
La transition croûte/manteau dans la nappe de Santa-Lucia-di-Mercurio (Corse alpine) : les racines d'un rift permien*

Renaud CABY ⁽¹⁾
Céline JACOB ⁽¹⁾

Mantle/crust transition in the Santa-Lucia-di-Mercurio nappe (Alpine Corsica): the roots of a Permian rift

Géologie de la France, n° 1, 2000, pp. 21-34, 17 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Granodiorite, Granulite, Intrusion stratoïde, Composition mafique, Lherzolite, Linéation, Cisaillement, Rifting, Permien, Corse.

Key words: Granodiorite, Granulite, Layered intrusion, Mafic composition, Lherzolite, Lineation, Shear, Rifting, Permian, Corsica.

Résumé

La nappe alpine de Santa-Lucia se singularise par un socle antécrotacé comprenant des granodiorites et une association de granulites, de roches basiques stratifiées et de lherzolites, l'ensemble étant recouvert en discordance par des sédiments du Crétacé. Les diverses unités du socle sont affectées par une même foliation fortement pentée de direction N-S à NNW-SSE. Dans les kinzigites, les conditions initiales du métamorphisme sont estimées à environ 900 °C et 10 kbar. La déformation cisailante principale a eu lieu lors de la décompression des granulites à température décroissante. Dans les roches mafiques stratifiées, la foliation de haute température acquise lors de l'écoulement des magmas dans des plans verticaux, résulte surtout d'une déformation à l'état solide commune avec celle des granulites. Dans les lherzolites, la déformation cisailante à 900 < T < 1000 T °C et à 9 < P < 12 kbar traduit le fluage du manteau lithosphérique dans des plans verticaux. Dans toutes les unités, les linéations acquises en conditions tardi-magmatiques sont subparallèles et plongent fortement vers le sud, avec des critères cinématiques indiquant une composante cisailante

sénestre. La géométrie subverticale, le parallélisme des structures et la cinématique commune de cette interface croûte/manteau traduisent la mise en place diapirique de lames de manteau lithosphérique profond dans la croûte chaude verticalisée. Celle-ci subissait une réduction d'épaisseur considérable antérieurement au Crétacé. Ces nouvelles données pétrostructurales et cinématiques permettent de reconstituer un ancien rift qui s'ouvrait en transtension sénestre dans une croûte continentale peu épaisse en voie d'amin-cissement. Les intrusions de gabbros ultimes non déformés et les dykes de dolérite à bordure figée recoupant la foliation de haute température montrent que des liquides basaltiques étaient encore extraits du manteau sur le même site lorsque les racines de ce rift étaient proches de la surface. La position haute et frontale de ce socle allochtone dans l'édifice de nappes, l'âge permien des gabbros et l'évolution postpermienne suggèrent une comparaison avec la zone d'Ivrée (Alpes occidentales). Cependant, la vergence nord-est des structures alpines dans la nappe et son substratum éocène suggère son enraccinement vers le sud-ouest. Le socle de Santa Lucia-di-Mercurio représenterait donc un

minuscule fragment de croûte appartenant aux racines d'un rift permo-mésozoïque avorté ayant affecté la bordure sud-ouest du palécontinent ouest-européen.

Abridged English version

The crystalline basement of the Santa-Lucia-di-Mercurio nappe is exceptional due to the occurrence, in addition to granodiorite, of kinzigite, layered diorite, gabbro, ferrogabbro and lherzolite (Libourel, 1985). The nappe overlies Eocene flysch of the lower Caporalino-Pédani unit with incipient slaty cleavage and low-grade Alpine metamorphism.

A steep NNW-SSE-trending high-temperature foliation is recorded in all the basement units. The kinzigite, with a high-temperature mylonitic fabric, displays a primary mineral assemblage of pyrope-rich garnet, sillimanite, K feldspar, biotite, rutile and Zn-rich (9% ZnO) spinel, for which peak TP metamorphic conditions are calculated at around 900 °C and 10 kbar. Pervasive shearing took place under decreasing pressure and temperature, as evidenced by the cordierite-plagioclase-biotite mineral assemblages. The layered mafic rocks display a high-

* Manuscrit reçu le 18 janvier 1999, accepté le 29 mars 2000.

(1) Laboratoire de Tectonophysique, CNRS, Université de Montpellier 2, 34095 Montpellier Cedex 05, France.

temperature foliation inherited from magmatic flow within the subvertical planes and reflecting solid-state shearing concomitant with that of the enclosed granulite. The foliation in the lherzolite relates to mantle flow along vertical planes during the ascent of deep mantle at the transition between spinel and plagioclase facies. The mineral and stretching lineations in all the units are roughly parallel and plunge steeply south. Shear-direction indicators, such as winged porphyroclasts and sigmoidal features, indicate a constant sinistral shearing. This tectono-magmatic event occurred during the Permian, according to U-Pb zircon dating at 286 and 281 Ma (Paquette et al., 1996). Stocks of undeformed gabbro, and dolerite dykes cutting the high-temperature foliation of the mafic rocks, indicate that these mantle-derived magmas were emplaced at shallow depths after cooling and uplift of the magmatic country rocks. The subvertical geometry of the rock units around the mantle/crust boundary suggests major thinning and tilting of the whole continental crust before deposition of the Tomboni conglomerate that contains large clasts of proximal origin, and other deep-sea Cretaceous sediments.

These characteristics allow us to reconstruct the western side of a narrow Red Sea-type rift, which may have opened in a transtensional setting as a consequence of the diapiric emplacement of slices of spinel lherzolite that may represent deep lithospheric mantle. This setting compares well with the Zabargad island model (Boudier et al., 1988) and with continental rifts in general (Nicolas et al., 1995). Rifting here did not lead to oceanization, which only occurred in the adjacent Liguro-Piemont oceanic domain. This situation is thus inconsistent with the low-angle listric fault geometry linked with unroofing of the cold lithospheric mantle and leading to ocean spreading, as reported from the Galicia margin (Boillot et al., 1995) and also reconstructed for the Permian-Jurassic period in part of the Central Alps (Froitzheim and Rubatto, 1998).

The high and frontal position of the Santa-Lucia-di-Mercurio nappe in Alpine Corsica, the Permian age of the gabbro, the presence of granulites and the post-Permian evolution of this basement slice

suggest a comparison with the Ivrea zone in the Western Alps. However, preliminary structural data on the Alpine kinematics of the nappe and its Eocene substratum indicate early northeastward tectonic transport. These results suggest that the Santa-Lucia-di-Mercurio basement rocks represent a very small crustal fragment from the roots of an aborted Permian-Mesozoic rift that may have opened at the southeastern margin of the western European paleocontinent.

Introduction

La juxtaposition de granulites et de lherzolites est connue en quelques points de la chaîne alpine. Dans l'arc bético-rifain, cette transition croûte/manteau affleurant dans plusieurs massifs résulte du remplacement du manteau lithosphérique par des péridotites d'origine asthénosphérique mises en place en base de croûte dans un contexte syn-orogénique s'achevant au Miocène (Saddiqi et al., 1988 ; Van der Wal et Vissers, 1993). Dans l'arc alpin, la transition croûte/manteau de la zone sud-alpine connue à l'affleurement dans la zone d'Ivrée se singularise par l'importance des roches de composition gabbro-noritique étroitement associées sur le terrain à des corps de lherzolites (Zingg et al., 1990 ; Voshage et al., 1990 ; Schmid, 1993 ; Pin, 1990 ; Shervais et Mukasa, 1991). Un autre exemple d'association kinzigites/lherzolites des Alpes centrales, étroitement imbriqué avec les ophiolites mésozoïques, a été récemment interprété comme traduisant la mise à nu du manteau sous-continental et de la croûte continentale profonde au Jurassique supérieur (Müntener et Hermann, 1996), en accord avec le modèle proposé pour la marge de Galice par Boillot et al. (1995). Ces exemples de paléo-Moho mis à nu dès le Mésozoïque témoignent dans la chaîne alpine d'une lithosphère hercynienne particulière qui, contrairement au reste de l'Europe, demeurait très chaude et subissait un amincissement considérable pendant près de 100 Ma entre le Permien et la période de rifting au Lias-Jurassique. En Corse, l'association étroite de kinzigites, de gabbros et de lherzolites a été également décrite dans la nappe de Santa Lucia-di-Mercurio par Libourel (1985, 1988 a et b), qui a pré-

cisément comparé cette association à la zone d'Ivrée.

Le but de cette note est de décrire les caractéristiques pétrostructurales des diverses roches de ce socle allochtone et de retracer la cinématique des déformations anté-alpines enregistrées au voisinage de la transition croûte/manteau, en vue de préciser le contexte géodynamique de cette association si particulière de la Corse alpine et de rediscuter l'origine de la nappe de Santa-Lucia.

Cadre géologique et structural de la nappe de Santa-Lucia

La nappe de Santa-Lucia occupe une position externe par rapport à la Corse alpine (fig. 1). Cette nappe de faible épaisseur comporte un socle cristallin composé surtout de granodiorites, mais il comprend aussi des roches basiques stratifiées et des lherzolites. Sa couverture peu ou pas décollée comprend des conglomérats et des flyschs d'âge crétacé moyen à supérieur, dont la distribution de faciès implique leur dépôt dans un système de blocs basculés (Durand-Delga, 1984). A l'ouest, la nappe surmonte l'unité « pré-piémontaise » de Corte et les parties les plus externes du domaine océanique liguro-piémontais. Au sud et à l'est, la nappe est directement en contact avec les formations océaniques à faciès schiste bleu du domaine liguro-piémontais interne. La cartographie détaillée de ce secteur (feuille Corte) ainsi que les travaux en cours de J.C. Lahondère montrent que vers le nord, cette nappe repose en fait partout sur le flysch éocène appartenant à la couverture non décollée de l'Unité de Caporalino-Pédani, autre unité allochtone à matériel mésozoïque fossilifère et considérée elle-aussi comme d'origine prépiémontaise par Durand-Delga (1984). L'unité de Caporalino-Pédani dépourvue de métamorphisme, est à son tour surmontée au nord et à l'est par les péridotites mantellaires et les gabbros océaniques non métamorphiques de l'Unité du Pinetto, qui représentent le prolongement sud des ophiolites anchi-métamorphiques de la nappe de Balagne : il s'agit de la nappe la plus haute et celle qui occupe la position la plus externe dans l'édifice de la Corse alpine. Ces

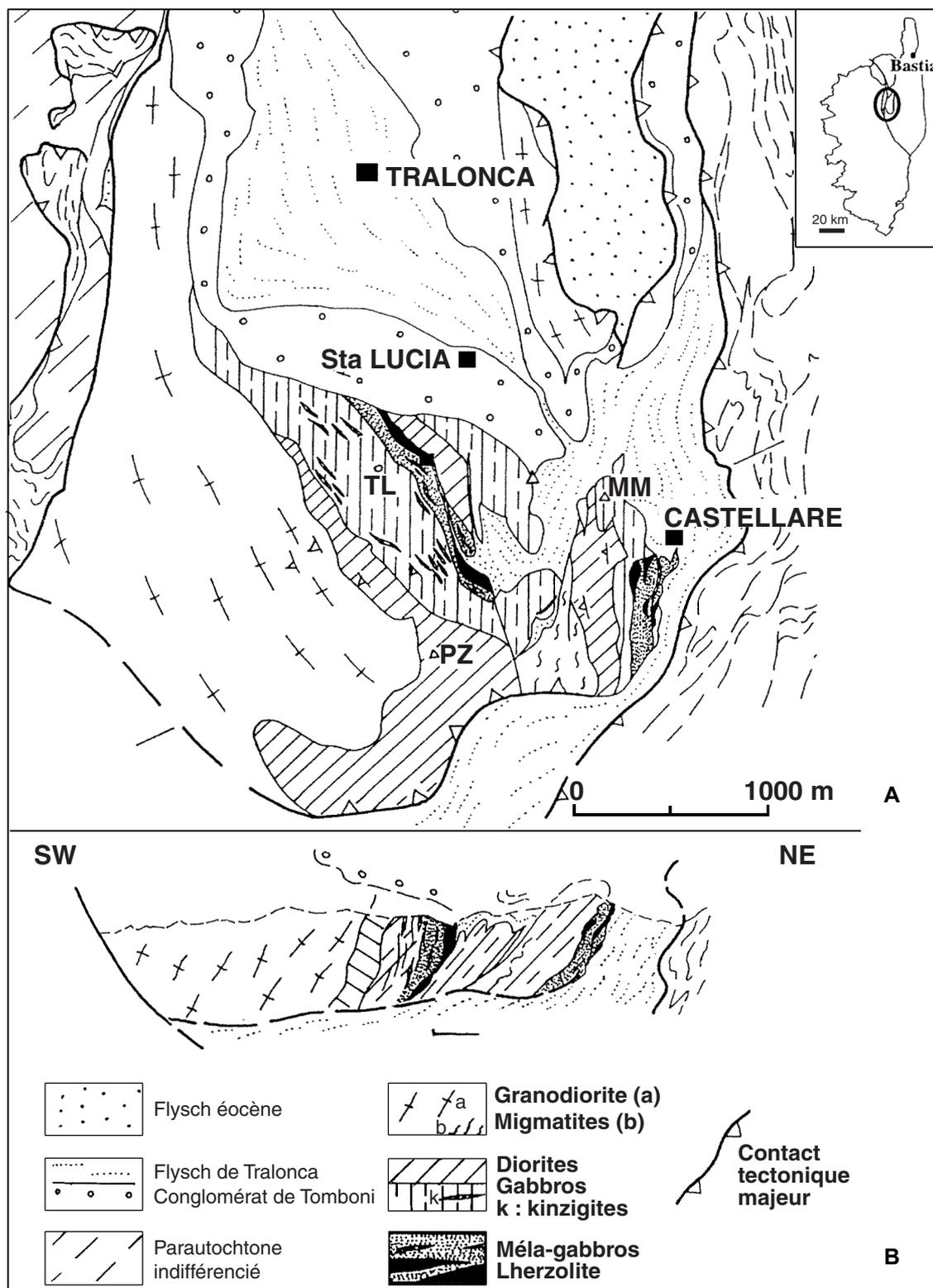


Fig. 1.- Carte géologique simplifiée de la région de Corte (A) et coupe schématique montrant la superposition des différentes unités (B). MM : Mte Murato ; PZ : Punta au Zubio ; TL : Terra Limba.

Fig. 1.- Geologic sketch map of the Corte area (A) and geological cross section showing the different units of the nappe (B).

nappes à matériel continental (Santa-Lucia et Caporalino-Pédani) et océanique (Pinetto-Balagne) sont donc accumulées dans une synforme en position relativement externe, à l'avant des schistes bleus

à jadéite-carpholite pour lesquels les conditions du métamorphisme sont de l'ordre de $P = 11$ kbar et $T = 350-400$ °C (Fournier *et al.*, 1991). Le massif cristallin du Tenda, situé immédiatement au

nord de cet édifice, constitue une antiforme dans laquelle les conditions du métamorphisme alpin n'ont pas excédé la base du faciès des schistes bleus (Lahondère *et al.*, 1999).

Caractéristiques péetrostructurales du socle de Santa-Lucia

Les **granodiorites** constituent l'essentiel des formations cristallines de la nappe. Une foliation magmatique peu marquée par la disposition planaire de la biotite et l'appatissement des quartz bleutés apparaît à l'approche des roches mafiques. Cette structure planaire subparallèle au litage igné est recoupée par des filons de diorite à grain fin, puis par des aplo-pegmatites à muscovite.

Le **complexe mafique** rubané en position subverticale, comporte d'ouest en est des diorites, des gabbros et gabbro-norites, des hornblendites et mélagabbros et des lherzolites. Les lentilles de paragneiss granulitiques sont intercalées au sein des diverses variétés de gabbros. Bien visible à petite échelle, le rubanement des roches mafiques est plus ou moins confondu avec une foliation protomylonitique à ultramylonitique. Il correspond à un litage igné d'épaisseur centimétrique à décimétrique, bien visible par l'alternance de lits plus sombres avec des bordures fréquemment très tranchées et de bandes leucocrates (fig. 2, 3, 4). Les bandes leucocrates quartzo-plagioclasiques, parsemées de quelques grenats, peuvent s'interpréter comme des pegmatites calciques mylonitisées. Les diorites à structure porphyroclastique dérivent de protolithes rubanés mafiques à grain moyen et sont recoupées par des bandes ocellées quartzo-plagioclasiques représentant d'anciennes pegmatites calciques (fig. 2). Quelques apophyses de gabbros équants à gros grain recoupent la foliation mylonitique des gabbros. Dans le flanc sud-est de la Punta au Zibio, ce sont des bouffées de gabbro grossier différencié (fig. 6) renfermant quelques ségrégations enrichies en quartz et feldspath potassique. A capo a l'Olive, s'observent aussi des bouffées plurimétriques de leucogabbro (fig. 7). Des dykes subverticaux de dolérite à bordures fines ont été aussi observés au sud de Castellare-di-Mercurio, recoupant la foliation mylonitique des gabbros et des granulites. Indemne de déformation, la dolérite renferme des phénocristaux de clinopyroxène frais et d'amphibole brune dans une mésostase microcristalline à plagioclase peu altéré. Les données isotopiques obtenues par Pin (1989) sur ce complexe

mafique ont mis en évidence la grande variabilité des ϵ_{Nd} , impliquant qu'il n'existe pas de liaison évidente entre ses différents termes et qu'une contamination par la croûte continentale est parfois importante. En alternative à un complexe homogène affecté par des processus de différenciation, cet auteur a proposé comme pour la zone d'Ivrée un modèle de sills anastomosés incorporant des lames de métasédiments granulitiques en base de croûte.

Microstructures des roches mafiques

Les **roches mafiques** présentent toujours une foliation porphyroclastique à mylonitique plus ou moins parallèle au rubanement magmatique qui est subvertical et d'orientation NW-SE dans la bande de Santa-Lucia et N-S dans la bande de Castellare (fig. 1). Dans quelques cas, ces deux surfaces sont bien distinctes, ce qui montre à l'évidence que la structure planaire et les microstructures observées résultent d'une déformation plastique intense acquise à haute température. Cette déformation est aussi responsable du caractère lenticulaire du litage et de très rares plis (fig. 8). Cette foliation mylonitique est définie par la disposition linéo-planaire des lentilles de plagioclases polycristallins, dont certaines formes évoquent les anciens phénocristaux originels. La majorité des diorites quartziques rubanées dérivent de protolithes à grain grossier avec des litages contenant jusqu'à 40 % d'amphibole vert brunâtre. Les clastes d'amphibole (0,3-1 cm) et de plagioclase (fig. 9) sont dispersés dans une mosaïque constituée de néograins d'amphibole brune, de plagioclase secondaire et de magnétite. Les litages enrichis en clinopyroxène et amphibole présentent une microstructure en mosaïque qualifiée de « structure d'adumulat » par Libourel (1985). Cependant, les formes des cristaux observées dans les sections X/Z montrent qu'il s'agit essentiellement de clastes de forme ocellée à aciculaire. Les clinopyroxènes présentent des bordures dentelées qui donnent naissance, par recristallisation dynamique, à un assemblage de clinopyroxène secondaire à grain plus fin (fig. 10). Dans les gabbro-norites, les clastes d'orthopyroxène présentent un habitus fortement allongé et

une forme dissymétrique, avec des clivages faiblement obliques au plan de foliation. Les termes les plus déformés montrent le remplacement de l'orthopyroxène par des amphiboles de haute température. Libourel (1985 ; 1988a) a estimé à environ 7 kbar la profondeur de cristallisation des magmas gabbro-noritiques à une température d'environ 800-900 °C. Comme l'essentiel des microstructures résulte d'une déformation tardi-magmatique à température comprise entre 800 et 700 °C (Libourel, 1988a), nous considérons que les litages subverticaux et la déformation plastique à haute température traduisent l'écoulement des magmas à l'état hypersolide dans des plans subverticaux. Les structures franchement mylonitiques à ultramylonitiques de la plupart des diorites, à rubans monocristallins de quartz et à minces rubans de clinopyroxène frais, impliquent aussi une déformation à très haute température. Cependant, on observe, en plus, la superposition de fines zones d'ultramylonites sub-parallèles à la foliation de haute température, au sein desquelles les quartz en rubans sont eux-mêmes boudinés et recristallisés en fine mosaïque, leur ciment cryptocristallin étant riche en épidote et chlorite. Ces microstructures de basse température, dont l'âge antécédent est probable, sont recoupées dans le détail par des veinules de cataclasite à prehnite, minéral alpin caractéristique de cette nappe. De telles ultramylonites témoigneraient de la continuation de la déformation en climat schiste vert ayant accompagné l'exhumation du socle avant le Crétacé.

Les **paragneiss granulitiques** constituent des lentilles de quelques dizaines de mètres d'épaisseur parallèles au rubanement des divers types de gabbros (fig. 11). Les kinzigites souvent graphiteuses et sulfureuses renferment quelques lits à gros grain contenant jusqu'à 50 % de grenats isodiamétriques de taille centimétrique, qui sont les moins déformés. La présence de bandes plagioclasiques (≥ 40 % vol) parsemées de grenats témoignent d'un taux élevé de fusion précoce en climat granulitique (fig. 11). Les lits restitiques à grain plus fin, d'épaisseur allant du centimètre au décimètre sont constitués d'une matrice pauvre en quartz avec l'assemblage biotite-plagioclase-excordiélite et parsemées de clastes de grenat relictuel. Libourel (1985) a décrit dans les kinzigites communes le rempla-



Fig. 2.- Diorite mylonitique à bandes plagioclasiques (section proche de XZ).

Fig. 2.- Mylonitic diorite displaying plagioclase bands.



Fig. 3.- Métagabbro mylonitique. Notez le litage discontinu et les yeux monocristallins de plagioclase calcique (section proche de XZ).

Fig. 3.- Mylonitic metagabbro. Note the discontinuous layering and the monocrystalline augen clasts of calcic plagioclase.



Fig. 4.- Gabbros mylonitiques à bandes mafiques (section proche de XZ).

Fig. 4.- Mylonitic gabbro displaying mafic bands.



Fig. 5.- Lherzolite mylonitique à bandes de webstérite.

Fig. 5.- Mylonitic lherzolite with websterite bands.

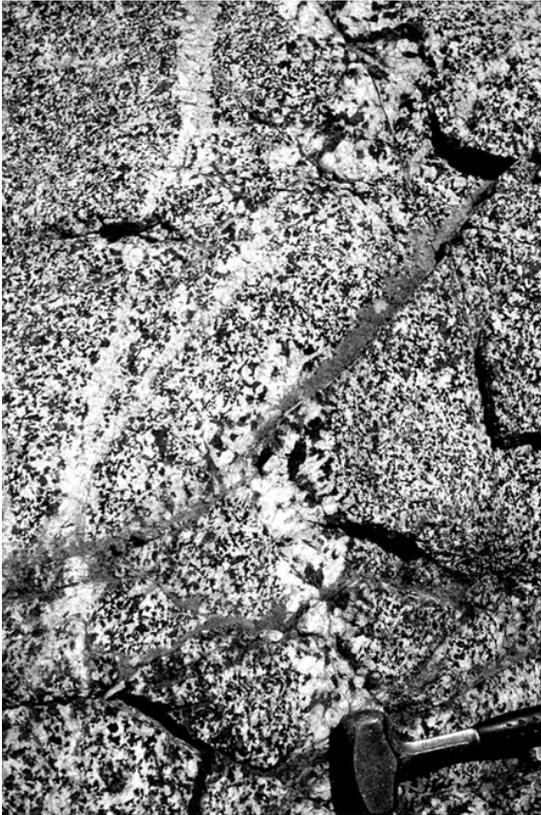


Fig. 6.- Gabbro équant à poches pegmatitiques et veines leucocrates.
Fig. 6.- Isotropic gabbro with pegmatitic pockets and leucocratic veins.

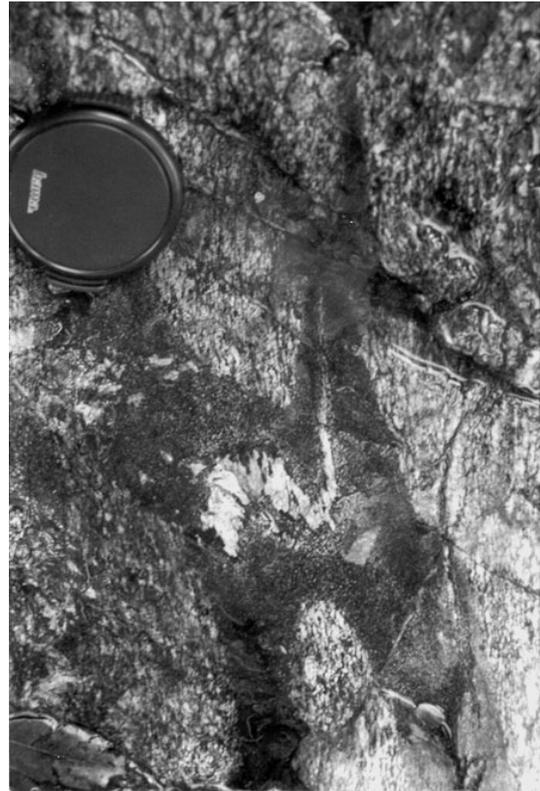


Fig. 8.- Litage plissé dans une norite mylonitique à bandes mafiques. Notez la foliation de plan axial du pli (section proche de XZ).
Fig. 8.- Folded layering in mylonitic noritic gabbro. The high-temperature foliation is axial planar to the fold (nearly XZ section).



Fig. 7.- Injection de leucogabbro non déformé en poches et veinules anastomosées recoupant les gabbros mylonitiques (hauteur de l'affleurement environ 5 m).
Fig. 7.- Pockets and veinlets of undeformed leucocratic gabbro cutting mylonitic gabbro (outcrop is about 5 m high).

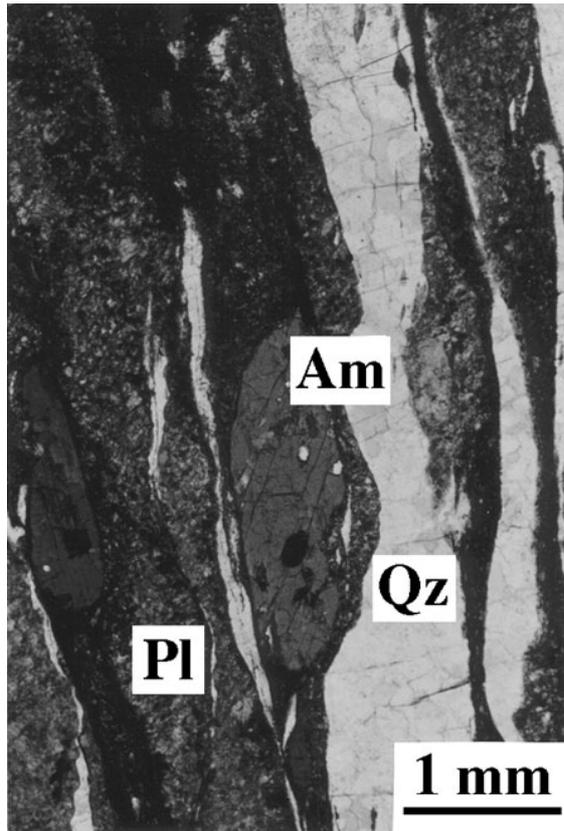


Fig. 9.- Diorite quartzique mylonitique à claste d'amphibole (Am) brune.
 Fig. 9.- Mylonitic quartz diorite with brown amphibole (Am) clasts.

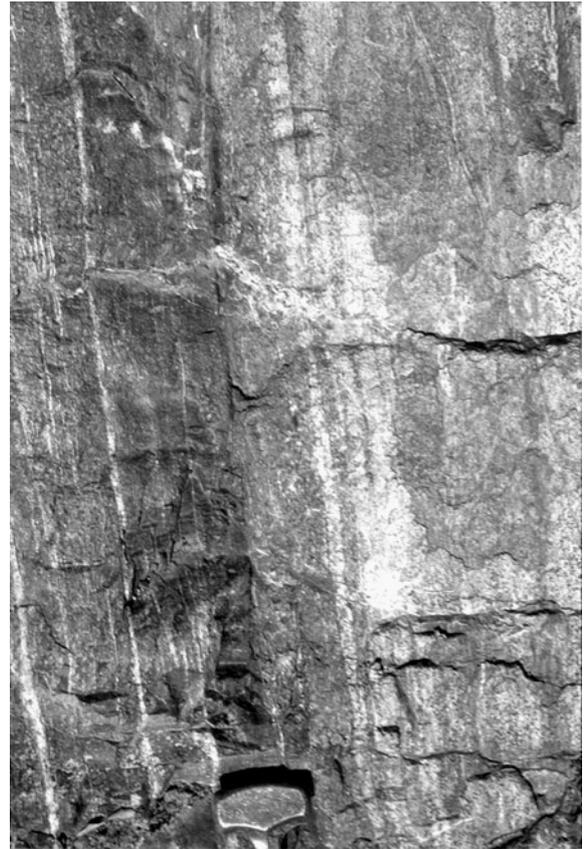


Fig. 11.- Passage brutal entre kinzigite (à droite) et granulite basique à leucosomes (gauche).
 Fig. 11.- Sharp transition between kinzigite (right) and mafic granulite with leucosomes (left).

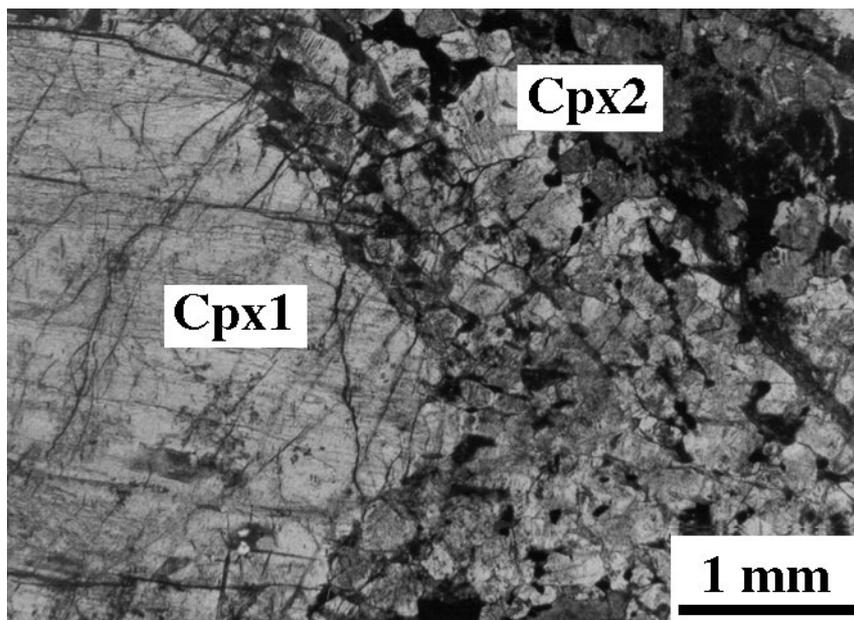


Fig. 10.- Porphyroclaste de clinopyroxène recristallisé à ses extrémités en cpx 2.
 Fig. 10.- Clinopyroxene porphyroclast recrystallized to cpx 2 subgrains at its margins.

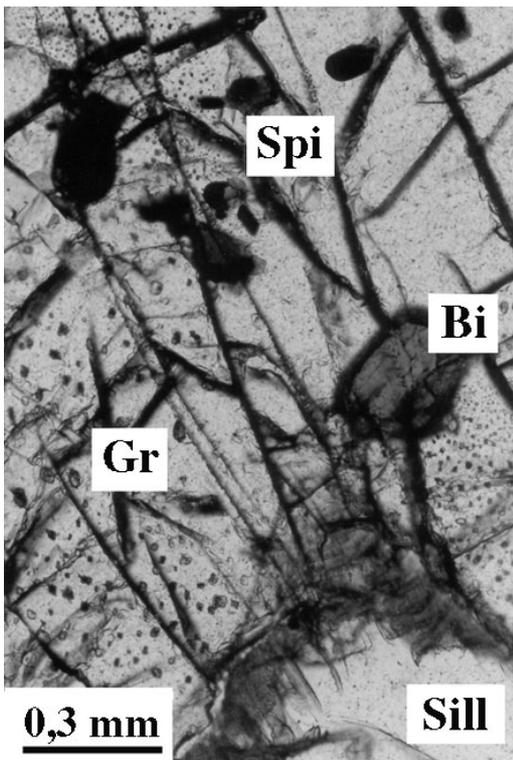


Fig. 12. - Inclusions de sillimanite prismatique (sill), Fe-Zn spinelle (spi) et rutile (ru) vers la bordure d'un grenat de kinzigite.

Fig. 12.- Inclusions of prismatic sillimanite (sill), Fe-Zn spinel (spi) and rutile (ru) near the margin of a kinzigite garnet.

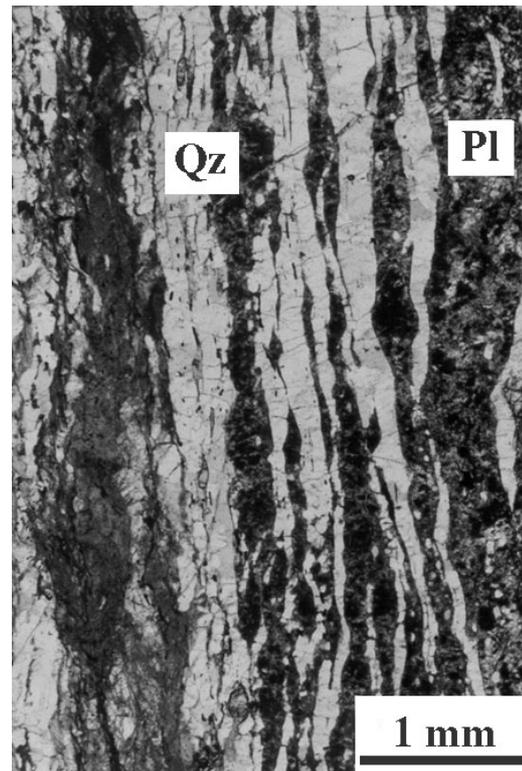


Fig. 13.- Granulite felsique à quartz en rubans, Notez la forte dissymétrie de forme des nombreux microclastes de plagioclase et d'apatite.

Fig. 13.- Felsic granulite with banded quartz including numerous sigmoidal plagioclase and apatite microclasts.

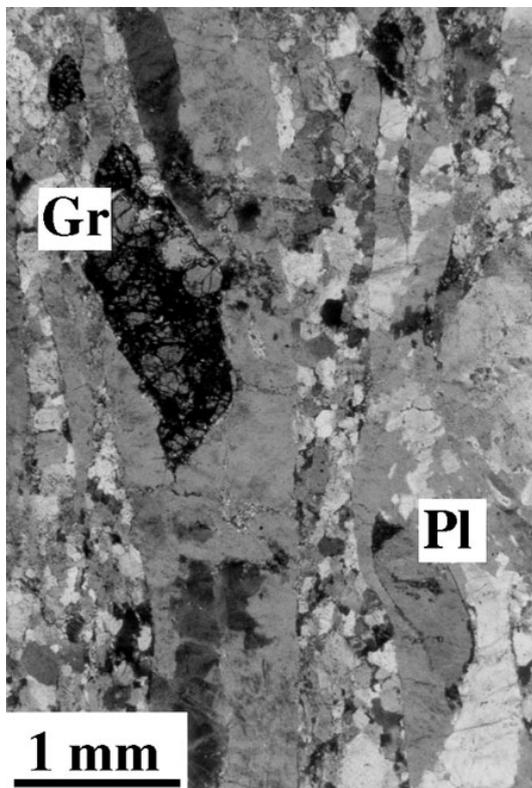


Fig. 14.- Microstructure mylonitique d'un leucosome syn-granulitique à grenat. Notez la forme sigmoïde des clastes de plagioclase (pl) et de grenat (gr) inclus dans les quartz en rubans.

Fig. 14.- Mylonitic microstructure of a syn-granulite garnetiferous leucosome. Note the sigmoidal shape of plagioclase (pl) and garnet (gr) clasts included in the banded quartz.

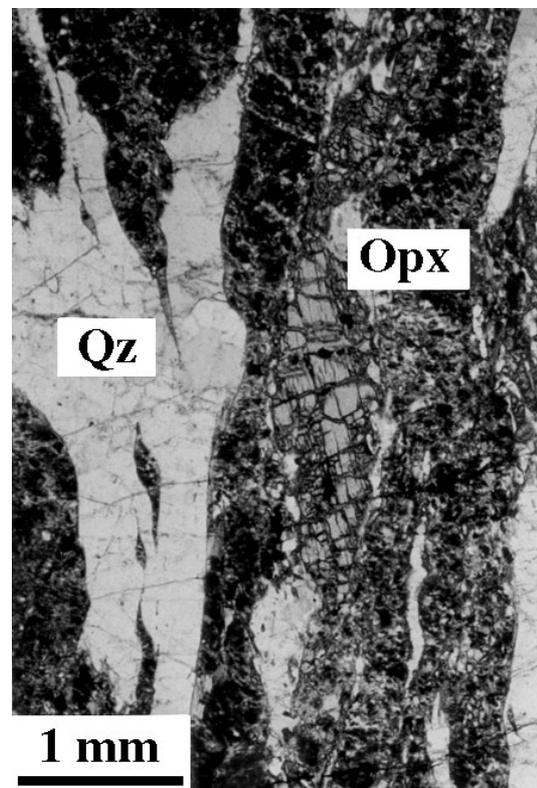


Fig. 15.- Claste d'orthopyroxène dans une granulite basique.

Fig. 15.- Orthopyroxene clast from a mafic granulite.

cement progressif de l'association minérale primaire à feldspath potassique-grenat-rutile ($T = 800 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 7 \pm 1 \text{ kbar}$) au profit d'une association secondaire à cordiérite-biotite ($T = 750 - 800 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 4,5 - 6 \text{ kbar}$).

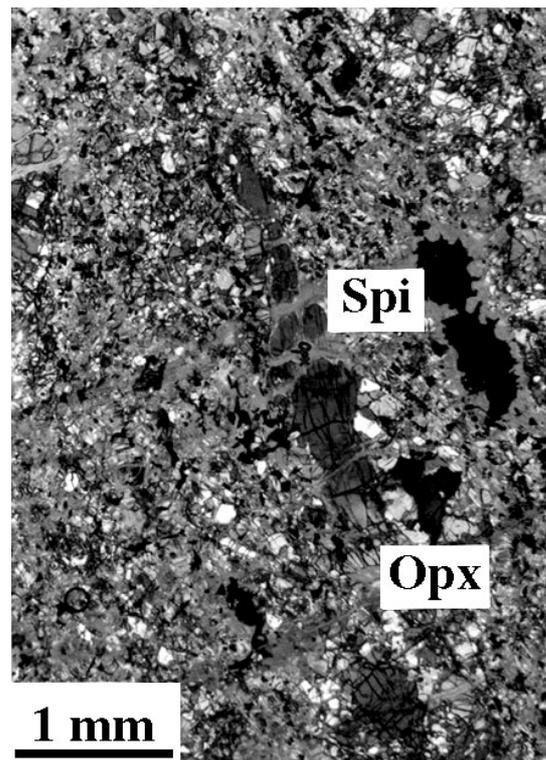
La sillimanite prismatique, minéral jusqu'ici non décrit, a été observée en inclusions plurimillimétriques dans les grenats d'une kinzigite à gros grain (ech. CO 310 B, fig. 12). Ce silicate d'alumine voisine avec des inclusions de biotite primaire ($X_{\text{Mg}} = 0,65$, $\text{TiO}_2 = 6,5 \%$), de rutile, de magnétite, d'ilménite, de spinelle et de quartz. Les inclusions de spinelle ferro-zincifère (9 % ZnO) de forme subsphérique (50 - 100 μm) ne sont pas en contact avec la sillimanite ni avec les gouttelettes de quartz. Lorsqu'elle est blindée dans le grenat, la sillimanite est dépourvue de bordures réactionnelles, alors que lorsqu'elle est présente à sa bordure, elle est corrodée par la cordiérite. Les grenats non zonés (alm55prp40gro4) (tabl. 1) sont corrodés par la cordiérite et par la matrice à plagioclase et biotite. Les plagioclases sont nuageux et remplacés par des minéraux cryptocristallins de basse température et le feldspath potassique est très séricitisé. Le géothermomètre grenat-biotite (en inclusions) appliqué sur plusieurs paires fournit des températures de l'ordre de $900 \text{ }^\circ\text{C}$ pour une pression de 8 kbar (Ferry and Spear, 1978). Le géobaromètre ilménite-quartz-silicate d'alumine-almandin-rutile (Bohlen *et al.*, 1983) permet d'estimer plus précisément pour cet assemblage minéral une pression maximale de l'ordre de 10 kbar (activité de l'almandin = 0,15).

Dans les roches plus ferro-magnésiennes, apparaît l'association à orthopyroxène-plagioclase-quartz-biotite, avec parfois du grenat.

Les granulites basiques présentent un assemblage à plagioclase-orthopyroxène-ilménite, avec des leucosomes à orthopyroxène. L'assemblage orthopyroxène-grenat apparaît aussi dans des lits quartzeux assurant le passage progressif aux kinzigites. Pour Libourel (1988a), ces roches témoigneraient d'un refroidissement isobare du magma mafique au contact des métasédiments granulitiques.

Fig. 16.- Claste aciculaire d'orthopyroxène (opx) boudiné dans une lherzolite mylonitique. Le spinelle (spi) est auréolé de plagioclase (pl) altéré.

Fig. 16.- Acicular orthopyroxene (opx) clast in a mylonitic lherzolite. The spinel (spi) grain is surrounded by altered plagioclase (pl).



Microstructures des granulites

Toutes les granulites possèdent une structure mylonitique plus ou moins développée, marquée notamment par les quartz en rubans et l'aspect fusiforme de nombreux minéraux. Dans les granulites felsiques et les mobilisats leucocrates, les quartz en rubans fréquemment de 1 à plusieurs centimètres de long sont souvent monocristallins et présentent des cloisons perpendiculaires à la foliation. Ils renferment couramment des clastes sigmoïdes de plagioclase (fig. 13) et plus rarement de grenat (fig. 14), témoignant du comportement ductile de ce minéral. Les bandes grises à grain fin < 100 microns souvent dépourvues de quartz présentent une microstructure peu orientée avec près de 50 % de biotite, en association symplectitique avec plagioclase, cordiérite altérée et petits grenats. Ces roches à grain fin sont donc interprétées comme d'anciens lits pélitiques ferro-magnésiens restitues à ancienne structure mylonitique, au sein desquelles les réactions rétrogrades accompagnées de réhydratation et de recuit statique ont été les plus avancées. Dans certaines granulites basiques, l'orthopyroxène constitue des clastes monocristallins très allongés pouvant dépasser 1 cm de long, avec développement syncinématique

de biotite rouge dans les ombres de pression (fig. 15). La torsion des plans de clivage et la recristallisation partielle en sous grains à leurs extrémités effilées indiquent un comportement ductile à haute température, évoluant en un comportement cassant avec formation de bandes de pliage et de fractures soudées par du quartz.

Les lherzolites

La lentille de Leccia Silichelle d'environ 50 m d'épaisseur représente le seul affleurement ayant en partie échappé à la serpentinitisation (Libourel, 1985). Il s'agit de lherzolites à spinelle avec environ 10 % de bandes de webstérites de 0,3 à 10 cm d'épaisseur (fig. 5). Le rubanement est subvertical et parallèle à celui des gabbros adjacents et les microstructures sont le plus souvent franchement mylonitiques (fig. 16). La foliation mylonitique forme un angle de quelques degrés seulement avec le rubanement, et l'intersection de ces deux surfaces coïncide avec une linéation d'allongement minéral plongeant fortement vers le sud-est. L'étirement des porphyroclastes de clinopyroxènes, de taille parfois centimétrique, est extrême, avec recristallisation dynamique en rubans d'épaisseur au plus millimétrique, dont la longueur peut dépasser 10 centimètres.

	Bi	Gr	Spi	Sil
SiO ₂	35,81	38,93	0,28	37,30
TiO ₂	6,69	0,00	0,03	0,01
Al ₂ O ₃	15,87	22,60	60,03	63,50
Cr ₂ O ₃		0,00	0,34	0,05
Fe ₂ O ₃		1,360	2,19	0,69
MgO	14,47	10,30	9,61	0,00
FeO	12,79	25,54	18,89	
MnO	0,00	0,65	0,06	0,00
ZnO			9,15	0,00
CaO	0,00	1,560		0,01
Na ₂	0,19	0,00		0,00
K ₂ O	9,83	0,00		0,00
H ₂ O				
Total	95,55	100,90	100,59	101,30
Si	2,653	2,951	0,008	0,992
Ti	0,373	0,00	0,001	0,001
Al	1,386	2,02	1,931	1,997
Fe ³⁺		0,078	0,045	0,012
Mg	1,598	1,164	0,391	0,000
Fe ²⁺	0,792	1,619	0,431	
Mn ²⁺	0,00	0,042	0,001	0,000
Zn			0,184	0,000
Ca	0,00	0,127	0,00	0,01
Na	0,028	0,00	0,00	0,000
K	0,929	0,00	0,00	0,000
OH	2,00			
Σ Cat,	9,759	8,00	3,00	3,002

Tabl. 1.- Analyse à la microsonde électronique de quelques minéraux de la kinzigite à sillimanite (échantillon CO 310B).

Table 1.- Microprobe analysis of some minerals from the sillimanite kinzigite (sample CO 310B).

Ces rubans sont constitués de néoblastes subéquants de quelques dizaines de microns. Les spinelles primaires constituent aussi des porphyroclastes allongés, parfois auréolés d'un peu de plagioclase. Dans les webstérites, les porphyroclastes aciculaires d'orthopyroxène nagent au sein d'un assemblage microcristallin blastique à deux pyroxènes, olivine serpentinisée et plagioclase, avec spinelle vert et amphibole interstitiels.

Les compositions des phases minérales suggèrent pour ces lherzolites un faible

taux de fusion partielle, avec une histoire précoce à $T \geq 1\,200\text{ °C}$ et $12 < P < 16\text{ kbar}$ (Libourel, 1985 ; 1988a). Cet auteur a conclu d'après les teneurs en alumine des clinopyroxènes des températures d'équilibration comprises entre 1 100 et 1 200 °C, suivies par un refroidissement à environ 900 à 1 000 °C à des pressions comprises entre 9 et 12 kbar. Les dernières recristallisations, en particulier d'amphiboles, et l'empreinte mylonitique finale accompagnant une remontée rapide des péridotites se situeraient pour cet auteur entre 700 et 750 °C et à une pression de 4 à 6 kbars. Notons cependant que l'habitue allongé du spinelle et la faible abondance de plagioclase suggèrent que l'essentiel de la foliation mylonitique a été acquis dans le faciès à spinelle, c'est-à-dire à $P \geq 12\text{ kbar}$. En effet, les gabbros lités situés au contact est de cette lentille ne montrent qu'une structure protomylonitique bien modeste, comparée à celle des lherzolites.

Géométrie, structures et cinématique anté-alpines

Seule la bande de Terra Limba a été étudiée en détail, car elle est restée à l'écart des déformations alpines et sa paléo-surface topographique anté-crétacée est connue. Le rabattement à l'horizontale de la surface d'érosion, marquée par la transgression du conglomérat de Tomboni change peu la géométrie subverticale du rubanement igné et des foliations pentées en moyenne de 80° vers le nord-est. Les trajectoires de la foliation légèrement sinueuse sont comprises entre N 120 et N 60. Les lentilles de lherzolites et les termes les plus mafiques du complexe, situés au nord-est, représenteraient la base du complexe. Vers l'est, d'étroites synformes de calcaires crétacés schistosés empêchent de reconstituer la structure anté-alpine de l'ensemble. La bande de Castellare, de direction N-S, présente aussi la même géométrie et polarité, mais dans beaucoup de secteurs, la foliation est reprise ductilement à l'Alpin et redéformée par des plis ouverts.

Dans la bande de Terra Limba, plusieurs dizaines de linéations ont été mesurées sur le terrain. Les linéations de haute température des lherzolites, les linéations marquées par les amphiboles et les pyroxènes dans les roches mafiques et celles des paragneiss granulitiques marquées par les figures d'étirement des pla-

gioclases et les rubans de quartz sont sub-parallèles et plongent fortement vers le sud-est entre 45 et 70°. Observées dans des sections X/Z, les formes franchement dissymétriques des clastes sigmoïdes (fig. 9, 13, 14), leur obliquité par rapport aux plans de foliation et leurs ombres de pression dissymétriques indiquent constamment la même dissymétrie sénestre. La granodiotrite située à l'ouest des diorites de Terra Limba présente elle aussi la même structure plano-linéaire acquise à l'état visqueux, et la foliation devient graduellement moins pentée en allant vers l'ouest.

En conclusion, la géométrie actuellement subverticale des métagabbros et celle de l'interface croûte/manteau est une structure fossilisée depuis le Crétacé. La grande cohérence des figures de cisaillement à composante sénestre observées dans toutes les roches du socle implique que l'ensemble de ce fragment de croûte inférieure et moyenne ainsi que les lames de lherzolites étaient soumis au même régime cisailant sénestre dans des plans subverticaux de direction NW-SE à N-S.

Relations avec la couverture mésozoïque et aperçu sur les déformations et le métamorphisme d'âge alpin

Le conglomérat de Tomboni repose en discordance angulaire et avec un pendage moyen de 25° vers le nord-est, sur la foliation fortement pentée des gabbros et des granulites. Ce conglomérat renferme en abondance des galets et des blocs très anguleux, parfois de taille métrique, empruntés au substratum immédiat (Amaudric du Chaffaut, 1980). A l'ouest de la barre de Castellare, les termes de base de la couverture mésozoïque, considérés comme plus jeunes que le conglomérat par Durand-Delga (1984) débutent par des calcaires détritiques ductilement déformés, avec une schistosité de flux pentée de 35° vers l'ouest. Cette formation calcaire est conservée sous forme d'étroites bandes synclinales ductilement déformées et pincées au sein des roches mafiques. Ces bandes s'ouvrent vers le haut en donnant des synclinaux d'axe N-S déversés à l'est. Sous la discordance basculée, l'ancienne foliation de haute température des roches mafiques rubanées a été plus ou moins réactivée ductilement à l'Alpin. Ces roches

prennent alors sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur le faciès de mylonites schisteuses vertes à chlorite, albite et épidote, au sein desquelles les clastes de haute température ne sont plus identifiables. Il existe ainsi une accordance entre la foliation mylonitique à faciès schiste vert des métagabbros et la schistosité de flux affectant les calcaires du Crétacé. A l'approche des synclinaux crétacés de dimension pluri-hectométrique, une déformation fragile affecte au contraire les gabbros qui prennent alors le faciès de brèches vertes parcourues de veinules à quartz, calcite et épidote. Il peut s'agir d'une bréchification en partie antécrotacée, reprise lors des déformations alpines. Dans l'ensemble des formations de couverture et en particulier dans le flysch crétacé surmontant le conglomérat de Tomboni, la schistosité primaire peu pentée recoupe avec un angle faible les plans de stratification, de rares plis couchés étant aussi présents. Cette schistosité est reprise par des plis ouverts subméridiens à plans axiaux subhorizontaux qui traduisent essentiellement un raccourcissement vertical. Ces plis tardifs peuvent avoir une amplitude hectométrique et ils affectent en même temps le contact entre la nappe de Santa-Lucia et la bordure du domaine des schistes lustrés à faciès schiste bleu.

Métamorphisme alpin

Au cœur de la bande de Terra Limbia, les déformations et le métamorphisme se manifestent principalement dans les roches basiques et les granulites par le développement de veinules tapissées de minéraux alpins. Parmi les minéraux rencontrés, notons la présence ubiquiste de prehnite, de mica blanc microcristallin, d'épidotes, de pumpellyite et de chlorites. L'association lawsonite + quartz + mica blanc (Amaudric du Chaffaut et Saliot, 1979 ; Amaudric du Chaffaut, 1980) se développe préférentiellement dans les sites de plagioclase moyennement calcique des bandes felsiques leucocrates. Cette paragenèse semble prédater celle à prehnite et pumpellyite, essentiellement observée dans des fentes. Dans les roches du socle redéformées ductilement à l'Alpin, comme au voisinage de la couverture mésozoïque au sud du Monte Murato, on observe un remplacement complet des minéraux de haute température par mica blanc, chlorite, albite, clinzoisite et calcite, minéraux qui ont

cristallisé en conditions syncinématiques dans la schistosité alpine principale. Des amphiboles bleues sporadiques ont aussi été observées dans le conglomérat de Tomboni et dans des métagabbros (Amaudric du Chaffaut et Saliot, 1979). Ces observations ponctuelles semblent bien indiquer que les conditions initiales de la base du faciès des schistes bleus de basse température ($P = 4-6$ kbar, $T \leq 350-400$ °C) ont été suivies par celles d'un faciès schiste vert à pumpellyite, comme cela a été décrit dans d'autres unités (Lahondère, 1996).

Données préliminaires sur la cinématique alpine

Les étroites pincées synclinales mésozoïques ductilement déformées présentent une schistosité de flux inclinée vers l'ouest portant une linéation d'allongement de direction N 30 à N 60. L'observation des microstructures dans les sections X/Z indique clairement une déformation cisailante à vergence nord-est. Ces bandes soulignent donc des failles inverses ductiles alpines qui peuvent résulter de l'inversion d'anciennes failles normales crétacées. Cette fabrique est plissée passivement par les plis ouverts à plans axiaux subhorizontaux qui replissent en même temps le contact basal de la nappe. Ces structures tardives traduisent un raccourcissement vertical important associé à l'amincissement de la pile des nappes.

Au nord-est de Santa-Lucia, les grès schisteux éocènes du substratum immédiat de la nappe de Santa-Lucia (Ruisseau d'Alia), possèdent aussi une fine schistosité de flux faiblement inclinée au sud-ouest, plan axial de plis dissymétriques d'axe NW-SE déversés au nord-est. Il s'agit de la déformation principale n'ayant pas oblitéré les granoclasements des turbidites, ici en série normale, et que nous lions au premier déplacement de la nappe sur son substratum. Une linéation d'allongement de direction N 35 à N 45 peut y être observée, soulignant ici encore le déplacement de la nappe vers le nord-est. Il semblerait donc, d'après ces quelques mesures préliminaires, que la cinématique alpine d'âge post-éocène traduit un déplacement précoce de la nappe de Santa-Lucia vers le nord-est.

Discussion et conclusions

Considérations paléogéodynamiques

Toutes les formations du socle de la nappe de Santa-Lucia montrent la même géométrie subverticale et les linéations d'allongement plongeant fortement au sud-est y traduisent la même cinématique cisailante sénestre. Dans les kinzigites originellement équilibrées dans les conditions d'un métamorphisme granulitique de moyenne à haute pression ($T =$ env. 900 °C, P env. 10 kbar), l'importante décompression accompagnée d'un refroidissement modéré ($P = 4,5 - 6$ kbar, $T = 800 - 750$ °C, Libourel, 1985 ; 1988a) indique que la croûte était en voie d'amincissement. Ces nouvelles conditions sont celles qui régnaient lors de la mise en place des magmas gabbroïques et dioritiques. Nous suggérons que le rubanement subvertical très marqué de ces roches mafiques traduit l'écoulement originel des magmas dans des plans subverticaux, tout comme dans les granodiorites adjacentes. Cependant, l'essentiel de la déformation cisailante a été acquis en conditions tardi-magmatiques à l'état solide à $T \geq 750 - 700$ °C. L'âge U-Pb sur zircon à 286 ± 10 Ma des paragneiss granulitiques de Santa-Lucia, et celui des diorites à 281 ± 1 Ma (Paquette *et al.*, 1996 ; en préparation) permet d'attribuer au Permien ces événements tectono-métamorphique et magmatique. Le contexte géotectonique à cette époque est donc une longue période d'extension lithosphérique intervenant plus de 30 Ma après l'orogénèse hercynienne. La géométrie des corps de lherzolites à spinelle et leur déformation cisailante à une température comprise entre 1 000 et 900 °C à $9 < P < 12$ kbar est interprétée comme traduisant le fluage vertical du manteau lithosphérique profond autour de la transition des faciès à spinelle et à plagioclase, lors de sa mise en place depuis plus de 50 km de profondeur dans un système transtensif sénestre. Nous considérons donc ces événements comme relatifs à un stade de rift permien fossilisé depuis le Crétacé et non comme synchrones du stade d'épaississement crustal hercynien (Libourel, 1985 ; 1988a). L'épisode magmatique semble grossièrement contemporain de certains autres complexes basiques à calco-alcalins corses (Rossi *et al.*, 1992).

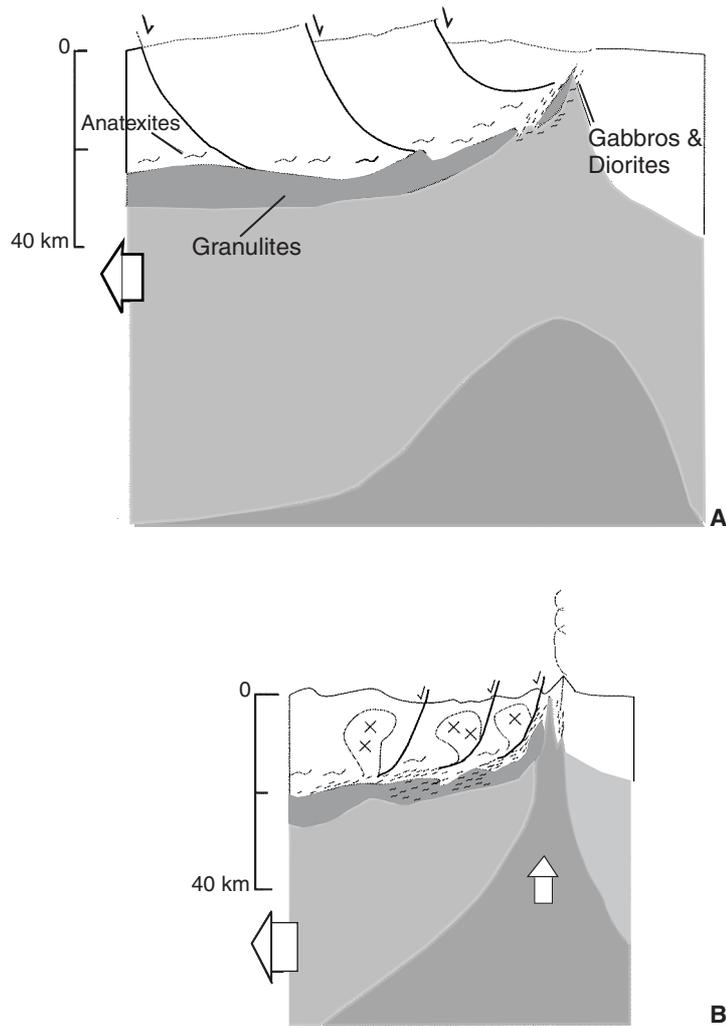


Fig. 17.- Modèle possible de mise en place du complexe de Santa-Lucia. A: stade hypothétique avec failles antithétiques. B: stade avec failles synthétiques engendrées par le diapirisme final des lames de lherzolites.

Fig. 17.- Possible model of emplacement of the Santa-Lucia complex. A: early stage with assumed antithetic faults; B: late stage with synthetic faults imposed by late diapirism of lherzolite slices.

Dans la zone sud-alpine, la même association pétrogénétique accompagnait exactement à la même époque la cristallisation de complexes gabbro-noritiques et la mise en place de coins de manteau au sein des granulites de la zone d'Ivrée (Pin, 1989, 1990 ; Zingg *et al.*, 1990 ; Schmid, 1996 ; Shervais et Mukasa, 1991). Le métamorphisme granulitique y est daté par la méthode U-Pb sur monazites (intercept supérieur) à 293 Ma (Vavra and Schalteiger, 1999), mais l'activité thermique semble avoir perduré jusqu'à 210 Ma comme le suggèrent les intercepts inférieurs des monazites et les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 215-210 Ma des minéraux de haute température des zones de cisaillement (Brodie *et al.*, 1989). A Santa-Lucia, l'identification de poches de gabbro

équant et de filons de dolérite recoupant la foliation mylonitique de haute température des gabbros et des kinzigites suggère aussi une permanence de l'activité magmatique de souche mantellique à l'aplomb de ce rift en conditions plus superficielles. Comme dans la zone d'Ivrée, les granulites, gabbros et péridotites de Santa-Lucia n'ont été recouvertes par des sédiments marins qu'au cours du Crétacé, consécutivement à leur mise à l'affleurement (Jurassique ?). Les rejeux à basse température observés au sein de certaines mylonites anté-alpines verticales portant l'empreinte de la même cinématique décrochante sénestre traduirait le stade final de l'exhumation antécrotacée de la croûte profonde, alors que les conglomérats et les brèches du Tomboni, accumulés

au pied d'importants escarpements, illustrent la profonde érosion concomitante.

La très petite dimension du complexe de Santa-Lucia et la géométrie subverticale de l'interface croûte/manteau suggèrent donc un rift très étroit du type Mer rouge qui s'ouvrirait en transtension. Cette situation est similaire au modèle classique proposé pour le massif de lherzolites à spinelle de Balmuccia dans la zone d'Ivrée, qui montre aussi une co-structuration des péridotites et des roches encaissantes (Boudier *et al.*, 1983 ; Shervais et Mukasa, 1991). Cependant, Quick *et al.* (1995), concluent à la mise en place tectonique précoce du massif de Balmuccia au sein des kinzigites. De plus, le gradient de pression mis en évidence autour de ce massif par Demarchi *et al.* (1998) impliquerait, pour ces auteurs, que la cristallisation du complexe mafique lité s'est opérée en position horizontale, la verticalisation de cette portion de croûte étant tardive. Au contraire, pour Boudier *et al.* (1983), la verticalisation résulterait de la mise en place diapirique des péridotites. A la différence de la zone d'Ivrée, le caractère mylonitique à ultramylonitique de presque toutes les roches mafiques litées et des lherzolites de Santa-Lucia montre qu'elles ont enregistré une déformation extrême à $T \geq 700$ °C. Cette déformation cisailante serait responsable de la réduction d'épaisseur considérable de la croûte inférieure et à sa verticalisation dans un système décrochant transtensif sénestre.

Le modèle de mise en place que nous proposons pour les péridotites de Santa-Lucia (fig. 17) diffère du modèle de failles listriques peu inclinées soulignant la transition océan-continent au Jurassique, comme cela est maintenant bien documenté dans les Alpes centrales (Müntener et Hermann, 1996 ; Manatschal et Nievergelt, 1997 ; Froitzheim et Rubatto, 1998) et dans la marge de Galice (Boillot *et al.*, 1995). Dans ce dernier exemple, Fuegenschuh *et al.* (1998) ont montré que les granulites étaient déjà refroidies à $T < 250$ °C depuis le Permien et qu'elles ne représentent donc pas la croûte inférieure chaude pré-rift au Crétacé. Les modèles de failles listriques antithétiques faiblement inclinées traduiraient une extension dans une lithosphère froide, directement liée à la formation des marges passives dépourvues de magmatisme et préluant à l'expansion océanique, tandis que le rift reconstitué à Santa-Lucia s'accompagne d'un magma-

tisme gabbro-dioritique en base de croûte et il n'a pas abouti à l'océanisation.

En conclusion, le modèle d'une intrusion diapirique de coin d'asthénosphère en régime transtensif proposé pour la genèse du rift de Zabargad (Nicolas et Boudier, 1987) et pour les rifts continentaux en général (Nicolas *et al.*, 1994), peut être appliqué au paléorift reconstitué à Santa-Lucia (fig. 17). Les conditions maximales du métamorphisme granulitique enregistrées dans les grenats des kinzigites de Santa-Lucia (T env. 900 °C, P env. 8 kbar) sont similaires à celles fournies par les granulites de Zabargad (800-850 °C, 10 kbar, Boudier *et al.*, 1988) prélevées à proximité immédiate des péridotites et dont la recristallisation syn-rift remonte à 22 Ma (Bosch et Bruguier, 1998). Le chimisme typiquement calco-alcalin de la plupart des roches mafiques de Santa-Lucia traduirait un profonde contamination du magma gabbroïque primaire par la croûte continentale (Pin, 1989). Ces magmas se seraient injectés verticalement lors de ce stade de rifting daté à environ 281 Ma (Paquette *et al.*, 1996 ; travaux en cours), en lits plus ou moins concordants avec les granulites. Homogène, la déformation cisailante pour l'essentiel figée à environ 700 °C traduit la surrection en régime transtensif sénestre de la croûte profonde, induite par le diapirisme final des lames de lherzolites qui représentent l'émergence d'un diapir. La polarité de cette croûte amincie (base à l'est) suggère donc plutôt un système de

failles normales synthétiques (fig. 17B) comme il en existe en Afar (Black *et al.*, 1972). De telles failles peuvent être surimposées à un premier stade avec failles antithétiques classiques (fig. 17A). Ces considérations suggèrent qu'il s'agissait de la bordure ouest du paléo-rift envisagé, confortant l'origine « prépiémontaise » proposée par Durand-Delga (1984) pour cette nappe sur des bases paléogéographiques. A l'instar du domaine océanique liguro-piémontais qui allait s'ouvrir plus à l'est, la remontée et la mise à l'affleurement de ces pans de croûte profonde verticalisée et de lames de manteau auraient eu lieu au Jurassique, suivies par son enfouissement sous les formations du Crétacé moyen (conglomérat du Tomboni, flysch de Tralonca) qui traduisent le comblement rapide d'un système de blocs basculés. Des données géochronologiques pourraient aisément conforter ce scénario. On peut envisager, à l'image de la terminaison nord-ouest de la Mer rouge, que le paléorift reconstitué ait pu représenter une branche avortée d'un rift permo-mésozoïque se terminant vers le nord et qui ailleurs, a abouti à l'ouverture du domaine océanique liguro-piémontais au Jurassique.

Origine de la nappe de Santa-Lucia

La présence en Corse alpine d'une unité de socle granulitique en position haute et frontale dans l'édifice de nappes suggère une comparaison avec les unités

austro-alpines des Alpes occidentales. En particulier, les caractéristiques pétrologiques du socle de Santa-Lucia, l'âge permien des magmas mafiques déformés à haute température et l'évolution post-permienne sont très similaires à la zone d'Ivrée (Schmid, 1993). Cependant, la restitution de la polarité antécédente de la croûte suggère qu'il s'agit de la bordure ouest du paléo-rift reconstitué. La vergence nord-est des structures alpines identifiées dans la nappe et son substratum inclinent à rechercher son enracinement vers le sud-ouest. Il est vrai que l'on peut évidemment imaginer qu'il n'en est rien et que l'ensemble des unités frontales peu métamorphiques aurait pu d'abord être transporté précocement vers l'ouest, toujours à très faible profondeur, en échappant ainsi aux déformations ductiles et au métamorphisme alpin comme les unités austro-alpines supérieures des Alpes centrales. Cependant le développement de lawsonite et d'amphibole bleue précoces dans cette nappe (P ≥ 5 kbar, T < 400 °C), minéraux qui traduisent un enfouissement d'au moins 12 à 15 km sous un gradient thermique perturbé du type de ceux des subductions, montre que l'évolution alpine de cette nappe est en fait plus complexe.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre du programme de la carte géologique de la France avec le soutien financier du BRGM.

Références

- Amaudric du Chaffaut S. (1980) - Les unités alpines à la marge orientale du massif cristallin corse. *Trav. lab. géol.*, presses ENS, Paris, 133 p.
- Amaudric du Chaffaut S., Saliot P. (1979) - La région de Corte : secteur-clé pour la compréhension du métamorphisme alpin en Corse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **21**, 149-154.
- Black R., Morton W.H., Varet J. (1972) - New data on Afar Tectonics. *Nature Phys. Sci.*, **240**, 170-173.
- Bohlen S.R., Wall V.J., Boettcher A.L. (1983) - Experimental investigations and geological applications of equilibria in the system FeO-TiO₂-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *Amer. Mineralogist*, **68**, 1049-1058.
- Boillot G., Beslier M.O., Krawczyk C.M., Rappin D., Reston T.J. (1995) - The formation of passive margins: constraint from the crustal structure and segmentation of the deep Galicia margin, Spain. *Geol. Soc. Amer. Spec. Publ.*, **90**, 71-91.
- Bosch D., Bruguier O. (1998) - An early Miocene age for the high-temperature event in gneisses from Zabargad Island (Red Sea, Egypt): mantle diapirism? *Terra Nova*, **10**, 274-279.
- Boudier F., Jackson M., Nicolas A. (1983) - Structural study of the Balmuccia massif (western Alps): a transition from mantle to lower crust. *Geol. en Mijnbouw* **16**, 179-188.
- Boudier F., Nicolas A., Kiénaast J.R., Mével C. (1988) - The gneiss of Zabargad Island: deep crust of a rift. *Tectonophysics*, **150**, 209-227.
- Brodie K.H., Rex D., Rutter E.H. (1989) - On the age of deep crustal extension faulting in the Ivrea zone, northern Italy. *In*: Cowward M. P., Park R. G. (eds), *Alpine Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 203-210.
- Demarchi G., Quick J.E., Sinigoi S., Mayer A. (1998) - Pressure gradient and original orientation of a lower-crustal intrusion in the Ivrea-Verbanò zone, northern Italy. *J. Geol.*, **106**, 609-622.

- Durand-Delga M. (1984) - Principaux traits de la Corse Alpine et corrélations avec les Alpes Ligures. *Mem. Soc. Geol. It.*, **28**, 285-329.
- Ferry J.M., Spear F.S. (1978) - Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contrib. Miner. Petrol.*, **66**, 113-117.
- Froitzheim N., Rubatto D. (1999) - Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland). *Terra Nova*, **10**, 171-176.
- Fuegenschuh B., Froitzheim N., Boillot G. (1998) - Cooling history of granulite samples from the ocean-continent transition of the Galicia margin: implications for rifting. *Terra Nova*, **10**, 96-100.
- Lahondère D. (1996) - Les schistes bleus et les éclogites à lawsonite des unités continentales et océaniques de la Corse alpine. Document du BRGM, n°245.
- Lahondère D., Rossi P., Lahondère J.C. (1999) - Structuration alpine d'une marge continentale externe : le massif du Tenda (Haute-Corse, France). Implications géodynamiques au niveau de la transversale Corse-Apennins. *Géologie de la France*, n° 4, 27-44.
- Libourel G. (1985) - Le Complexe de Santa-Lucia di Mercurio, Corse ; ultramafites mantelliques, intrusion basique stratifiée, paragneiss granulitiques : un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. Thèse Doct., Toulouse, 405 p.
- Libourel G. (1988a) - Le Complexe de Santa-Lucia di Mercurio (Corse) : un nouveau jalon de la base de la croûte varisque en Méditerranée occidentale. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **307**, 1067-1073.
- Libourel G. (1988b) - Le complexe de Santa-Lucia di Mercurio (Corse) : un équivalent possible des complexes de la zone d'Ivrée. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **307**, 1225-1230.
- Manatschal G., Nievergelt P. (1997) - A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). *Eclogae. geol. Helv.*, **90**, 3-27.
- Ménot R.P. (1990) - Evolution du socle anté-stéphanien de Corse. *Schweiz. mineral. Petrogr. Mitt.*, **70**, 35-54.
- Müntener O., Hermann J. (1996) - The Val de Malenco lower crust-upper mantle complex and its field relations (Italian Alps). *Schweiz. mineral. Petrogr. Mitt.*, **76**, 475-500.
- Nicolas A., Achauer U., Daignières M. (1994) - Rift initiation by lithosphere rupture. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **123**, 281-298.
- Nicolas A., Boudier F. (1987) - Structure of Zabargad island and early rifting of the Red Sea. *J. Geophys. Res.*, **92**, 461-474.
- Paquette J.L., Ménot R.P., Pin C., Orsini J.B., Cotin J.Y. (1996) - Evolution magmatique d'un intercycle orogénique : étude U-Pb sur zircons et Sm-Nd d'une coupe de la lithosphère permo-carbonifère corse. 16^e RST, Orléans, p. 58.
- Pin C. (1989) - Essai sur la chronologie et l'évolution géodynamique de la chaîne hercynienne d'Europe. Thèse Doct. Etat, Clermont-Ferrand (non publiée).
- Pin C. (1990) - Evolution of the lower crust in the Ivrea zone: a model based on isotopic and geochemical data. In: D. Vielzeuf and P. Vidal (eds). *Granulites and Crustal Evolution*, Kluwer Acad. Publ., publié aux Pays Bas, 87-110.
- Quick J.E., Sinigoi S., Mayer A. (1995) - Emplacement of mantle peridotites in the lower continental crust, Ivrea-Verbano zone, northwest Italy. *Geology*, **23**, 739-742.
- Rossi P., Cocherie A., Lahondère D. (1992) - Relations entre les complexes mafiques-ultramafiques et le volcanisme andésitique stéphanopérien de Corse occidentale, témoins des phénomènes d'amincissement crustal néo-varisques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **315**, 1341-1348.
- Saddiqi O., Reuber I., Michard A. (1988) - Sur la tectonique de dénudation du manteau infracontinental dans les Beni Boussera, Rif septentrional, Maroc. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, Paris, **307**, 657-662.
- Schmid M.S. (1993) - Ivrea Zone and adjacent southern Alpine basement. in *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. J. F. von Raumer and F. Neubauer ed., Springer-Verlag, 567-583.
- Shervais J.W., Mukasa S.B. (1991) - The Balmuccia orogenic lherzolite massif, Italy. *J. Petrol.*, Special Lherzolite issue, 155-174.
- Van der Wal D., Vissers R.L.M. (1993) - Uplift and emplacement of upper mantle rocks in the western Mediterranean. *Geology*, **21**, 1119-1122.
- Vavra G., Schalteiger U. (1999) - Post-granulite facies monazite growth and rejuvenation during Permian to Lower Jurassic thermal and fluid events in the Ivrea Zone. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **134**, 405-414.
- Voshage H., Hofmann A.W., Mazuchelli M., Rivalenti G., Sinigoi S., Raczeck I., Demarchi G. (1993) - Isotopic evidence from the Ivrea zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. *Nature*, **347**, 731-736.
- Zingg A., Handy M.R., Hunziker J.C., Schmid S.M. (1990) - Tectonometamorphic history of the Ivrea zone and its relationships to the crustal evolution of the southern Alps. *Tectonophysics*, **182**, 169-192.