

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 61 (1981)
Heft: 2-3

Artikel: Le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France, et province de Turin, Italie) : données nouvelles sur un vestige de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais
Autor: Bertrand, J. / Courtin, B. / Vuagnat, M.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-47143>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 27.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France, et province de Turin, Italie):

Données nouvelles sur un vestige de manteau supérieur et de croûte océanique liguro-piémontais

par *J. Bertrand* *, *B. Courtin* * et *M. Vuagnat* *

Abstract

The Montgenèvre ophiolite shows a petrologic and structural association which is more complete than most ophiolites of the Western Alps and Corsica. In addition some plastically deformed harzburgites have been observed. However the main part of the tectonized peridotites is made up of lherzolites (usually serpentinized), often with plagioclase, with some lenses or pods of cumulitic ultramafics resulting from the partial melting of the upper mantle. The gabbroic unit, as in Corsica and in the Apennines, consists of a succession of adcumulate troctolites, heteradcumulate gabbros (euphotides) and ferrogabbros. The relationships between these rocks may be explained by early tectonic events during the cooling of the magmatic chamber(s). Although most of the contacts are faulted and of tectonic nature, some may be considered as primary (calcareous breccia with fragments of serpentinite resting on ophicalcites; gabbros-pillow basalts and serpentinites-pillow basalts contacts). These and other field observations (e.g. albitite dikes in serpentinite) indicate heterogeneities in the oceanic basement resulting from the early tectonic events mentioned above.

Résumé

Contrairement à de nombreux massifs ophiolitiques alpins, celui du Montgenèvre présente une association pétrologique et structurale des divers termes reconnus classiquement dans les ophiolites. A la différence de massifs alpins et corses, des harzburgites plastiquement déformées ont été observées. L'essentiel des péridotites correspondent cependant à des lherzolites à plagioclase à faciès de tectonites et, au sein de ces dernières, l'existence de poches et lentilles d'ultramafite à caractère accumulatif permet d'envisager des processus de fusion partielle. L'ensemble mafique grenu, comme en Corse et en Apennins, présente une succession troctolitique (adcumulat), gabbros euphotidiques (hétéradcumulat), ferrogabbros, mais les relations entre ces faciès autorisent l'hypothèse de tectonique(s) précoce(s) synchrone(s) de la consolidation d'une(des) chambre(s) magmatique(s). Cette hypothèse semble confirmée par l'extension et l'importance des transformations hydrothermales et métamorphiques précoces au sein des ensembles mafiques grenus et effusifs.

* Département de Minéralogie, Sciences de la Terre, Université de Genève, 13, rue des Maraîchers, 1211 Genève 4.

Certains contacts pouvant être considérés comme primaires (calcaire bréchique à éléments serpentineux sur ophicalcites, basaltes en coussins sur serpentinites et gabbros) et des relations particulières entre les faciès (albitites en filons dans des serpentinites, relation gabbros-amphibolites) permettent d'envisager des hétérogénéités du fond du secteur océanique dont témoignerait l'ophiolite et une relation de cause à effet entre les tectoniques précoces précédemment évoquées et ces hétérogénéités.

I. Introduction

1. GÉNÉRALITÉS

Situé à quelque 6 km à l'est de Briançon, à cheval sur les territoires français et italien, le massif ophiolitique du Montgenèvre s'étend sur environ 8,5 km, de sa marge occidentale à son appendice le plus oriental, le Mont Cruzeau; selon la direction nord-sud, son extension maximum est proche de 6 km.

Le contexte géologique de ce massif a été défini dans plusieurs travaux (LEMOINE, 1961, 1964, 1969, 1971; DEBELMAS et al. 1970). Nous ne ferons que rappeler ici sa position à la limite du domaine prépiémontais, représentant la marge européenne de la Téthys, et de celui des schistes lustrés piémontais.

L'étude de cet ophiolite¹⁾ présente un intérêt tout particulier par le fait que, dans une large mesure, il a échappé d'une part aux effets du métamorphisme alpin et d'autre part aux intenses démembrements qui, tous deux, affectent plus ou moins les autres masses ophiolitiques du domaine liguro-piémontais (DIETRICH, 1980). Deux raisons principales paraissent devoir expliquer cette spécificité: – une situation tectonique locale particulière, le massif étant limité au N-NW et au S-SE par des accidents majeurs (LEMOINE, 1964); – une position à un niveau plus élevé dans l'édifice structural.

Depuis l'essor du concept de la tectonique des plaques et l'interprétation des ophiolites liées aux ceintures orogéniques comme des vestiges de manteau supérieur et de croûte océanique fossiles, des caractères aussi privilégiés n'ont pu manquer de laisser indifférent et de susciter des comparaisons tant avec d'autres ophiolites qu'avec les nombreuses et diverses données que l'on possède sur les zones de rides médio-océaniques actuelles. Plusieurs travaux récents, surtout d'ordre thématique, ont ainsi déjà été effectués sur ce massif (PUSZTASZERI, 1969; MÉVEL, 1975; MÉVEL et al., 1978; BERTRAND et al., 1980; LEWIS and SMELWING, 1980) connu depuis le siècle passé (DELESSE, 1848; COLE and GREGORY, 1890). Un des principaux résultats de ces études a été, sans conteste, la mise en évidence du caractère précoce, océanique, de bon nombre de caractéristiques observées et, en particulier: flaserisation et amphibolitisation des gabbros, mé-

¹⁾ Conformément à l'usage anglo-saxon, nous utilisons le terme «ophiolite» (au masculin) pour désigner un massif formé de roches ophiolitiques.

tamorphismes divers. Si l'empreinte de l'orogénèse alpine ne peut être négligée, la part qui lui était antérieurement attribuée s'en est trouvée ainsi largement diminuée.

2. LES GRANDES LIGNES DE LA CONSTITUTION DU MASSIF

Des effets conjoints de la mise en place originelle et des épisodes tectoniques, tant océaniques qu'alpins, résulte une répartition particulière des principaux faciès représentés, à savoir: péridotites serpentinisées, gabbros et basaltes en coussins.

Dans ce schéma, le val Gimont où réapparaissent, en fenêtre, des termes de la série sédimentaire prépiémontaise, marque une ligne de séparation assez nette. En effet, à l'est de celui-ci, péridotites serpentinisées et gabbros prédominent largement alors qu'à l'ouest gabbros et surtout coulées basaltiques sous-marines s'observent le plus souvent. Enfin, en partie tout à fait frontale du massif, s'étend, sur une largeur variable mais de moins de 1 km à partir du contact avec le prépiémontais et la couverture sédimentaire primitive supposée de l'ophiolite (LEMOINE, 1971), une zone complexe d'écailles serpentineuses, gabbroïques et diabasiques.

En fait, le massif est constitué par un ensemble d'unités ou d'écailles d'importance fort variable, souvent jalonnées par des serpentinites, délimitées le plus souvent par des accidents fortement redressés, les principaux à fort pendage vers l'est. Un autre article sera consacré au détail de l'analyse structurale (B. COURTIN, J. BERTRAND et M. VUAGNAT, en préparation).

L'objectif principal de ce travail est de préciser, à la lumière de travaux récents (MÉVEL, 1975; MÉVEL et al., 1978; BERTRAND et al., 1980; LEWIS and SMELWING, 1980) et de nos dernières observations, d'une part les particularités de chaque terme de la séquence ophiolitique considérée, surtout celles des roches ultramafiques, des gabbros et des dolérites dans une moindre mesure, d'autre part la nature des relations existant entre chacun de ces termes pour aboutir à une reconstitution d'une séquence ophiolitique originelle hypothétique.

II. Apports nouveaux

1. NATURE DES ROCHES ULTRAMAFIQUES

Peu étudiées dans le détail jusqu'à présent, excepté dans des zones particulières (BERTRAND et al., 1980), ces roches ont été décrites comme serpentinites avec ou sans reliques de minéraux primaires. En effet, mis à part des passées semble-t-il très réduites (souvent décimétriques), le degré de serpentinisation

est toujours compris entre environ 70% et 100%. Divers types doivent être distingués: – encore plus ou moins massives; – écrasées; – bréchifiées; – ophicalcitisées.

L'examen des faciès les moins transformés permet d'apporter des précisions importantes quant à la nature des péridotites originelles. Les caractères texturaux conduisent à reconnaître des péridotites de type tectonite et des péridotites de type cumulat. Les propriétés minéralogiques autorisent la distinction, dans l'une ou l'autre de ces deux subdivisions, de diverses variétés, avec ou sans plagioclase. Ont ainsi été reconnus: – des tectonites: sans plagioclase, dunitiques, harzburgitiques et lherzolitiques; avec plagioclase, harzburgitiques et lherzolitiques; – des cumulats: avec plagioclase, lherzolitiques, wehrlitiques et dunitiques (dunites plagifères à plagioclasites dunitiques). Du plagioclase frais n'a jamais été observé; il est toujours remplacé par de l'hydrogrenat et de la chlorite.

Les paragenèses minérales sont les suivantes: olivine, orthopyroxène et clinopyroxène, spinelle chromifère (minéraux primaire reliques); chrysotile α et γ , lizardite, chlorites, amphiboles (trémolite-actinote surtout, hornblende vert-brun rare), talc, hydrogrenat, magnétite, hématite.

Les relations entre tectonites et cumulats, comme entre les divers termes mentionnés, sont difficiles à définir. Les cumulats, en position supra, paraissent former des poches, lentilles, horizons discontinus, plus ou moins diffus, d'importance variable.

Aucune stratification, même à petite échelle, n'est évidente. Dans les cumulats lherzolitiques et wehrlitiques, les ou le pyroxène(s) et les spinelles sont entourés par l'olivine qui existe aussi sous forme de poecelles dans les cristaux de pyroxène. Les faciès dunitiques peuvent montrer des développements pegmatitoïdes, certains à texture d'adcumulat, d'autres de type crescumulat au vu des orientations de croissance présentées par l'olivine; de telles orientations s'observent aussi localement, dans des termes non pegmatitiques. Les péridotites de type tectonite présentent elles-mêmes des degrés de tectonisation variables. Les variétés à texture isotrope s'observent fréquemment, les déformations n'étant révélées que par les torsions des cristaux de pyroxène; également fréquentes, les variétés à texture légèrement orientée permettent de relever, dans certains cas, une faible discordance par rapport au layering primaire, et parfois soulignée par des horizons pyroxénitiques et aussi gabbroïques; les tectonites nettement orientées, foliées, présentant de nettes textures porphyroblastiques, des kink-bands, des macles mécaniques, des figures d'étirement et de recristallisation, semblent nettement plus rares et apparaître selon des horizons divers et discontinus.

D'une manière générale, on relèvera, dans les tectonites, où semblent prédominer les lherzolites, la proportion apparemment restreinte de harzburgites et la présence fréquente, bien que souvent dans de très faibles proportions et finement dispersé, du plagioclase en position interstitielle.

Ces ultramafites sont recoupées par des filons de gabbros et de dolérites²⁾ plus ou moins rodingitisés et d'albitites; ils sont souvent disloqués et boudinés. Leur présence, et tout particulièrement celle des intrusions d'albitites, dont la genèse est communément envisagée comme prenant place dans la partie supérieure des cumulats gabbroïques, apparaît comme une confirmation d'une tectonisation précoce de nature non distensive au niveau de la ride médio-océanique. L'observation de diverses enclaves (d'origine basaltique sous-marine, gabbroïque), certaines très écrasées, mylonitisées, démontre par ailleurs la nature tectonique de nombreux contacts, tant au sein des péridotites qu'entre ces dernières et autres termes de l'ophiolite.

2. LA SEQUENCE GABBROÏQUE

Ayant fait l'objet jusqu'ici de diverses études s'attachant tout particulièrement aux problèmes liés à la flaserisation qu'ils peuvent présenter localement (STEEN et al., 1980; MÉVEL et al., 1978), les gabbros dans lesquels des variétés à olivine (MÉVEL et al., 1978) ainsi que des textures d'adcumulat (WAGNER et al., 1981) ont déjà été mentionnées, n'ont pas encore suscité de travaux d'ordre plus général permettant de mettre en évidence l'ensemble de leurs particularités. Un autre article devant traiter de l'analyse détaillée de celles-ci (J. BERTRAND, B. COURTIN et M. VUAGNAT, en préparation), nous ne mentionnerons ici que leurs caractéristiques essentielles.

L'étude systématique de l'ensemble de la séquence gabbroïque a permis de mettre en évidence: – une succession de termes allant des dunités plagifères aux gabbros sensu stricto et même aux ferrogabbros; – de définir les caractères texturaux de ces divers cumulats; – de préciser les relations entre les divers types.

Ont été observés: – Des termes troctolitiques allant des dunités plagifères aux plagioclases dunitiques; ils présentent le plus souvent des textures typiques d'adcumulat. – Des gabbros à olivine, mélanocrates à leucocrates, à textures d'adcumulat mais pouvant déjà montrer des passages aux textures d'hétéradcumulat. – Des gabbros sensu stricto, renfermant encore parfois et de manière localisée, de l'olivine, mélanocrates à leucocrates, voire même anorthositiques, à textures d'hétéradcumulat; c'est dans ce dernier groupe qu'apparaissent les gabbros flaserisés les mieux caractérisés. Ces divers termes sont encore parcourus par: – des veines, ségrégations ou zones réactionnelles dioritiques à leuco-

²⁾ Nous utilisons, dans cet article, le terme de dolérite pour désigner des roches basaltiques généralement filoniennes, à textures ophitiques, subophitiques ou intergranulaires souvent assez grossières correspondant à ce que d'autres auteurs appelleraient diabases, en raison du léger métamorphisme qu'elles ont subi.

dioritiques; – des horizons de gabbros très transformés (chlorite, épidote, minéralisations) à amphibole, certains très riches en minéraux titanifères (ilménite et sphène surtout), en apatite également et, localement en zircon; ces dernières particularités permettent d'envisager certains d'entre eux comme apparentés à des ferrogabbros-ferrodiorites; – des filons d'albitites.

Bien que ces divers termes n'obéissent pas à des règles de distribution régulières, il ressort cependant que les variétés à olivine apparaissent à la base des diverses unités gabbroïques observées, les gabbros *sensu stricto* (euphotides) étant localisés au sommet. Cela tend à indiquer une polarité normale des unités tectoniques reconnues.

La série gabbroïque est parcourue par des filons doléritiques à granulométrie variable, de puissance comprise entre quelques centimètres et plusieurs mètres, légèrement porphyriques ou non; les bords trempés présentent assez souvent les caractères de brèches d'intrusion. Ils apparaissent comme l'évènement le plus tardif (voir aussi plus loin dans l'essai de reconstitution de l'histoire de l'ophiolite considéré). Si l'existence de plusieurs générations ne fait pas de doute, il est par contre difficile de définir avec sûreté leurs orientations et de leur donner une signification régionale. Ces filons paraissent toutefois se distribuer selon de doubles réseaux de familles subparallèles qui se recoupent et/ou se décalent. Les veines leucodioritiques et anorthositiques paraissent obéir à des lois de distribution analogues.

Parmi les traits magmatiques, rubanages et contact de phases ne s'observent que sporadiquement; localement, les termes troctolitiques présentent de telles figures avec des horizons dunitiques et vraisemblablement pyroxénitiques, ces derniers totalement chloritisés. Les contacts de forme et de proportions ne se traduisant pas par un rubanage sont par contre fréquents.

Dans l'ensemble, la granulométrie est grossière mais sujette à des variations très rapides (sur quelques cm à quelques m) pouvant mettre en contact des variétés microgrenues et pegmatitiques. Ce sont là des caractéristiques de «high level gabbro» sans doute engendrés dans une chambre magmatique de petite dimension. Ces figures sont particulièrement évidentes dans les gabbros *sensu stricto*.

Abstraction faite des divers accidents de nature cassante et plus ou moins tardifs qui affectent cet ensemble, les termes principaux, des faciès à olivine à ceux à pyroxène, montrent localement des traces de déformations se concrétisant par divers degrés de flaserisation et de recristallisation plus ou moins complète dans le faciès amphibolite. Des descriptions détaillées se rapportant aux flasergabbros ayant déjà été données (MÉVEL et al., 1978; STEEN et al., 1980) nous ne ferons qu'évoquer les problèmes posés par leur mode de distribution et envisager quelles sont les implications qui en découlent quant à leur genèse et à celle de l'ensemble gabbroïque.

Si certaines déformations sont évidentes dans les termes troctolitiques, avec parfois une légère discordance par rapport au litage primaire, il apparaît de manière assez nette que la flaserisation affecte de manière préférentielle les gabbros pauvres ou dépourvus d'olivine. Tous les intermédiaires entre types ayant conservé leur texture initiale et les amphibolites peuvent s'observer; de même que pour les contacts de forme et de proportion, les passages de l'un à l'autre se font de manière soit progressive, des zones de transition pouvant parfois évoquer des phénomènes de réaction, soit tranchée et montrer alors les caractères de brèches magmatiques.

Sur la base des observations effectuées sur l'ensemble des affleurements de gabbro, les zones flaserisées apparaissent nettement subordonnées à celles peu ou pas déformées. Il n'est pas possible de dégager une règle générale contrôlant la disposition de ces zones déformées ni de tirer une information de caractère régional par l'étude de l'orientation de la schistosité, celle-ci étant fondamentalement variable même dans un secteur très limité.

L'hétérogénéité apparaît donc comme une caractéristique essentielle des gabbros du Montgenèvre.

Compte tenu des divers termes qui la constituent, la minéralogie de la séquence des gabbros est assez complexe. Nous aborderons ce sujet dans un autre article, déjà mentionné, consacré essentiellement aux gabbros et ne donnerons ici que quelques indications sur les principales espèces minérales rencontrées.

Dans les troctolites et les gabbros troctolitiques, l'olivine est toujours entièrement transformée: soit serpentinisée, avec réseau de minéraux opaques et parfois talc associé, et bordure de trémolite-actinote; soit chloritisée avec développement, plus ou moins important à partir du bord des cristaux primaires, de trémolite-actinote; soit, enfin, remplacée uniquement par de la trémolite-actinote. Le plagioclase, très transformé, est généralement fortement assombri par des développements de kaolinite, de chlorite et de silicates calciques très finement cristallisés, dont de la prehnite et de la pumpellyite. Il convient de relever les transformations différentes qui affectent tant l'olivine que le plagioclase des troctolites associées aux ultramafites: serpentinsation, avec bordure de trémolite-actinote pour la première, remplacement par de l'hydrogrenat et de la chlorite pour le second. Dans les termes à pyroxène seul en particulier, des reliques occasionnelles de plagioclase peuvent s'observer (An_{40-45}). De l'albite, formée au cours de deux générations au moins, est également associée aux minéraux de remplacement mentionnés. Le clinopyroxène, de type diopside-salite à augite, dans les gabbros sensu stricto isotropes et flaserisés (MÉVEL, 1975; MÉVEL et al., 1978), peut être associé à de la hornblende brune tardi-magmatique, le plus souvent très largement subordonnée. Il a de plus, subi diverses transformations, tant au cours de son histoire océanique qu'alpine: développement, plus ou moins important, d'actinote-trémolite surtout, dans les troctolites, d'amphibole brune à brun-vert puis d'actinote-trémolite, dans les gabbros sensu stricto iso-

tropes à recristallisés en amphibolites, de chlorite. Les spinelles apparaissent accessoirement.

L'ordre de cristallisation des espèces minérales primaires est le suivant: olivine, spinelles, clinopyroxène, plagioclase. Dans les termes à olivine et pyroxène, clinopyroxène et plagioclase cristallisent plus ou moins simultanément; dans ceux à pyroxène seul, la cristallisation du plagioclase peut précéder, de manière évidente, celle du pyroxène.

Les termes évoquant des ferrogabbros, que l'on observe le mieux à la base de l'arête SW du Chenaillet et dans la zone d'écailles frontales, sont localisés principalement dans les troctolites et gabbros à olivine bien qu'ils puissent aussi apparaître dans les gabbros sensu stricto. Ils se présentent en corps lenticulaires plus ou moins allongés, plus rarement en filons. Des textures fines à pegmatitiques, souvent tectonisées, ont été reconnues. Parfois des filons de dolérite jalonnent leur contact. Ces roches sont souvent affectées par des phénomènes d'hydrothermalisme tardimagmatique, bien connus dans les zones de rides médio-océaniques (MUIR et al., 1964, 1966; MELSON and VAN ANDEL, 1966; CANN and FUNNEL, 1967; MELSON et al., 1968; CANN, 1969; MIYASHIRO et al., 1971; BONATTI et al., 1975; JEHL et al., 1975; HUMPHRIS and THOMPSON, 1978), responsables d'une transformation plus ou moins complète de la roche originelle avec épidotitisation, minéralisations (de sulfures de fer principalement), chloritisation. La reconnaissance de la nature primitive de la roche est ainsi rendue difficile.

Ces phénomènes hydrothermaux n'affectent cependant pas uniquement les roches de ce type. Ils peuvent se développer à leur contact et s'observent aussi dans des faciès normaux, gabbroïques ou doléritiques et probablement pyroxénitiques, formant des zones d'importance variable, bien délimitées ou à contours diffus. Localement, ils paraissent suivre une orientation préférentielle. En fait, les solutions minéralisantes semblent nettement avoir cheminé soit le long des joints des zones de ferrogabbros et de certains filons doléritiques, soit suivant de simples fractures.

Les albitites sont trop rares dans les gabbros pour permettre des observations totalement significatives quant à leur mode de distribution (BERTRAND et al., 1979). On relèvera toutefois qu'elles peuvent intersecter des flasergabbros mais qu'elles apparaissent par contre recoupées par les filons de dolérite. Il convient de mentionner qu'on les observe aussi dans les troctolites et qu'aucune relation avec des faciès de type ferrogabbro n'a été observée.

Un réseau de veinules avec épidote surtout, albite, chlorite, prehnite et calcite parcourt l'ensemble gabbroïque, comme d'ailleurs l'ensemble effusif superposé tectoniquement; ces veinules jalonnent aussi fréquemment les limites des niveaux différenciés et les épontes des filons (doléritiques et gabbroïques) tout en les recoupant.

3. IMPORTANCE ET NATURE DES DOLERITES

Peu représentées dans le massif du Montgenèvre, les dolérites n'apparaissent jamais comme un horizon bien défini entre gabbros et ensemble effusif. Certaines d'entre elles, à grain fin dans ce cas, peuvent constituer des filons, non seulement dans les gabbros mais aussi dans l'ensemble effusif. Dans ce dernier, et parfois près des gabbros mais sans que le contact soit visible, des variétés à textures plus grossières, ophitique, sub-ophitique ou intersertale, déterminent localement des zones massives, plusieurs d'extension hectométrique, dont la forme permet de les envisager comme des témoins de gros sills ayant vraisemblablement cristallisé sous une couverture de laves en coussins.

La paragenèse minérale comporte principalement: plagioclase, fortement opacisé par de très fins produits d'altération, augite, hornblende brune et verte, chlorite, sphène, ilménite; de l'olivine, totalement transformée, peut apparaître accessoirement.

L'absence d'un complexe filonien caractéristique et la grande discontinuité de l'horizon doléritique massif apparaissent donc comme une autre spécificité de l'ophiolite du Montgenèvre.

III. Les autres termes de la suite ophiolitique

Ceux-ci ne seront que brièvement décrits.

1. L'ENSEMBLE EFFUSIF

Les épanchements basaltiques sous-marins constituent une large part du massif du Montgenèvre. Du fait de la faible empreinte du métamorphisme alpin, de nombreux traits primitifs ont été admirablement préservés. Il est ainsi possible, malgré les effets de la tectonique alpine, d'envisager les processus de mise en place originelle et d'entrevoir une succession des différents termes observés.

Mis à part les affleurements situés à l'est du val Gimont (zone du Lago Nero et du Mont Cruzeau en particulier), d'importance quantitative mineure, les volcanites du Montgenèvre se répartissent selon deux entités majeures: - le massif du Chenaillet et celui du Grand Charvia-Mont la Plane. Plusieurs travaux, tant pétrologiques que géochimiques, ont déjà été effectués sur cette séquence (VUAGNAT et PUSZTASZERI, 1965; PUSZTASZERI, 1969; MÉVEL, 1975; LEWIS and SMEWING, 1980). Ils ont permis de mettre en évidence des analogies certaines avec les basaltes océaniques actuels et conduit à proposer une succession des principaux faciès observés, telle celle donnée par LEWIS et SMEWING (1980).

Ces faciès sont les suivants: – coussins aphyriques, le plus souvent à caractère variolitique bien à largement développé; – coussins porphyriques non variolitiques. Venant s'intercaler entre ces laves, avec passages progressifs fréquents: – passées doléritiques massives, certaines à net caractère de filons; – coussins éclatés; – brèches de coussins plus ou moins remaniées; – hyaloclastites; – très rares horizons sédimentaires intercalés (de natures argilitiques, volcano-détritiques, calcaires ou siliceuses).

L'observation de la préservation locale de certaines relations originelles entre ces termes met clairement en évidence une suite d'épisodes d'épanchements, séparés ou non par un évènement sédimentaire ou tectonique précoce. Par places, l'empilement de diverses coulées peut être souligné par de nettes discordances angulaires.

Pour la minéralogie de ces laves, nous renvoyons à d'autres travaux (PUSZTASZERI, 1969; MÉVEL, 1975). Nous ne ferons que souligner leur tendance spilitique générale, plus ou moins accentuée, le plagioclase originel apparaissant toujours remplacé par de l'albite, le clinopyroxène (augite, salite titanifère) étant le plus souvent préservé.

Il convient aussi de relever que cet ensemble effusif révèle le mieux les effets du métamorphisme, tant océanique qu'alpin. Un accroissement d'intensité, de l'ouest vers l'est, d'une manière très générale, est marqué par la présence de paragenèses comprenant prehnite, pumpellyite, épidote, actinote, lawsonite, amphibole et pyroxène sodiques.

Au vu de données récentes obtenues sur du matériel océanique comparable (HEKINIAN and AUMENTO, 1973; JEHL, 1975; MÉVEL, 1981), l'attribution de la genèse de plusieurs de ces minéraux à des processus métamorphiques océaniques plutôt qu'alpins est renforcée.

2. LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE PRIMITIVE

Cette couverture, ou série de Chabrière (LEMOINE, 1971), est constituée de radiolarites, de calcaires recristallisés et d'une alternance de schistes et calcaires ferrugineux (formation de la Replatte). Actuellement, elle apparaît principalement au front de l'ophiolite duquel elle aurait été décollée. Cette série ne surmonte, en effet, que par places et dans la partie orientale du massif (Lago Nero, Mont Cruzeau, en particulier) les laves en coussins et ceci par l'intermédiaire de la formation de la Replatte principalement. Il n'est toutefois nullement évident que les mêmes faciès aient uniformément recouvert l'ensemble du massif. En outre, la mise en évidence de blocs olistolithiques ophiolitiques associés aux sédiments du front de l'ophiolite (travaux en cours) permet également d'envisager une tectonique précoce.

Par analogie avec les Apennins, où les mêmes termes, moins métamorphiques et datés du Jurassique supérieur, forment localement une suite continue avec les laves sous-marines, un âge semblable a été envisagé pour la base de la série de Chabrière. La datation récente par des radiolaires (DE WEVER et CABY, 1981), du Kimméridgien inférieur probable, de la base radiolaritique d'une séquence sédimentaire située dans le Queyras représentant très vraisemblablement un équivalent latéral, paraît venir corroborer cette hypothèse.

IV. Discussion, reconstitution hypothétique de la séquence ophiolitique originelle

L'ensemble des données présentées montre que, tout en s'apparentant grandement à celles de Corse (OHNESTETTER et OHNESTETTER, 1975; OHNESTETTER, OHNESTETTER et ROCCI, 1975; OHNESTETTER et OHNESTETTER, 1980) ou des Apennins (ABBATE, BORTOLOTTI and PRINCIPI, 1980), la séquence que l'on peut reconstituer présente des caractères qui lui sont propres. Cela implique des conditions de genèse quelque peu différentes.

Si les contacts ultramafites-gabbros apparaissent actuellement le plus souvent tectoniques, une zone de transition originelle entre les deux ensembles peut être envisagée. La présence, dans les péridotites serpentinisées plus ou moins feldspathiques, d'horizons discontinus de dunites plagifères, de troctolites et de niveaux gabbroïques, attestant de processus de fusion partielle, et, dans les troctolites à la base de l'ensemble des gabbros, de lentilles de dunites et de dunites plagifères, étayent cette idée. Une liaison génétique est ainsi nettement suggérée.

Les contacts gabbros-basaltes en coussins, tranchés, sont nettement tectoniques, comme le démontrent d'ailleurs non seulement des lentilles de serpentinites intercalées mais aussi la très nette distinction entre les gabbros qui peuvent être flaserisés alors que les basaltes les surmontant immédiatement ne sont nullement déformés. Si, localement, la proportion des filons doléritiques peut augmenter au sommet de l'ensemble gabbroïque, ni «sheeted dyke complex», ni horizon doléritique bien caractérisé, ne s'observent sous les laves.

Très nettement suggérée par diverses autres particularités, dont celles présentées par les gabbros, une tectonique précoce paraît confirmée par certains contacts locaux qui semblent pouvoir être interprétés comme primaires: serpentinites-basaltes en coussins (zone de mélange du col du Chenaillet), brèche calcaire à élément serpentineux sur ophicalcite (versant italien), gabbros-basaltes en coussins (affleurement immédiatement au nord du refuge Gimont). Dans les deux premiers cas surtout, les remaniements évidents présentés par la serpentinite viennent à l'appui de l'idée que celle-ci a constitué localement le fond océanique.

La disposition différente de certains termes, par rapport à celles observées (OHNENSTETTER et OHNENSTETTER, 1979) ou envisagées dans d'autres ophiolites ou la lithosphère océanique (DIXON et al., 1979), doit être soulignée.

Ainsi, les albitites, considérées comme un produit ultime de la différenciation et prenant donc naissance dans le haut de la chambre magmatique, ne s'observent pas seulement dans les gabbros sensu stricto, mais aussi dans les troctolites. Il convient peut-être de rattacher ce fait, suivant l'idée d'une mise en place couplée ferrogabbros-albitites répondant à un processus d'immiscibilité de deux liquides (WEIBLEN and ROEDDER, 1973; NAKAMURA, 1974; MC BIRNEY and NAKAMURA, 1974; MC BIRNEY, 1975; ROEDDER, 1979) à la localisation également particulière des faciès de type ferrogabbros qui apparaissent disposés de façon préférentielle dans les troctolites; cependant, aucune relation de terrain entre ferrogabbros et albitites ne vient, au contraire de ce que l'on observe en Corse (OHNENSTETTER et OHNENSTETTER, 1975, 1979), étayer l'hypothèse d'une telle affiliation. Les albitites se présentent toutefois les plus souvent associées aux serpentinites dans lesquelles elles forment les masses les plus importantes, qu'il s'agisse de filons ou de corps lenticulaires plus ou moins disloqués. Cette association n'est nullement singulière puisque déjà mentionnée ailleurs dans les Alpes (PETERLONGO, 1968; STEEN, 1972) ou dans la lithosphère océanique (ENGEL and FISCHER, 1975); elle implique une structuration très précoce au niveau de la ride, la plus grande abondance observée dans les ultramafites pouvant s'expliquer par une mise en place sous moindre contrainte dans un milieu de compétence différente. Par contre, à la différence de la Corse, où les albitites, bien que pouvant former des filons dans les gabbros (OHNENSTETTER et OHNENSTETTER, 1975) s'observent surtout dans une série volcano-sédimentaire surmontant ultramafites et gabbros (OHNENSTETTER, 1979), il n'existe, dans l'ophiolite du Montgenèvre, aucune relation entre différenciés acides et volcanites.

Les caractères particuliers présentés par la séquence des gabbros sont spécialement révélateurs des conditions ayant présidé à la constitution du secteur de croûte océanique considéré. Trois facteurs principaux, ayant agi plus ou moins simultanément tout au long de la durée de vie de la chambre magmatique, paraissent avoir régi ces conditions. Ce sont les facteurs suivants: magmatique, tectonique et métamorphique. Les deux premiers définissent le milieu hautement dynamique impliqué par les relations complexes existant entre les divers termes de la séquence; le dernier s'applique aux transformations induites par la formation des flasergabbros et des amphibolites, ceci évidemment en liaison avec le régime tectonique existant localement, conjointement à l'action hydrothermale reconnue au niveau des rides médio-océaniques (AUMENTO et al., 1974).

La préservation des structures et textures cumulitiques, malgré les transformations minéralogiques souvent importantes qui peuvent, dans certains cas,

rendre la reconnaissance de leur nature initiale incertaine, permet d'envisager l'ambiance de la chambre magmatique.

La rareté des contacts de phase reflèterait ainsi une certaine constance des paramètres thermo-chimiques. L'abondance des contacts de forme et de proportion, dont la disposition suggère souvent une liaison évidente entre processus magmatiques et tectoniques, indiquerait par contre de rapides et nombreux changements des conditions mécaniques et de température dans les zones de cristallisation et d'accumulation des cristaux; la mobilité que cela implique s'exprime par la rareté des figures gravitatives et de courant souvent observées dans de nombreux cumulats ophiolitiques.

Deux textures principales ont été reconnues avec certitude: celles d'adcumulat et d'hétéradcumulat, la première caractéristique des troctolites, la seconde des gabbros sensu stricto. Le développement de l'une ou l'autre nécessite un échange prolongé entre magma générateur et phase(s) cumulus. Cette condition sous-entend une accumulation lente de cristaux précipités et une certaine stabilité au niveau des zones de cristallisation. Ceci est apparemment en contradiction avec la mobilité évoquée plus haut; il faut donc admettre un jeu complexe, encore mal expliqué, de ces divers paramètres.

La disposition très aléatoire des termes flaserisés ou de types amphibolites reflète l'établissement, souvent très localisé et à divers stades initiaux de la vie de la chambre magmatique (les différenciés ne sont pas affectés par ces phénomènes), de conditions propices à leur développement. Ces conditions tiennent à des facteurs, tels la tectonique, la température et le rôle des fluides, qui se sont vraisemblablement le mieux exprimées dans des zones de déformations, que celles-ci soient d'origine purement tectonique ou liées à des processus de mise en place magmatique. Une température de formation indicative de 700°–800°C, sous faible pression à environ 3–5 km de profondeur, a été envisagée pour les amphibolites (MÉVEL et al., 1978).

Les conditions physico-chimiques auxquelles ont été soumises les troctolites ne devant pas avoir été significativement différentes de celles des gabbros sensu stricto, les moindres déformations et le peu de recristallisation observées dans les premières expriment certainement un comportement rhéologique différent et la faculté de remobilisation plus grande des gabbros sensu stricto.

En résumé, pour l'ensemble des caractères présentés par la séquence des gabbros, le rôle des tectoniques très précoces semble avoir été déterminant. Celles-ci apparaissent donc comme un trait essentiel du secteur océanique considéré.

La reconstitution hypothétique de la séquence ophiolitique originelle considérée, abstraction faite de l'histoire océanique et alpine du massif du Montgenèvre est ainsi, de bas en haut, la suivante (voir aussi la figure 1).

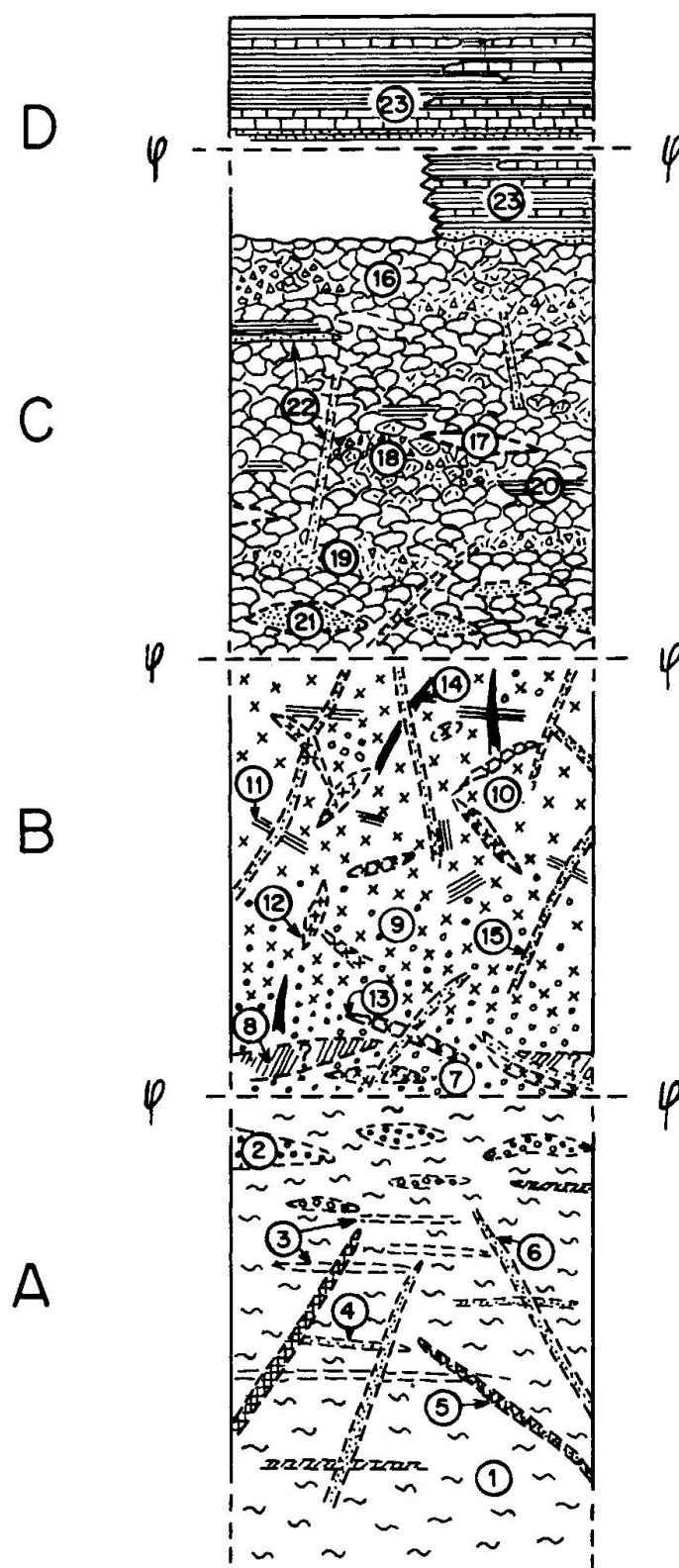


Fig.1 Reconstitution hypothétique de la séquence ophiolitique originelle du massif du Montgenèvre.

A. ENSEMBLE ULTRAMAFIQUE

Tectonites (1)*, avec ou sans plagioclase, lherzolitiques, dunitiques, harzburgitiques.

Cumulats plagifères (2), dunitiques, lherzolitiques, wehrlitiques.

Termes associés: *horizons pyroxénitiques* (3) et *gabbroïques* (4); filons de *gabbros* (5) et de *dolérites* (6).

B. ENSEMBLE GABBROÏQUE (SÉQUENCE DES CUMULATS)

Troctolites sensu lato (dunites plagifères à plagioclasites dunitiques (7), *pyroxénites* (?) (8), *gabbros troctolitiques* (9), *gabbros sensu stricto* (10) préférentiellement et localement *flaserisés* ou recristallisés en *amphibolites* (11).

Différenciés: *diorites-leucodiorites* et *anorthosites* (12), *ferrogabbros* (avec zones minéralisées associées) (13), *albitites* (14).

Filons de *dolérites* (15).

Les cumulats plagifères de I. et les troctolites de II. marquent la transition entre ces deux ensembles séparés par une discontinuité tectonique (passage du manteau supérieur à la croûte océanique).

C. ENSEMBLE EFFUSIF

Basaltes en coussins (16), ou très localement, *massifs* (17), *coussins bréchiques* et *brèches de coussins* (18), *hyaloclastites* (19), rares *intercalations sédimentaires* (20).

Filons de *dolérites* (21). *Dolérites massives* en zones discontinues (22).

Une discontinuité tectonique majeure existe entre II. et III. Cependant, les dolérites massives peuvent être interprétées comme la marque d'une certaine transition entre les gabbros et les volcanites.

D. COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

Série de Chabrière (23).

Les épaisseurs n'ont pas été prises en considération dans cette reconstitution.

* localisation des divers termes de la séquence sur la figure 1.

V. Conclusion

La mise en évidence de ces données nouvelles, et leur interprétation génétique, conditionne les reconstitutions hypothétiques de la succession ophiolitique du secteur océanique représenté par le massif.

Au sein des roches ultramafiques, la distinction de tectonites et de cumulats implique des conditions thermodynamiques variables dans le paléo-manteau supérieur conformément aux autres modèles d'ophiolites alpines. A leur différence cependant, un processus de fusion partielle est révélé par le faciès des tectonites à plagioclase.

Les gabbros forment une suite composée de troctolites, gabbros à olivine et d'euphotides puis de ferrogabbros et d'albitites. Les premiers faciès, à textures de cumulats, résultent d'une sédimentation magmatique dans une chambre alors que la mise en place des seconds, de caractère intrusif, paraît conditionnée par une fracturation issue de tectoniques antérieures.

La répartition fort discontinue des dolérites massives pourrait aussi s'expliquer par une mise en place assujettie à des phénomènes tectoniques.

Ainsi, bien que l'on soit en présence d'un ensemble peu marqué par la tectonique et le métamorphisme alpins, la multiplicité des processus impliqués dans la genèse de l'ophiolite considéré en explique la complexité.

Remerciements

Ce travail a pu être réalisé grâce à un subside du Fonds national suisse de la recherche scientifique (requête No 2.686-0-80). Nous exprimons aussi notre gratitude à Mme J. Berthoud qui a réalisé la dactylographie de ce texte.

Bibliographie

- ABBATE, E., BORTOLOTTI, V. and PRINCIPI, G. (1980): Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust. *Ophioliti spec. issue, Tethyan ophiolites*, 1, 59-96.
- AUMENTO, F. and SULLIVAN, K.D. (1974): Deep drill investigations of the oceanic crust in the North Atlantic. *Geodynamics of Iceland and the North Atlantic Area*, 83-103, (Krisjansson, ed.) D. Reidel publ. Co. Dordrecht, Holland.
- BERTRAND, J., STEEN, D., TINKLER, C. and VUAGNAT, M. (1980): The Melange zone of the col du Chenaillet (Montgenèvre ophiolite, Hautes-Alpes, France). *Symposium on tectonic inclusions and associated rocks in serpentinites*. Genève 1979, *Arch. Sci., Genève*, 33, 117-138.
- BERTRAND, J. et VUAGNAT, M. (1979): Un nouveau mode de gisement d'albitite dans le massif ophiolitique du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). *C. R. des séances, Soc. Phys. Hist. nat. Genève*, 14, 62-72.
- BONATTI, E., HONNOREZ, J., KIRST, P., RADICATI, F. (1975): Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 06°N: contact hydrothermal-dynamic-metamorphism beneath the axial valley. *J. Geol.*, 83, 61-78.
- CANN, J.R. (1969): Spilites from the Carlsberg ridge. *Indian Ocean. J. Petrol.* 10, 1-19.

- CANN, J.R. and FUNNEL, B. (1967): Palmer Ridge: a section through the upper part of the ocean crust. *Nature*, 213, 661-664.
- COLE, G.H. and GREGORY, J.W. (1890): On the variolitic rocks of Montgenèvre. *Quart. J. geol. Soc. London*, 46, 295-332.
- DEBELMAS, J., KERCKHOVE, D., ARNAUD, ?, LEMOINE, M., CARON, C., VIALON, P. et GIDON, M. (1979): Guides géologiques régionaux. Alpes (Savoie et Dauphiné). Ed. Masson. Paris.
- DELESSE, A. (1848): Recherches sur l'euphotide. *Bull. soc. géol. France*, (2), VI, 549-551.
- DE WEVER, P. et CABY, R. (1981): Datation de la base des schistes lustrés post-ophiolitiques par des radiolaires (Oxfordien supérieur - Kimmeridgien moyen) dans les Alpes Cottiennes (Saint-Véran, France). *C.R. Acad. Sci. Paris (II)*, 292, 467-472.
- DIETRICH, V. (1980): The distribution of ophiolites in the Alps. *Ophioliti special issue*, 1, 7-51.
- DIETRICH, V., VUAGNAT, M. and BERTRAND, J. (1974): Alpine metamorphism of mafic rocks. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 54, 291-332.
- DIXON, S. and RUTHERFORD, M.J. (1979): Plagiogranites as late-stage immiscible liquid in ophiolite and mid-ocean ridge suite: an experimental study. *Earth Planet. Sci. Letters*, 45, 46-60.
- ENGEL, C.G. and FISCHER, R.L. (1975): Granitic to ultramafic rock complexes of the Indian ocean ridge system, Western Indian Ocean. *Bull. geol. Soc. Am.*, 86, 1553-1578.
- HEKINIAN, R. and AUMENTO, F. (1973): Rocks from the Gibbs fracture zone and the Minia Seamount near 53°N in the Atlantic Ocean. *Marine Geol.*, 14, 47-72.
- HUMPHRIS, S.E. and THOMPSON, G. (1978): Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. *Geoch. cosmochim. Acta*, 42, 107-125.
- JEHL, V. (1975): Le métamorphisme et les fluides associés des roches océaniques de l'Atlantique Nord. Thèse Docteur-Ingénieur. Université Nancy I.
- JEHL, V., POTY, B. et WEISBROD, A. (1977): Hydrothermal metamorphism of the oceanic crust in North Atlantic Ocean. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 9, 1213-1221.
- LEMOINE, M. (1961): La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, IV, 163-180.
- LEMOINE, M. (1964): Sur un faisceau d'accidents transversaux aux zones briançonnaise et piémontaise à la latitude de Briançon. *C.R. Acad. Sci. Paris, série D.*, 259, 846-847.
- LEMOINE, M. (1969): Carte géologique de Briançon (1:80000) 3ème édition, éd. B.R.G.M.
- LEMOINE, M. (1971): Données nouvelles sur la série du Gondran près de Briançon. Réflexions sur les problèmes stratigraphiques et paléontologiques de la zone piémontaise. *Trav. lab. géol. Fac. Sci. Grenoble*, 47, 181-201.
- LEWIS, A.C. and SMEWING, I.D. (1980): The Montgenèvre ophiolite (Hautes-Alpes, France): metamorphism and trace-element geochemistry of the volcanic sequence. *Chem. geol.*, 28, 291-306.
- MCBIRNEY, A.R. (1975): Differentiation of the Skaergaard intrusion. *Nature*, 253, 691-694.
- MCBIRNEY, A.R. and NAKAMURA, Y. (1974): Immiscibility in late stage magmas of the Skaergaard intrusion. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 73, 348-352.
- MELSON, W.G. and VAN ANDEL, T.H. (1966): Metamorphism in the mid-Atlantic ridge 22°N latitude. *Marine Geol.* 4, 165-186.
- MELSON, W.G., THOMPSON, G. and VAN ANDEL, T.H. (1968): Volcanism and metamorphism in the mid-Atlantic ridge 22°N latitude. *J. Geophys. Res.*, 75, 5925-5941.
- MÉVEL, C. (1975): Les «Pillows lavas» spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes françaises). Thèse 3ème cycle, Paris VI, 233 p.
- MÉVEL, C. (1981): Occurrence of pumpellyite in hydrothermally altered basalts from the Vema fracture zone (mid-Atlantic ridge). *Contr. Mineral. Petrol.*, 76, 386-393.
- MÉVEL, C., CABY, R. and KIENAST, J.R. (1978): Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized flaser-gabbro and amphibolite from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes-Alpes, France). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 98-108.

- MIYASHIRO, A., SHIDO, F. and EWING, M. (1971): Metamorphism on the mid-Atlantic ridge near 24 and 30°N. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, A* 268, 589–603.
- MUIR, I. D., TILLEY, C. E. and SCOON, J. H. (1964): Basalts from the Northern part of the mid-Atlantic ridge. *J. Petrol.*, 5, 409–434.
- MUIR, I. D., TILLEY, C. E. and SCOON, J. H. (1966): Basalts from the Northern part of the mid-Atlantic ridge. II. The Atlantis collections near 30°N. *J. Petrol.*, 7, 193–201.
- NAKAMURA, Y. (1974): The System $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{KAlSi}_2\text{O}_6 - \text{SiO}_2$ at 15 kbar. *Carnegie Inst. Washington Year Book*, 73, 352–354.
- OHNESTETTER, M. (1979): La série ophiolitique de Rospigliani (Corse) est-elle un témoin des phénomènes tectoniques, sédimentaires et magmatiques liés au fonctionnement des zones transformantes? *C. R. Acad. Sc. Paris, série D.*, 289, 1199–1202.
- OHNESTETTER, D. et OHNESTETTER, M. (1975): Le puzzle ophiolitique corse. Un bel exemple de paléo-dorsale océanique. Thèse 3ème cycle, Nancy, 418 p.
- OHNESTETTER, D. et OHNESTETTER, M. (1980): Ophiolitic sequence in corsica. *Ophioliti special issue, Tethyan ophiolites*, 1, 53–58.
- OHNESTETTER, D., OHNESTETTER, M., PAUPY, A. et ROCCI, G. (1979): La diversité des ophiolites: importance de la nature du fractionnement et conséquences métallogéniques. *Mém. B. R. G. M.*, 97, 47–61.
- OHNESTETTER, M. et OHNESTETTER, D. (1979): Comparison between corsican albitites and oceanic plagiogranites. *Arch. Sci. Genève*, 33, 201–221.
- OHNESTETTER, M., OHNESTETTER, D. et ROCCI, G. (1975): Essai de reconstitution du puzzle ophiolitique corse. *C. R. Acad. Sc. Paris (D)*, 280, 395–398.
- PETERLONGO, J. M. (1968): Les ophiolites et le métamorphisme à glaucophane dans le massif de l'Inzecca et la région de Vezzani (Corse). *Bull. BRGM, section IV*, 1, 17–94.
- PUSZTASZERI, L. (1969): Etude pétrographique du massif du Chenaillet (Hautes-Alpes, France). *Bull. suisse minér. pétrogr.*, 49, 425–466.
- STEEN, D. (1972): Étude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France). Thèse Université Genève, 235 p.
- STEEN, D., VUAGNAT, M. and WAGNER, J. J. (1980): Early deformations in Montgenèvre gabbros. *Coll. Intern. CNRS No 212. Ass. mafiques-ultramafiques dans les orogènes (Grenoble 1977)*, 97–103.
- VUAGNAT, M. et PUSZTASZERI, L. (1965): Sur la présence des hyaloclastites dans le massif du Mont-Genèvre (Hautes-Alpes). *Arch. Sci. Genève*, 18, 120–123.
- WAGNER, J.-J., HEDLEY, I. G., STEEN, D., TINKLER, C. and VUAGNAT, M. (1981): Magnetic anisotropy and fabric of some progressively deformed ophiolitic gabbros. *J. Geoph. Res.*, 86, 307–315.
- WEIBLEN, P. N. and Roedder, E. (1973): Petrology of melt inclusions in Apollo samples 15598 and 62293 and of cloths in 67915 and several lunar soils. *Proc. Fourth Lunar. Sc. Conf. Houston* 1, 681–703.