310-139.89 (JIGI), GGO et DBT «Rifts et dorsales» (IG). J. Van den Driessche et J.-C. C. Mercier sont remerciés pour leur aide sur le terrain et leurs commentaires lors de l'élaboration du manuscrit. Contribution IPGP...

REFERENCES

- ALLEGRE, C. J., TURCOTTE, D. L. (1986). Implication of a two component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123-127.
- ANTHONIOZ, P. M. (1970). Etude des complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE Portugal). *Sci. Terre* 15, 145-166.
- ARENAS, R., GIL IBARGUCHI, J. I., GONZALEZ LODEIRO F., KLEIN, F., MARTINEZ CATALAN, J. R., ORTEGA GIRONES E., DE PABLO MACIA, J. G., PEINADO, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercynica*, II, 2, 87-110.
- BARD, J.-P., BURG, J.-P., MATTE Ph., RIBEIRO, A. (1980). La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en termes de tectonique des plaques. 26ème C. G. I. Paris, *Mém. BRGM Min.*, 108, 233-246.
- BASTIDA, F., MARTINEZ-CATALAN, J. R., PULGAR, A. (1984). Structural, magmatic and metamorphic history of the Mondoñedo nappe (hercynian belt, NW Spain). *J. Struct. Geol.* 8, 3/4, 415-430.
- BEN JAMAA N. (1988). Les péridotites de Bay of Islands (Terre Neuve) et de Cape Ortegal (Espagne). Approche pétrostructurale. Thèse Doctorat, Univ. Paris 7, 245 pp.
- BENOIT, V. (1987). Etat d'équilibre des péridotites du manteau supérieur: application au plateau de Colorado. Thèse de Doctorat, Univ. Paris 7, 202 pp.
- BERTRAND Ph., MERCIER J.-C.C. (1985). The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxenes: toward an absolute geothermometer for the natural peridotites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 166-178.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., PEUCAT, J.-J., CORNICHE, J., IGLESIAS PONCE DE LEON M., GIL IBARGUCHI, J. I. (1985). U-Pb, Nd isotopes and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain. An example of REE Immobility conserving MORB patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geology*, 52, 217-225.
- BODINIER, J.-L., GIRAUD, M., FABRIES, J., DOSTAL, J., DUPUY, C. (1987). Petrogenesis of layered pyroxenites from the Lhers, Freychinède and Prades ultramafic bodies (Ariège, France). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 279-290.
- BODINIER J. L., DUPUY, C., DOSTAL, J. (1988). Geochemistry and petrogenesis of Eastern pyrenean peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5, 2893-2907.
- BOUDIER, F., NICOLAS, A. (1985). Harzburgite and lherzolite sub-types in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 84-92.
- BRUN, J.-P., BURG, J.-P. (1982). Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 61, 319-332.
- BURG, J.-P., BALE, P., BRUN, J.-P., GIRARDEAU, J. (1987). Collision et linéation d'étirement dans une zone de virgation: l'arc Ibéro-Armoricain. *Geodinamica Acta*, 1, 1, 71-87.
- CARTER, N. L., AVE LALLEMANT, H. G. (1970). High-temperature flow of dunite and peridotite. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 2181-2208.
- CUTHBERT, S. J., HARVEY, M. A., CARSWELL, D. A., (1983). A tectonic model for the evolution of the basal gneiss complex, Western South Norway. *J. Metam. Geol.*, 1, 63-90.
- CARSWELL, D. A., CUTHBERT, S. J. (1986). Eclogite facies metamorphism in the lower continental crust. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 24, 193-209.
- CONQUERE, F. (1977). Pétrologie des pyroxénites littées dans les complexes ultramafiques de l'Ariège (France) et autres gisements de lherzolites à spinelle. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristall.*, 100, 42-80.
- CORDOBA, D., BANDA, A., ANSORGE, J. (1987). The hercynian crust in NW Spain: a seismic survey. *Tectonophysics* 132, 321-333.
- DEN TEX, E., VOGEL, D. E. (1962). A «granulitgebirge» at Cabo Ortegal. *Geol. Rundschau*, 52, 95-111.
- DEN TEX, E. (1977). Le socle polycyclique et son rôle dans l'évolution de la chaîne varisque en Galice occidentale (Espagne du NW). Coll. Inter. CNRS N6243, 67-78.
- DEN TEX, E. (1981). Basement evolution of the northern Hesperian massif. A preliminary survey of results obtained by the Leiden research group. *Leidse. Geol. Meded.* 52, 1-121.
- DICKEY, J. S. (1972). Partial fusion products in alpine-type peridotites; Sierra de Ronda and other examples. *Spec. Pap. Miner. Soc. Am.*, 3, 33-49.
- ENGELS, J. P. (1972). The catazonal polymetamorphic rocks at Cabo Ortegal (NW Spain). A structural and petrographic study. *Leidse. Geol. Meded.* 48, 83-133.
- EVANS, B. W., FROST, B. R. (1975). Chrome-spinel in progressive metamorphism: a preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 959-972.
- EVANS, C. A., GIRARDEAU, J. (1988). Galicia margin peridotites: undepleted abyssal peridotites from the north Atlantic. Proc. ODP Program, Scientific results, 103, 195-207.
- FABRIES, J. (1984). Utilisation des échanges Fe-Mg en géothermométrie: application aux roches mafiques ultramafiques. in: «Thermométrie et barométrie minéralogique», M. Lagache (ed), 1, 203-233.
- FABRIES, J., BODINIER, J.-L., DUPUY, C., LORAND, J.-P., BENKERROU, C. (1988). Evidence

- for modal metasomatism in the orogenic spinel lherzolite body from Caussou (northeastern Pyrenees, France). *Journ. Petrol.* 30, 1, 199-228.
- FREY, F. A. (1980). The origin of pyroxenites and garnet pyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, Hawaii: trace element evidence. *Am. J. Sci.*, 280A, 427-449.
- FREY, F. A. (1984). Rare earth element abundance in upper mantle rocks. In «Rare earth element geochemistry», P. Endersen (ed), *Elsevier* 153-203.
- GIL IBARGUCHI, I. J., MENDIA, M., GIRARDEAU, J., PEUCAT, J.-J. (1990). Eclogites and granulites in the Cabo Ortegal complex (northwestern Spain). *Lithos* (en prensa).
- GIRARDEAU, J., MERCIER, J.-C.C. (1988). Petrology and texture of the ultramafic rocks of the Xigaze ophiolite (Tibet) constraints for mantle structure beneath slow-spreading ridges. *Tectonophysics* 147, 33-56.
- GIRARDEAU, J., GIL IBARGUCHI, J. I., BEN JAMAA, N. (1989). Evidence for a heterogeneous mantle in the Cabo Ortegal complex, Spain. *Science*, 245, 1231-1233.
- HAMELIN, B., ALLEGRE, C. J. (1988). Lead isotope studies of orogenic lherzolite massifs. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91, 117-131.
- HARTE, B. (1977). Rock nomenclature with particular relation to deformation and recrystallization textures in olivine-bearing xenoliths. *J. Geol.*, 85, 279-288.
- HART, S. R., ZINDLER, A. (1986). In search of the bulk-earth composition. *Chemical Geology*, 57, 247-255.
- IGLESIAS, M., RIBERO, M. L., RIBEIRO, A. (1983). La interpretación aloctonista de la estructura del noroeste Peninsular. *Geología de España. IGME*, Madrid, 459-467.
- IRVING, A. J. (1980). Petrology and geochemistry of ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes in the mantle. *Am. J. Sci.*, 280A, 389-426.
- JAGOUTZ, E., PALME, H., BADDENHAUSEN, H., BLUM, K., CENDALES, M., DREIBUSQ, G., SPETTEL, B., LORENZ, V., VANKE, H. (1979). The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 10th, 2031-2050.
- KORNPROBST, J. (1969). Le massif ultramafique de Beni Boussera (Rif interne, Maroc): étude des péridotites de haute température et de haute pression et des pyroxénolites à grenat et sans grenat qui leur sont associées. *Contrib. Mineral. Petrol.* 23, 283-322.
- KORNPROBST, J., TABIT, N. (1988). Plagioclase-bearing ultramafic tectonites from the Galicia margin (Leg 103, Site 637). *Proc. ODP Scientific Results*, 103-253-258.
- KUIJPER, R. P., PRIEM, H. N. A., DEN TEX, E., (1982). Late Archaean-Early Proterozoic source ages of zircons in rocks from the Paleozoic Orogen of Western Galicia, NW Spain. *Precamb. Res.*, 19, 1-29.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1973). Deformación y metamorfismo en la zona de Sanabria. *Studia Geologica Salmant.* 5, 7-106.
- MARTINEZ CATALAN, J. R., KLEIN E., DE PABLO MACIA, J. G., GONZALEZ LODEIRO, F. (1984). El Complejo de Ordenes: subdivision, descripción y discusión sobre su origen. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, La Coruña, Spain 7, 139-210.
- MASKANT, P. (1970). Chemical petrology of polymetamorphic ultramafic rocks from Galicia, NW Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 45, 237-325.
- MATTE, Ph. (1986). Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- MATTE, Ph., BURG, J.-P. (1981). Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of Western Europe: plate tectonic implications. *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 9, 353-358.
- MERCIER, J.-C.C., NICOLAS, A. (1975). Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, 16, 454-487.
- MERCIER, J.-C.C. (1985). Olivine and pyroxenes. In «Preferred orientation in metals and rocks: an introduction to modern texture analysis?» *Academic Press, N.Y.*, 407-430.
- MERCIER, J.-C.C., ANDERSON, D. A., CARTER, N. (1977). Stress in the lithosphere: inferences from steady state flow of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 115, 129-226.
- NICOLAS, A., BOUDIER, F., BOUCHEZ (1980). Interpretation of peridotite structures from oceanic and ophiolitic environments. *Am. J. Sci.*, 279A, 2-15.
- NICOLAS, A., POIRIER, J.-P. (1976). Crystalline plasticity and solid state flow of metamorphic rocks. *Wiley Intersciences*, 440 pp.
- NICOLAS, A. (1986). Structure and petrology of mantle peridotites: clues to their geodynamic environments. *Res. Geophys.*, 24 (4), 875-895.
- NICKEL, K. G., GREEN, D. H. (1985). Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 158-170.
- PARGA PONDAL, I. (1956). Nota explicativa del mapa geológico de la parte NO de la provincia de La Coruña. *Leidse. Geol. Meded.*, 21, 468-484.
- PARGA PONDAL, I. (1960). Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Not. Com. Geol. Min. Esp.*, 59, 333-358.
- PARGA PONDAL, I. (1966). La investigación geológica en Galicia. *Leidse. Geol. Meded.*, 36, 207-210.
- PEREZ ESTAUN, A. (1982). Características geoquímicas de las rocas básicas del complejo de Cabo Ortegal.

- gal: revisión de los datos existentes. *Brev. Geol. Asturias*, 26, 3-4, 26-32.
- PEUCAT, J. J., BERNARD-GRIFFITHS, J., DALMEYER, R. D., MENOT, P., CORNICHE, J., IGLESIAS PONCE DE LEON, M., GIL IBARGUCHI, J. I. (1990). Geochemical and geochronological cross-section of the deep Hercynian crust: the Cabo Ortegal high-pressure nappes (NW Spain). *Tectonophysics*, 177, 263-292.
- POLVE, M., ALLEGRE, C. J. (1980). Orogenic lherzolite complexes studied by $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$: a clue to understanding mantle convection processes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 51, 71-93.
- POWELL, R. (1984). Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journ. Metam. Geol.* 3, 231-243.
- RIBEIRO, A. (1983). Los complejos de Bragança y Moirais. *Geología de España*. IGME, Madrid, 450-455.
- RIES, C. A., SHACKLETON, R. M. (1971). Catazonal complexes of NW Spain and N Portugal: remnants of an Hercynian thrust plate. *Nature Phys. Sci.*, 234, 65-68.
- ROSS, J. V., AVE LALLEMANT, H. G., MERCIER, J.-C.C. (1980). Stress dependance of recrystallized grain and subgrain size of olivine. *Tectonophysics*, 70, 39-61.
- SUEN, C. J., FREY, F. A. (1984). Origin of the mafic and ultramafic rocks in the Ronda peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.* 51, 71-93.
- VAN CALSTEREN, P. W. C. (1977). Geochronological, geochemical and geophysical investigations in the high-grade mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal and other pre-existing elements in the hercynian basement of Galice (NW Spain). *Leidse. Geol. Meded.*, 51, 57-61.
- VAN CALSTEREN, P. W. C., 1978. Geochemistry of the polymetamorphic mafic-ultramafic complex at Cabo Ortegal (NW Spain). *Lithos*, 11, 61-72.
- VAN CALSTEREN, P. W. C., DEN TEX, E. (1978). An early paleozoic continental rift system in Galicia (NW Spain). IN «Tectonics and geophysics of continental rifts», I. E. Ramberg and E. R. Neuman (ed), 125-132.
- VAN CALSTEREN, P. W. C., BOELRIJK, N. A., HABEDA, E. H., PRIEM, H. N. A., DEN TEX, E. *Et al.* (1979). Isotopic dating of older elements (including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic complex) in the hercynian orogen of Spain. Manifestations of a presumed early Paleozoic mantle plume. *Chem. Geol.*, 24, 35-56.
- VOGEL, D. E. (1967). Petrology of an eclogite and pyrrigarnite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, NW Spain. *Leidse. Geol. Meded.*, 40, 121-213.
- VOGEL, D. E. (1969). Catazonal rock complexes in the poly-orogenic terrain at Cabo Ortegal. *Spec. Pap. Geol. Assoc. Canada* 5, 83-88.
- VOGEL, D. E. (1984). Cabo Ortegal, mantle plume or double klippe? *Geol. Mijnbouw* 63, 131-140.
- ZINDLER, A., STAUDIGEL, H., HART, S. R., ENDRES, R., GOLDSTEIN, S. (1983). Nd and Sr isotopic study of a mafic layer from Ronda ultramafic complex. *Nature*, 304-226.

Recibido: 24-VI-90

Aceptado: 30-VIII-90