Reprinted from

Réimpression du

Canadian Journal of Earth Sciences

Journal canadien des sciences de la terre

Pétrologie des niveaux trondhjémitiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptynoamphiboliques du Massif Central français

C. NICOLLET ET A. LEYRELOUP

Volume 15 • Number 5 • 1978

Pages 696-707



National Research Council Canada Conseil national de recherches Canada

Pétrologie des niveaux trondhjémitiques de haute pression associés aux éclogites et amphibolites des complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central français

C. NICOLLET

Laboratoire Associé du C.N.R.S. № 266: "Déformation et évolution de la lithosphère". U.S.T.L.A., 34060 Montpellier, Cedex. France

ET

A. LEYRELOUP

Laboratoire de Pétrologie et Laboratoire Associé du C.N.R.S. № 266, 34060 Montpellier, Cedex. France Reçu le 15 août 1977

Révision acceptée le 19 décembre 1977

L'étude pétrologique de certains affleurements de roches basiques de haute pression rencontrées dans les complexes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif Central français) a permis de mettre en évidence des niveaux trondhjémitiques de haute pression interlités dans les éclogites et les amphibolites de haute pression. Il apparaît que ces roches dérivent des amphibolites ou gabbros à amphibole encaissants par *fusion partielle*, sous des pressions d'eau inférieures à 7 kbar (7 × 10⁵ kPa). Ainsi que le montrent les textures rencontrées, l'association initiale de ces niveaux trondhjémitiques (Q, Pl, Di, Gr, Zo, etc.) semble avoir cristallisé directement dans les conditions granulitiques de haute pression (12.5 kbar $< P_T < 20$ kbar (12.5 × 10⁵ kPa $< P_T < 20 \times 10^5$ kPa) et 750°C<T < 840°C) à partir du liquide trondhjémitique. On montre que cette fusion partielle est antérieure au cycle Barrovien connu dans le Massif Central français. Ce premier événement métamorphique est à rapprocher du premier épisode granulitique de haute pression déjà signalé dans l'ensemble de la chaîne varisque d'Europe moyenne. L'association bimodale acide—basique de haute pression vient renforcer les similitudes entre ceintures vertes archéennes et complexes leptyno-amphiboliques.

High pressure trondhjemitic rocks interbedded with eclogites and high pressure amphibolites have been recognized in the leptyno-amphibolitic series of the Rouergue and Marvejols metamorphic terranes. These rocks appear to have been derived by partial melting of the surrounding amphibolites (or amphibole-gabbro) at $P_{\rm H_2O}$ <7 kbar (<7 × 10⁵ kPa). The initial mineral assemblage of these layers (Q, Pl, Ky, Ga, Zo, etc.) is suggested by microstructural evidence to have crystallized directly under high pressure granulite facies conditions (12.5 kbar < $P_{\rm T}$ <20 kbar (12.5 × 10⁵ kPa< $P_{\rm T}$ <20 × 10⁵ kPa); 750°C<7<840°C) from the trondhjemitic liquid. The partial melting has taken place before the well-known Barrovian metamorphism that has affected the whole crystalline basement of the French Massif Central. This older metamorphic event is considered to be equivalent to the high pressure granulite facies metamorphism recognized in the Variscan of Europe. This acid–basic high pressure bimodal association argues for a close similarity between Archean greenstone belts and the leptyno-amphibolitic series.

Can. J. Earth Sci., 15, 696-707 (1978)

Introduction

Dans les parties les plus profondes, très métamorphiques, de la chaîne varisque d'Europe moyenne (Granulitgebirge, Münchberg, Massif de Bohême, Massif Central français, Massif Armoricain et le nord-ouest de la Péninsule Ibérique) affleurent des séries qui présentent de nombreux caractères communs: moldanubien et complexes leptyno-amphiboliques. A la suite des travaux de Behr (1961), Forestier (1963), Scharbert (1963), Lange (1965), Matejovska (1967), Vogel (1967), Losert (1971), Zoubek (1971), Briand (1973), Lasnier (1977), Piboule (1977) et d'autres dans ces différentes régions, il est apparu que ces séries constituaient une seule et même unité lithologique. Très diversifiés dans le détail, ces complexes leptyno-amphiboliques, composés à la fois de matériaux crustaux et océaniques, présentent un ensemble de traits constants, qui suffisent à les définir (association bimodale acide-basique, présence d'ultrabasites, affinité tholéiitique océanique de métabasites, présence de métagrauwackes, métapyroclastites, roches carbonatées et quartzites...). Tous ces caractères se retrouvant dans les ceintures vertes archéennes ou protérozoïques (Anhaeusser 1971, 1973; Barker et Peterman 1974; Glikson 1976; etc.) nous conduisent à rapprocher les deux types de formation. Toutefois, des différences existent (absence de pillow-lavas, volume plus restreint, etc.) mais elles résident principalement dans le fait que ces complexes leptynoamphiboliques ont été soumis à une succession d'évènements métamorphiques de haut degré, associés à une intense tectonique tangentielle (Burg

1977) depuis leur formation, alors que les ceintures vertes ne l'ont été qu'exceptionnellement (Coward et al. 1976). Par ailleurs, l'association gabbro-péridotites-roches acides n'est pas sans rappeler les séquences ophiolitiques (dans Coleman 1977).

Dans cet article nous nous intéresserons à l'association bimodale de roches acides - roches basiques de haute pression, en insistant plus particulièrement sur la genèse des roches acides. De tels niveaux, signalés dans divers orogènes (Brière 1920; Lange 1965; Vogel 1967; Mottana et al. 1968; Bryhni et al. 1970; Green et Mysen 1972; Lasnier 1977) ont été retrouvés par Collomb (1964) dans le Rouergue, puis par nous-mêmes dans tout le complexe leptyno-amphibolique du Lévezou et de Marvejols (Fig. 1). Indépendamment de leur faible volume et grâce à leur composition particulière, ce sont de véritables traceurs de métamorphisme. Aussi, leur étude pétrologique, comparée à celle des roches basiques auxquelles elles sont étroitement associées, permet de mieux saisir les mécanismes de formation et d'évolution métamorphique des complexes leptyno-amphiboliques.

Les roches basiques de haute pression

Les éclogites et amphibolites de haute pression affleurent en boudins dispersés dans les amphibolites banales et les gneiss fins apparemment progrades dont elles sont séparées par une écorce amphibolitique typiquement rétromorphique. Les éclogites sont le plus souvent rétromorphosées selon le schéma couramment signalé (dans Lasnier 1977). Leur paragenèse initiale est à omphacite, almandin-pyrope, quartz, zoïsite, disthène et exceptionnellement corindon (Nicollet 1977), rutile prismatique, zircon et minerais (pyrite, Mg-ilménite). Les structures en nid d'abeille (Vogel 1967; Lasnier 1970, 1977; etc.) reflètent l'origine gabbroïque de ces roches. Les amphibolites de haute pression (andésine, hornblende verte, almandin, clinopyroxène diopsidique, ± zoïsite, rutile-sphène, ilménite, apatite) sont souvent associées aux éclogites. Elles ne subissent aucune transformation majeure au cours de l'évolution rétrograde.

Les niveaux acides

Interlités exclusivement dans les éclogites et les amphibolites de haute pression, on ne les retrouve pas dans les gneiss fins avoisinants contrairement à ce qu'observent Bryhni et al. (1970) et Green et Mysen (1972). Certaines éclogites montrent des suites d'intercalations acides et basiques millimétriques très finement rubanées donnant un caractère mixte à la roche. Le contact acide-basique est franc et on note souvent un enrichissement en

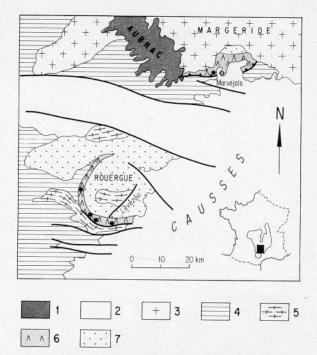


FIG. 1. Localisation des principaux affleurements étudiés (étoiles). Légende: (1) basaltes plio-quaternaires; (2) couverture post-hercynienne; (3) granite hercynien; (4) série grauwacko-pélitique (micaschistes et gneiss de type cévenol); (5) orthogneiss; (6) complexe leptyno-amphibolique; (7) migmatites et gneiss feldspathiques indifférenciés.

quartz, côté basique. Quelques filons pegmatoïdes à disthène et des poches de zoïsitite leur sont parfois associées.

A. Composition minéralogique: existence d'une paragenèse de haute pression initiale, équivalente des associations éclogitiques environnantes

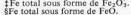
Leur minéralogie est complexe: quartz, oligoclase, disthène ± sillimanite, ± staurotide, ± hornblende verte, ± spinelle, ± corindon, zoïsite, ± épidote, grenat, ± muscovite, ± biotite, apatite, rutile, ± sphène, ± ilménite, magnétite, pyrite et zircon. La quantité relative de plagioclase permet de définir deux termes extrêmes: les quartzites et les leptynites. Tous ces minéraux ne sont pas contemporains. La paragenèse primaire est à quartz, oligoclase, disthène, zoïsite, grenat, ± hornblende verte, rutile, ilménite, magnétite, pyrite, apatite, zircon et plus rarement staurotide et muscovite.

Selon Boettcher (1970), ce type de paragenèse est de haute pression et de haute température (P>10 kbar (10^6 kPa), $T>700^{\circ}$ C). Ces conditions sont compatibles avec celles de la paragenèse éclogitique des métabasites associées.

Tableau 1. Compositions chimiques* de minéraux

	Plagioclases†						
	(Di)	(Zo)	(Mus)	Zoïsite 1	Al épidote 2	Grenat	Muscovite
SiO ₂				38.15	38.5	39.42	52.61
TiO ₂				0.11		0.16	0.48
Al_2O_3				32,06	27.51	21.89	30.41
Fe ₂ O ₃ ‡				1.45	7.03		2.46
FeO§						20.56	
MnO				_		0.67	# <u></u>
MgO				_	0.8	6.58	2.17
CaO	3.27	3.03	3.38	25.75	24.68	11.51	_
Na ₂ O	9.39	8.48	8.22	0.05	0.08	0.01	0.38
K ₂ O	0.03	0.05	0.9	0.04	0.05		9.78

Analyses à la microsonde effectuées à l'Ecole Supérieure de Paris et au Laboratoire de Pétrographie Paris VI. †Compositions partielles de l'oligoclase entourant divers minéraux: disthène, zoïsite, muscovite. ‡Fe total sous forme de Fe₂O₃.



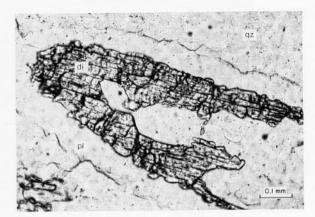


Fig. 2. Couronne d'oligoclase autour du disthène. Lumière naturelle. Echantillon Ru 234, Rouergue. Abréviations des photos, voir Fig. 9.

Le quartz constitue jusqu'à 70% de la roche dans les quartzites. Il présente une microstructure granoblastique interlobée, à tendance amiboïde.

L'oligoclase (10-25% An). Dans les quartzites, il n'apparaît qu'en auréoles polycristallines très fines (0.01-0.10 mm) disposées radialement autour du disthène (Fig. 2) et de la zoïsite (Fig. 3). Sa composition reste constante quel que soit le minéral entouré (Tableau 1). Dans les leptynites on retrouve la même disposition coronitique, ceci même au contact du plagioclase granoblastique de la trame. Il s'agit toujours d'un oligoclase non zoné, quelle que soit sa position dans la roche.

Le disthène peut être bien cristallisé ou corrodé, denticulé, souvent squelettique ou sous forme de textures bifides ou trifides, formées de plagioclase et de staurotide (Fig. 4). Lorsqu'il est au contact du quartz ou de l'oligoclase primaire, il s'entoure de la couronne plagioclasique. Ce liseré n'existe ni au contact des autres minéraux, ni lorsque le disthène est inclus dans le grenat.

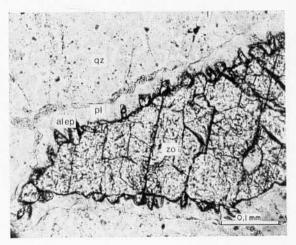


Fig. 3. Couronne d'oligoclase autour de la zoïsite. Les Al épidotes secondaires se disposent radialement aux joints des grains du plagioclase. Lumière naturelle. Echantillon Ru 234, Rouergue.

Le grenat est plus abondant dans les quartzites, il est subautomorphe et de taille millimétrique. En plus de cet habitus classique, on peut rencontrer de petits grenats (0.3–0.5 mm) automorphes, en grappes, similaires à ceux des éclogites encaissantes. Le grenat peut 'encapuchonner' le disthène (Fig. 5) ou l'englober complètement. Quel que soit son habitus dans une même roche, sa composition est constante (almandin-pyrope moyennement riche en grossulaire, non zoné (Tableau 1)), similaire à ceux des éclogites encaissantes.

La zoïsite. Sa composition (Tableau 1) est intermédiaire entre les pôles alumineux et ferrifère. De rares individus sont très faiblement zonés, parfois tronçonnés. Cette zonation correspond à un léger enrichissement en fer à la périphérie (Vogel et Bahezre 1965). Le liseré plagioclasique décrit plus haut existe également.

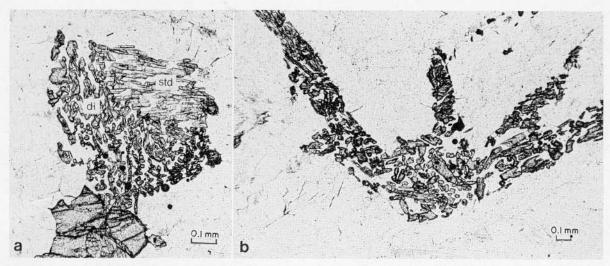


Fig. 4. Textures dendriformes à disthène, plagioclase ± staurotide. Lumière naturelle. Echantillon Ru 514, Rouergue. (a) Texture montrant un joint courbe entre les agrégats de disthène et de staurotide. Le plagioclase constitue le minéral interdendritique. (b) Texture trifide.

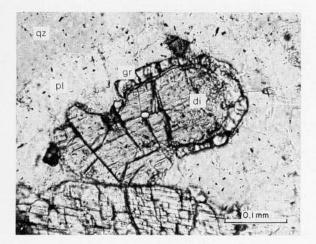


Fig. 5. Grenat encapuchonnant le disthène à l'intérieur de la couronne d'oligoclase. Lumière naturelle. Echantillon Ru 498 C, Rouergue.

La staurotide primaire est rare et est associée uniquement aux textures disthène-plagioclase, constituées d'agrégats dendriformes polycristallins. Les cristaux d'une même espèce minérale ont une orientation optique commune et sont limités de l'espèce voisine par un joint courbe (Fig. 4a). L'ensemble de l'agrégat peut avoir des formes curieuses bifides ou trifides (Fig. 4b).

La muscovite (Tableau 1) est rare où absente. Certains échantillons en contiennent une quantité notable; elle remplace alors le disthène qui apparaît couramment en inclusion dans le mica. La couronne d'oligoclase entoure systématiquement cette muscovite. Un liseré de feldspath potassique est observé à la périphérie de cette couronne.

La hornblende verte est liée généralement aux niveaux leptyniques et ne présente aucune trace de déstabilisation.

Les minéraux accessoires sont ceux des éclogites: rutile, apatite, zircon, pyrite, ilménite et magnétite.

B. L'évolution rétrograde. Problème des leptynites banales

Les niveaux acides subissent l'évolution rétrograde statique haute pression – basse pression observée dans les éclogites.

Le disthène se déstabilise en s'entourant soit d'une symplectite très fine de corindon + quartz [1], soit d'une symplectite de spinelle vert + quartz [2]. Le plagioclase en contact avec la symplectite [2] est systématiquement zoné et a donc dû participer à la deuxième réaction. De telles structures symplectitiques signalées également dans les éclogites (Lappin 1966; Lasnier 1977; Nicollet 1977; etc.) rappellent celles observées en métallurgie au cours d'une décomposition eutectoïde (Nicholson et Davies 1971; Fridberg et Hillert 1977). La présence sporadique d'un liseré de grenat autour de l'ensemble disthène – symplectite [2] permet parfois d'envisager la formation de cette symplectite par un mécanisme réactionnel entre disthène et grenat

[3] grenat + disthène → spinelle + quartz ± plagioclase

Cette réaction est décrite par Kornprobst (1971), Leyreloup (1973), Marchand (1974), Loomis (1976), Lasnier (1977) et Nicollet (1977). Une seconde réaction étudiée expérimentalement par Ganguly (1972) est observable entre disthène et grenat

[4] disthène + grenat + H₂O → staurotide + quartz ± biotite

Parfois le disthène 'explose' en gerbes de sillimanite prismatique. Dans un stade ultime de la rétromorphose, il se transforme en une mosaïque phylliteuse.

La zoisite. A l'intérieur de la couronne plagioclasique, de petites épidotes alumineuses secondaires (Tableau 1) se disposent radialement autour de la zoïsite (Fig. 3). D'après les travaux de Holdaway (1972), la position de la courbe de déstabilisation zoïsite - épidote alumineuse dans l'espace pression-température, dépend des teneurs respectives en fer de ces minéraux. Cette réaction, indépendante de la pression, se situe, dans le cas présent, aux environs de 750°C. La transformation zoïsite → épidote alumineuse indique une diminution de température. L'épidote alumineuse envahit la zoïsite pour la remplacer complètement et s'enrichit en Fe3+ dans les niveaux acides les plus rétromorphosés, il s'agit alors de pistachite (sensu lato). Cette variation des teneurs en Fe3+ des épidotes secondaires reflète selon Raith (1976) une baisse de pression et de température et (ou) une augmentation de $f(O_2)$ durant le métamorphisme. Cet enrichissement en Fe3+ est ici contemporain du métamorphisme rétrograde. Dans quelques roches, la zoïsite est remplacée par de l'oligoclase. Dans les leptynites banales elle peut encore se transformer en allanite qui se métamictise.

Le grenat. En plus des réactions avec le disthène, le grenat réagit au contact du quartz en donnant une couronne d'oligoclase et de hornblende verte. Cette réaction est vraisemblablement l'équivalent de la réaction limitant les facies granulites de haute pression et de pression intermédiaire (Green et Ringwood 1967)

grenat + quartz → orthopyroxène + plagioclase mais dans le domaine de stabilité de la hornblende.

La muscovite (Tableau 1) est remplacée par de la biotite ou par une symplectite de biotite + plagioclase comme il est observé dans les éclogites au cours des phénomènes de kélyphitisation (Brière 1920; De Wit et Strong 1975; etc.).

Le rutile se transforme en ilménite et (ou) sphène.

Une telle évolution rétrograde fait passer les paragenèses de haute pression des niveaux acides aux paragenèses de facies amphibolite des leptynites banales. Cependant, toutes ces leptynites ne proviennent pas de la rétromorphose de tels niveaux.

Chimisme

A. Les niveaux acides

Les teneurs en silice de ces niveaux sont très élevées (71-83%) (Tableau 1), celles en alumine relativement faibles (8.7-13%) et celles en K₂O extrèmement basses (0.03-0.64%) avec une valeur exceptionnelle (1.5%) pour un rubanement riche en muscovite. Les teneurs en éléments cafémiques et en sodium sont variables mais restent assez fortes. La richesse en silice et la faible teneur en potassium montrent que ces roches ne ressemblent à aucun métasédiment connu. Dans le diagramme SiO2-K₂O, elles se placent dans le champ des plagiogranites océaniques en dehors du champ des granitoïdes communs. Ces compositions particulières expliquent aussi la présence de corindon normatif. Exception faite du niveau riche en muscovite, le pourcentage en orthose normative reste inférieur à 4 mole% et les pourcentages en anorthite du plagioclase normatif varient entre An4-An56. Ce large intervale contraste avec l'homogénéité relative des roches analysées et témoigne de la complexité de leur histoire pétrogénétique. Dans le diagramme An-Ab-Or normatif (Fig. 6), on remarque que les niveaux acides se distinguent des granophyres continentaux et qu'ils se placent dans le champ des

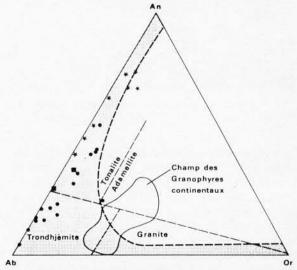


FIG. 6. Diagramme An-Ab-Or normatifs. Champ gris: champ des roches de basse pression (<5 kbar (<5 × 10⁵ kPa)) à un plagioclase. Les lignes pointillées séparent les divers types de roches sur la base du pourcentage en feldspath (O'Connor 1965). Le champ des granophyres est de Coleman (1977). Etoiles pleines = éclogites; carrés pleins = amphibolites de haute pression; cercles pleins = trondhjémites.

TABLEAU 2. Compositions chimiques* des différents types de roches

	Quartzites	Leptynites	Eclogites	H.P. amphibolites	
	6	10	9	1	1
SiO ₂	76.77(4.52)†	76.87(2.79)	48.86(2.02)	57.14	54.82
TiO ₂	0.33(0.13)	0.20(0.09)	1.01(0.57)	0.95	0.78
Al_2O_3	12.10(1.79)	12.35(0.90)	17.32(2.51)	15.15	16.22
Fe ₂ O ₃	1.99(1.50)	0.72(0.44)	2.86(1.39)	4.37	4.19
FeO	2.10(1.34)	1.04(0.44)	6.68(2.00)	6.61	4.31
MnO	0.05(0.02)	0.03(0.01)	0.18(0.04)	0.21	0.11
MgO	1.06(0.58)	0.57(0.31)	7.91(1.50)	4.68	4.86
CaO	2.17(0.68)	1.64(1.07)	10.16(1.48)	3.90	7.26
Na ₂ O	1.86(0.81)	4.91(0.52)	2.50(0.95)	3.65	5.79
K ₂ O	0.48(0.51)	0.23(0.25)	0.39(0.39)	0.38	0.10
P ₂ O ₅		_		0.40	
H ₂ O ⁺	0.07(0.02)	0.07(0.02)	0.12(0.10)	0.18	0.15
H ₂ O-	0.53(0.23)	0.47(0.19)	1.32(0.56)	1.58	0.82

*Analyses effectuées par le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques Nancy et le Centre Géologie et Géophysique Montpellier. Le nombre d'échantillons est donné sous chaque titre. †() Ecart type.

roches de basse pression à un plagioclase: trondhjémites et tonalites (O'Connor 1965). Leur forte teneur en silice ne permet par de les assimiler à des tonalites. Aucune lignée de différenciation n'est observable en direction d'un minimum ternaire. Ces teneurs en silice confèrent une position anormale à certains échantillons sur le diagramme AFM (Fig. 7). Tous ces caractères sont ceux des roches acides associées aux complexes ophiolitiques: plagiogranites océaniques (s.l.) (Moores et Vine 1971; Barker et al. 1976; Parrot 1977; Coleman 1977; Payne et Strong 1978; etc.). En conclusion, les

Champ des eclogites

Champ des granites

Champ des basaltes et gabbros océaniques

Na₂O

+ K₂O

MgO

FIG. 7. Diagramme AFM. La ligne discontinue sépare les domaines calcoalcalin et tholéitique (Irvine et Baragar 1971). La ligne pointillé tireté représente la série tholéitique de Thingmuli. Mêmes symboles que dans la Fig. 6. Le champ des basaltes et gabbros océaniques est de Mottana et Bocchio (1975). Celui des éclogites est de Wager et Brown (1968). Rectangles = trondhjémites du Troodos (Coleman 1977).

rubanements acides ont des compositions de trondhjémites pauvres en alumine (Barker et Arth 1976).

B. Les roches basiques

Comme l'ont montré Coffrant et Piboule (1975), Piboule (1977) et Piboule et Pontier (1977), les compositions originelles de la plupart des métabasites présentent de fortes analogies avec celles des tholéiites océaniques. Ces caractères se retrouvent dans les roches basiques de haute pression encaissantes des niveaux 'éclogitiques', trondhjémitiques du Rouergue et de Marvejols (Tableau 2). Les teneurs des différents éléments majeurs sont très homogènes avec une exception pour K₂O (0.05–1.19).

Discussion

A. Origine

L'association exclusive des niveaux trondhiémitiques avec les métabasites suggère que celles-ci soient liées génétiquement. S'il n'est pas exclu qu'à un certain stade de leur histoire pétrogénétique ces roches aient subi une altération, en aucun cas, une origine purement métasomatique (Hughes 1973) ne peut être retenue pour les niveaux trondhiémitiques. Effectivement, le seul mécanisme qui pourrait être alors invoqué serait la spilitisation. Celle-ci se traduit au niveau des basaltes par de grandes variations chimiques et par une répartition aléatoire des éléments, avec parfois une variation inattendue de certains d'entre eux (Shaw et al. 1977). Les données chimiques dont nous disposons sur les métabasites sont relativement homogènes et ne permettent en rien d'envisager un tel phénomène. Par conséquent, il est difficile de concevoir que les

trondhjémites qui leur sont étroitement associées, soient le résultat d'une telle altération. Cette hypothèse est également rejetée pour des roches semblables au profit d'une origine magmatique (Payne 1973; Barker et Arth 1976; etc.) (existence de textures ignées, mode typique de roches magmatiques; Coleman 1977). Une origine par firsion partielle de métasédiments (Barth 1962) ne reut pas être retenue, puisque les niveaux trondhjémitiques ne sont jamais rencontrés dans les formations gneissiques environnantes.

En accord avec les travaux de Barker et Arth (1976) et Coleman (1977) pour les trondhjémites faiblement alumineuses (inférieur à 15% Al₂O₃), deux possibilités restent envisageables quand à l'origine de ces roches (1) cristallisation fractionnée à partir d'un magma andésitique faiblement potassique ou tholéiitique océanique à l'origine des métabasites, ou (2) fusion partielle d'amphibolites ou de gabbros à amphibole. La première hypothèse est peu probable car il existe une lacune entre termes acides et basiques due à l'absence de roches intermédiaires. La distribution est bimodale comme dans l'ensemble du complexe leptyno-amphibolique et les deux pôles forment deux lignées de différenciation distinctes ainsi que l'on peut le cons-

tater en portant les éléments majeurs en fonction de l'indice de solidification de Kuno (1959).

Dans le cadre de la deuxième hypothèse, on est amené à envisager, pour les roches acides du Rouergue et de Marvejols, une origine par fusion partielle des amphibolites (ou gabbros à amphibole) encaissantes avant l'éclogitisation de certaines d'entre elles.

B. Apport des données pétrographiques

Le liquide trondhjémitique a pu cristalliser dans des conditions de basse pression à pression intermédiaire avant de subir le métamorphisme haute pression responsable de la paragenèse primaire observée (quartz, plagioclase, disthène, zoïsite, grenat, etc.) qui oblitère ainsi une paragenèse magmatique initiale inconnue (Fig. 8). Mais il a pu aussi cristalliser directement dans les conditions de haute pression, fractionnant ainsi les minéraux de la paragenèse observée qui constitue alors la paragenèse magmatique initiale (Fig. 9).

Quelle que soit l'hypothèse choisie, les conditions (P,T) de stabilité de l'assemblage de haute pression sont délimitées vers les basse pression et basse température par les réactions rétrogrades (déstabilisation de la zoïsite en épidote alumineuse, du disthène en sillimanite, etc.) et par le domaine de

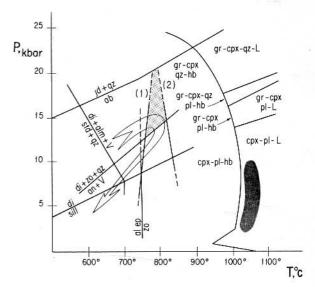


Fig. 8. Evaluation (P,T) des conditions de cristallisation de la paragenèse primaire observée (champ gris clair). Le champ gris foncé représente le domaine de cristallisation BP-PI du liquide trondhjémitique dans l'hypothèse de la cristallisation antérieure au métamorphisme de haute pression. La flèche indique l'évolution métamorphique de ces niveaux. (1) et (2) délimitent le champ de stabilité de l'assemblage quartz-disthène-amphibole (Green et Vernon 1974). Les réactions jd + qz → ab, et di + zo + $qz \rightarrow an + V$ sont de Boettcher (1970, 1971), $di \rightarrow sill$ et $zo \rightarrow al$ ep de Holdaway (1971, 1972); di + alm + $V \rightarrow std + qz de$ Ganguly (1972). La ligne courbe représente le solidus du gabbro contenant 0.5% H₂O (Wyllie 1971). jd = jadéite, qz = quartz, pl = plagioclase, ab = albite, an = anorthite, di = disthène, sill = sillimanite, gr = grenat, alm = almandin, std = staurotide, zo = zoïsite, al ep = Al épidote, cpx = clinopyroxène, hb = hornblende, $V = H_2O$ vapeur, L = liquide.

stabilité de l'assemblage amphibole, quartz et disthène (Green et Vernon 1974). En conséquence cette paragenèse est stable entre 12.5 et 20 kbar (12.5 × 10⁵ kPa-20 × 10⁵ kPa) et entre 750 et 840°C.

Si la majorité des réactions rétrogrades se sont faites à l'état solide, on ne peut exclure que l'auréole d'oligoclase entourant zoïsite et disthène soit une structure de cristallisation dans un magma. Cette auréole est, en effet, difficilement compatible avec la réaction à l'état solide disthène + zoïsite + quartz → anorthite + H₂O(vapeur) de Boettcher (1970) où les minéraux réactants devraient être en contact, le produit de réaction se situant aux joints de ces trois minéraux. Or, lorsque disthène et zoïsite sont en contact dans un quartzite, le plagioclase ne se situe jamais entre ces deux minéraux, mais entoure systématiquement l'ensemble disthènezoïsite. Le même phénomène se produit lorsque disthène et zoïsite sont isolés. Ces auréoles ne ressemblent pas non plus aux exsolutions observées dans les réactions de sub-solidus. Il faut signaler

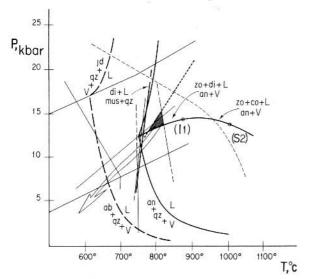


FIG. 9. Evaluation (P,T) des conditions de cristallisation du liquide trondhjémitique directement dans les conditions de haute pression (champ gris foncé) et évolution métamorphique rétrograde (flèche large). Les réactions de la Fig. 8 sont représentées en traits fins. Les solidus des systèmes feldspathiques (traits forts et tiretés larges), le point invariant I_1 et le point singulier S_2 sont de Boettcher (1970, 1971). La réaction di + L \rightarrow mus + qz est de Storre et Karotke (1972). La ligne en tiretet fort serré est le solidus du gabbro pour $P_{H_2O} = 7$ kbar (7×10^5 kPa) de stabilité de l'amphibole pour la même P_{H_2O} (extrapolé de Bryhni et al. 1970). co = corindon, mus = muscovite. Pour les autres minéraux, mêmes symboles que la Fig. 8.

que l'auréole plagioclasique se développe également au contact du plagioclase de la trame des leptynites.

Dans l'intervalle P-T délimité précédemment, un liquide trondhjémitique peut théoriquement, dans le système simplifié SiO₂-Al₂O₃-CaO-H₂O (Boettcher 1970), laisser cristalliser disthène et zoïsite. Ces deux minéraux pourront réagir avec le liquide, par le jeu de réaction péritectique (disthène + zoïsite + liquide → anorthite + H₂O(vapeur), Boettcher 1970) pour donner du plagioclase (Fig. 9). Comme il est classiquement observé lors de telles réactions (Yeh 1970; Ehlers 1972), un anneau péritectique réactionnel se forme, limitant ainsi la réaction par l'apparition d'un processus de diffusion à travers une phase solide (Nicholson et Davies 1971; St. John et Hogan 1977). Les minéraux blindés ne sont pas complètement résorbés et le liquide résiduel franchit sa courbe de solidus par baisse concomittante de P et de T: quartz et plagioclase précipitent alors dans des proportions données par la composition du liquide originel. Les changements de P et de T ultérieurs font intervenir les réactions à l'état solide décrites supra.

Un autre argument en faveur de l'origine par cristallisation dans un magma est fourni par les textures dendritiques à disthène – staurotide – plagioclase (Fig. 4a) qui sont assez semblables à celles observées lors de la solidification d'un alliage (Bouchy et Gobin 1971, Fig. 4-15). De telles structures sont aussi observables au cours des réactions péritectiques (Titchener et Spittle 1975).

Le système SiO₂-Al₂O₃-CaO-H₂O de Boettcher (1970) ne rend compte ni de la coexistence zoïsite, disthène et grenat, ni des textures particulières entre disthène et grenat (Fig. 5) observées dans les niveaux acides. Toutefois, ce grenat est essentiellement de l'almandin pyrope, reconnu comme pouvant être un phase proche du liquidus (pour 9 kbar $< P_T < 18$ kbar (9 × 10⁵ kPa $< P_T < 18$ × 105 kPa); PH20 < PT) dans les liquides acides calco-alcalins (Green et Ringwood 1968a). Par ailleurs (Green et Ringwood 1968b) montrent qu'un tel grenat peut coexister avec le disthène dans un liquide rhyodacitique. Il est donc vraisemblable qu'il faille chercher l'explication de la coexistence disthènezoïsite-grenat dans l'absence de MgO et de FeO dans le système étudié par Boettcher (1970). Effectivement, Hensen (1976) montre que l'adjonction de fer au système SiO2-Al2O3-CaO-MgO augmente le champ de stabilité du grenat. La muscovite, présente dans certains niveaux plus riches en K₂O, peut également trouver son origine dans une réaction péritectique du type disthène + liquide → muscovite + quartz (Storre et Karotke 1972) ce qui est suggéré par la présence du disthène dans le mica. L'amphibole n'est présente que dans les leptynites dont les teneurs en Na2O sont supérieures à 3%. Ceci est en accord avec les résultats de Cawthorn et O'Hara (1976) qui remarquent que, dans le système CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O, l'amphibole ne cristallise pas à partir d'un liquide contenant moins de 3% de Na₂O.

La présence de mégacristaux précoces (Fig. 10), de zoïsite zonée asymétriquement, tronquée, renforce l'hypothèse selon laquelle le magma trondhjémitique a pu cristalliser directement dans les conditions de haute pression.

C. Position des solidus respectifs des niveaux trondhjémitiques et des amphibolites originelles. Problème de l'éclogitisation de ces métabasites

La limite inférieure en température de l'intervalle de stabilité de la paragenèse primaire (Fig. 8), aux environs de 750°C, constitue la température minimale du début de l'évolution métamorphique rétrograde à l'état solide. Les solidus respectifs des



FIG. 10. Mégacristal précoce mixte: disthène et grenat accolés présentent un contour externe unique continu. Lumière naturelle. Echantillon Ru 514b, Rouergue.

trondhjémites et des amphibolites qui leur ont donné naissance seront donc situés à des températures supérieures (Fig. 9).

Pour les roches acides, cette condition est satisfaite par le solidus d'un liquide de composition SiO₂, Al₂O₃ et CaO à pression d'eau égale à la pression totale (Boettcher 1970). Toutefois, il semble que l'intervention du Na₂O dans un tel système aura pour effet de ramener la température de ce solidus vers celle, inférieure, du solidus quartz – plagioclase sodique (Boettcher 1971). Il devient alors nécessaire, pour respecter la limite inférieure de 750°C, de diminuer la pression d'eau. Enfin, la limite supérieure en température de l'intervalle de stabilité de la paragenèse primaire (Fig. 8) constituera la limite supérieure du solidus de ces liquides.

De la même manière on montre, à partir des travaux de Bryhni *et al.* (1970) que la pression d'eau de l'amphibolite encaissante doit être inférieure à une valeur moyenne de 7 kbar (7 × 10⁵ kPa). Mais la fusion partielle de celle-ci entraîne une déshydratation locale (H₂O va dans la phase fluide) ce qui pourra provoquer, selon les mécanismes proposés par Fry et Fyfe (1969), Brown (1970), Essene *et al.* (1970), Bryhni *et al.* (1970) et Green et Mysen (1972), son éclogitisation locale.

D. Conséquence sur l'évolution métamorphique des complexes leptyno-amphiboliques

Que la cristallisation du magma trondhjémitique soit antérieure ou contemporaine de l'évènement haute pression responsable de la paragenèse primaire, on est amené à envisager l'existence d'un métamorphisme antérieur au métamorphisme régional connu dans les complexes leptyno-amphiboliques du Rouergue (Nicollet 1978) et de Marvejols (Briand 1973) (premier épisode de pression intermédiaire Barrovien suivi d'un épisode de basse pression Abukuma).

Dans le premier cas, seul le premier évènement Barrovien peut être responsable de la paragenèse de haute pression : un métamorphisme antérieur de basse pression sera responsable de la fusion partielle des amphibolites (ou gabbros à amphibole). Or un tel épisode n'a jamais été soupçonné dans la chaîne hercynienne d'Europe moyenne.

Dans le deuxième cas, le métamorphisme Barrovien ne peut pas être responsable de la fusion partielle des amphibolites car, les affleurements étudiés (Fig. 1) se situent aux toits des complexes leptyno-amphiboliques, alors que la zone de migmatisation du métamorphisme Barrovien se situe à la base de ces formations, c'est à dire 2500 m plus bas. En effet, on ne retrouve pas les structures de fusion observées dans les amphibolites, dans les gneiss pélitiques avoisinants. Un métamorphisme de plus haute pression a donc précédé le métamorphisme régional. Cette conclusion vient confirmer l'existence d'un métamorphisme initial Saxonien intermédiaire de haute pression déjà connu au Cap Ortegal (Vogel 1967), dans le Massif Central français (Forestier et al. 1973); Leyreloup 1973; Marchand 1974; Lasnier 1977), en Bretagne (Lasnier et al. 1973) et dans le Moldanubien (Scharbert et Kurat 1974).

Conclusions

Ce travail montre l'existence d'un nouveau type de granulite de haute pression: les granulites trondhjémitiques. Ces dernières avaient été soupçonnées (Vogel 1967), mais n'avaient jamais été mises en évidence de façon certaine. Elles proviendraient de la fusion partielle sur place des amphibolites (ou gabbros à amphibole) encaissantes et cristalliseraient directement dans les conditions *P-T* de haute pression. Leur évolution métamorphique permet d'affirmer l'existence d'au moins une phase de métamorphisme antérieure aux deux épisodes de métamorphisme régional classiquement reconnus dans les complexes leptyno-amphiboliques de la chaîne varisque d'Europe moyenne. Enfin, nous

avons retrouvé, au niveau des roches de haute pression, la même association bimodale acide-basique connue dans l'ensemble des complexes leptyno-amphiboliques. Cette constatation nous apparaît comme un argument supplémentaire en faveur d'une analogie entre ceintures vertes et complexes leptyno-amphiboliques.

Remerciements

Nous remercions MM. D. F. Strong (Memorial University, St John's, Newfoundland, Canada), C. Dupuy, J. Vernières (Université de Montpellier, France) et B. Lasnier et J. Marchand (Université de Nantes, France) pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce travail et pour leurs critiques constructives. Les analyses à la microsonde ont été réalisées à l'Ecole Normale Supérieure de Paris et au Laboratoire de Pétrographie de l'Université de Paris VI grâce à la compétence de MM. P. Saliot et G. Carlier. Nous remercions également M. P. Viela pour la réalisation des figures et Mmes H. Dalmayrac et B. Etchecopar pour la dactylographie. Le financement a été assuré par le contrat no 35-12 de l'A.T.P. 'Géodynamique' et par le Laboratoire no 266 associé au Centre National de Recherche Scientifique.

ANHAEUSSER, C. R. 1971. Cyclic volcanicity and sedimentation in the evolutionary development of Archean greenstone belts of shield areas. Geological Society of Australia, Special publication 3, pp. 57-70.

1973. The evolution of the early Precambrian crust of Southern Africa. Philosophical Transactions of the Royal So-

ciety of London, Ser. A, 273, pp. 359-388.

BARKER, F., et ARTH, J. G. 1976. Generation of trondhjemitictonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. Geology, 4, pp. 596-600.

BARKER, F., et PETERMAN, Z. E. 1974. Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and the early Precambrian crust. Precambrian

Research, 1, pp. 1-12.

BARKER, F., ARTH, J. G., PETERMAN, Z. E., et FRIEDMAN, I. 1976. The 1.7. to 1.8 billion year old trondhjemites of southwestern Colorado and northern New Mexico: Geochemistry and depths of genesis. Geological Society of America Bulletin, 87, pp. 189-198.

BARTH, T. F. W. 1962. A final proposal for calculating the mesonorm of metamorphic rocks. Journal of Geology, 70, pp.

BEHR, H. J. 1961. Beiträge zur petrographischen und tectonischen analyse des sächsischen Granulitgebirges (mit Anlagenmappen). Freiberger Forschungshefte, C 119. Akademie Verlag, Berlin, Germany.

BOETTCHER, A. L. 1970. The system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O at high pressures and temperatures. Journal of Petrology, 11, pp.

337 - 379.

1971. The nature of the crust of the Earth with special emphasis on the role of plagioclase. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 14, pp. 261-277.

BOUCHY, CH., et GOBIN, F. 1971. Métallurgie, I. Métallurgie structurale. Edité par Armand Colin. 157 p.

BRIAND, B. 1973. Lithostratigraphie et métamorphisme de la

série cristallophyllienne de Marvejols. Bulletin du Bureau de Recherche géologique et minière (He série), Section I, No 4, pp. 183-198.

Brière, Y. 1920. Les éclogites françaises — leur composition minéralogique et chimique - leur origine. Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 43, pp.

77-222.

Brown, G. C. 1970. A comment on the role of water in the partial fusion of crustal rocks. Earth and Planetary Science Letters, 9, pp. 355-358.

BRYHNI, I., GREEN, D. H., HEIER, K. S., et FYFE, W. S. 1970. On the occurrence of eclogite in western Norway. Contribu-

tions to Mineralogy and Petrology, 26, pp. 12-19.

BURG, J. P. 1977. Tectonique et microtectonique des séries cristallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truvère. Contribution du microscope électronique à transmission à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes. Thèse 3e cycle, Montpellier, France. 79 p.

CAWTHORN, R. G., et O'HARA, M. J. 1976. Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. American Journal of

Science, 276, pp. 309-329.

COFFRANT, D., et PIBOULE, M. 1975. Les metavulcanites basiques du Bas Limousin (Massif Central français): étude géochimique des éclogites et des dolérites. Bulletin de la Société Géologique de France, 7, XVII, pp. 620-628.

COLEMAN, R. G. 1977. Ophiolites. Dans Minerals and rocks, Vol. 12. Edité par P. J. Wyllie, W. von Engelhardt, et T.

Hahn. Springer-Verlag, New York, NY. 229 p.

COLLOMB, P. 1964. Etude géologique du Rouergue cristallin.

Thèse d'Etat, Paris, France.

COWARD, M. P., LINTERN, B. C., et WRIGHT, L. I. 1976. The pre-cleavage deformation of the sediments and gneisses of the northern part of the Limpopo belt. Dans The early history of the Earth, Edité par B. F. Windley, John Wiley & Sons, New York, NY. pp. 323-330.

DE WIT, J., et STRONG, D. F. 1975. Eclogite bearing amphibolites from the Appalachian mobile belt, N.W. Newfoundland: Dry versus wet metamorphism. Journal of Geology, 83, pp.

609-627.

EHLERS, E. G. 1972. The interpretation of geological phase diagrams. Edité par J. Gilluly, A. O. Woodford, et T. H. McCulloh, W. H. Freeman and Company, San Francisco, CA. 280 p.

ESSENE, E. J., HENSEN, B. J., et GREEN, D. H. 1970. Experimental study of amphibolite and eclogite stability. Physics of

the Earth and Planetary Interiors, 3, pp. 378-384.

FORESTIER, F. H. 1963. Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le Bassin du Haut-Allier (Massif Central français). Bulletin des Services de la carte géologique de la France, 271, tome LIX.

FORESTIER, F. H., LASNIER, B., LEYRELOUP, A., et MAR-CHAND, J. 1973. Vues nouvelles sur la catazone dans le Massif Central français et le Massif Armoricain de l'affleurement au Moho. Bulletin de la Société Géologique de France, 15, pp. 562-568.

FRIDBERG, J., et HILLERT, M. 1977. On the eutectoid transformation of δ ferrite in Fe-Mo-C alloys. Acta Metallurgica, 25, pp. 19-24.

FRY, N., et FYFE, W. S. 1969. Eclogites and water pressure. Contributions to Mineralogy and Petrology, 24, pp. 1-6.

GANGULY, J. 1972. Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments and applications. Journal of Petrology, 13, pp. 335-365.

GLIKSON, A. Y. 1976. Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones: Significance of data from shields of the Southern hemisphere. Dans The early history of the

Earth. Edité par B. F. Windley. John Wiley & Sons, New York, NY, pp. 257–277.

GREEN, D. H., et Mysen, B. O. 1972. Genetic relationship between eclogite and hornblende + plagioclase pegmatite in

western Norway. Lithos, 5, pp. 147–161.

GREEN, D. H., et RINGWOOD, A. E. 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. Geochimica et Cosmochimica Acta, 31, pp. 767–833.

—— 1968a. Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology, 18, pp.

163-174.

GREEN, D. H., et VERNON, K. H. 1974. Cordierite breakdown under high-pressure hydrous conditions. Contributions to Mineralogy and Petrology, 46, pp. 215–222.

HENSEN, B. J. 1976. The stability of pyrope-grossular garnet with excess silica. Contributions to Mineralogy and Petrology, 55, pp. 279–292.

logy, 55, pp. 279–292.

HOLDAWAY, M. J. 1971. The aluminium silicate triple-point. American Journal of Science, 269, pp. 97–131.

1972. Thermal stability of Al–Fe epidote as a function of $f(O_2)$ and Fe content. Contributions to Mineralogy and Petrology, 37, pp. 307–340.

HUGHES, C. J. 1973. Spilites, keratophyres and the igneous spectrum. Geological Magazine, 109, pp. 513–527.

IRVINE, T. N., et BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8, pp. 523–548.

KORNPROBST, J. 1971. Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif. Thèse d'Etat, Paris,

France, 376 p.

KUNO, H. 1959. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bulletin volcanologique, 20, pp. 37–76.

LANGE, H. 1965. Zur genese der Metabasite im Sächsischen Erzgebirge. Freiberger Forschungshefte, H.C., 177. 136 p.

LAPPIN, M. A. 1966. The field relationships of basic and ultrabasic masses in the basal gneiss complex of Stadlandet and Almklovdalen, Nordfjord, southwestern Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift, 46, pp. 439–495.

LASNIER, B. 1970. Le métamorphisme régional des gabbros d'après la littérature internationale. Etude préliminaire des gabbros coronitiques du Massif Amoricain et du Massif des Maures (France). Thèse 3e cycle, Nantes, France.

LASNIER, B., LEYRELOUP, A., et MARCHAND, J. 1973. Découverte d'un granite 'charnockitique' au sein de 'gneiss œillés'. Perspectives nouvelles sur l'origine de certaines leptynites du Massif Armoricain méridional (France). Contributions to Mineralogy and Petrology, 41, pp. 131–144.

LEYRELOUP, A. 1973. Le socle profond en Velay d'après les enclaves remontées par les volcans néogènes. Son thermométamorphisme et sa lithologie : granites et série charnockitique (Massif Central français). Thèse 3e cycle, Nantes,

France, 356 p.

Loomis, T. P. 1976. Irreversible reactions in high-grade metapelitic rocks. Journal of Petrology, 17, pp. 559–588.

LOSERT, J. 1971. On the volcagenous origin of some Moldanubian leptynites. Krystalinikum, 7, pp. 61–84.

MARCHAND, J. 1974. Persistance d'une série granulitique au coeur du Massif Central français. Les termes acides. Thèse 3e cycle, Nantes, France. 207 p. MATEJOVSKA, O. 1967. Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Namest and Oslavov. Krystalinikum, 5, pp. 85–103.

Moores, E. M., et Vine, F. J. 1971. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 268, pp. 443–466.

MOTTANA, A., et BOCCHIO, R. 1975. Superferric eclogites of the Voltri group (Pennidic Belt, Apennines). Contributions to

Mineralogy and Petrology, 49, pp. 201-210.

MOTTANA, A., CHURCH, W. R., et EDGAR, A. D. 1968. Chemistry, mineralogy and petrology of an eclogite from the type locality (Saualpe, Austria). Contributions to Mineralogy and Petrology, 18, pp. 338–346.

NICHOLSON, R. B., et DAVIES, G. J. 1971. Development of microstructure. *Dans* Structural characteristics of material. *Edité par H. M. Finniston*. Elsevier, Amsterdam. pp.

199-289.

NICOLLET, C. 1977. Une nouvelle éclogite à disthène et corindon primaires dans les complexes leptyno-amphiboliques du Massif Central français (Lévezou, Rouergue). Bulletin de la Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 100, pp. 334–337.

1978. Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins antépermiens du versant sud du Lévezou (Massif Central français): Origine des groupes leptynoamphiboliques. Thèse 3e cycle, Montpellier, France. (Sous presse)

O'CONNOR, J. T. 1965. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United StatesSurvey, Professional Paper 525 B, pp. B79–B84.

Parrot, J. F. 1977. Assemblage ophiolitique du Baër-Bassit. Travaux et documents de l'Office de la Recherche Scientifiques et Techniques Outre-Mer No 72.

Payne, J. G. 1973. Geology of the Twillingate area, Newfoundland. M.Sc. thesis, Memorial University, St John's, Nfld.

PAYNE, J.-G., et STRONG, D. F. 1978. Origin of the Twillingate trondhjemite, north central Newfoundland. *Dans* Trondhjemites, dacites and related rocks. *Edité par* F. Barker. Elsevier, Amsterdam. (Sous presse).

PIBOULE, M. 1977. Mise en évidence par les méthodes statistiques multivariées de deux séries magmatiques à l'origine des ortho-amphibolites rutènes. 5è Réunion Annuelle des Scien-

ces de la Terre, Rennes, France. p. 377.

PIBOULE, M., et PONTIER, J. 1977. Géochimie comparée des amphibolites en bancs et des métagabbros associés: application des méthodes statistiques multivariées à l'étude des métabasites rutènes et conséquences sédimentologiques. 5è Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Rennes, France. p. 379.

RAITH, M. 1976. The Al-Fe(III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the penninic series of the Tauern Window, Austria. Contributions to Mineralogy and Petrology, 57, pp. 99–117.

SCHARBERT, H. G. 1963. Die granulite der Südlichen niederösterreichischen Moldanubikums. I Teil. Neues Jahrbuch für

Mineralogie. Abhandlungen 100, pp. 59-86.

SCHARBERT, H. G., et KURAT, G. 1974. Distributions of some elements between coexisting ferromagnesian minerals in Moldanubian granulite facies rocks Lower Austria, Austria. Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 21, pp. 110–134.

SHAW, D. M., VATIN-PERIGNON, N., et MUYSSON, J. R. 1977.
Lithium in spilites. Geochimica et Cosmochimica Acta, 41,

pp. 1601-1607.

St. John, D. H., et Hogan, L. M. 1977. The peritectic transformation. Acta Metallurgica, 25, pp. 77–81.

STORRE, B., et KAROTKE E. 1972. Experimental data on melting reactions of muscovite + quartz in the system K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O to 20 kbar water pressure. Contributions to Mineralogy and Petrology, **36**, pp. 343-345.

TITCHENER, A. P., et SPITTLE, J. A. 1975. The microstructures of directionally solidified alloys that undergo a peritectic transformation. Acta Metallurgica, 23, pp. 497–502.

Vogel, D. E. 1967. Petrology of an eclogite and pyrigarnitebearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, N.W. Spain. Leidse Geologische Mededelingen, D40, pp. 121-213.

VOGEL, D. E., et BAHEZRE, C. 1965. The composition of partially zoned garnet and zoïsite from Cabo Ortegal, N.W.

Spain. Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte, 5, pp. 140-149.

WAGER, L. R., et Brown, G. M. 1968. Layered igneous rocks. Oliver and Boyd, Edinburgh, Great Britain.

WYLLIE, P. J. 1971. Experimental limits for melting in the Earth's crust and upper mantle. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 14, pp. 279–301.

YEH, H. C. 1970. Interpretation of Phase Diagrams. Dans Phase diagrams — Materials Science and Technology — Vol. I. Theory, principles and techniques of phase diagrams. Edité par A. M. Alper. pp. 167-197.

ZOUBEK, V. 1971. Upper mantle project programme in Czechoslovakia 1962–1970. Geology Final Report, Prague.