

Les méta-péridotites de La Bessenoits (Massif central). Nature et signification géodynamique*

Marc COUTURIER ⁽¹⁾
Pierre MONCHOUX ⁽¹⁾
Danielle SANTALLIER ⁽²⁾

*The La Bessenoits metaperidotite (French Massif Central)
Nature and geodynamic significance*

Géologie de la France, n° 3, 1994, pp. 53-70, 14 fig., 3 tabl.

Mots-clés : Méta-péridotite, Métamorphisme rétro, Spinelle, Origine mantellique, Fusion partielle, Aveyron (Massif La Bessenoits).

Key words: Metaperidotite, Retrograde metamorphism, Spinel, Mantle origin, Partial melting, Aveyron (La Bessenoits Massif).

Résumé

Le massif de La Bessenoits (près de Decazeville, Aveyron), représente un témoin des zones internes du Massif central français charrié sur les zones méridionales plus externes. Il est constitué de séries très métamorphiques et de méta-péridotites. Les serpentinites associées à des méta-basites dans le "complexe leptyno-amphibolique" de La Bessenoits contiennent des reliques d'olivine, d'orthopyroxène et de spinelle partiellement transformé. Une hornblende trémolitique, constamment présente, est interprétée comme un dérivé métamorphique d'un clinopyroxène initial.

Les caractères texturaux, chimiques et minéralogiques correspondent à ceux d'une tectonite péridotitique d'origine sous-continentale. L'évolution des compositions modales recalculées indique une fusion partielle en faciès lherzolite à spinelle.

L'apparition de la chlorite avant l'amphibole au cours de la rétro-morphose montre que celle-ci a débuté à des

pressions supérieures à 10 Kbars avec $P_{H_2O} \approx P_{fluide} = P_{totale}$.

La signification paléogéodynamique de l'histoire des méta-péridotites de la klippe de La Bessenoits est discutée ; son affinité avec les parties actuelles orientales du Massif central français sont soulignées.

English abridged version

Located north of the Stephanian Decazeville basin (Aveyron) (figures 1 and 2), the La Bessenoits massif is composed of quartzo-feldspathic gneiss (both augen and ordinary), amphibolite and serpentinitized peridotite (Raguin 1947, Monchoux 1961, Couturier 1985). According to Burg and Matte (1977), the massif is an isolated fragment (klippe) of the Upper Gneissic Unit (Ledru et al. 1989), lying southward of the main thrust upon the parautochthonous Lot valley micaschist.

After finding relictual eclogites in the La Bessenoits massif, Monchoux and Couturier (1987) attributed it to the so-

called Leptynitic-Amphibolitic Complexes, referring to the selected definition of Santallier et al. (1988).

The serpentinite is either massive or schistose and generally located at the orthogneiss formation boundary. It crops out as bodies of various sizes, one of which, the so-called Puy de Voll (figure 3), is as much as 1 km. The Puy de Voll serpentinite exhibits orthopyroxene phenoclast-rich zones and, locally, a few centimeter-thick beds of alternating amphibolite and serpentinite.

The original paragenesis of the peridotite complex is generally completely altered. Nevertheless, relicts of olivine and in places, orthopyroxene are to be found in the massive serpentinite. Depending upon the sample, one notes two populations of olivine crystals: the one less than one millimeter wide, the other centimetric. The chemical composition of the olivines (Fo 88 to 90.8 %) is apparently not size dependent (table 1), thus the two populations express a porphyroclastic texture.

* Manuscrit reçu le 23 décembre 1992, accepté définitivement le 16 août 1994.

(1) Université Paul Sabatier, Toulouse III, Laboratoire de minéralogie et cristallographie, URA 067, 39 Allées Jules Guesde, 31000 Toulouse.

(2) Université Claude Bernard, Lyon I. C.S.T., 27/43 bd. du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne cedex.

The orthopyroxene composition ranges from En 87 % to En 90 %, with a variable alumina content: Al_2O_3 varies in a single crystal from 5.1 % in the core to 0.9 % at the recrystallized rim (table 1).

Clinopyroxene has not been observed. It is probably completely altered to amphibole.

Spinel generally occurs as opaque and poikilitic chromite grains surrounded by chlorite nodules. Progressive retrograde metamorphism is reflected a strong negative correlation between $Cr/Cr + Al$ and $Mg/Mg + Fe^{2+}$ ratios (Evans and Frost 1975 and figure 5). In a trivalent cation diagram (figure 6), the observed correlation is in good agreement with the immiscibility domain boundary (Sack and Ghiorso 1994). Nevertheless, colourless spinels with relatively high Al_2O_3 contents have been observed in thin section (table 1). Most of the spinels plot in the metamorphic domain (figures 5 and 7).

Chlorite in the nodules surrounding the chromite is in places, a Cr-rich clinocllore. It apparently crystallized before the amphibole, which constrains the beginning of the peridotite retrograde metamorphism at relatively high pressure ($P_{H_2O} = P_T > 10$ Kbars for circa 800°C) (figure 12).

Amphibole is widespread and mostly devoid of serpentization. Chemically, it varies from Mg-hornblende to tremolite (figure 8), and the cation distribution between the various possible sites (figures 9 and 10) is good evidence for its metamorphic origin.

Clinopyroxene has been completely altered by hydration. This is good evidence that the metamorphic fluid circulated at relatively high pressure (> 10 Kbars) with $P_{H_2O} \cong P_{Fluid} = P_T$ and temperatures circa 700°C (figure 12 and Evans 1992).

Chrysotile and lizardite mostly developed at the expense of olivine and orthopyroxene, and less commonly of amphibole and chlorite. They display pseudomorphic textures.

Correlation diagrams between the elements were drawn up to investigate the protolith composition (figure 13). They show that the retrograde metamorphism was not isochemical. Nevertheless, remobilization was weak, except for Fe and Ca. The Fe evolution is probably due to a metasomatic episode prior to metamorphism. The Ca decrease reflects the high temperature retrograde metamorphism. The studied samples are scattered throughout the whole domain between fertile lherzolites and harzburgites, which provides a good argument for comparing the La Bessenoits peridotite to orogenic peridotite. The modal compositions, recalculated assuming the CaO contents to be $\approx 0.9 Al_2O_3$, support a similar conclusion. The partial melting probably occurred in the spinel-lherzolite facies (figure 14). Consequently, the La Bessenoits serpentinite derived from a spinel-bearing lherzolite, which was affected by partial melting and resulted in more depleted harzburgitic terms. Later, the harzburgitic paragenesis underwent a retrograde metamorphic evolution, as reflected by the various intermediate stages indicated above. The fertile character of some of the rocks, as deduced from the mineralogical and chemical study, is good evidence that the original lherzolite was probably a sub-continental mantelic slice.

Our conclusion is in good agreement with the most recent geochemical work devoted to the Massif central metabasites (Ouali 1993). It shows that the extensional process was limited in the eastern Massif central, where it never resulted in a complete oceanization. Consequently, the associated peridotite is of the sub-continental type. In such a diagram, the La Bessenoits klippe appears to be linked to the eastern Massif central zone.

Introduction

Le Massif central français appartient à l'orogène varisque ouest européen. Comme tel, il a subi une histoire tectono-métamorphique complexe (Matte 1986, Keppie ed. sous presse) débutant par un épisode distensif cambro-ordovicien. Puis viennent un épisode de fermeture silurien de type subduction,

puis deux phases collisionnelles au Dévonien et au Carbonifère précoce. Enfin, la fin de l'histoire correspond au stade intra-continental terminal avec granitisation au carbonifère tardif. Un empilement de cinq complexes litho-tectoniques d'importance majeure a été reconnu et décrit dans le Massif central français au cours des dernières années (Ledru *et al.*, Santallier *et al.*, 1989, in Keppie ed. sous presse). De la base vers le sommet, ces unités sont les suivantes (fig. 1) : (1) Les unités para-autochtones qui sont surtout composées de mica-schistes avec quelques intercalations orthogneissiques. Elles constituent la base géométrique de la pile, mais leur degré de métamorphisme variant de l'épizone à la catazone laisse penser qu'elles sont au moins en partie d'origine allochtone. (2) Le complexe allochtone inférieur (équivalent de l'unité inférieure des gneiss de Ledru *et al.*, 1989) comprend surtout des ortho- et des para-gneiss. Il a subi une évolution tectono-métamorphique polyphasée avec un épisode de haute pression silurien visible uniquement dans la partie ouest du Massif central français, et un épisode collisionnel d'âge dévonien (Bernard-Griffiths *et al.*, 1977). Le contact avec le complexe sous-jacent est souligné par des mylonites et un ensemble ophiolitique démembré (Mercier *et al.*, 1985, Girardeau *et al.*, 1986, Maillet, 1987). (3) Le complexe allochtone moyen (unité supérieure des gneiss de Ledru *et al.*, 1989) montre surtout des méta-sédiments greywackeux avec de nombreuses intercalations orthodérivées (méta-granitoïdes, metabasites et plus rarement ultramafites d'origine mantellique). Ces intercalations sont particulièrement abondantes dans les "complexes leptyno-amphiboliques" (Santallier *et al.*, 1988) situés vers la base de l'allochtone moyen. De nombreuses reliques de haute pression et en général haute température (éclogites et granulites) y ont été décrites (Kornprobst *et al.*, 1980, Santallier, 1983, Pin et Vielzeuf, 1988). Cet épisode, d'âge silurien, a précédé la tectonique tangentielle majeure en climat barrovien qui a conduit à l'édification de la pile de nappes lors de la première collision dévonienne. (4) Le complexe allochtone supérieur comprend deux ensembles épizonaux dis-

tincts qui affleurent l'un à l'ouest et l'autre à l'est du Massif central français. Le second montre la trace d'un épisode de distension marginal avec mise en place d'ophiolites d'âge dévonien. (5) Les unités paléozoïques méridionales représentent la marge sud de l'orogène, d'origine gondwanienne (Feist et Echlter *in* Keppie ed. sous presse) charriée au Carbonifère tardif sur les zones septentrionales plus internes.

Organisation générale

Situé au nord du bassin stéphanien de Decazeville (Aveyron), le massif de La Bessenoits (fig. 1, 2) est essentiellement constitué d'ortho-gneiss ocellés, associés à des leptynites, des amphibolites et des péridotites serpentinisées (Raguin 1947, Monchoux 1961, Couturier 1985). D'après Burg et Matte (1977), précisant une hypothèse de Demay (1948), ce massif repose, sous forme de klippe, à l'avant du chevauchement majeur vers le sud de l'unité supérieure des gneiss (Ledru *et al.*, 1989), sur les micaschistes de la vallée du Lot (para-autochtone de Ledru *et al.*, 1989). Il est divisé en deux par une zone étroite de mylonites phylliteuses (phyllonites, fig. 2) d'orientation N140 dont le contact nord est jalonné de listvénites et de lamprophyres. Les serpentinites sont généralement localisées en bordure des orthogneiss et forment des masses de dimensions variables dont les deux principales sont (fig. 2) : le Puy de Voll (1 km de diamètre) au sud et le massif de La Cau (3 km x 300 m) au nord. Le Puy de Voll est longé sur sa bordure ouest par une bande continue d'amphibolites à reliques de gabbros.

Les serpentinites sont localement massives (Puy de Voll) mais le plus souvent schisteuses. Le plan de schistosité est repris par des plis en chevron. La schistosité prend son développement maximal dans les massifs de La Cau (où elle présente un pendage sud), et de Laubarède (où elle plonge vers le nord).

Dans le massif du Puy de Voll, la schistosité est aussi reprise par des plis déjetés à déversés, d'amplitude métrique, répliques de plis décimétriques d'axe N120 déversés vers le sud. La suc-

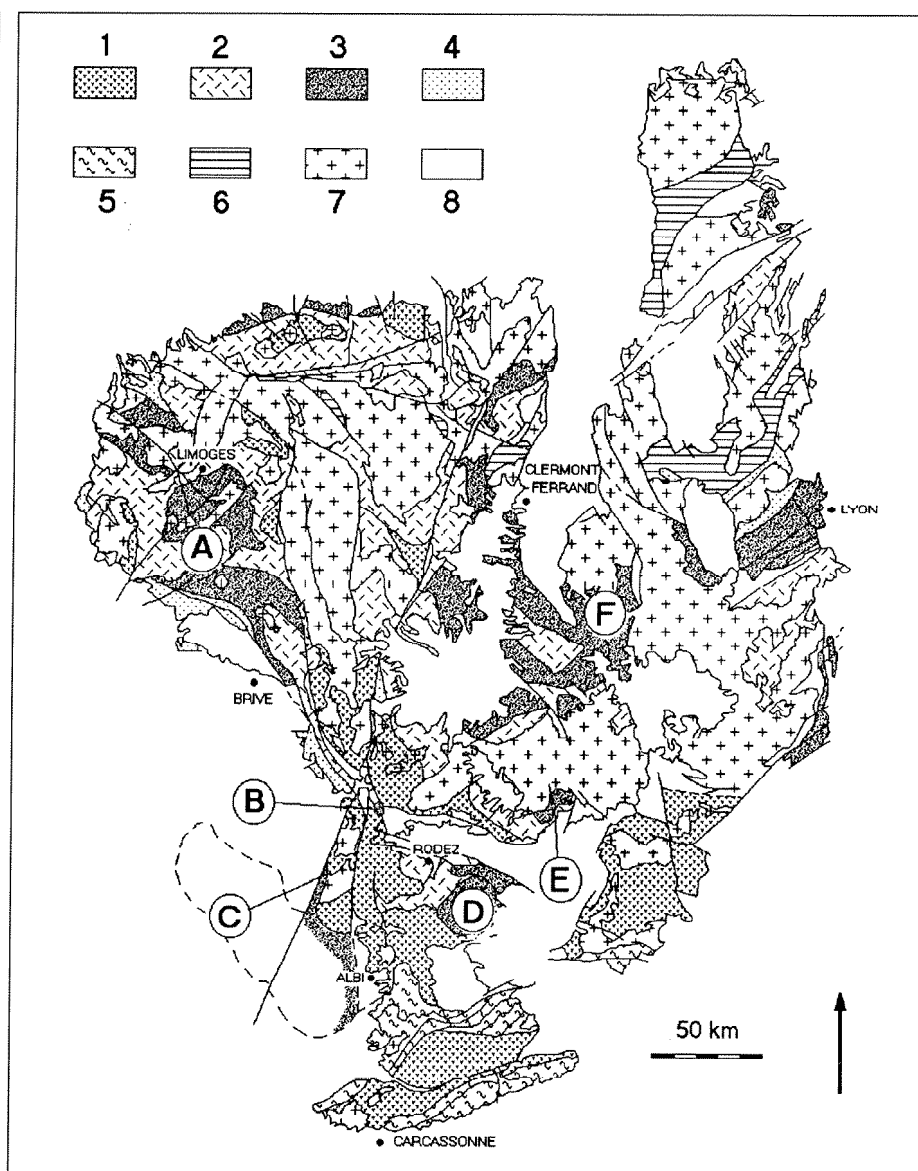


Fig. 1. - Carte schématique des nappes du Massif central français (d'après Ledru *et al.*, 1989).
1 - complexes autochtones relatifs ; 2 - unité inférieure des gneiss ; 3 - unité supérieure des gneiss ; 4 - unités supérieures épizonales ; 5 - unités méridionales d'âge paléozoïque ; 6 - dépôts viséens ; 7 - granites ; 8 - terrains post hercyniens.

A - Limousin ; B - La Bessenoits ; C - Najac ; D - Levezou ; E - Marjevols ; F - Haut-Allier.

Fig. 1. - Sketch map of the French Massif central nappes (after Ledru *et al.*, 1989).

1 - relative autochthonous complexes ; 2 - lower gneiss unit ; 3 - upper gneiss unit ; 4 - upper epizonal units ; 5 - southern units of Palaeozoic age ; 6 - Visean deposits ; 7 - granite ; 8 - post-Hercynian terrain.

A - Limousin ; B - La Bessenoits ; C - Najac ; D - Levezou ; E - Marjevols ; F - Haut-Allier.

cession des plis décimétriques et leur polarité pourraient indiquer la présence du flanc normal d'un pli de beaucoup plus grande ampleur.

Des zones à phénoclastes d'orthopyroxène bastitisé de dimension millimétrique à supra-centimétrique et d'abondance variable, se rencontrent aussi bien dans les serpentinites massives que les serpentinites schisteuses.

L'étude détaillée de ces serpentinites a pour but de reconstituer les caractéris-

tiques de la péridotite initiale et d'en déduire la signification géodynamique.

Les faciès ultrabasiques

Le massif du Puy de Voll constitue la zone la plus favorable (serpentinite massive, grande surface affleurante) pour la recherche des paragenèses primaires et de l'origine des péridotites. La cartographie révèle, malgré les déformations successives, une structuration du

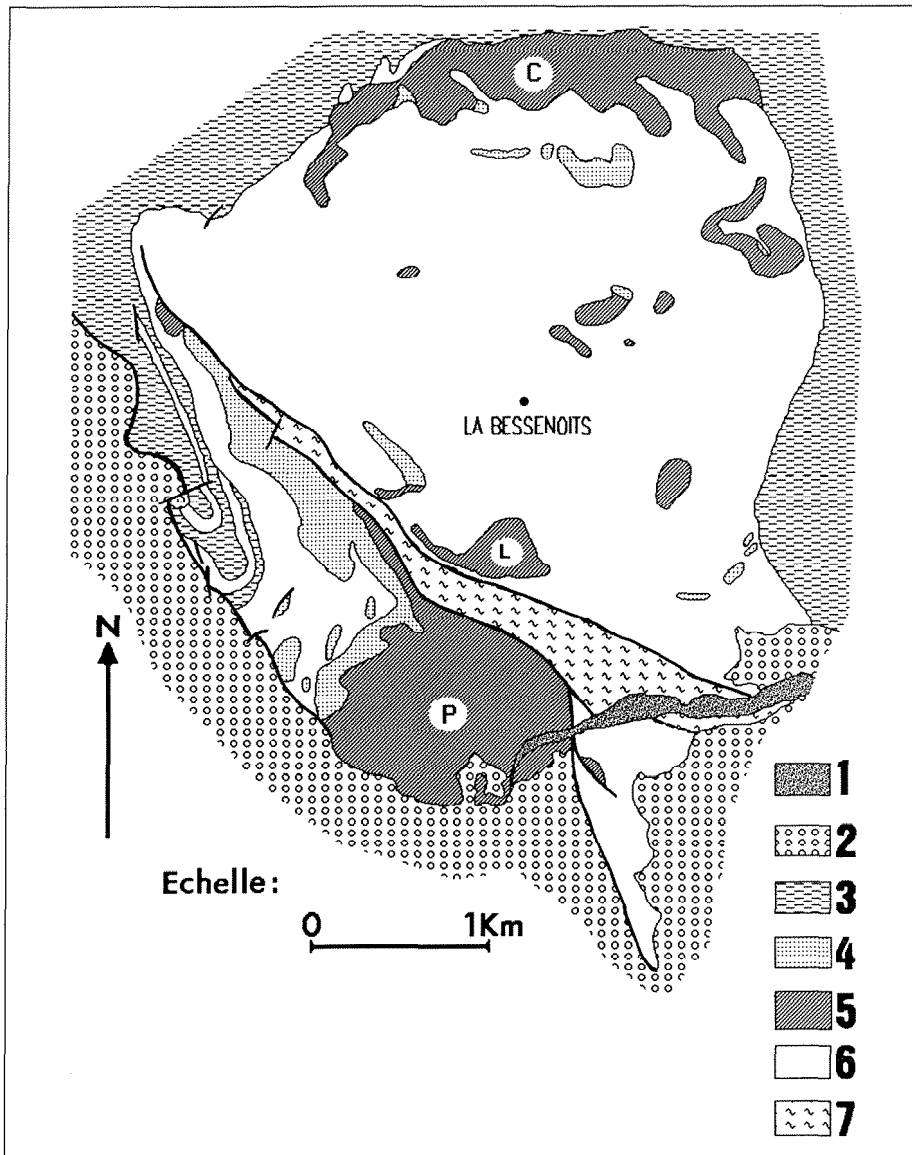


Fig. 2. Carte simplifiée du massif de La Bessenoits (modifiée d'après Monchoux, 1961).
 1 - alluvions récentes ; 2 - sédiments stéphanien et permien ; 3 - micaschistes ; 4 - gabbros, éclogites et amphibolites ; 5 - serpentinites ; 6 - orthogneiss, leptynites et faciès mylonitisés ; 7 - phyllonites.
 C - massif de La Cau ; L - massif de Laubarède ; P - massif du Puy de Voll.

Fig. 2. - Simplified map of the La Bessenoits massif (modified after Monchoux, 1961).
 1 - recent alluvium ; 2 - Stephanian and Permian sedimentary rocks ; 3 - micaschist ; 4 - gabbro, eclogite and amphibolite ; 5 - serpentinite ; 6 - orthogneiss, leptynite and mylonitized facies ; 7 - phyllonite.
 C - La Cau massif ; L - Laubarède massif ; P - Puy de Voll massif.

massif matérialisée par une zone litée qui prend en écharpe la partie est du massif (fig. 3). Trois parties peuvent être distinguées :

- La bande la plus centrale est formée par une alternance de lits parallèles (N110, 60°S à 80°N) millimétriques d'amphibolite et centimétriques de serpentinite, se succédant sur plusieurs dizaines de mètres. Cette zone litée s'étend de façon continue de la limite est du massif jusqu'au centre où elle disparaît progressivement (fig. 3). Des plis

isoclinaux serrés à charnières renflées affectent localement les lits d'amphibolite. Le cœur de la zone litée est dépourvu d'orthopyroxène. Sur les bordures l'orthopyroxène réapparaît, le spinelle devient plus abondant, tandis que les lits amphibolitiques tendent à être plus rares et plus épais (centimétriques) (fig. 3).

- La bande septentrionale, d'orientation SE-NW est constituée d'une alternance de serpentinites litées et de serpentinites non litées. La fréquence des lits amphibolitiques augmente d'est

en ouest en même temps que leur épaisseur diminue (décimétrique à millimétrique). Les faciès les plus finement lités ne contiennent pas d'orthopyroxène.

- La partie sud du massif contient des bancs d'amphibolite beaucoup plus isolés, centimétriques à décimétriques, affectés par des plis en genou d'amplitude métrique. Certains des lits supra-centimétriques sont associés à des lentilles d'orthopyroxénite d'épaisseur comparable.

Minéralogie

Les minéraux du complexe péridotitique initial sont en général transformés. Dans les serpentinites massives, on observe cependant des reliques d'olivine et, plus rarement, d'orthopyroxène.

L'olivine

Relique, elle constitue le cœur des mailles de la serpentine. Dans les zones favorables où la serpentinisation n'est pas totale, on peut distinguer, selon les échantillons, deux sortes de péridots d'après les dimensions des cristaux : soit inframillimétriques, soit centimétriques. La composition chimique des olivines (Fo 88 % à 90,8 %) semble indépendante de la taille des cristaux (tabl. 1). Ceci évoque une texture porphyroclastique.

L'orthopyroxène

Les observations microscopiques et l'analyse chimique des cristaux (tabl. 1) ont permis de distinguer deux populations :

- dans les bancs d'amphibolites, des cristaux inframillimétriques associés à l'amphibole dans une texture polygonale. Les compositions vont de En 87 % à En 88,5 % et les teneurs en Al₂O₃ de 0,4 % à 0,7 % ;

→

Tabl. 1. - Composition chimique des minéraux (microsonde, Analyste : F. Autefage, UPS, Toulouse). Formules structurales : programme MINFILE 3-88 (Afifi et Essene, 1988).

Table 1. - Chemical composition of the minerals (microprobe analysis by F. Autefage, UPS, Toulouse). Structural formulas: Minfile 3-88 program (Afifi and Essene, 1988).

LES MÉTA-PÉRIDOTITES DE LA BESSENOITS (MASSIF CENTRAL)

OLIVINE	1	2	3
Na2O	0.00	0.05	0.00
K2O	0.00	0.00	0.01
MgO	47.46	48.62	47.43
Al2O3	0.00	0.03	0.01
SiO2	39.97	40.35	38.82
CaO	0.00	0.03	0.00
TiO2	0.00	0.00	0.00
FeO	10.69	9.36	12.23
MnO	0.17	0.13	0.24
Cr2O3	0.06	0.03	0.04
HfO	0.39	0.36	0.46
F	0.00	0.07	0.00
total	98.74	99.02	99.22
#Na+1	0.000	0.002	0.000
#K+1	0.000	0.000	0.000
#Mg+2	1.767	1.794	1.776
#Al+3	0.000	0.001	0.000
#Si+4	0.938	0.999	0.975
#Ca+2	0.000	0.001	0.000
#Ti+4	0.000	0.000	0.000
#Fe+2	0.223	0.194	0.257
#Mn+2	0.004	0.003	0.005
#Cr+3	0.001	0.001	0.001
#Ni+2	0.008	0.007	0.009
total	3.001	3.002	3.024
#O-2	4.000	4.000	4.000
mg	0.888	0.903	0.874

SPINELLE	4	5	6
SiO2	0.15	0.00	0.03
TiO2	0.10	0.08	0.24
Al2O3	45.90	30.09	29.70
Cr2O3	18.75	38.00	26.42
FeO(t)	19.28	15.97	27.63
MnO	0.37	0.21	-
MgO	13.243	15.74	10.80
CaO	0.000	0.00	-
NiO	0.269	0.00	0.26
total	96.055	100.09	96.650
#Si	0.004	0.000	0.000
#Ti	0.002	0.002	0.010
#Al	1.561	1.037	1.090
#Cr	0.382	0.879	0.850
#Fe+3	0.044	0.081	0.240
#Fe+2	0.421	0.310	0.480
#Mn	0.010	0.005	-
#Mg	0.570	0.886	0.500
#Ca	0.000	0.000	-
#Ni	0.008	0.000	0.010
Cations	3.000	3.000	3.000
#O	4.000	4.000	4.000
mg	0.575	0.889	0.510
Y Al	0.785	0.519	0.551
Y Cr	0.192	0.440	0.328
Y Fe	0.022	0.041	0.121

AMPHIBOLE	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO2	50.82	56.81	52.50	49.83	52.40	54.86	54.63	55.64	57.01
TiO2	0.31	0.00	0.15	0.40	0.30	0.14	0.16	0.06	0.09
Al2O3	5.81	1.84	5.45	8.20	7.40	2.38	3.05	1.83	0.75
Cr2O3	0.40	0.10	0.08	0.32	0.30	0.02	0.36	0.02	0.05
FeO(t)	4.32	3.03	3.11	3.38	3.20	3.40	2.86	2.43	2.32
MnO	0.09	0.10	0.00	0.03	-	0.07	0.00	0.06	0.11
MgO	21.95	22.70	21.93	20.25	20.00	23.48	22.81	23.63	23.69
CaO	12.84	12.46	12.70	13.89	12.40	11.43	12.59	12.50	12.51
Na2O	1.05	0.45	0.93	1.02	1.20	0.59	0.71	0.47	0.26
K2O	0.13	0.07	0.14	0.19	0.10	0.04	0.09	0.08	0.08
F	0.00	0.00	0.00	0.27	-	-	0.00	0.00	0.00
Cj	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00
Total	97.52	97.35	97.58	97.76	97.30	96.41	97.20	97.06	96.86
O=F	0.00	0.00	0.00	0.11	-	-	0.00	0.00	0.00
O=Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	0.00	0.00	0.00
H2O	2.13	2.18	2.16	2.01	2.16	2.15	2.16	2.17	2.17
Total	99.65	99.53	99.74	99.77	99.46	98.56	99.36	99.23	99.04
#Si IV	7.111	7.803	7.294	6.982	7.270	7.650	7.575	7.728	7.871
#Al IV	0.889	0.197	0.706	1.018	0.730	0.350	0.425	0.272	0.121
#Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
#Ti IV	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008
T site	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
#Al VI	0.073	0.101	0.187	0.338	0.480	0.040	0.073	0.026	0.000
#Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
#Ti	0.033	0.000	0.016	0.047	0.030	0.010	0.016	0.006	0.002
#Cr	0.044	0.011	0.075	0.038	0.030	0.000	0.040	0.002	0.005
#Mg	4.597	4.663	4.541	4.229	4.140	4.880	4.714	4.866	4.878
#Fe+2	0.253	0.224	0.181	0.358	0.310	0.080	0.157	0.101	0.117
#Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
#Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1,2,3	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
#Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
#Fe+2	0.255	0.125	0.160	0.308	0.060	0.340	0.175	0.180	0.151
#Mn	0.011	0.011	0.000	0.003	0.000	0.010	0.000	0.007	0.013
#Ca	1.734	1.840	1.820	1.959	1.840	1.650	1.825	1.813	1.836
#Na	0.000	0.023	0.000	0.000	0.100	0.000	0.000	0.000	0.000
M4 site	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
#Mg	0.198	0.000	0.070	0.127	0.000	0.050	0.038	0.047	0.014
#Na	0.288	0.086	0.249	0.278	0.230	0.180	0.191	0.125	0.071
#K	0.023	0.012	0.024	0.033	0.020	0.010	0.016	0.014	0.015
A site	0.507	0.108	0.344	0.430	0.240	0.220	0.243	0.186	0.099
#O	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000	22.000
#H	2.000	2.000	2.000	1.879	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
#F	0.000	0.000	0.000	0.121	-	-	0.000	0.000	0.000
#Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	-	-	0.000	0.000	0.000
Charge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
mg	0.947	0.974	0.962	0.991	1.210	0.390	0.964	0.964	0.970
Al(t)	0.962	0.298	0.893	1.354	0.920	0.920	0.498	0.298	0.121

ORTHOPYROXENE	16	17	18	19	20	21	22
SiO2	52.85	52.86	54.30	55.55	56.31	56.99	57.41
TiO2	0.08	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	5.13	5.06	2.95	1.51	0.89	0.08	0.13
Cr2O3	0.51	0.33	0.25	0.18	0.10	0.00	0.00
FeO(t)	8.85	7.85	7.85	7.85	7.48	7.74	8.88
MnO	0.18	0.21	0.16	0.23	0.25	0.15	0.18
NiO	0.00	0.10	0.05	0.07	0.15	0.00	0.30
MgO	32.52	31.06	32.34	32.85	32.78	34.26	34.77
CaO	0.39	0.84	0.11	0.14	0.13	0.10	0.11
Na2O	0.04	0.24	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03
K2O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Total	98.54	98.50	98.01	98.19	98.08	99.32	99.82
#Si IV	1.662	1.673	1.926	1.905	1.999	1.999	1.989
#Al IV	0.138	0.127	0.074	0.035	0.011	0.003	0.005
T site	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	1.992	1.994
#Al VI	0.075	0.084	0.049	0.028	0.028	0.000	0.000
#Ti	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
#Cr	0.014	0.009	0.007	0.004	0.003	0.000	0.000
#Fe+3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
#Fe+2	0.202	0.227	0.233	0.232	0.221	0.228	0.189
#Mn+2	0.005	0.006	0.005	0.007	0.007	0.004	0.005
#Ni+2	0.000	0.003	0.001	0.002	0.004	0.000	0.008
#Ni	1.708	1.840	1.710	1.722	1.728	1.783	1.796
#Mg	0.015	0.032	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004
#Ca	0.003	0.017	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
#K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1,M2	2.024	2.022	2.009	2.002	1.992	2.017	2.015
#O	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Charge	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
mg	0.894	0.879	0.880	0.881	0.887	0.888	0.900
Al(t)	0.213	0.211	0.123	0.083	0.037	0.003	0.005

CHLORITE	23	24	25	26
Na2O	0.00	0.02	0.00	0.00
K2O	0.00	0.01	0.00	0.01
MgO	35.50	33.02	35.00	33.27
Al2O3	15.60	15.32	15.50	15.16
SiO2	32.10	32.74	30.30	32.01
CaO	0.00	0.01	0.00	0.00
TiO2	0.00	0.03	0.00	0.10
FeO(t)	4.80	4.05	3.30	4.08
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr2O3	1.50	1.20	3.10	1.38
NiO	0.00	0.27	0.00	0.29
total	89.30	86.88	87.20	86.27
#Na+1	0.000	0.004	0.000	0.000
#K+1	0.000	0.001	0.000	0.001
#Mg+2	4.929	4.682	4.982	4.761
#Al+3	1.712	1.721	1.744	1.716
#Si+4	2.989	3.120	2.893	3.073
#Ca+2	0.000	0.001	0.000	0.000
#Ti+4	0.000	0.002	0.000	0.007
#Fe+2	0.358	0.323	0.264	0.328
#Mn+2	0.000	0.000	0.000	0.000
#Cr+3	0.110	0.091	0.234	0.105
#Ni+2	0.000	0.021	0.000	0.022
total	10.099	9.975	10.118	10.011
#O-2	14.000	14.000	14.000	14.000
Al IV	1.011	0.880	1.107	0.927
Al VI	0.702	0.840	0.638	0.788
fe	0.068	0.084	0.050	0.084

SERPENTINE	27	28	29	30
Na2O	0.00	0.02	0.04	0.02
K2O	0.03	0.03	0.04	0.03
MgO	30.79	35.99	34.23	36.09
Al2O3	7.87	1.73	2.33	2.16
SiO2	37.73	39.87	40.40	40.18
CaO	0.15	0.04	0.11	0.04
TiO2	0.06	0.10	0.06	0.03
FeO	6.89	4.93	6.19	6.68
MnO	0.01	0.06	0.11	0.08
Cr2O3	0.54	0.37	0.02	0.01
NiO	0.00	0.06	0.57	0.00
total	84.06	83.19	84.09	85.30
#Na+1	0.001	0.004	0.007	0.003
#K+1	0.004	0.004	0.005	0.004
#Mg+2	4.527	5.314	5.033	5.241
#Al+3	0.815	0.202	0.271	0.248
#Si+4	3.722			

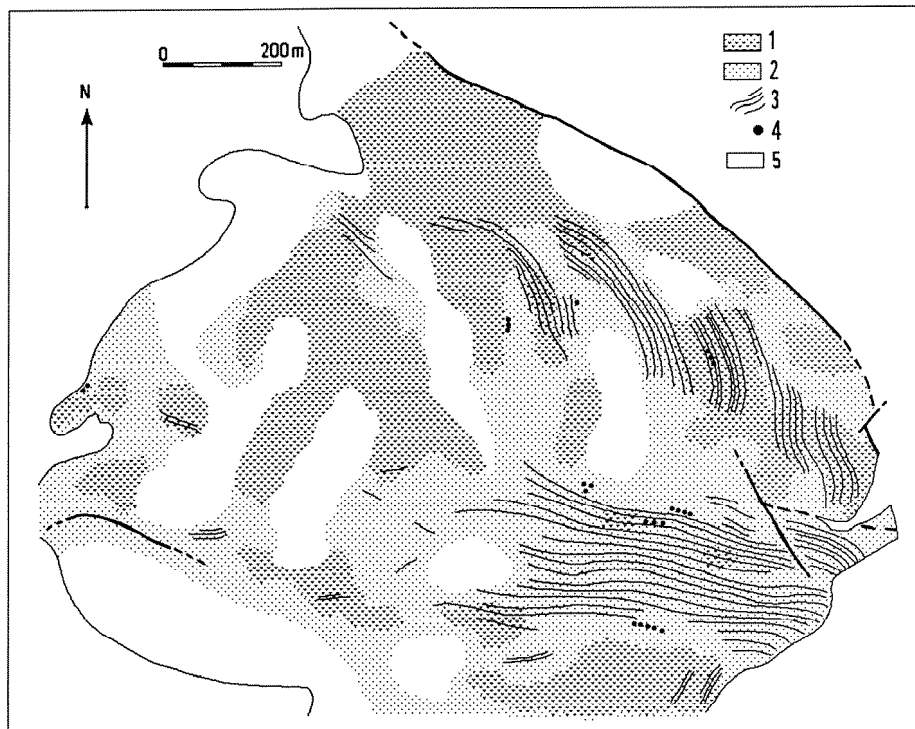


Fig. 3. – Carte pétrographique des serpentinites du Puy de Voll.

1 - serpentinite à phénoclastes d'orthopyroxène ; 2 - serpentinite sans phénoclastes visibles ; 3 - lits amphibolitiques ; 4 - zone riche en spinelle ; 5 - zone non affleurante.

Fig. 3. – Petrographic map of the Puy de Voll serpentinite. 1 - serpentinite with orthopyroxene phenoclasts; 2 - serpentinite without visible phenoclasts; 3 - amphibolitic layers; 4 - spinel-rich zone; 5 - non-outcropping zone.

– dans la péridotite serpentinisée, des cristaux de 0,1 cm à 2 cm de longueur, contenant parfois des inclusions d'olivine, d'amphibole ou de spinelle (fig. 4a) ; les clivages bien marqués selon (210) sont, dans certains cas, interrompus par une couronne recrystallisée (fig. 4b). Les compositions vont de En 87 % à En 90 % ; les teneurs en Al_2O_3 sont variables : dans un orthopyroxène à bordure recrystallisée (fig. 4b), elles diminuent de 5,1 % au centre jusqu'à 0,9 % en bordure (tabl. 1) ce qui correspond à une baisse de température. L'étiement des phénoclastes matérialise une première foliation. Presque toujours bastitisé, l'orthopyroxène est alors remplacé par un mélange de fines lamelles ou de fibres de serpentine, chlorite, talc et amphibole. Les cristaux, moulés par les lits chloriteux, peuvent être brisés ou ployés (fig. 4c) plus ou moins fortement selon leur orientation par rapport au plan de la schistosité.

Le spinelle

Il se présente généralement sous forme de grains opaques dentelliformes

de chromite au centre de nodules de chlorite. Dans certains cas (fig. 4d), la chlorite s'est déposée le long d'anciens plans structuraux le long desquels l'altération a progressé préférentiellement. La schistosité déforme les nodules chloriteux, d'abord en houppes sigmoïdes orientées selon la schistosité, puis les houppes s'allongent jusqu'à former des lits au sein desquels les minéraux opaques tendent à se disperser (fig. 4e et 4f).

L'association chromite - chlorite résulte de la déstabilisation dans le faciès amphibolite d'un spinelle primaire qui réagit avec la phase silicatée (Trommsdorf et Evans 1974, Evans et Frost 1975). D'un échantillon à l'autre, la rétro-morphose progressive se traduit par une forte corrélation négative des rapports $Cr/Cr+Al$ et $Mg/Mg+Fe^{2+}$ (Evans et Frost, 1975 et fig. 5). Dans le diagramme des cations trivalents (fig. 6) l'évolution respecte la limite du domaine d'immiscibilité (Sack et Ghiorso, 1991). Elle se traduit par un appauvrissement du spinelle d'abord en Al, le rapport Fe^{3+}/Cr restant à peu près constant, puis en Cr au bénéfice de Fe^{3+} jusqu'au

terme magnétite. Al et Cr sont absorbés par la chlorite qui résulte de la réaction.

Cependant des spinelles translucides en lame mince ont pu être observés (tabl. 1) :

– des reliques brunes au coeur de spinelles opaques en voie de rétro-morphose (auréole chloriteuse) dans des échantillons de serpentinites schisteuses à phénoclastes d'orthopyroxène et de serpentinites litées ; les analyses révèlent des teneurs maximales de 29,7 % en Al_2O_3 ;

– des reliques de spinelle non rétro-morphosé (pas d'auréole chloriteuse) vert en lame mince, observées dans un échantillon de serpentine litée à phénoclastes d'orthopyroxène ; les analyses révèlent des teneurs maximales de 46,4 % en Al_2O_3 ;

– un bloc volant décimétrique de chromite trouvé en bordure SW du Puy de Voll, à proximité des gabbros amphibolitiques présente une teneur de 30,1 % en Al_2O_3 dans les plages les mieux préservées (brun rougeâtre en lame mince). Les figures 5 et 6 montrent que cette chromite ne peut pas être un témoin intermédiaire de la rétro-morphose des spinelles précédents.

La figure 5 montre que tous les spinelles, sauf le bloc de chromite, tombent dans le domaine des spinelles métamorphiques, et présentent une évolution presque linéaire depuis les spinelles verts. Ceux-ci sont inclus dans les champs des péridotites considérées comme sous-continentales (fig. 5) non loin des tectonites péridotitiques du Limousin (massif de La Rebière, Maillet 1987). Le champ de composition des spinelles du massif de La Rebière s'aligne avec les spinelles du Puy de Voll. Ainsi, les spinelles verts, non auréolés de chlorite, pourraient représenter les témoins du début de la rétro-morphose de spinelles primaires encore plus alumineux, comme ceux de La Rebière. Cependant, comme ces spinelles se trouvent dans des serpentinites litées, ils pourraient aussi résulter d'un rééquilibrage de spinelles primaires moins alumineux, avec des liquides magmatiques dont le litage est le témoin.

Le report des spinelles dans le diagramme $LnK_D - X_{Cr}$ (fig. 7) permet de

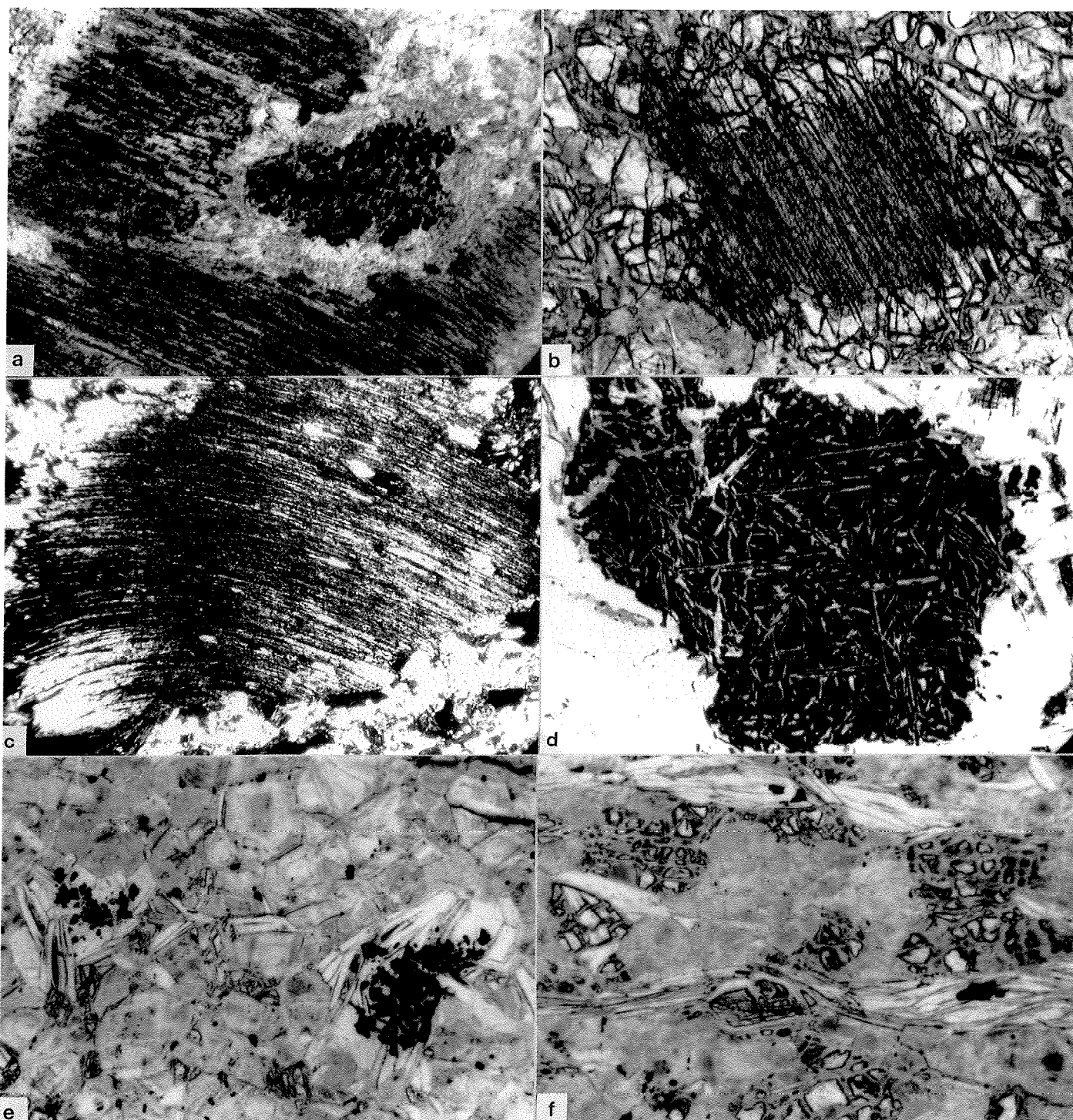


Fig. 4. – a : Inclusion de chromite à couronne de chlorite dans un orthopyroxène bastitisé. L.N.
 b : Porphyroclaste d'orthopyroxène. Section basale. Bordure recristallisée interrompant le plan de séparation (100). L.N.
 c : Orthopyroxène bastitisé. Extinction "roulante" due à la déformation. L.P.
 d : Monocristal de spinelle transformé en chromite et clinocllore. Ce dernier se développe en couronne et le long des directions cristallographiques du spinelle. L.P.
 e : Nodules de chromite et chlorite non déformés. L.N.
 f : Anciens nodules de chromite et chlorite allongés suivant la schistosité. L.N.

Fig. 4. – a : Chromite inclusion with a chlorite rim in bastitized orthopyroxene. Natural light.
 b : Orthopyroxene phenocryst. Basal section. Recrystallized edge cutting the separation plane (100). Natural light.
 c : Bastitized orthopyroxene. Wavy extinction due to deformation. Polarized light.
 d : Single crystal of spinel altered to chromite and clinocllore. The latter has developed as a rim and parallel to the crystallographic axes of the spinel. Polarized light.
 e : Non-deformed chromite and chlorite nodules. Natural light.
 f : Old chromite and chlorite nodules elongate along the schistosity. Natural light.

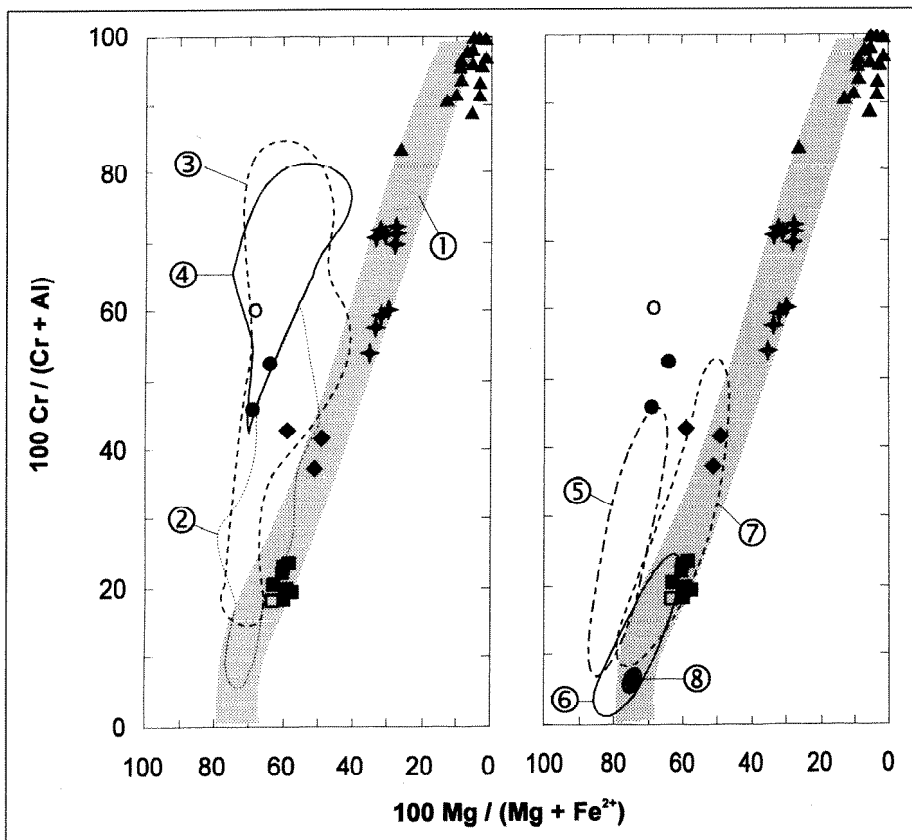


Fig. 5. – Composition des spinelles des péridotites du Puy de Voll.
 ■ spinelle vert, serpentinite litée, YFe < 0,05
 □ spinelle vert, serpentinite litée, YFe < 0,15
 ● spinelle brun-rouge, chromite, YFe < 0,05
 ○ spinelle brun-rouge, chromite, YFe < 0,15
 ◆ spinelle brun, serpentinite litée, YFe < 0,15
 † spinelle opaque, serpentinites et serpentinites litées, YFe < 0,25
 ▲ spinelle opaque, serpentinites et serpentinites litées, YFe > 0,25
 – domaine des spinelles métamorphique : ① ;
 – domaines des spinelles de péridotites ophiolitiques (classification de Dick et Bullen, 1984) : ② type (ride), ③ type 2 (transitionnel), ④ type 3 (arc) ;
 – domaines de péridotites sous-continentales : ⑤ Beni Bousera et Ronda, ⑥ lherzolites de Lherz et Freychinede, ⑦ harzburgites de Lherz et Freychinede, ⑧ La Rebière (Limousin).
 Les domaines (1) à (7) sont tirés de Haggerty (1992) ; (8) à partir des données de Maillet (1987).

Fig. 5. – Composition of spinels from the Puy de Voll peridotite.
 ■ green spinel, layered serpentinite, YFe < 0.05
 □ green spinel, layered serpentinite, YFe < 0.15
 ● red-brown spinel, chromite, YFe < 0.05
 ○ red-brown spinel, chromite, YFe < 0.15
 ◆ brown spinel, layered serpentinite, YFe < 0.15
 † opaque spinel, serpentinite and layered serpentinite, YFe < 0.25
 ▲ opaque spinel, serpentinite and layered serpentinite, YFe > 0.25
 - field of metamorphic spinel: ① ;
 - field of ophiolitic peridotite spinel (classification of Dick and Bullen, 1984): ② type 1 (ridge), ③ type 2 (transitional), ④ type 3 (arc);
 - fields of subcontinental peridotite: ⑤ Beni Bousera and Ronda, ⑥ Lherz and Freychinede lherzolite, ⑦ Lherz and Freychinede harzburgite, ⑧ La Rebière (Limousin).
 Fields (1) to (7) are taken from Haggerty (1992), (8) from data of Maillet (1987).

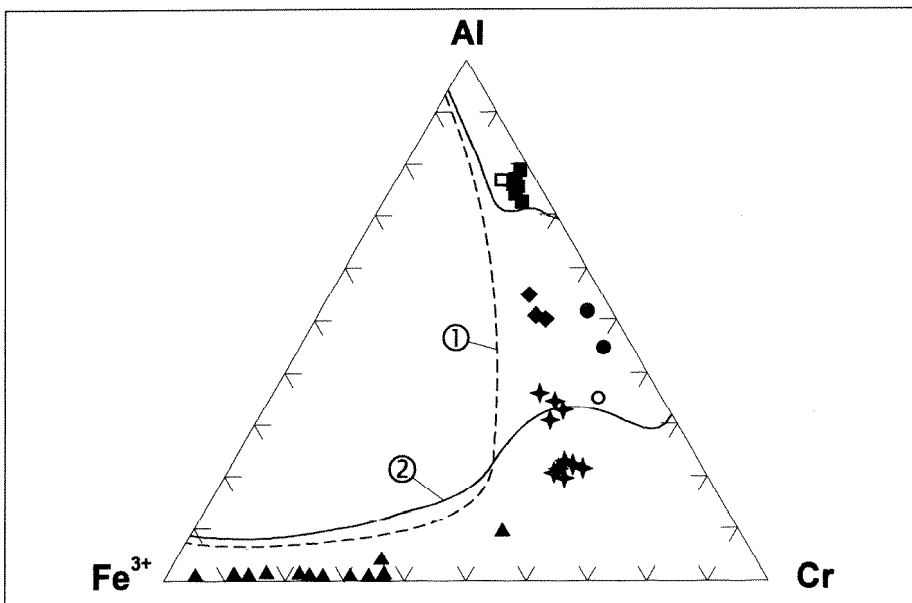


Fig. 6. – Composition des spinelles des péridotites du Puy de Voll.
 Même légende que la figure 5. Domaine de solution solide (d'après Sack et Ghiorso, 1991) : ① à 600°C en équilibre avec de l'olivine de composition Fo₉₀ ; ② idem pour Fo₉₅.
 Fig. 6. – Composition of spinels from the Puy de Voll peridotite.
 Same legend as Figure 5.
 Solid solution field (after Sack and Ghiorso, 1991): ① at 600°C in equilibrium with Fo₉₀ olivine; ② idem for Fo₉₅ olivine.

distinguer les différents spinelles reliques d'après leur position par rapport aux isothermes de Sack et Ghiorso (1991) : les spinelles verts se situent entre les isothermes 500 et 600°C ; les spinelles bruns et les opaques forment deux groupes distincts dans le domaine des péridotites métamorphiques entre 650 et 850°C environ. Les chromites brun rouge se sont équilibrées à des températures nettement plus élevées, de 950

à 1 400°C, dans un domaine qui recouvre celui des laves de type MORB ; le nodule de chromite ne serait donc pas lié directement aux péridotites mais plutôt aux gabbros voisins.

Les autres méthodes d'estimation des températures d'équilibre (tabl. 2) donnent des valeurs plus élevées, encore cohérentes pour les spinelles métamorphiques mais manifestement trop élevées

pour les chromites. Cependant, quelle que soit la méthode, la température d'équilibre des spinelles verts est toujours nettement inférieure à celle des spinelles métamorphiques. Ceux-ci ne peuvent donc résulter de la rétroformation directe des spinelles verts. L'hypothèse d'un rééquilibrage magmatique de ces spinelles est ainsi envisageable et sa composition ne peut renseigner sur celle des spinelles de la péridotite initiale.

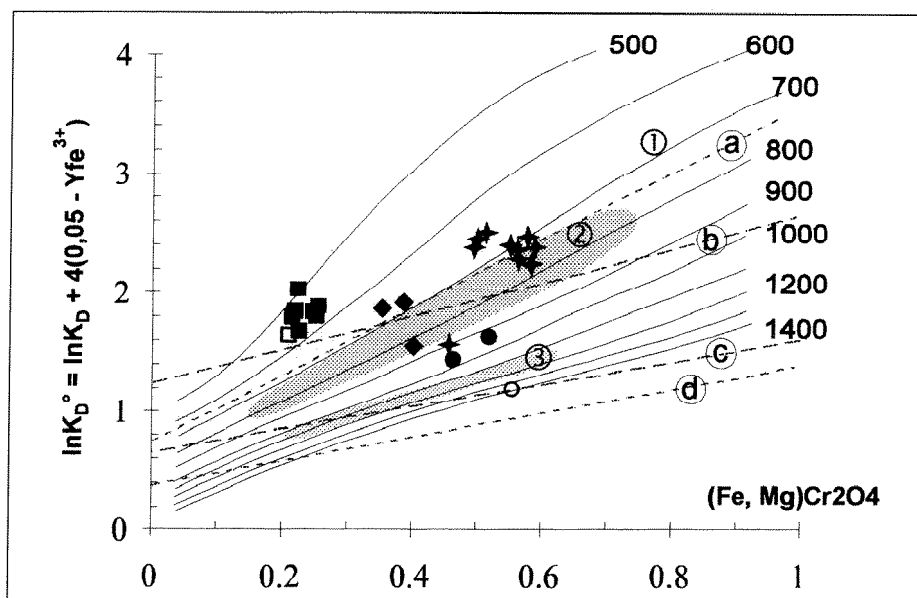


Fig. 7. – Diagramme $\ln K_D^\circ$ en fonction de $(\text{Fe, Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4$ des spinelles des péridotites du Puy de Voll.

$\ln K_D^\circ$ normalisé pour $Y\text{Fe}^{3+} = 0,05$ ($Y\text{Fe} = \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al}$) en équilibre avec de l'olivine de composition $\text{Fo} = 0,90$.

Symboles : même légende que la figure 5.

Les isothermes en traits pleins sont tirés de Sack et Ghiorso (1991). Les isothermes montrés par des traits pointillés sont tirés de Fabriès (1979) (a) : 700°C ; (c) : 1 200°C et Roeder *et al.* (1979) (b) : 700°C ; (d) : 1 200°C. ① champ des spinelles de péridotites métamorphiques à chlorite + enstatite + olivine (d'après Faust et Fahey, 1975) ; ② champ des spinelles de péridotites alpines et ③ champ des spinelles de laves de type MORB (Sack et Ghiorso, 1992).

Fig. 7. – $\ln K_D^\circ$ versus $(\text{Fe, Mg})\text{Cr}_2\text{O}_4$ diagram for spinels of the Puy de Voll peridotite.

$\ln K_D^\circ$ normalized for $Y\text{Fe}^{3+} = 0.05$ ($Y\text{Fe} = \text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{3+} + \text{Cr} + \text{Al}$) in equilibrium with Fo_{90} olivine.

See Figure 5 for symbols.

The isotherms shown by solid lines are taken from Sack and Ghiorso (1991). The isotherms shown by dashed lines are taken from Fabriès (1979) (a): 700°C; (c) 1200°C and Roeder *et al.* (1979) (b) 700°C; (d) 1200°C.

① field of spinels from metaperidotite with chlorite + enstatite + olivine (after Faust and Fahey, 1975) and ② field of spinels from Alpine peridotite and ③ field of spinels from MORB-type lava (Sack and Ghiorso, 1992).

	Sp. verts	Sp. brun-rouge	Sp. bruns	Sp. opaques
Roeder <i>et al.</i> 1979	814 ± 23	1234 ± 132	938 ± 92	870 ± 37
Fabriès 1979	980 ± 38	1469 ± 109	1178 ± 53	1186 ± 43
Sack 1982	998 ± 52	1568 ± 106	1243 ± 36	1271 ± 43

Tabl. 2. – Estimation des températures d'équilibre des spinelles.

Table 2. – Estimation of the spinel equilibration temperatures.

L'amphibole

Plus ou moins épargnée par la serpentinisation selon les zones, elle est le minéral le plus abondant après la serpentine dans les faciès massifs.

Dans la masse péridotitique serpentinisée, l'amphibole, toujours incolore en lame-mince, présente divers habitus :

– dispersée en petits cristaux automorphes trapus inframillimétriques, souvent en voie de serpentinisation ; son abondance reste inférieure à 10 % ;

– en plage de cristaux millimétriques xénomorphes, aux dépens desquels se développe parfois une chlorite magnésienne.

Dans les faciès lités du Puy de Voll, l'amphibole, en partie bastitisée, se présente en cristaux trapus inframillimétriques formant une texture en mosaïque. La limite entre les lits est nette, même à l'échelle microscopique.

Les bancs décimétriques isolés sont peu affectés par la serpentinisation. Ils sont essentiellement composés d'amphiboles en cristaux trapus millimétriques associés à des cristaux inframillimétriques d'orthopyroxène (généralement moins de 10 %) en une texture en mosaïque. Cependant certains bancs présentent des zones où l'amphibole recrystallise en lattes millimétriques à centimétriques aux dépens desquelles se développe une chlorite magnésienne en cristaux de taille comparable.

Quels que soient son habitus et son contexte pétrographique, l'amphibole ne présente que de faibles variations de ses caractères optiques. Les analyses révèlent des compositions allant de la magnésio-hornblende à la trémolite (fig. 8).

La composition des sites (fig. 9 et 10) montre clairement la nature métamorphique des amphiboles qui se distribuent dans les divers domaines métamorphiques hydratés, à partir du domaine à orthopyroxène, olivine, spinelle alumineux ± chlorite, mais hors du domaine granulitique (Evans, 1982 et Sills, 1982). Les températures d'équilibre des roches ultrabasiques à olivine + orthopyroxène + spinelle/chlorite + amphibole calcique ($7,9 > \text{Si} > 6,5$) sont estimées entre 600 et 700°C (Evans, 1982).

La chlorite

Elle présente divers habitus :

- en nodules, associée à la chromite ;
- en plages, associée à l'amphibole dont elle résulte ;
- en lattes pseudomorphes d'anciens phénoclastes d'orthopyroxène, en association avec du talc et/ou de la serpentine ;
- en paillettes inframillimétriques dispersées, dans les faciès massifs ;
- en lits parallèles, associée ou non à des grains de chromite, dans les faciès

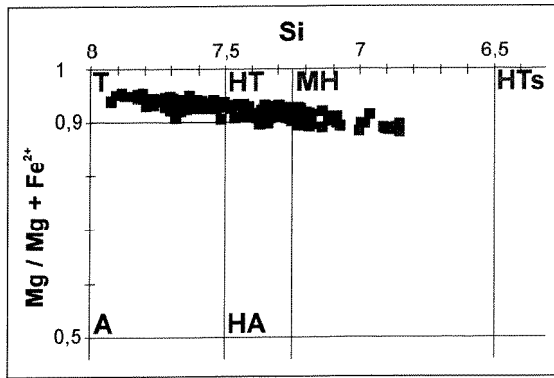


Fig. 8. – Composition des amphiboles des péridotites de La Bessenoits.
A : Actinolite ; HA : Hornblende actinolitique ; HT : hornblende trémolitique ; MH : magnésio-hornblende ; HTs : hornblende tschermakitique ; T : trémolite.

Fig. 8. – Composition of amphiboles from the La Bessenoits peridotite.
A: actinolite; HA: actinolitic hornblende; HT: tremolitic hornblende; MH: magnesian hornblende; HTs: tschermakitic hornblende; T: tremolite.

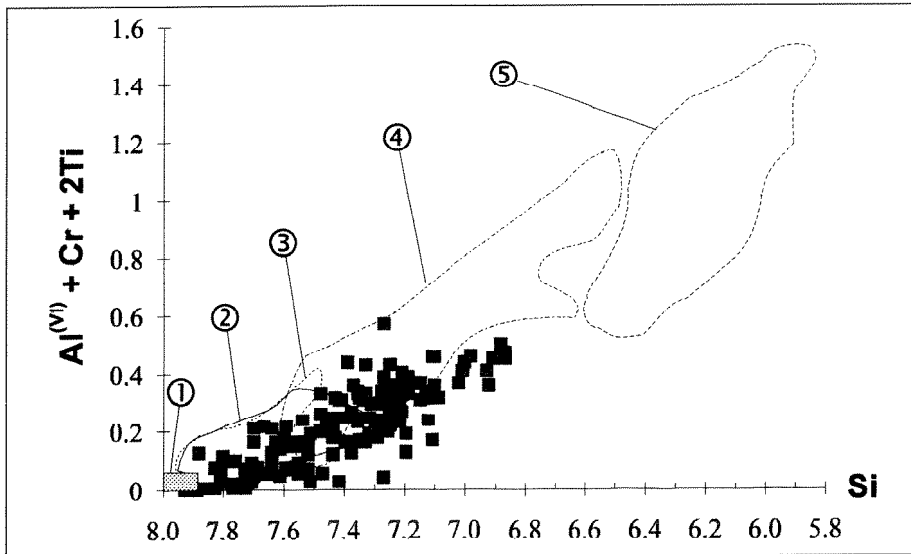
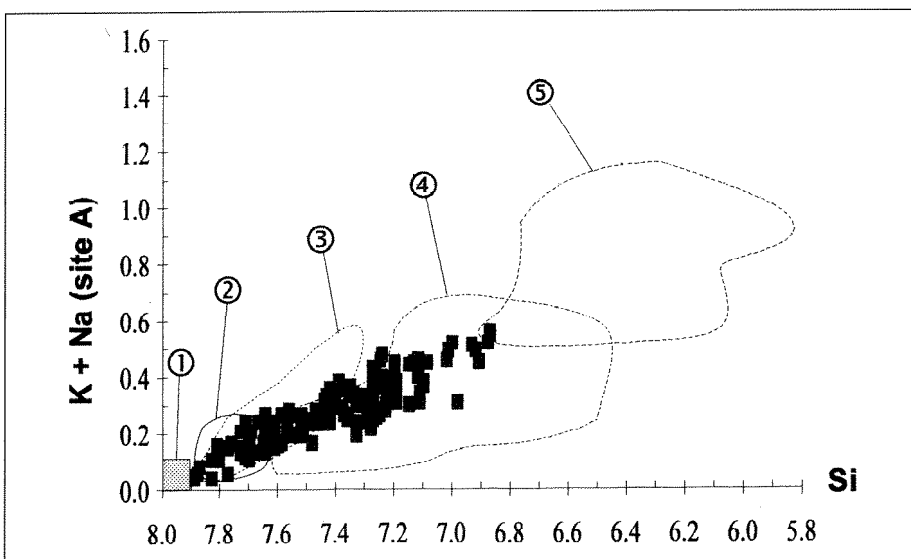


Fig. 9. – Composition des amphiboles des serpentinites de La Bessenoits.
Diagramme des cations R^{3+} et R^{4+} , excepté Fe^{3+} , en site octaédrique en fonction de Si.
Champ des péridotites métamorphiques (à partir de Evans, 1982) : ① domaine à olivine + serpentine ou olivine + talc ; ② olivine + amphibole magnésienne ; ③ orthopyroxène + olivine + chlorite + spinelle chromifère ; ④ orthopyroxène + olivine + spinelle alumineux ± chlorite ; ⑤ orthopyroxène + clinopyroxène ± spinelle alumineux ± grenat ± plagioclase.

Fig. 9. Composition of amphiboles from the La Bessenoits peridotite.
Diagram of the R^{3+} and R^{4+} cations (apart from Fe^{3+}) in octahedral position versus Si.
Field of metaperidotite (from Evans, 1982) : ① field of olivine + serpentine or olivine + talc; ② olivine + Mg amphibole; ③ orthopyroxene + olivine + chlorite + Cr spinel; ④ orthopyroxene + olivine + Al spinel ± chlorite; ⑤ orthopyroxene + clinopyroxene ± Al spinel ± garnet ± plagioclase.



les plus schisteux. Les lits chloriteux oblitérent la texture maillée de la serpentine.

La chlorite des nodules, clairement anté-schisteuse, correspond à un épisode précoce de la rétro-morphose de la péridotite. Les autres formes de chlorite correspondent à des phénomènes plus tardifs, postérieurs à l'amphibolitisation et à la serpentinitisation pour les lits syn-schisteux.

La majorité des chlorites analysées (tabl. 1) correspond à du clinocllore quel que soit l'habitue. La teneur en Cr_2O_3 atteint 3 % dans certains nodules associés à la chromite.

La serpentine

Elle présente des textures pseudomorphes (classification de Wicks et Whittaker, 1977) quels que soient les minéraux qu'elle remplace.

Dans les serpentines massives, chrysotile et lizardite (détermination par analyses thermiques et rayons X) se sont développés aux dépens de l'olivine (texture maillée), de l'orthopyroxène (bastite) et à un moindre degré de l'amphibole (bastite), qui demeure préservée dans les bancs supra-centimétriques d'amphibolite et de la chlorite des nodules.

Dans les faciès schisteux, chrysotile et lizardite remplacent totalement l'olivine et l'orthopyroxène mais aussi en grande partie l'amphibole ; seuls les lits chloriteux matérialisant la schistosité sont épargnés.

Minéraux accessoires

– Talc : rare, il se développe aux dépens de l'orthopyroxène.

– Carbonates (dolomite, calcite) : ils se développent entre les lamelles de chlorite. Ils sont aussi associés à la serpentine dans les bastites d'amphibole.

Fig. 10. – Composition des amphiboles des serpentinites de La Bessenoits.
Teneur en K et Na du site A en fonction de Si. Même légende que la figure 9.

Fig. 10. – Composition of amphiboles from the La Bessenoits serpentinite.
Values of K and Na at site A versus Si. See Figure 9 for legend.

Ainsi des paragenèses hydratées successives (chlorite - amphibole - talc - serpentine) se sont développées aux dépens d'une paragenèse primaire péridotitique dans un contexte de métamorphisme rétrograde.

Evolution des paragenèses

La paragenèse primaire

La paragenèse péridotitique comportait donc au moins olivine + orthopyroxène + spinelle ; il n'a pas été trouvé de relique de clinopyroxène. L'amphibole, systématiquement présente, ne correspond ni par ses caractères pétrographiques (texture, couleur) ni par sa composition (faible teneur en Al, Ti et alcalins) à une forme de haute température (Raase, 1974 et Evans, 1982) ; elle ne participe donc pas à la paragenèse péridotitique et il n'a pas été rencontré de relique d'une amphibole antérieure dont elle aurait pu dériver. Sa distribution pétrographique, en grains dispersés dans la péridotite ou en lits millimétriques à centimétriques affectés localement de plis isoclinaux, correspond bien à celle que pourrait présenter un clinopyroxène dans une lherzolite. Un balayage à la microsonde électronique calée sur le calcium, montre qu'une phase calcique occupe la place des lamelles d'exsolution dans les reliques d'orthopyroxène ; la finesse des plages ne permet pas une analyse quantitative, mais l'analyse par diffraction X révèle la présence d'une amphibole calcique qui prendrait ainsi la place du clinopyroxène exsolvé. Ces faits suggèrent le remplacement systématique du clinopyroxène par l'amphibole dont la texture est équilibrée. La paragenèse primaire de la serpentinite est donc lherzolitique: olivine + orthopyroxène ± clinopyroxène ± spinelle.

Rétromorphose des spinelles

La présence systématique d'une auréole de chlorite indique le caractère précoce de la déstabilisation du spinelle qui réagit avec la phase silicatée (Trommsdorf et Evans, 1974) selon la réaction :

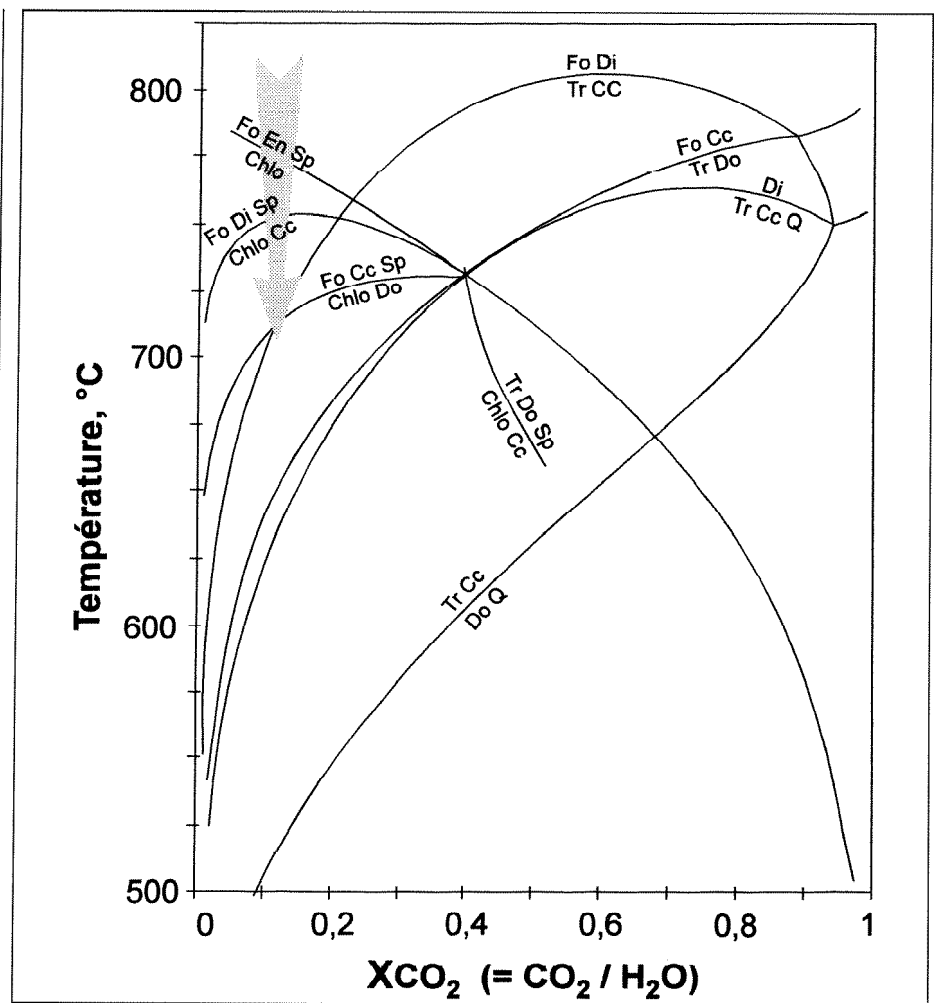


Fig. 11. - Evolution rétrogradante des péridotites de La Bessenoits. Diagramme T° - XCO₂ pour les faciès de pression intermédiaire (amphibolite), tiré de Laird (1988). Cc : calcite ; Chlo : chlorite ; Di : diopside ; Do : dolomite ; Fo : forstérite ; Serp : serpentine ; Q : quartz ; Sp : spinelle ; Tr : trémolite.

Fig. 11. - Retrograde metamorphic evolution of the La Bessenoits peridotite. T° - XCO₂ diagram for the intermediate pressure facies (amphibolite) taken from Laird (1988). Cc : calcite ; Chlo : chlorite ; Di : diopside ; Do : dolomite ; En : enstatite ; Fo : forsterite ; Serp : serpentine ; Q : quartz ; Sp : spinel ; Tr : tremolite.

olivine + orthopyroxène + spinelle + H₂O → chromite + chlorite (5MgO + FeO), Al₂O₃, 3SiO₂, composition proche de celle des chlorites étudiées (tabl. 1).

La présence de calcite étroitement associée à la chlorite dans certaines auréoles matérialise la réaction du spinelle avec du diopside (Chernosky *et al.*, 1988) selon la réaction :

olivine + clinopyroxène + spinelle + H₂O + CO₂ → chlorite + chromite + calcite, réaction qui indique la présence du CO₂ dans les fluides métamorphiques. Cependant, les deux réactions ci-dessus limitent à 20 % la proportion du CO₂ dans le fluide, pour des températures comprises entre 700 et 800°C (fig. 11).

Amphibolitisation des clinopyroxènes

Il n'a pas été observé de relations texturales entre le spinelle secondaire (chromite) et l'amphibole, qui indiqueraient une formation de cette dernière aux dépens du spinelle et des pyroxènes (Jenkins, 1983) selon la réaction : orthopyroxène + clinopyroxène + spinelle + vapeur → amphibole + olivine ± chromite. Par contre, la magnésio-hornblende semble postérieure à la chlorite des auréoles, ce qui confine la rétrogradation vers les hautes pressions (P > 10 à 14 kbars d'après Obata et Thompson, 1981 et Jenkins, 1981, 1983, fig. 12).

L'excédent de calcium libéré par l'amphibolitisation du clinopyroxène

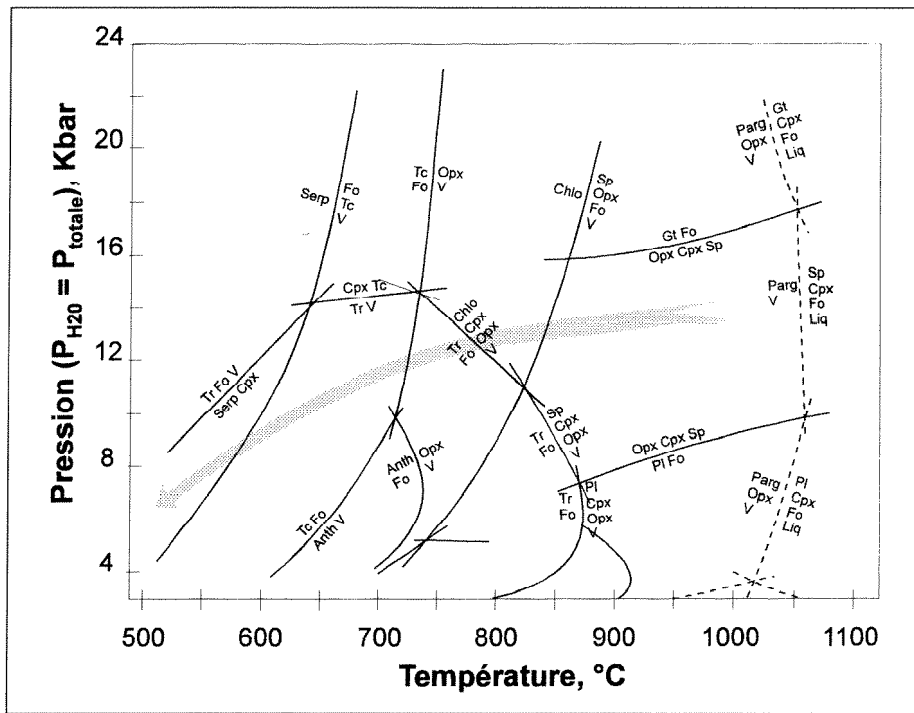


Fig. 12. - Evolution rétro-morphique des péridotites de La Bessenoits. Grille pétrogénétique simplifiée d'après Jenkins (1981, 1983). Anth : anthophyllite ; Chlo : chlorite ; Cpx : clinopyroxène ; Fo : forstérite ; Gt : grenat ; Liq : liquide ; Opx : orthopyroxène ; Parg : pargasite ; Pl : plagioclase ; Serp : serpentine ; Sp : spinelle ; Tc : talc ; Tr : trémolite ; V : vapeur.

Fig. 12. - Retrograde metamorphic evolution of the La Bessenoits peridotite. Simplified petrogenetic grid (after Jenkins, 1981, 1983). Anth: anthophyllite; Chlo: chlorite; Cpx: clinopyroxene; Fo: forsterite; Gt: garnet; Liq: liquid; Opx: orthopyroxene; Parg: pargasite; Pl: plagioclase; Serp: serpentine; Sp: spinel; Tc: talc; Tr: tremolite; V: vapour.

Les paragenèses finales observées sont :

lizardite + chrysotile + chlorite + chromite ± trémolite ± magnétite ± carbonates pour les serpentinites ;

trémolite + lizardite + chrysotile ± chlorite ± chromite ± magnétite pour les amphibolites.

Discussion

Nature de la péridotite

Les teneurs élevées en Al₂O₃ des spinelles relictuels (jusqu'à plus de 30 % si l'on écarte les spinelles verts) et des orthopyroxènes (jusqu'à 5,4 %) mais surtout les deux populations d'olivine (porphyroclastes centimétriques et cristaux inframillimétriques) et la morphologie des orthopyroxènes (phénoclastes foliés avec ou sans couronne recristallisée) qui indiquent des déformations à haute pression et haute température (Nicolas, 1973), écartent une origine magmatique cumulative pour l'ensemble du massif et suggèrent que la péridotite représente plutôt des tectonites mantelliques.

Origine de la péridotite

La détermination de l'origine du protolithe nécessite au préalable l'évaluation de l'impact du métamorphisme sur la composition chimique des péridotites. En particulier, l'étude de la remobilisation éventuelle des éléments majeurs lors de l'amphibolitisation et de la serpentinisation est de première importance si l'on veut estimer les compositions normatives. Dans ce but, il a été établi des diagrammes de corrélation inter-éléments (fig. 13). Compte tenu de sa faible remobilisation lors du métamorphisme rétrograde et de son comportement incompatible lors de la fusion des péridotites, l'aluminium a été choisi comme élément de référence pour ces diagrammes. Les compositions sont recalculées anhydres afin d'être comparées à des tectonites dont l'origine est connue : péridotites des Pyrénées et de Ronda pour les massifs orogéniques sous-continentaux, compilation de dunites et harzburgites ophiolitiques, lherzolites proto-océaniques de Zabara-

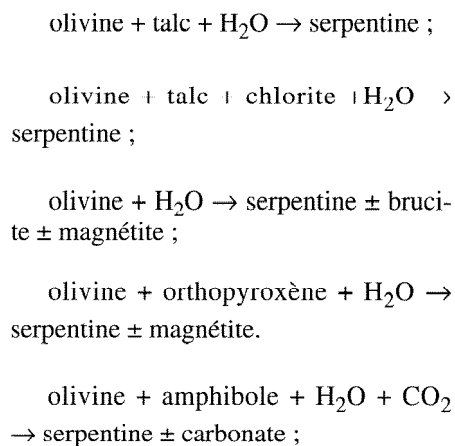
n'est que très partiellement stabilisé, sous forme de calcite, par le CO₂ dont l'activité est faible. La transformation du clinopyroxène étant générale, on peut considérer que l'introduction du fluide métamorphique s'est réalisée à relativement haute pression (10 à 14 kbars) avec P_{H2O} ≅ P_{fluide} = P_{totale}, à des températures de 850 à 800°C pour la formation de la chlorite et de 800 à 700°C pour la formation de l'amphibole (fig. 12). Ces températures sont voisines de celles précédemment estimées, respectivement 800 - 700°C d'après Laird (1988) et 700 - 600°C d'après Evans (1982)

Altération des orthopyroxènes

La rétro-morphose des orthopyroxènes conduit parfois à la formation de talc + chlorite mais plus généralement elle aboutit à la bastitisation : serpentine + chlorite. Il n'a pas été trouvé d'anthophyllite qui aurait pu résulter de la déstabilisation de l'orthopyroxène à des pressions inférieures aux précédentes.

Serpentinisation

La phase finale du métamorphisme rétrograde aboutit à la formation de lizardite et chrysotile aux dépens de l'olivine, de l'orthopyroxène et, dans une moindre mesure, de l'amphibole et de la chlorite. Les principales réactions seraient (Trommsdorf et Evans, 1974, Chernosky *et al.* 1988, Wicks et O'Hanley 1988) :



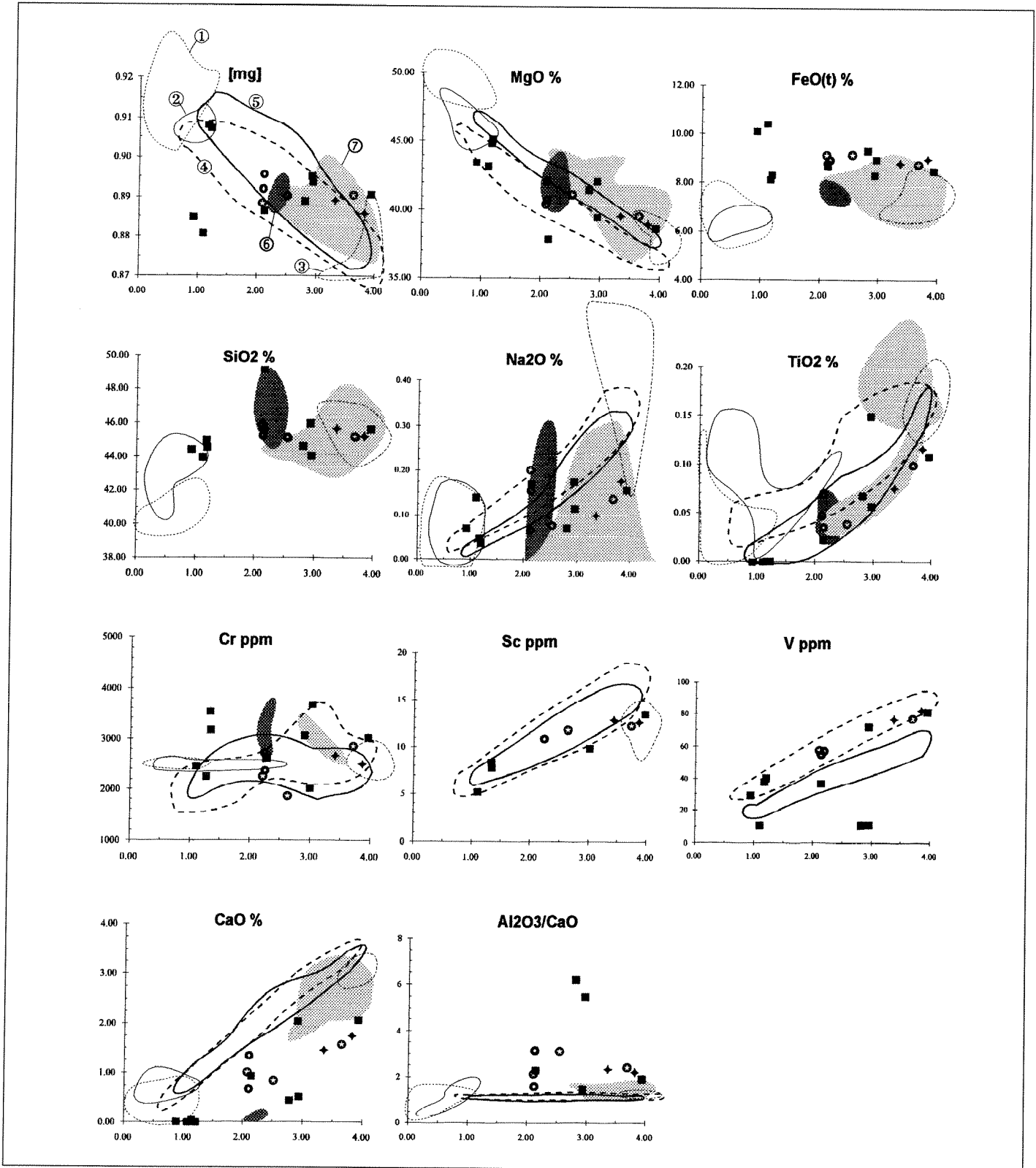


Fig. 13. – Variation du rapport [mg] et des teneurs en éléments et en oxydes en fonction d' Al_2O_3 dans les péridotites de La Bessenoits : ■ serpentinite ; ● serpentinite litée : serpentinite ; ⊕ serpentinite litée : serpentinite + amphibolite ; ◆ encaissant de filon d'amphibolite. ① dunites ophiolitiques et ② harzburgites ophiolitiques (à partir de Coleman, 1977) ; ③ Zabargad : lherzolites (à partir de Bonatti *et al.*, 1986) ; ④ péridotites de l'Ariège et ⑤ péridotites de Ronda (Bodinié, 1989) ; ⑥ La Flotte (Limousin) : péridotites ophiolitiques et ⑦ La Rebière, Le Lonzac (Limousin) : péridotites sous-continentales (à partir de Maillet 1987).

Fig. 13. – Variation of the ratio (mg) and content of elements and oxides versus Al_2O_3 in the La Bessenoits peridotite. ■ serpentinite; ● layered serpentinite: serpentinite; ⊕ layered serpentinite: serpentinite + amphibolite; ◆ amphibolite vein country rock. ① ophiolitic dunite and ② ophiolitic harzburgite (from Coleman, 1977); ③ Zabargad: lherzolite (from Bonatti *et al.*, 1986); ④ Ariège peridotite and ⑤ Ronda peridotite (Bodinié, 1989); ⑥ La Flotte (Limousin): ophiolitic peridotite and ⑦ La Rebière, Le Lonzac (Limousin): subcontinental peridotite (from Maillet, 1987).

gad. Enfin, pour une comparaison au niveau régional (Massif central), les tectonites sous-continentales des massifs limousins de La Rebière et du groupe du Lonzac d'une part et les tectonites ophiolitiques du massif de La Flotte d'autre part, ont aussi été reportés.

Remobilisation des éléments

Les diagrammes montrent que la rétro-morphose n'est pas isochimique. Cependant, l'ampleur des remobilisations reste limitée même pour les éléments les plus mobiles. Al_2O_3 présente un domaine de variation classique entre des teneurs de harzburgites (1 % Al_2O_3) et des teneurs de lherzolites franches (4 % Al_2O_3). Les corrélations avec TiO_2 , Sc, Cr, V, ainsi que MgO et SiO_2 , sont généralement conservées et comparables aux domaines de référence. Na_2O est affecté dans les termes les plus alumineux. En fait, ce sont le fer et le calcium qui s'écartent le plus de ces domaines.

Contrairement aux domaines de référence, le fer montre une légère tendance à évoluer à l'inverse de l'aluminium, ce qui influe sur le rapport [mg]. Cette variation ne peut résulter de la serpentinisation qui tendrait plutôt à remobiliser le fer, donc à appauvrir davantage les termes les plus riches en olivine. Par contre, elle peut être comparée à l'évolution du fer dans certaines péridotites de l'Ariège où l'on constate une corrélation FeO / Al_2O_3 . Celle-ci résulterait (Bodinier, 1989) d'une rééquilibration des minéraux par suite d'une percolation de liquides magmatiques. Comme la percolation des liquides est favorisée par le caractère réfractaire, le métasomatisme sera plus important pour les harzburgites que pour les lherzolites. Dans cette hypothèse, les variations des teneurs en FeO traduiraient un épisode précoce, anté-métamorphique, de l'évolution du massif, plutôt qu'un phénomène tardif lié à la serpentinisation.

Le calcium présente une corrélation avec l'aluminium, parallèle à celle des péridotites de référence mais nettement décalée vers les faibles teneurs en CaO. Un tel appauvrissement n'est généralement pas observé dans les péridotites ayant subi une serpentinisation superficielle de basse température. Par contre, il peut être très important dans le cas d'une

rétromorphose de haute température surtout si les fluides métamorphiques sont introduits en dehors du champ de stabilité des amphiboles calciques. Mais si ce minéral est stable, il fixe une partie du calcium et l'augmentation du rapport Al_2O_3/CaO reste proche de la valeur normale des péridotites mantelliques : environ 1,2 pour $Al_2O_3 > 1\%$ (Bodinier, comm. pers.). Les valeurs observées correspondent à ce dernier cas, ce qui est cohérent avec les conditions physiques précédemment estimées pour les paragneises à amphibole.

Si l'on exclut le fer et le calcium, les autres éléments varient généralement à l'intérieur des domaines de référence des péridotites et leurs teneurs n'ont donc pas été fortement modifiées par la serpentinisation.

Comparaison avec les autres tectonites

Les échantillons de La Bessenoits se répartissent, quel que soit leur contexte, dans tout le domaine allant des lherzolites fertiles jusqu'aux harzburgites. Or, dans la majorité des cas, les tectonites ophiolitiques sont des harzburgites ; lorsque les lherzolites à spinelle sont présentes, elles correspondent à des faciès réfractaires tandis que les lherzolites à spinelle fertiles caractérisent des massifs orogéniques d'origine sous-continentale. La présence de lherzolites fertiles tend ainsi à rapprocher le massif de La Bessenoits des péridotites orogéniques. Le caractère non linéaire de la corrélation de l'aluminium avec un élément fortement incompatible (et peu remobilisable) comme le titane, bien que moins marqué que pour le massif de Ronda, montre que les compositions des échantillons ne peuvent résulter simplement d'un mélange (droite) entre une péridotite de composition harzburgitique et des proportions différentes d'un liquide magmatique. Il indiquerait, au même titre que les corrélations linéaires de l'aluminium avec des éléments modérément incompatibles, tels que le vanadium et le scandium, une fusion partielle à l'équilibre des péridotites (Bodinier, 1989, Duthou, 1992).

La comparaison des domaines des massifs limousins avec les péridotites de La Bessenoits montre que l'appauvrisse-

ment du calcium est très net pour le massif de La Flotte, beaucoup plus faible pour les massifs de La Rebière et du Lonzac, où le clinopyroxène est relativement bien préservé. Ceci pourrait indiquer, tout au moins pour le domaine T, P correspondant au faciès amphibolite du métamorphisme, une $P_{H_2O} < P_{totale}$ pour les tectonites sous-continentales limousines, contrairement au massif de La Bessenoits.

Composition modale

Les calculs des compositions modales des péridotites de La Bessenoits ont été réalisés (par J.L. Bodinier) selon la méthode inverse basée sur l'algorithme de Tarantola et Valette (1982). Les calculs s'appuient sur les compositions en SiO_2 , Al_2O_3 , Cr_2O_3 , MgO, FeO et CaO. Les observations précédentes ont montré que, parmi ces six éléments, le calcium est systématiquement affecté par les transformations métamorphiques, ce qui empêche théoriquement de calculer une composition modale primaire. Cependant, la figure 13 illustre la forte corrélation Al_2O_3 / CaO des péridotites mantelliques, avec $CaO \cong 0,9 \cdot Al_2O_3$ (Bodinier comm. pers.). On peut donc recalculer une composition chimique anté-métamorphisme des péridotites par correction de la valeur de CaO à partir de la valeur de Al_2O_3 . La figure 14 présente les résultats obtenus à partir de ces compositions chimiques primaires calculées et des compositions des minéraux des péridotites pyrénéennes.

Les échantillons de La Bessenoits se répartissent dans les domaines des lherzolites et des harzburgites. Les trajets de fusion partielle indiqués à titre de comparaison montrent que celle-ci s'est probablement effectuée dans le faciès lherzolite à spinelle. L'évolution des péridotites de La Bessenoits demeure compatible avec celle des massifs orogéniques mais non avec celle des péridotites abyssales en raison du caractère fertile des lherzolites.

En ce qui concerne les amphibolites, il n'a pas été possible d'effectuer une correction de la teneur en CaO car le rapport CaO / Al_2O_3 est très variable pour les pyroxénites. L'estimation n'est donc qu'indicative. Le report des valeurs sur le diagramme normatif (fig. 14) indique qu'il s'agit de webstérites à olivine. La mobilisation du calcium a sans

doute affecté aussi les webstérites ce qui a pu conduire à sous estimer les proportions de clinopyroxène.

Les zones litées

La composition chimique des serpentinites les plus finement litées (tabl. 3) est globalement celle d'une harzburgite : l'alternance serpentinite/amphibolite pourrait correspondre à d'anciens rubanements pyroxénitiques dans un encaissant péridotitique fortement déprimé. La zone septentrionale du Puy de Voll pourrait représenter les faciès les moins résiduels : harzburgites à phénoclastes avec des lits webstéritiques rares et épais (dm à cm) passant à des zones plus appauvries à lits webstéritiques abondants et minces (cm à mm) ; la zone centrale représenterait les faciès les plus résiduels : harzburgites pauvres en orthopyroxène avec des lits webstéritiques centimétriques passant à des zones dunitiques à lits millimétriques de webstérite.

L'organisation en lits parallèles affectés localement de plis isoclinaux pourrait résulter de la mobilisation des liquides dans un contexte fortement cisailant (Nicolas et Prinzhofer, 1983) ou bien de la réaction des péridotites avec les liquides percolants (Bodinier, 1989).

L'hypothèse d'un cumulat à alternance de lits dunitiques et pyroxénitiques n'est pas retenue. En effet, les faciès intermédiaires entre les harzburgites franches à porphyroclastes et les zones plus dunitiques à lits webstéritiques millimétriques d'une part, et, d'autre part, la présence de spinelle relictuel alumineux (sinon la présence systématique de larges auréoles de clinocllore), ne militent pas en faveur d'un cumulat. Par ailleurs, aucune structure caractéristique d'un litage magmatique n'a été observée.

Conclusion

Les serpentinites de La Besse noits dérivent donc d'une lherzolite à spinelle ayant subi, dans le faciès lherzolite à spinelle, une fusion partielle conduisant à des termes déprimés harzburgitiques. Ces paragenèses ont ensuite suivi une évolution rétro-morphique dont on retrouve plusieurs stades :

n° anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
n° Arch	501	808	1006	603	3603	121	2031a	2031a	322	A22	3108
SiO ₂ :	38.45	38.81	38.32	39.98	39.50	38.77	38.99	45.32	39.10	47.46	47.71
TiO ₂ :	0.09	0.09	0.05	0.10	0.04	0.03	0.03	0.11	0.10	0.29	0.44
Al ₂ O ₃ :	0.80	3.14	2.56	3.44	1.80	2.16	1.81	4.27	3.30	4.79	5.86
FeO(t) :	8.71	7.45	7.76	7.39	7.45	7.81	7.55	6.36	7.74	4.57	5.14
MgO :	37.62	34.00	36.55	33.70	35.00	35.42	36.35	29.91	33.10	25.81	23.44
MnO :	0.05	0.08	0.08	0.08	0.09	0.11	0.09	0.12	0.11	0.07	0.08
CaO :	0.12	1.35	0.47	1.83	0.86	0.71	0.59	3.76	1.50	8.44	9.90
Na ₂ O :	0.09	0.12	0.10	0.14	0.17	0.06	0.11	0.30	0.15	0.79	1.12
K ₂ O :	0.09	0.09	0.03	0.05	0.15	0.05	0.02	0.05	0.05	0.17	0.49
P ₂ O ₅ :	0.01	0.00	0.25	0.17	0.04	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.06
P. F.	13.58	13.22	14.47	12.11	13.00	13.87	12.51	7.95	13.30	6.40	4.30
total :	99.41	98.23	100.64	98.97	98.06	99.05	98.05	98.13	99.00	98.80	98.51
traces en ppm :											
Ni	2289	1878	3300	1790	2092	1875	1970	1161	1876	1138	773
Cr	2263	2449	3200	2587	1934	1147	2027	4967	2173	2861	3783
composition normative (CaO recalculé) :											
Cpx :	0.03	0.15	0.12	0.16	0.08	0.10	0.08	0.19	0.12	0.43	0.50
Opx :	0.18	0.21	0.12	0.25	0.27	0.21	0.22	0.54	0.26	0.40	0.37
Ol :	0.77	0.61	0.73	0.56	0.63	0.66	0.68	0.24	0.58	0.16	0.11
Sp :	0.01	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02

Tabl. 3. - Composition chimique de roches représentatives (fluorescence X, Analyste : L. Minosi, UPS, Toulouse). Compositions normatives : programme de l'unité de recherche Géofluides - Bassins - Eau, ISTEEM, Montpellier.

1 - serpentinite riche en spinelle, 2 - serpentinite à orthopyroxène, 3 - serpentinite schisteuse, 4 - serpentinite schisteuse à orthopyroxène, 5 - serpentinite litée à orthopyroxène, 6 - serpentinite litée, 7 - serpentinite litée : matrice serpentineuse, 8 - lits amphibolitiques dans la matrice, 9 - encaissant de 10, 10 - lit décimétrique d'amphibolite, 11 - lit décimétrique d'amphibolite.

Table 3. - Chemical composition of representative rocks (X-ray fluorescence analysis by L. Minosi, UPS, Toulouse). Normative compositions: program of the Geofluids Research Unit - Bassins - Eau, ISTEEM, Montpellier.

1 - spinel-rich serpentinite, 2 - orthopyroxene serpentinite, 3 - schistose serpentinite, 4 - schistose orthopyroxene serpentinite, 5 - layered orthopyroxene serpentinite, 6 - layered serpentinite, 7 - layered serpentinite: serpentine groundmass, 8 - amphibolitic layers in the groundmass of 7, 9 - country rock of 10, 10 - decimetre-thick layer of amphibolite, 11 - decimetre-thick layer of amphibolite.

- rétro-morphose des spinelles avec formation de chlorite vers T = 850 - 800°C, P = 10 à 16 Kbars ;

- amphibolitisation des clinopyroxènes à P_{H₂O} ≅ P_{fluide} = P_{totale} = 10 à 14 Kbars et T = 800 à 700°C ;

- formation de talc aux dépens de l'orthopyroxène, indiquant une pression supérieure à 10 Kb et T ≅ 700°C ;

- serpentinisation à basse température (lizardite et chrysotile).

Les caractères de la péridotite, déduits des études minéralogiques et chimiques, en particulier le caractère fertile de certains termes, conduisent à voir dans cette roche, un témoin d'une écaille mantellique sous continentale plutôt qu'un représentant supplémentaire des ophiolites plus ou moins démembrées du Rouergue : Najac et Lévézou (Bodinier, 1983, Burg et al., 1986, Briand et al., 1988).

Parmi les roches basiques (gabbros et norites) généralement amphibolitisées, intercalées dans les orthogneiss de La Besse noits, les gabbros qui longent la bordure W du Puy de Voll, semblent liés génétiquement aux péridotites. De telles

associations pourraient s'intégrer dans un modèle ophiolitique mais ont aussi été décrites pour des massifs lherzolitiques orogéniques. Par exemple, dans la zone d'Ivrée, le massif de Balmuccia présente certaines similitudes avec le Puy de Voll : péridotites fertiles, webstérites, gabbros en bordure (Rivalenti et al., 1980, Shervais et Mukasa, 1991). Par contre, l'éclogitisation des norites (Monchoux et Couturier, 1987) témoigne d'un épisode de haute pression (19Kb, 710°C d'après Paquette et al., à paraître) dont les traces n'ont pas été retrouvées dans les roches ultrabasiques. La juxtaposition de ces diverses unités pourraient alors résulter d'un mélange tectonique.

La présence de reliques d'éclogites (Monchoux et Couturier, 1987) a permis d'intégrer le massif de La Besse noits aux complexes leptyno-amphibolitiques - CLA - tels qu'ils ont été définis par Santallier et al. (1988). Il constitue donc un témoin des unités internes hautement métamorphiques charriées sur les zones plus externes.

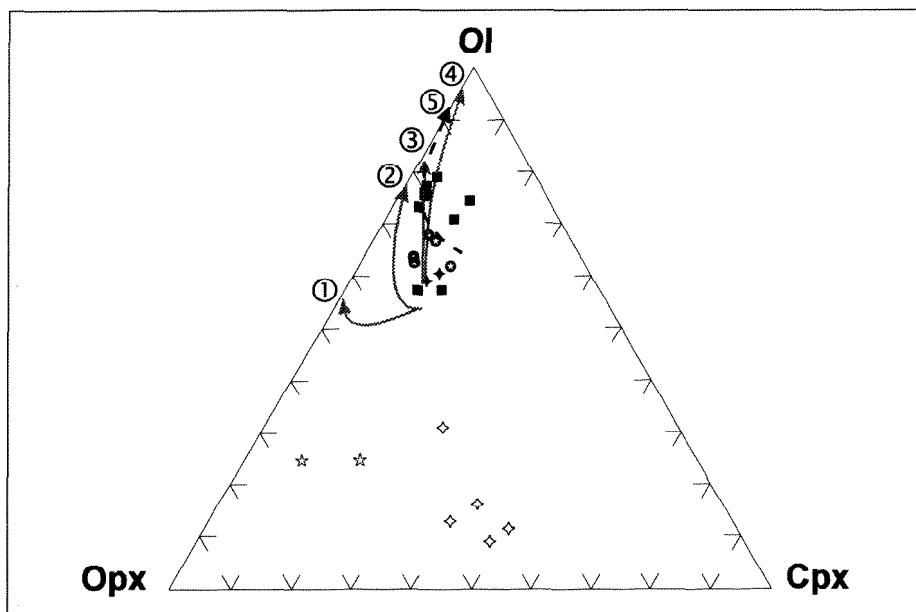


Fig. 14. – Composition normative des péridotites de La Besse noits : ■ serpentinite ; ● serpentinite litée : serpentinite ; ◆ serpentinite litée : serpentinite + amphibolite ; ☆ serpentinite litée : amphibolite ; ◇ filon décimétrique d'amphibolite ; ◆ encaissant de filon d'amphibolite.

Evolution des péridotites réfractaires lors d'une fusion partielle dans le faciès :

① lherzolite à grenat et ② lherzolite à spinelle d'après Mercier *et al.* (1985) pour les massifs du Limousin ; ③ faciès lherzolite à grenat pour les massifs de l'Ariège et ④ lherzolite à spinelle jusqu'à lherzolite à plagioclase pour Lanzo d'après Bodinier (1989) ; ⑤ évolution des péridotites abyssales adapté de Bonatti et Michael (1989).

Fig. 14. – Normative composition of the La Besse noits peridotite.

■ serpentinite ; ● layered serpentinite : serpentinite ; ◆ layered serpentinite : serpentinite + amphibolite ; ☆ layered serpentinite : amphibolite ; ◇ decimetre-thick vein of amphibolite ; ◆ amphibolite vein country rock.

Evolution of refractory peridotite during partial melting of the facies :

① garnet lherzolite and ② spinel lherzolite after Mercier *et al.* (1985) for the Limousin massifs ; ③ garnet lherzolite facies for the Ariège massifs and ④ spinel lherzolite up to plagioclase lherzolite for Lanzo after Bodinier (1989) ; ⑤ evolution of abyssal peridotite adapted from Bonatti and Michael (1989).

montre bien que la distension est restée très limitée dans le secteur oriental du Massif central et n'est jamais allée jusqu'à l'océanisation. En conséquence, les péridotites associées y sont de type sous-continentale. A l'ouest du Massif central (Limousin) au contraire, on ne trouve pas de complexe leptyno-amphibolique, mais des ophiolites avec des tholéiites de type N-MORB qui montrent des traces nettes de contamination crustales (Ouali, 1993). Le processus distensif était donc plus évolué. Il s'ensuit que complexes leptyno-amphiboliques et alignements ophiolitiques jouent des rôles équivalents, en milieu intra-continentale pour les premiers et en milieu plus océanique pour les seconds. Dans ce schéma, la klippe de La Besse noits se rattache donc aux régions orientales du Massif central.

Les ultrabasites de La Besse noits constituent donc bien des témoins de l'épisode distensif cambro-ordovicien qui a précédé l'édification de la chaîne varisque. A cette période, divers magmas basiques se sont mis en place dans le domaine du futur orogène varisque français. De par leurs caractères géochimiques (Bodinier *et al.*, 1986, Briand *et al.*, 1988, Bouchardon *et al.*, 1989, Briand *et al.*, 1991, Ploquin *et al.*, 1994) et la nature des roches encaissantes, ces magmas témoignent de sites géodynamiques de mise en place très variés : rifts intra-continentaux dans les Maures (Seyler, 1986), le Massif central (Bouchardon *et al.*, 1989), les massifs cristallins externes des Alpes et la Vendée ; site intra-plaque océanique en Bretagne du Sud (Bernard-Griffiths et Cornichet 1986) ; bassins d'arrière-arc en Massif central (Briand *et al.*, 1988, Briand *et al.*, 1991) ; zones océaniques de dimensions incertaines en Massif Armoricain, Massif central et dans les Alpes (Bodinier *et al.*, 1986). Il apparaît donc que la chaîne varisque européenne relève d'un modèle beaucoup plus complexe qu'une simple collision entre deux plaques continentales séparées par un océan unique.

Remerciements

Les auteurs remercient J. Kornprobst et J.L. Bodinier pour leurs critiques très constructives à propos du manuscrit.

L'évolution polyphasée du métamorphisme (haute pression puis rétrograde) confirme l'appartenance du massif à la nappe crustale de l'unité supérieure des gneiss (Ledru *et al.*, 1989).

Par comparaison avec les tectonites mantelliques du Limousin, des différences apparaissent, tant sur le plan de la situation dans la pile de nappes que sur celui de l'histoire tectono-métamorphique. Les massifs de La Rebière et du Lonzac (Dubuisson *et al.*, 1984, Maillet *et al.*, 1984, Mercier *et al.*, 1985) se situent entre les unités supérieure et inférieure des gneiss (Ledru *et al.*, 1989) dans un niveau appelé unité allochtone intermédiaire par Girardeau *et al.* (1986). Au contraire des unités ophiolitiques (Maillet 1987), ces massifs ne présentent pas de trace d'un métamorphisme de haute pression (Egal *et al.*, 1985, Girardeau *et al.*, 1986). Enfin,

Mercier *et al.*, (1985) proposent une fusion de ces péridotites mantelliques dans le faciès lherzolite à grenat alors que la fusion des péridotites du Puy de Voll s'est effectuée dans le faciès lherzolite à spinelle (fig. 14).

Nos résultats sur les péridotites de la klippe de La Besse noits sont en bon accord avec ceux des dernières études géochimiques effectuées sur les metabasites du Massif central (Ouali, 1993). Celles-ci montrent des variations dans les compositions et la signification géodynamique du magmatisme basique de part et d'autre du Sillon Houiller. A l'est (régions du Vivarais et du Lyonnais), on a affaire, dans les complexes leptyno-amphiboliques, à des roches à composition de basaltes alcalins et de tholéiites continentales (Briand *et al.*, 1992a) associées à des méta-granitoïdes de fusion crustale (Briand *et al.*, 1992a). Ceci

Références bibliographiques

- AFIFI A.M., ESSENE E.J. (1988). – A microcomputer program for storage and manipulation of chemical data on minerals. *Amer. Mineral.*, **73**, pp. 446-448.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977). – Radiometric evidence for an Acadian tectono-metamorphic event in the French Western Massif central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **61**, pp. 199-212.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CORNICHE G. (1985). – Origin of eclogites from South Brittany, France: a Sm-Nd isotopic and REE study. *Chem. Geol.*, **52** (2), pp. 185-201.
- BODINIER J.L. (1983). – Etude géochimique du massif basique et ultrabasique de Najac (Aveyron). Conséquence géotectonique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **25**, n°2, pp. 185-195.
- BODINIER J.L., GIRAUD A., DUPUY C., LEYRELOUP A., DOSTAL J. (1986). – Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne : Massif-Central français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), II, n° 1, pp. 115-123.
- BODINIER J.L. (1989). – Distribution des terres rares dans les massifs lherzolitiques de Lanzo et de l'Ariège. Thèse d'Etat, Montpellier, 177 p.
- BONATTI E., MICHAEL P.J. (1988). – Mantle peridotites from continental rifts to ocean basins to subduction zones. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **91**, pp. 297-311.
- BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P., PIBOULE M. (1989). – Eclogites in the french paleozoic orogen: geodynamic significance. *Tectonophysics*, **169**, pp. 317-332.
- BRIAND B., PIBOULE M., BOUCHARDON J.L. (1988). – Diversité géochimique des metabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif central). Origine et implications. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **4**, pp. 489-498.
- BRIAND B., PIBOULE M., SANTALLIER D., BOUCHARDON J.L. (1991). – Geochemistry and tectonic implication of two ordovician bimodal igneous complexes, southern French Massif-Central. *J. Geol. Soc. London*, **148**, pp. 959-971.
- BRIAND B., BOUCHARDON J.L., SANTALLIER D., PIBOULE M., OUALI H., CAPIEZ P. (1992a). – Affinité alcaline des metabasites des séries périphériques du domaine granito-migmatitique du Velay. *Géologie de la France*, **2**, pp. 9-15.
- BRIAND B., SANTALLIER D., BOUCHARDON J.L., EZZAYANI J., OUALI H., PIBOULE M., PLOQUIN A. (1992a). – The french Massif central metabasites: geodynamic implications. Comm. orale Special meeting of the Geological Society of London "Caledonides of the Anglo-Brabant massif and adjacent areas". Keyworth, Sept. 1992.
- BURG J.P., MATTE P. (1977). – La klippe de La Bessenoits (Decazeville, Aveyron), un nouvel argument en faveur de l'existence d'un chevauchement majeur vers le Sud dans le Massif central français. *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 6, pp. 325-329.
- BURG J.P., DELOR C., LEYRELOUP A. (1986). – Le massif du Lévézou et les séries adjacentes du Rouergue Oriental. Nouvelles données pétrographiques et structurales. *Bull. BRGM Fr., Section I*, n° 3, pp. 229-272.
- CHERNOSKY J.V., BERMAN R.G., BRYNDZIA L.T. (1988). – Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. In: Hydrous phyllosilicates, S.W. Bailey ed., *Soc. Min. Am., Review in Mineralogy*, n° 19, pp. 295-346.
- COUTURIER M. (1985). – Les serpentinites du massif de La Bessenoits. Mém. DEA, Toulouse, 77p.
- DEMAY A. (1948). – Tectonique antéstéphanienne du Massif central. *Mém. expl. Carte géol. dét. Fr.*, 259 p.
- DICK H.J.B., BULLEN T. (1984). – Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **86**, pp. 54-76.
- DUTHOU J.L. (1992). – Modélisation des processus pétrogénétiques - fusion partielle - cristallisation fractionnée - mélanges - contamination. In: Les isotopes radiogéniques en géologie: chronologie, géochimie, J.L. Duthou éd., *Soc. Fr. Minéral. Cristal*, pp. 39-64.
- DUBUISSON G., GIRARDEAU J., HIRN A., MERCIER J.C. (1984). – Caractérisation géophysique de la structure en nappe du Limousin et mise en évidence de marqueurs ophiolitiques. Documents du BRGM n° 81-3, pp. 25-34.
- EGAL E., SANTALLIER D., MAILLET N., PIBOULE M. (1985). – Evolution métamorphique des lherzolites mantelliques et des cumulats basiques et ultrabasiques en Limousin. Documents du BRGM n° 95-3, pp. 7-34.
- EVANS B.W. (1982). – Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. In: Amphiboles: petrology and experimental phase relations, D.R. Veblen et P.H. Ribbe eds., *Soc. Min. Am., Review in Mineralogy* n° 9B, pp. 98-113.
- EVANS B.W., FROST B.R. (1975). – Chrome-spinel in progressive metamorphism. A preliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. acta*, **39**, pp. 959-972.
- FABRIES J. (1979). – Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, pp. 329-336.
- FEIST R., ECHTLER H., GALTIER J., MOUTHIER B. (1994). – Stratigraphy and dynamics on the nonmetamorphic sedimentary records. In: "pre-mesozoic terranes in France and related areas." D. Keppie ed. Springer Verlag ed., pp. 289-304.
- GIRARDEAU J., DUBUISSON G., MERCIER J.C. (1986). – Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif central français. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), (2), n° 5, pp. 849-860.
- HAGGERTY S. E. (1992). – Oxide mineralogy of the upper mantle. In: Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance, D. H. Lindsley ed., *Soc. Min. Am., Review in Mineralogy* n° 25, pp. 355-416.
- HENRY D.J.H., MEDARIS L.G. (1980). – Application pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon. *Amer. J. Sci.*, **280**-A, pp. 211-231.
- JENKINS D. M. (1981). – Experimental phase relations of hydrous peridotites modelled in the system H₂O-CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, pp. 166-176.

- JENKINS D. M. (1983). – Stability and composition relations of calcic amphiboles in ultramafic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **83**, pp. 375-384.
- KORNPROBST J., BARD J.P., BRIAND B., CANTAGREL J.M., GUITARD G., KIENAST J.R., LASNIER B., LE CORRE C., SANTALLIER D. (1980). – Le métamorphisme en France. Colloque C7, 26^e C.G.I., Mém. BRGM Fr., n° 107, pp. 161-189.
- LAIRD J. (1988). – Chlorites: metamorphic petrology. In: Hydrous phyllosilicates, S.W. BAILEY ed., *Soc. Min. Am., Rev. in Mineral.* n° 19, pp. 91-168.
- LEBLANC M. (1985). – Les gisements de spinelles chromifères. *Bull. Mineral.*, **108**, pp. 587-602.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOCH J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989). – Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **5**, n° 3, pp. 605-618.
- LEDRU P., COSTA S., ECHTLER H. (1994). – Structure. In “pre-mesozoic terranes in France and related areas.” D. Keppie ed. Springer Verlag ed., pp. 305-323.
- MAILLET N. (1987). – Dualité d’origine des massifs ultrabasiques limousins. Implications géodynamiques. Thèse, Lyon, 149p.
- MAILLET N., PIBOULE M., SANTALLIER D., CABANIS B. (1984). – Diversité d’origine des ultrabasites dans la série métamorphique du Limousin. Documents du BRGM, n° 81-3, pp. 1-24.
- MATTE P. (1986). – Tectonics and plates tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, pp. 329-374.
- MERCIER J.C., GIRARDEAU J., PRINZHOFER A., DUBUISSON G. (1985). – Les complexes ophiolitiques du Limousin : structure, pétrologie et géochimie. Documents du BRGM, n° 95-3, pp. 35-48.
- MONCHOUX P. (1961). – Etudes minéralogiques dans le massif de La Bessenoits (Aveyron) ; Thèse 3^e cycle, Toulouse, 99 p.
- MONCHOUX P., COUTURIER M. (1987). – Présence de gabbros, norites coronitiques et écolgites dans le massif gneissique de La Bessenoits (Decazeville, Aveyron). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **305**, (2), pp. 1295-1298.
- NICOLAS A. (1973). – Ecoulement des péridotites dans les déformations naturelles et expérimentales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **15**, n° 5-6, pp. 587-599.
- NICOLAS A., PRINZHOFER A. (1983). – Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidences. *J. Petrol.*, **24**, n° 2, pp. 188-206.
- OBATA M., THOMPSON A. B. (1981). – Amphibole and chlorite in mafic and ultramafic rocks in the lower crust and upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, pp. 74-81.
- OUALI H. (1993). – Caractérisation géochimique des paléomagnétites de quelques unités lithotectoniques du Massif central français: implications géodynamiques. Thèse Université de Lyon 1.
- PAQUETTE J.L., MONCHOUX P., COUTURIER M. – Geochemical and isotopic study of a norite-eclogite transition in the european variscan belt. Implications for U-Pb zircon systematics in metabasic rocks. *Geochim. Cosmochim.* (sous presse).
- PIN C., VIELZEUF D. (1988). – Les granulites de haute pression d’Europe moyenne témoins d’une subduction éo-hercynienne . Implications sur l’origine des groupes leptyno-amphiboliques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **4**, pp. 13-20.
- PLOQUIN A., BRIAND B., DUBUISSON G., GIRARDEAU J., MERCIER J.C., OHNENSTETTER M., SANTALLIER D., STUSSI J.M. (1994). – Igneous activity, caldonno-hercynian magmatism in the french Massif central. In “pre-mesozoic terranes in France and related areas.” D. Keppie ed. Springer Verlag ed., pp. 324-340.
- RAASE P. (1974). – Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, pp. 231-236.
- RAGUIN E. (1947). – Le bord oriental du bassin de Decazeville au Nord de Firmi. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, **46**, n° 221, pp. 187-192.
- RIVALENTI G., GARUTI G., ROSSI A., SIENA F., SINIGOI S. (1980). – Existence of different peridotite types of a layered igneous complex in the Ivrea zone of the western Alps. *J. Petrol.*, **22**, p.p 127-153.
- ROEDER P.L., CAMPBELL I.H., JAMESON H.E. (1979). – A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**, pp. 325-334.
- SACK R.O. (1982). – Chromian spinels as petrogenic indicators: activity-composition relations at low pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**, pp. 169-186.
- SACK R.O., GHIORSO M.S. (1991). – Chromian spinels as petrogenic indicators: thermodynamics and petrological applications. *Amer. Mineral.*, **76**, pp. 827-847.
- SACK R. O., GHIORSO M. S. (1992). – Chromite as petrogenetic indicator. In: Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance, D. H. Lindsley ed., *Soc. Min. Am., Rev. Mineral.*, n° 25, pp. 323-353.
- SANTALLIER D. (1981). – Les roches basiques dans la série métamorphique du Bas-Limousin (Massif central, France). Thèse d’Etat, Orléans, 447p.
- SANTALLIER D. (1983). – Les écolgites du Bas-Limousin, Massif central français. Comportement du clinopyroxène et du plagioclase antérieurement à l’amphibolitisation. *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, **106**, pp. 691-707.
- SANTALLIER D., BRIAND B., MENOT R.P., PIBOULE M. (1988). – Les complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) : revue critique et suggestions pour un meilleur emploi de ce terme. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), **4**, n° 1, pp. 3-12.
- SANTALLIER D., LARDEAUX J.M., MARCHAND J., MARIGNAC C. (1994). – Metamorphism. In “pre-mesozoic terranes in France and related areas.” D. Keppie ed. Springer Verlag ed., pp. 324-340.
- SEYLER M. (1986). – Petrology and genesis of Hercynian alkaline orthogneisses from Provence, France. *J. Petrology*, **27**, 5, pp. 1229-1251.
- SHERVAIS J.W., MUKASA S.B. (1991). – The Balmuccia orogenic lherzolite massif, Italy. *J. Petrol*, Special lherzolites issue, pp. 155-174.
- SILLS J.D. (1982). – The retrogression of ultramafic granulites from the Scourian of NW Scotland. *Mineral. mag.*, pp. 46, 55-61.
- SKIPPEN G. (1974). – An experimental model for low pressure metamorphism of siliceous dolomitic marble. *Amer. J. Sci.*, **274**, pp. 487-509.
- TARANTOLA A., VALETTE B. (1982). – Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, pp. 219-232.
- TROMMSDORF V., EVANS B.W. (1974). – Alpine metamorphism of peridotite rocks. *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, **34**, pp. 333-354.
- WICKS F.J., WHITTAKER E.J.W. (1977). – Serpentine textures and serpentization. *Can. Mineral.*, **15**, part 4, pp. 459-488.