

Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales françaises)

par René-Pierre MENOT *

RÉSUMÉ. — Dans le cadre d'une étude pétrologique des roches basiques et ultrabasiques antestéphaniennes des massifs cristallins externes des Alpes françaises, plusieurs campagnes d'échantillonnage et de cartographie locale ont permis de faire le point sur la lithologie, la structure, et l'évolution tectonométamorphique du massif UB-B. stratifié de Chamrousse et de son enveloppe. Cette note préliminaire rassemble ces résultats, ainsi que l'inventaire et la description pétrographique sommaire des différents faciès. Elle a pour but de « fonder » l'étude géochimique en cours.

ABSTRACT. — In view of a petrological study of the mafic and ultramafic rock in the French Alps external massifs (pre-and hercynian basement of the Alps), several sampling and cartographic campaigns allow to set a restatement about the lithological and structural patterns and the tectono-metamorphic evolution of the UB-B complex of Chamrousse area and of the surrounding formation. This preliminary paper deals with these results and with the inventory and the concise petrographic description of the rock-types. It can be held for the basement of the geochemical study (work in progress).

I. Introduction.

Le groupe amphibolique de Séchilienne et le massif UB-B de Chamrousse affleurent à l'extrémité méridionale du massif de Belledonne, de part et d'autre de la Romanche. Ils constituent le segment occidental du « rameau interne », limité par le « synclinal médian » à l'Ouest, et par l'accident de la Pra-Livet à l'Est. Dans la vallée de la Romanche, les Portes de l'Oisans marquent l'apparition des amphibolites, qui forment également les escarpements supérieurs des gorges, en amont de Séchilienne. Les crêtes sont de nature

métagabbroïque et, localement, métapéridotitique.

Au Sud, les amphibolites s'observent tout au long de la route de Saint-Barthélémy de Séchilienne au village de la Morte, à proximité duquel affleurent les métagabbros. Cette succession est complétée vers le haut par les serpentinites du massif du Tabor de Matheysine.

Il s'agit donc, en première approximation, d'une série monoclinale, pentée vers l'Ouest, et composée, de la base au sommet structural actuel, d'une épaisse formation litée riche en amphibolites (groupe de Séchilienne) et d'un massif

* Département de Géologie, Université du Bénin, B.P. 1515, Lomé, Togo, et L.A. C.N.R.S. n° 156 « Pétrographie des formations cristallophyliennes », Université Lyon I, France.

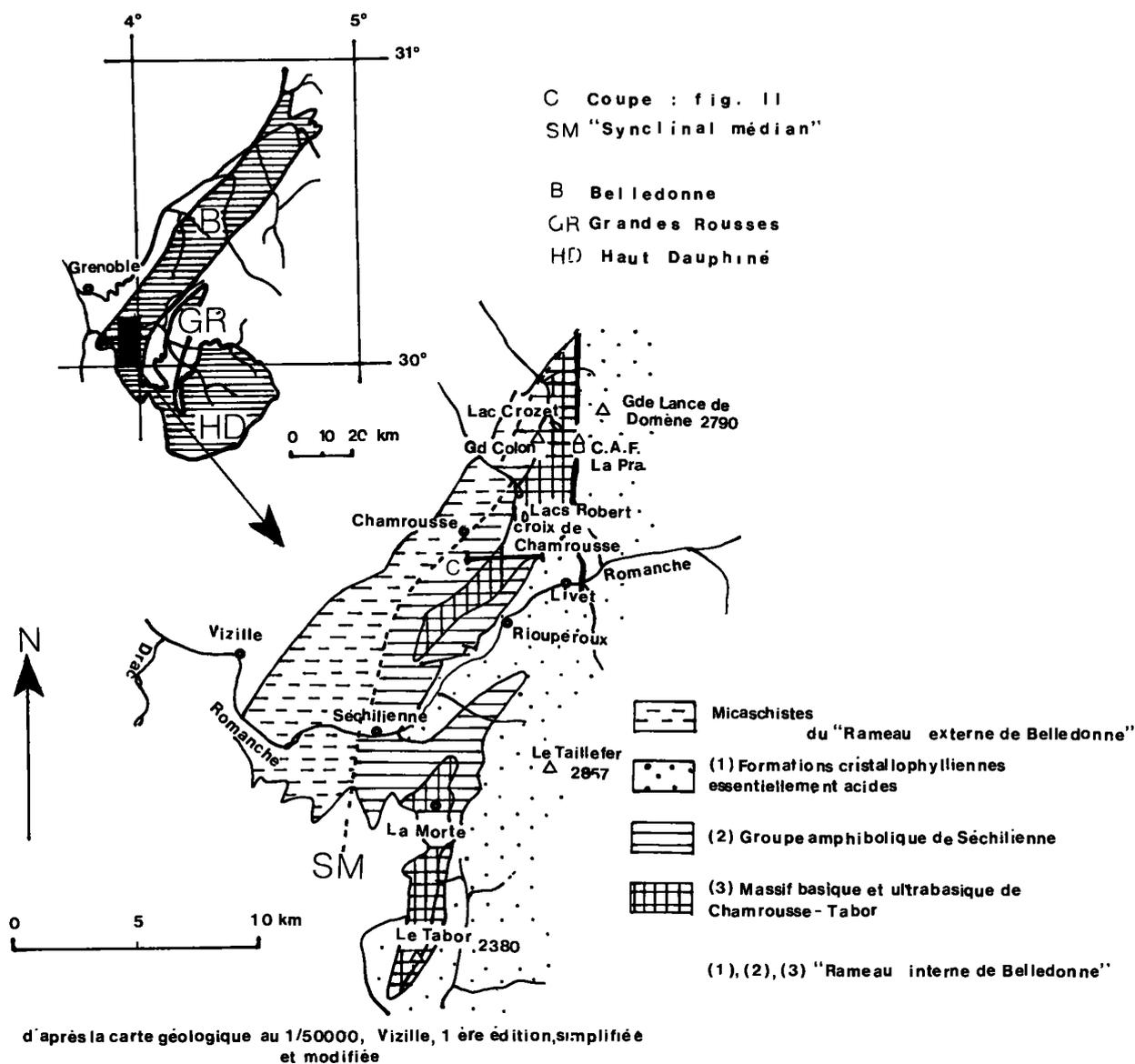


Fig. 1. - Contexte géographique et géologique.

ultrabasique et basique (UB-B) stratifié (massif de Chamrousse-Tabor) (fig. 1).

Ces formations ont été décrites depuis fort longtemps. On peut relever parmi les travaux les plus récents, ceux de R. MICHEL et P. BERTHET (1958), R. MICHEL et E. VEROLLET (1962), et surtout P. BORDET (1961a-b, 1972) et F. CARME (1965, 1970, 1972, 1975). Ces derniers auteurs proposent des schémas structuraux interprétatifs

très différents (cf. notice de la carte géologique de Vizille au 1/50 000), sur lesquels nous reviendrons plus loin. Il faut ajouter deux études approfondies sur le seul massif UB-B de Den Tex (1950) dans le secteur nord, et de G. CHOUBERT (1932) au Tabor.

Les roches étudiées sont désignées dans la littérature sous les termes de groupe de Séchilienne (R. MICHEL *et al.*), série verte moyenne

(P. BORDET), formation de Chamrousse-Tabor, complexe de Belledonne (F. CARME).

Dans le cadre d'une étude sur les métabasites antéstéphanienues des massifs cristallins externes, j'ai rassemblé un certain nombre d'observations sur ce secteur. Elles permettent de préciser la lithologie du groupe de Séchilienne et du massif de Chamrousse-Tabor, et de procéder à l'inventaire et à la description préliminaire des faciès pétrographiques.

II. Lithostratigraphie et pétrographie.

Chaque entité lithostratigraphique sera définie par ses composants pétrographiques et ses relations avec les autres entités. Une description sommaire de chaque faciès sera annexée au paragraphe traitant de la subdivision lithostratigraphique, où ce faciès est le mieux représenté.

1. LE GROUPE DE SÉCHILIENNE.

Il repose sur des leptynites à chlorite et amphibole, associées à des micachistes et des gneiss à deux micas et/ou grenat intercalés de quelques niveaux amphiboliques. Ces assises correspondent aux séries de Rioupéroux et de Livet (P. BORDET, F. CARME). Le contact, lorsqu'il est visible, est souligné par une zone broyée. Vers le sommet le groupe de Séchilienne passe, en continuité, au massif UB-B par une zone progressivement envahie par des sills et filons de nature basaltique, doléritique et gabbroïque.

La série est constituée d'une alternance de lits, d'épaisseur millimétrique à décimétrique, de chloritoschistes, micachistes et gneiss, leptynites et quartzoleptynites, cipolins, amphibolites diverses.

Nous n'avons pas mis en évidence de replis majeurs, et l'épaisseur est évaluée à 600-700 m.

La distribution des faciès montre la polarité suivante : la base géométrique actuelle est enrichie en chloritoschistes, micachistes et leptynites. On y observe de rares passées de cipolins (route Saint-Barthélémy - La Morte, alt. 860 m).

Les amphibolites sont représentées par des faciès lités plus ou moins feldspathiques, des faciès schisteux micacés ou non, et des orthoamphibolites (2-1) en niveaux de faible épaisseur. En montant, les amphibolites, associées à des bancs leptyniques, deviennent dominantes. Vers le sommet, les coulées de metabasites et les sills métadoléritiques et gabbroïques prennent une grande extension, le réseau filonien devient plus dense et la trame litée s'estompe progressivement. Un niveau de 20 à 30 m de metabasite porphyrique jalonne assez bien le sommet du groupe amphibolique de Séchilienne (flanc ouest du Grand Colon, 2000 m - ravin du Guilliman - entre les lacs de Prévourey et Brouffier, 1720 m - ravin du Sériou).

Dans les niveaux inférieurs et moyens, des métagranodiorites en masses importantes recourent tous les autres termes. Enfin, des chloritoschistes se développent également dans les zones de fracturation (vallée de la Romanche en amont de Séchilienne).

Données pétrographiques.

Les chloritoschistes. Ils sont toujours cataclastiques : il s'agit de phyllonites (W. HIGGINS, 1971) issues de micachistes et d'amphibolites presque totalement rétro-morphosés. Des clastes de hornblende sont préservés dans une trame à chlorite, sphène, épidote, calcite et minéraux opaques.

Les micachistes, à biotite et localement à hornblende et grenat passent graduellement à des amphibolites micacées. Le litage fin (5 à 10 mm) est affecté de plis sub-isoclinaux. Cette déformation est contemporaine à postérieure de la paragenèse principale à biotite, épidote, oligoclase (An 25-30), quartz, hornblende, grenat, minéraux opaques. Ces minéraux sont ultérieurement dégradés en chlorite, séricite, épidote et leucoxène. Les cristaux déformés de plagioclase sont en équilibre avec une phase granoblastique de bordure ayant même composition.

Par leur environnement, leur litage régulier et leur minéralogie, ces micachistes dérivent des produits d'une sédimentation régulière à apports alternés péliques et volcano-détritiques.

Les cipolins. La roche est claire, verdâtre, nettement orientée et de granulométrie fine. Dans un fond microcristallin de calcite « spongieuse », chlorite incolore, quartz, minéraux opaques, épidote et sphène, se détachent des pseudomorphoses soit à chlorite en palmettes-minéraux opaques, soit à chlorite-calcite (ex-pyroxènes ou amphiboles ?).

Les leptynites et quartzoleptynites. La seule étude pétrographique ne permet pas de différencier la nature originelle de la majorité de ces faciès. Les leptynites d'origine détritique ou volcanodétritique montrent parfois des séquences sédimentaires internes au banc, avec enrichissement progressif ou saccadé en minéraux sombres (biotite et amphibole ou chlorite). Les ortho-leptynites sont caractérisées par des phénocristaux albitiques, automorphes, dans une mésotase granoblastique. Entre ces deux termes typiques, la majorité des roches a été banalisée par l'évolution tectonométamorphique.

On distingue 2 ou 3 générations minéralogiques :

- rares plagioclases clastiques, d'origine magmatique ou métamorphique ancienne.

- néogénèse de quartz, oligoclase, biotite, hornblende, épidote, avec dans certains niveaux, apparition d'apatite et de grenat et/ou présence avec l'amphibole d'oxydes ferrotitanés ou de sphène idiomorphe.

- développement tardif, inégal, mais parfois très extensif, de chlorite, séricite, épidote et sphène.

Nous ne pouvons actuellement déterminer, au sein du groupe de Séchilienne, la distribution des faciès leptyniques d'après leur origine (arénacée, volcanodétritique, pyroclastique et volcanique).

Les amphibolites. À l'affleurement, nous avons distingué des amphibolites feldspathiques litées et des amphibolites schisteuses et/ou mica-cées.

- *Les amphibolites feldspathiques litées* montrent une granulométrie (0,02 à 0,5 mm) et des proportions minéralogiques variables : elles passent ainsi aux leptynites par enrichissement feldspathique et aux micaschistes lorsque les mi-

néraux phylliteux deviennent plus abondants. Le litage caractéristique est engendré par ces variations. La minéralogie est la suivante : quartz, hornblende verte, plagioclase avec accessoirement biotite, grenat, minéraux opaques, apatite et épidote. Les minéraux essentiels, amphiboles et feldspaths, appartiennent à deux générations :

- phénocristaux (0,5 à 1 cm) étirés et tordus, de hornblende schillérisée poeciloblastique, à quartz vermiculaire, et de plagioclase ocellaire saussuritisé et indéterminable.

- individus néoblastiques contemporains d'une déformation : oligoclase (An 25-30) et hornblende trapue, limpide (Ng/c = 14 à 19°), accompagnée de magnétite et de zoizite prismatique ou intergranulaire.

L'épidote peut, localement, se concentrer en fins niveaux.

Le cortège chlorite-épidote-séricite se développe ultérieurement et colmate, avec le quartz, les nombreuses fissures.

- *Les amphibolites schisteuses et/ou mica-cées* sont surtout représentées à la base du groupe de Séchilienne (carrière de Roche Béran-ger, vallée de la Romanche, sommet des Puntis-1843 m). Ces roches, aux plans de foliation lustrés et onduleux, sont très plissées et riches en amphibole. Plagioclase, quartz et biotite sont sub-bordonnés ou absents.

La hornblende (vert clair à vert bleu) (Ng/c = 18°), en cristaux aciculaires à inclusions de rutile et de minerais, est contemporaine du plissement majeur (photo 1). Elle se dégrade ensuite en chlorite. Le plagioclase appartient aux deux générations décrites précédemment. Ici, l'oligo-clase néoblastique s'associe au quartz en « bourrage » dans les têtes de plis.

Les amphibolites feldspathiques et les amphibolites schisteuses sont issues de l'ectinisation de tufs plus ou moins remaniés, dont les constituants volcaniques résédimentés se mêlent, en proportions variables, à des produits pélitiques ou arénacés.

Les métagranodiorites. Elles forment des affleurements massifs, où la foliation est peu nette. Au microscope par contre, la texture orthogneis-

sique est évidente, avec des ocelles plagioclasiques (mono ou poly-cristallines) déformant un litage ténu. Elle peut être localement cataclastique.

La minéralogie primaire se compose de hornblende, plagioclase, quartz et minéraux opaques, très sporadiquement de grenat et de feldspath potassique. Ces minéraux sont déformés ou brisés. Le quartz est peu abondant. La hornblende (Ng/c = 25 à 30°), à caractère d'hastingsite, est bien différente des diverses clin amphiboles observées dans les amphibolites et les métagabbros. Elle forme de grands cristaux vert sombre, poecilithiques avec du quartz en « goutte » et des grains de magnétite et de sphène. Elle inclut parfois de petits grenats automorphes. Cette amphibole primaire recristallise très inégalement en hornblende limpide, nématobalstique (Ng/c = 16-22°) et épidote prismatique. Les deux générations sont ensuite épigénisées en chlorite et épidote « spongieuse ».

Les plagioclases relictuels sont encombrés de séricite et de zoizite et recristallisent en une mosaïque polygonale, déformée ou non, de même composition (An 25-30).

2. LE MASSIF ULTRABASIQUE ET BASIQUE.

Nous avons distingué 5 entités pétrographiques et/ou texturales :

- le complexe filonien.
- la zone de contact avec le groupe de Séchilienne (zone D).
- la masse des métacumulats gabbroïques (zone C).
- le complexe lité blastomylonitique (zone B).
- les métacumulats ultramafiques (zone A).

Sur le terrain, les zones A, B, C, D se succèdent géométriquement de haut en bas. La figure 2 les replace en position originelle.

2.1. LE COMPLEXE FILONIEN.

Génétiquement lié au massif UB-B, il se développe spatialement dans le massif lui-même et

dans le groupe de Séchilienne. La nature pétrographique des filons est nettement liée à leur localisation :

- les métabasaltés sont connus dans les zones B, C et D, et dans le groupe de Séchilienne. Ils sont abondants à la périphérie du massif, donc au sommet actuel du groupe amphibolique, mais se retrouvent en moindre importance jusqu'à la base. Ces filons ou coulées ont une puissance métrique à décamétrique. Ils montrent, lorsqu'ils sont épais, une différenciation texturale interne, avec une bordure figée épaisse de 10 à 20 cm, puis une zone où la granulométrie croît progressivement mais rapidement. Le cœur possède une texture doléritique ou microlitique porphyrique à plagioclases automorphes et/ou amas étirés de ferromagnésiens. Les bordures figées existent aussi bien au contact des micaschistes et des leptynites que des métaplutonites.

Les métabasaltés porphyriques sont statistiquement abondants dans le massif UB-B et la zone sommitale du groupe de Séchilienne, alors que les faciès aphyriques dominent à la base.

- les métadolérites se distribuent aux mêmes niveaux que les métabasaltés porphyriques, en épais filons ou en sills et coulées. Elles sont peu représentées dans la zone des cumulats gabbroïques (C).

- les métagabbros (2-2), méso et mélanocrates, se cantonnent dans les horizons B, C, D. Ils se caractérisent par un gisement en masses importantes et lenticulaires (?) dans la zone D, et en filons discordants sur le litage des cumulats C. Dans certains cas, on note une légère diminution du grain à la bordure. Des bouffées et filonnets, pegmatoïdes et leucocrates, s'y développent assez couramment.

- les métapyroxénolites (2-5) sont localisées dans la zone A, le complexe lité B, et les cumulats gabbroïques C. Ce sont des amphibolites holomélanocrates grenues, en gisement concordant ou nettement sécant sur la stratification. Sauf dans la zone A, où l'accumulation est évidente, la distinction entre lits de minéraux-cumulats et filons-couches est difficile, et souvent impossible, après amphibolitisation et bastitisation.

- les métagranophyres (2-4) se présentent comme des leptynites à amphiboles et/ou pyroxènes. Elles sont souvent suffisamment banalisées pour que l'origine éruptive ne soit pas déterminable. Pourtant, des métagranophyres, en bancs associés aux metabasites, ont été reconnus dans les alternances du complexe lité B. Il est probable que certaines leptynites du groupe de Séchilienne ont une origine identique, mais la seule étude pétrographique ne permet pas de conclure.

Sur le terrain la mise en place des filons apparaît nettement polyphasée. La succession chronologique, gabbros-dolérites-basaltes, est souvent observée, mais elle n'est pas absolue. Localement, certains gabbros semblent plus tardifs. Nous espérons, par d'autres voies (géochemie en particulier) préciser les différentes venues.

Données pétrographiques.

Les metabasaltes, métadolérites, métagabbros (orthoamphibolites) se rangent dans deux catégories :

- les *orthoamphibolites fines et mélanocrates* sont, sur le terrain, homogènes, peu orientées et à grain fin (0,2 mm maximum). Dans les faciès porphyriques, les plagioclases et les amas ferromagnésiens atteignent 5 mm.

La trame, grano ou nématoblastique, se compose de hornblende vert-olive, localement bleu-tée ($Ng/c = 15^\circ$), associée à de l'oligoclase (An 25-30), à de l'épidote « spongieuse » ou vermiculaire, et à des granules de titanomagnétite souvent épigénisés en leucoxène. Cette trame se moule sur des phénoclastes relictuels de hornblende schillérisée et de plagioclase.

Les phénocristaux d'amphibole verte ou brunâtre ($Ng/c = 24^\circ$) remplacent un clinopyroxène magmatique rarement observé. Par contre, ils montrent souvent en palimpseste le clivage 100 hérité du diallage.

Les phénoclastes plagioclasiques recristallisent très inégalement en petits prismes, dont la basicité est variable dans une même plage néoblastique (An 28 à An 60). Ceci traduit, soit une variation chimique interne des feldspaths mag-

matiques (zoning) et une homogénéisation graduelle et lente, soit la juxtaposition de deux générations métamorphiques difficilement discernables.

Chlorite, épidote (pp.), séricite et calcite se développent tardivement.

- les *amphibolites feldspathiques massives* correspondent à des roches sombres et isotropes, possédant un « grain visible » de l'ordre du millimètre. Pourtant la granulométrie réelle est fine (0,1 à 0,4 mm) et l'apparence grenue de ces méta-dolérites et gabbros est maintenue par la coalescence de cristaux de même espèce. La texture ophitique est discernable dans quelques échantillons peu étirés : au microscope, les lattes feldspathiques sont remplacées par des agrégats quartzofeldspathiques bordés, au contact des amphiboles, par une frange épidotique.

La composition et l'évolution minéralogique sont identiques à celles des orthoamphibolites fines.

2.2. LA ZONE DE CONTACT-D.

Elle se caractérise par la présence de sills de métadolérites (2-1) et de métagabbros à texture isotrope et grain moyen, et par l'abondance de dykes et de filon-couches de metabasaltes (2-1). La mise en place est polyphasée : sur un affleurement de la route de Séchilienne à la Morte (alt. 1050 m), on observe des métagranodiorites intrusives dans un filon metabasaltique qui recoupe lui-même un métagabbro mélanocrate isotrope.

L'épaisseur des sills et des coulées est très variable, métrique à décamétrique, et leur extension latérale, souvent hectométrique, à l'exception toutefois du niveau repère de metabasalte signalé précédemment (II-1), qui est plus continu.

La trame litée, amphibolique et leptynique, se réduit à quelques passées. Cette zone de contact a évidemment une amplitude très fluctuante et difficilement appréciable (100 à 150 m).

Données pétrographiques :

Les métagabbros isotropes. La texture initiale

isotrope est orientée par une discrète foliation métamorphique.

Les variations de la granulométrie (1 à 6 mm) et des proportions minéralogiques expliquent la diversité des faciès. La richesse en minéraux sombres demeure toutefois notablement plus élevée que dans les cumulats gabbroïques. Des « bouffées » pegmatoïdes, riches en plagioclases violacés, s'expriment localement. Leur signification (différenciation, remobilisation,...) n'est pas, pour l'heure, élucidée.

L'assemblage magmatique se compose de diallage, d'andésine-labrador (An 45-70), et d'oxydes ferrotitanées. L'hypersthène n'a été reconnu qu'exceptionnellement. Ces minéraux sont toujours déformés, parfois brisés. Certains oxydes Fe-Ti sont auréolés de prismes amphiboliques radiaires, au contact du labrador (ou des néo-plagioclases). Ces réactions coronales, que nous avons également observées dans d'autres massifs (Ménot, à paraître) ont une origine précocée.

Les recristallisations métamorphiques, souvent complètes, sont identiques à celles qui affectent les cumulats gabbroïques (2-3).

Par leur texture (absence de cumulats) et leur gisement (masses interstratifiées à la périphérie du massif et intrusions dans la masse des cumulats C), ces métagabbros représentent vraisemblablement d'anciens « liquides ». Ceci devra être vérifié par l'étude géochimique en cours.

2.3. LA MASSE MÉTAGABBROÏQUE-C.

Elle est constituée essentiellement par des cumulats leucocrates, généralement à gros grain et à litage et lamination magmatiques (layering et planar lineation de E.D. JACKSON, 1971). Son épaisseur est estimée à 250 m. Des roches accessoires y sont, soit interstratifiées, soit filoniennes (photo 2).

Sur le terrain, apparaissent de bas en haut (soit de haut en bas sur le log. synthétique où la position originelle est rétablie fig. 2) :

- une zone de flaser gabbros.
- un leucocumulat gabbroïque, de plus en plus massif vers le haut, avec des intercalations

concordantes (2 à 3 m) de métapyroxénolites (2-5). Le flanc ESE du Grand Galetau montre ainsi trois niveaux soulignés par leur couleur rouille (2110-2140-2200 m).

- une alternance très régulière de bancs métagabbroïques et de filons couchés de metabasaltes (2-1) (0,50 à 1,50 m d'épaisseur). Elle se développe sur 30 m environ au ravin du Sériou et sur le flanc est du Grand Colon, en direction du Lac Merlat).

- une masse de 10 à 30 m de métaleucogabbro massif, qui forme le sommet géométrique actuel de la zone C.

Les faciès intrusifs sont identiques à ceux de la zone D. S'y ajoutent des injections de métaleucodiorite, localement pegmatoïde, et de métapyroxénolites. Les metabasaltes sont ici toujours porphyriques. L'abondance des filons confère à l'affleurement une allure « bréchique », avec des blocs de métagabbro « décapés ». Ces filons sont également entraînés dans des plis ptygmatisés. Toutes ces structures contribuent, dans les zones très tectonisées (Lacs Roberts), à associer, de façon inextricable, les faciès, si bien que Den Tex emploie les termes de « mélange » et de « pétrissage ».

Le litage des cumulats s'estompe progressivement vers le sommet et leur granulométrie s'accroît. Des discontinuités apparaissent dans la masse gabbroïque sous forme de joints blastomylonitiques, matérialisés par des amphibolites finement rubanées. La stratification magmatique vient tangenter ces « plans » de cisaillement. Le passage est net, sans flaser gabbros. Quelquefois, ces discontinuités sont ultérieurement empruntées par des filons.

Données pétrographiques :

Les cumulats gabbroïques. Ils forment des bancs épais, isomodaux, à patine laiteuse, sur laquelle se détachent les minéraux ferromagnésiens oxydés. Les proportions minéralogiques varient peu : on note seulement, dans la zone B et au sommet actuel de la zone C des niveaux plus mésocrates. La lamination magmatique, marquée par l'aplatissement des pyroxènes, est généralisée et le litage est souvent net, malgré

Fig. 2. - Profil lithostratigraphique schématique (polarité reconstituée).

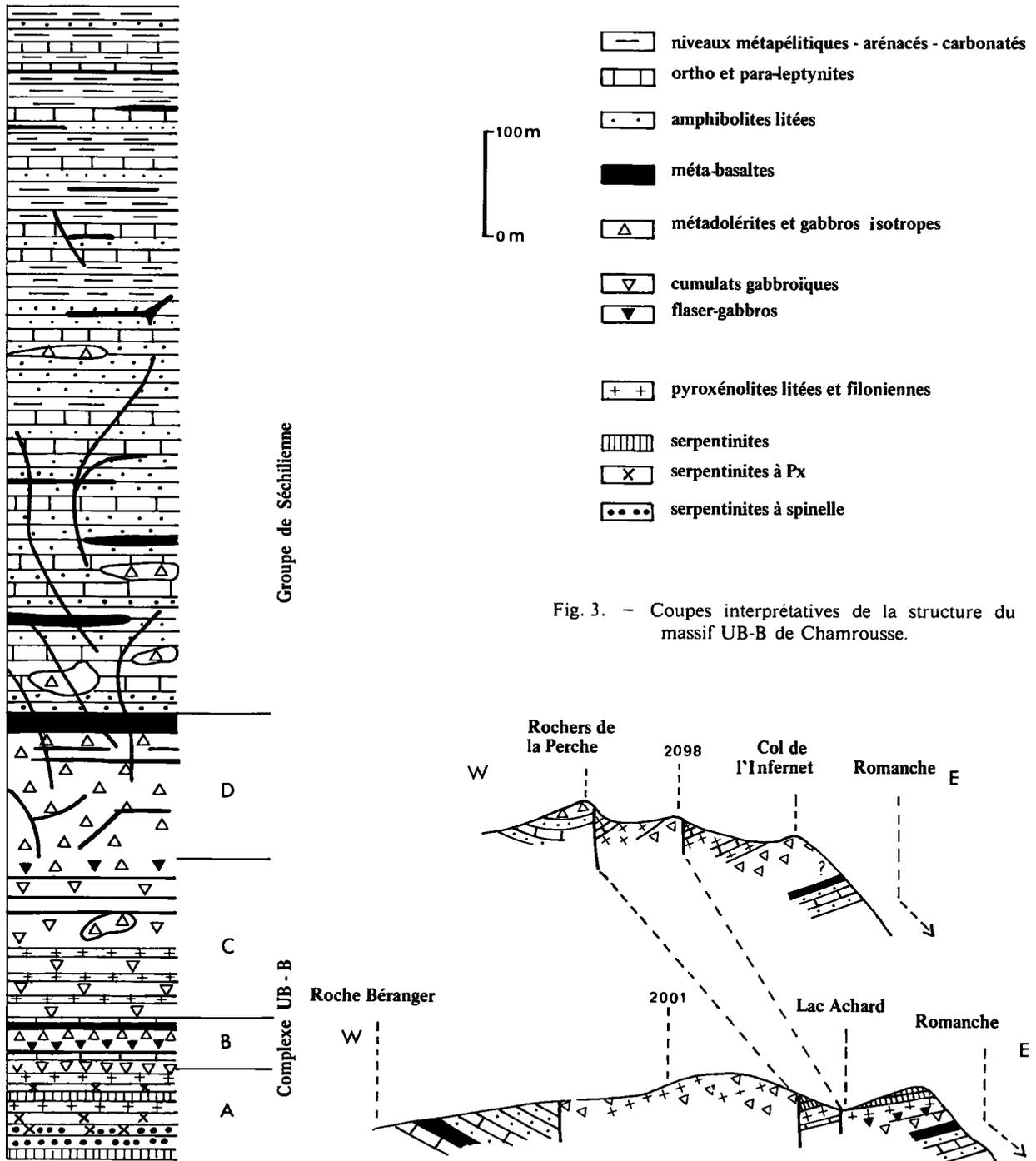
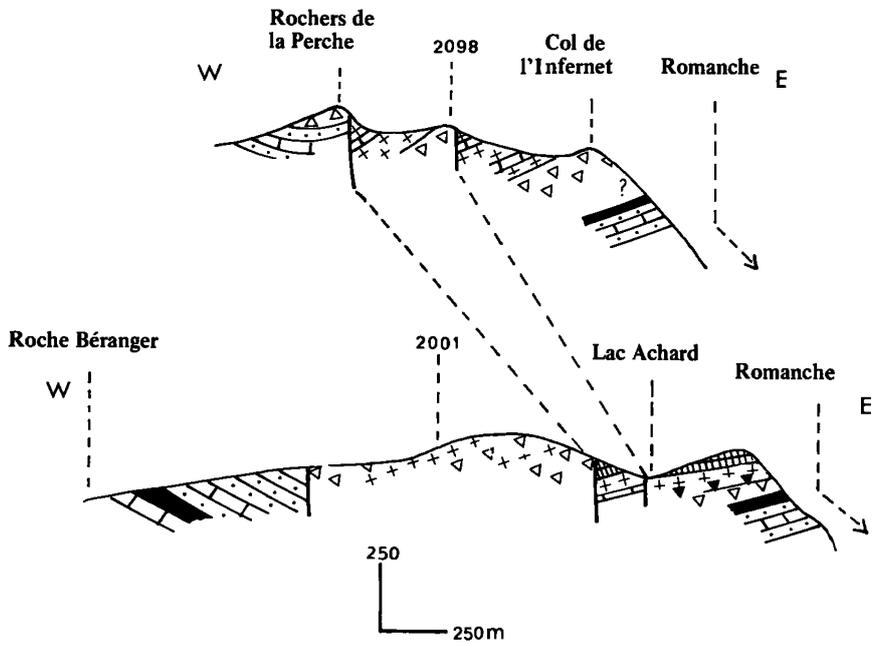


Fig. 3. - Coupes interprétatives de la structure du massif UB-B de Chamrousse.



l'irrégularité et la faible épaisseur des lits sombres. Les recristallisations nuisent à la typologie des cumulats (ortho, ad, et hétéradcumulats). La granulométrie « visible » est généralement centimétrique, mais il est rare que la taille propre des cristaux dépasse 5 mm.

Du point de vue minéralogique, on distingue divers métagabbros : à hypersthène, à hypersthène et diallage, et les plus abondants : à clinopyroxène et amphibole, et à clinopyroxène seul. Les premiers ne correspondent pas à des norites car l'orthopyroxène (Opx) est toujours très subordonné. Leur distribution dans la lithostratigraphie ne nous semble pas, actuellement, ordonnée. Ils se rencontrent essentiellement dans la zone C.

Les minéraux magmatiques (orthopyroxène, clinopyroxène, clin amphibole brun-rouge, labrador, oxydes Fe-Ti) sont déformés ou brisés et inégalement affectés par les recristallisations. L'olivine n'a pas été observée directement : elle est suggérée par quelques pseudomorphoses à serpentine-calcite-oligiste-chlorite, auréolées d'amphiboles radiaires au contact des anciennes zones plagioclasiques (reliques de coronites ?).

Le diallage (Ng/c = 44°) possède, comme il est fréquent, de fines exsolutions d'Opx dans ses clivages.

La clin amphibole brun-rouge est associée au Cpx, en lamelles dans les clivages, et en « pavés » et « pseudopodes » à la périphérie et dans les fractures. Ses caractères optiques l'apparentent aux barkévicités (Ng/c = 22 à 24°). Elle est d'origine tardimagmatique probable (photo 3).

L'amphibolitisation des pyroxènes s'effectue dans un premier temps par la génération, cristal par cristal, d'actinotrémolite (photo 4) (Ng/c = 17°) parfois accompagnée de spinelle alumineux, et de hornblende vert-brun (Ng/c = 18 à 24°) schillérisée ou non, aux dépens respectivement de l'Opx et du Cpx. Après une phase de granulation, tous les minéraux précédents sont remplacés par une mosaïque de hornblende vert d'eau à limpide (Ng/c = 14 à 17°), associée, dans les seuls anciens Cpx, à de la magnétite et de la zoïzite (photo 5). Plus rarement, du diopside

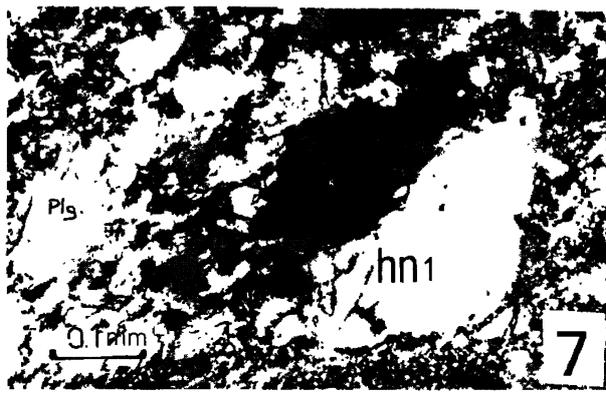
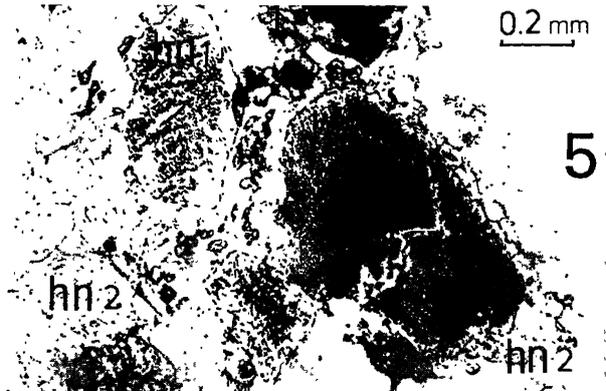
(Ng/c = 37°) se mêle à la hornblende (photo 6). A ce stade correspond également la recristallisation très inégale du labrador (An 55-70) en andésine sodique (An 30-55) et épidote « spongieuse » ou prismatique. La bastitisation est postérieure : les plages épigéniques à bastite-chlorite-antigorite-calcite sont bordées par une frange préservée d'amphiboles granoblastiques (et non radiaires). Chlorite, séricite, épidote pp., oligiste, sphène et calcite constituent des phases tardives dans les clivages et joints intergranulaires ainsi qu'en remplissage des fissures avec le quartz.

L'évolution tectonométamorphique des cumulats gabbroïques en amphibolites feldspathiques se résume schématiquement comme suit : après ouralitisation des pyroxènes (néoformation des amphiboles en grands individus), le gabbro massif sous contrainte passe à un métagabbro à litage métamorphique discontinu (flasergabbro). Cette « flasérisation » est réalisée par étirement, granulation, et blastomylonitisation partielle des zones feldspathiques et ferromagnésiennes. De l'intérieur vers l'extérieur des zones sombres, on suit le passage des clastes amphiboliques, d'espèces variées, à un assemblage granoblastique puis à une trame nématoblastique, où se mêlent de petits plagioclasses secondaires.

L'hétérogénéité texturale et minéralogique primitive s'estompe pour disparaître dans les amphibolites feldspathiques massives (« épidiorites ») où la trame est isogranulaire et homogène et l'amphibole de composition uniforme.

Les dérivés tectoniques. Nous parlerons ici de blastomylonites au sens de J. BELLIERE (1958). Toutefois la recristallisation n'a pas totalement effacé les traces de la cataclase. Il subsiste en effet de nombreuses reliques phénoclastiques, mais comme le souligne J.M. ANTHONIOZ (1971), le terme de blastomylonite a l'avantage de suggérer le double aspect cataclastique et néoblastique.

Dans les zones soumises à des contraintes intenses, joints blastomylonitiques dans la masse gabbroïque et niveaux peu épais du complexe lité B, la déformation a engendré des amphibolites finement rubanées. Le litage est net, continu, à alternance de lits ferromagnésiens, à « nœuds »



(1 à 2 cm) d'amphiboles, et de lits plagioclasiques.

L'amphibolitisation se traduit par la présence de porphyroclastes, étirés en fuseaux et constituant l'« âme » des nœuds, et de cristaux nématoblastiques à la périphérie et aux extrémités du fuseau clastique. Le labrador relictuel, en cristaux ovoïdes et troubles, laisse place à des mosaïques à jonctions triples d'andésine.

Le stade extrême de la tectonisation est atteint par les ultramylonites (W. HIGGINS, 1971). Ces roches présentent une fine alternance (5 à 6 mm) de :

- lits clairs à clastes amygdalaires de hornblende actinotique, plagioclase et épidote enrobés dans une « purée » feldspathique à chlorite, serpentine et épidote (photo 7).

- lits plus sombres à reliques ovoïdes d'augite et de hornblende brune magmatique.

- lits micro à crypto-cristallins de hornblende, de feldspath et d'épidote, de chlorite et d'antigorite.

La mylonitisation se manifeste donc à un stade précoce, antérieur à l'homogénéisation de la roche, puisque la nature minéralogique diffé-

rente des lits reflète encore les disparités minérales des constituants gabbroïques.

2.4. LE COMPLEXE LITÉ BLASTOMYLONITIQUE-B.

Il fait suite au leucocumulat à intercalations métalaviques, et montre sur 10 à 30 m, un rubanement décimétrique à centimétrique de méta-leucocumulat flasérisé (2-3), métapyroxénolites (2-5), metabasaltes et métadolérites (2-1), métagabbros isotropes, méso à mélanocrates (2-2), métagranophyres et leptynites.

La zone B se termine généralement vers le haut par un épais niveau (10 m au ravin du Sériou) de cumulat gabbroïque peu étiré.

Basaltes, dolérites et gabbros isotropes participent généralement au litage, sauf dans les secteurs très plissés (Lac Robert, Col de l'Infernet) où ils sont également discordants.

Les divers faciès, bien que fortement cataclastés, sont encore souvent reconnaissables. Seules quelques passées de matériel pulvérisé, à porphyroclastes amphiboliques, correspondent à des ultramylonites (Sommet 1332 au Nord des Lacs Roberts).

Photo 1. - Amphibolites schisteuses : pli sub-isoclinal souligné par les minéraux opaques. Les hornblendes II ne sont généralement pas déformées (6,3 × 10) (167.1).

(Photo 2. - Zone C : cumulat gabbroïque (G) recoupé successivement par des filons doléritique (D) et basaltique (B).

Photo 3. - Cumulat gabbroïque : association du clinopyroxène (Cpx), de la hornblende brun rouge tardimagmatique (Hb) et de l'actinote (Act.) (6,3 × 10) (150.4).

Photo 4. - Métagabbro à deux pyroxènes : remplacement de l'orthopyroxène (Opx) par l'actinotrémolite (Act.) (6,3 × 10) (8.1).

Photo 5. - Métagabbro : remplacement de la hornblende vert-brun schillérisée (Hn 1) par une hornblende secondaire (Hn 2) limpide et granoblastique, associée à des granules de minéraux opaques ourlés de leucoxène (6,3 × 10) (135.5).

Photo 6. - Métagabbro à deux pyroxènes : remplacement du clinopyroxène (Cpx) par une association granoblastique de hornblende verte et de diopside (16 × 10) (8.1).

Photo 7. - Ultramylonite : porphyroclastes amphiboliques dans la matrice finement granulée de hornblende, feldspath, épidote, chlorite, antigorite (16 × 10) (150.1).

Photo 8. - Hornblendite : persistance, dans la hornblende, du clivage 100 du clinopyroxène marqué par des minéraux opaques (6,3 × 10) (183).

La diversité pétrographique, le rubanement régulier et l'intense cataclase caractérisent cette zone B et la distinguent nettement de la masse gabbroïque C. Elle pourrait toutefois correspondre à un niveau de la zone C affecté précocement de cisaillements et d'injections multiples (pyroxénolite pp., gabbros isotropes, dolérites, basaltes, granophyres).

Données pétrographiques.

Les métagranophyres. Ils sont présents dans le complexe lité B, sous forme de leptynites à amphibole et pyroxène, en minces bancs réguliers décimétriques.

Au microscope, le fond quartzofeldspathique granoblastique et localement cataclastique, englobe des reliques ovoïdes pyroxéniques et feldspathiques. Les phénocristaux d'augite, incolores à vert-brunâtre, sont d'abord ourlés d'actinote, puis épigénisés, à partir des fissures, par une association à bastite, chlorite, épidote, calcite et leucoxène.

Les reliques feldspathiques, d'aspect trouble, se composent de plagioclases indéterminables, envahis de chlorite incolore, et de rares feldspaths alcalins à intercroissances de quartz, et parfois maclés albite-péricline (anorthose ?). Ces minéraux relictuels sont toujours déformés et parfois brisés.

2.5. LES CUMULATS ULTRAMAFIQUES - A.

Ils reposent en contact tectonique sur le complexe lité blastomylonitique (Vallon du Sériou, lac Merlat, etc.). Il s'agit de serpentinites diverses et de métapyroxénolites.

De la base géométrique actuelle au sommet, on y décrit :

- une fine alternance (mm à cm) de serpentinites et de métapyroxénolites. Sa régularité est soulignée par l'altération qui met en relief les niveaux pyroxéniques.

- un niveau serpentinique, à lits tenus de spinelles (en relief sur la patine d'altération), ou à phénocristaux (1 à 2 cm) de Cpx.

- une nouvelle alternance serpentinites-pyroxénolites.

- une masse essentiellement serpentinique, souvent très riche en spinelles submillimétriques, accumulés en lits ou épars. Dans les niveaux très schistosés, la chlorite et l'asbeste sont abondantes.

La coupe précédente a été relevée au Nord du Lac Merlat, sur l'épaulement entre le Grand Gableau et l'arête du Grand Colon. Les épaisseurs approximatives sont respectivement de 20, 5, 15 et 20 m.

Les métapyroxénolites apparaissent, soit en cumulat lités dans les péridotites soit en filonets discordants sur le litage. Elles ont manifestement une origine complexe.

Cette coupe n'a pu être retrouvée intégralement ailleurs.

Données pétrographiques.

Les serpentinites. La texture est maillée ou schisteuse. Dans le premier cas, les minéraux relictuels, très rares, subsistent dans les mailles du treillis formé d'antigorite fibreuse et de magnétite microgranulaire. Les échantillons schisteux, envahis par la chlorite, en sont dépourvus. Il s'agit de chromite, de magnétite, d'ortho et de clinopyroxènes, et de clin amphibole. Aucune relique d'olivine n'a été décrite; seules quelques plages d'antigorite microlamellaire et de talc peuvent rappeler ce minéral par leur forme prismatique à terminaisons pyramidales. Den Tex (1950) faisait déjà cette suggestion.

La chromite, en cristaux automorphes, est entourée d'une cuticule de magnétite qui, d'après Den Tex, est due à la serpentinitisation. Le Cpx, en proportions variables (passage aux bastitites), est parfois nettement orienté suivant sa face 100. Il est optiquement comparable au pyroxène des métagabbros et également associé à la barkévite. L'Opx est beaucoup plus rare, en partie peut-être à cause de sa bastitisation préférentielle. Les pyroxènes ont d'abord été ouralitisés (actinotrémolite) puis épigénisés en bastite.

La nature originelle des ultrabasites est donc délicate à déterminer, mais sans doute variée, si l'on se réfère à la variété des produits de l'amphibolitisation et de la serpentinitisation : certaines serpentinites sont magnésiennes, riches en

chromite et en talc, tandis que d'autres contiennent en abondance du pyroxène et de la magnétite. Les dunites et wehrlites sont probablement dominantes, les harzburgites et lherzolites subordonnées.

Les métaproxénolites. Ce sont des roches homogranulaires, isotropes et pratiquement monominérales. La granulométrie varie entre 2 et 10 mm. Elles constituent des bancs, intercalés dans les métacumulats péridotiques et gabbroïques, ou des bouffées et filonnets discordants. Les rares textures de cumulats (mésos et adcumulats) ont été observées dans les niveaux stratifiés. Le diallage ($\text{Ng}/c = 43$ à 48°) forme l'essentiel de l'assemblage magmatique, associé à de la barkévicitte, parfois abondante, et aux oxydes Fe-Ti. Le plagioclase, en intercumulat, est toujours très accessoire.

Les deux générations amphiboliques et les paragenèses hydroxylées tardives habituelles s'expriment postérieurement. Dans les zones A et B, les diallagites sont très largement bastitisées.

III. Interprétations et discussion ces travaux antérieurs.

1. ÉTAT DE LA QUESTION.

Les deux interprétations majeures sont exposées dans la notice de la feuille de Vizille (XXXIII-35) (1972).

1.1. Dans notre secteur, P. BORDET (1961, 1972) décrit, de haut en bas, la succession lithologique suivante : chloritoschistes et amphibolites feldspathiques, gabbros, ultramafites, gabbros, amphibolites feldspathiques.

Cet ensemble basique (série verte moyenne) repose sur les gneiss leptyniques et micaschistes de Livet-Rioupérourx (série verte inférieure). La série verte s.l. représente donc un ensemble éruptif et pyroclastique à dominante acide au début puis basique avec mise en place d'un complexe plutovolcanique gabbroïque et péridotitique. La série verte supérieure à alternances de

roches volcaniques et de pélites carbonées n'est pas représentée ici.

À l'échelle régionale, la série verte, s.l. est surmontée par la série satinée et passe vers le bas à la série brune. Cette superposition, non perturbée, d'unités stratigraphiques (séries satinée, verte et brune) correspond à un domaine monocyclique antéhouiller. Le métamorphisme majeur, épi à mésozonal, est suivi de diverses rétro-morphoses jusqu'à l'époque alpine.

À cette conception « classique », se rattachent les travaux de R. MICHEL *et al.* (1958, 1962) dans notre secteur, et dans les régions voisines, de A.C. TOBI (1959), D. DONDEY (1960), M. CLAVEL (1963), C.E. EHRSTÖM (1972) (Belledonne); C. BORDET (1961) (Belledonne Nord - Beaufortin); P. GIRAUD (1952) (Grandes Rous-ses); P. LEFORT (1971) (massif du Chaillol); P. LEFORT *et al.* (1969) (Belledonne et Chaillol).

Les synthèses de D. KRUMMENACHER *et al.* (1965) et R. LAURENT *et al.* (1968) étendent ces conclusions à l'ensemble des massifs cristallins externes.

L'évolution métamorphique a été précisée par Dondey, Tobi et Lefort qui décrivent deux paragenèses mésozonales antérieures aux rétro-morphoses (deux générations d'amphiboles en particulier). Le métamorphisme antéhouiller serait donc polyphasé. Par contre, F. KALSBECK (1962) distingue deux épisodes métamorphiques.

Cette dernière conclusion nous rapproche de la seconde interprétation.

1.2. Cette autre interprétation est progressivement mise en forme par F. CARME (1965, 1970 a, 1971 a,b,c, 1972, 1973 a,b, 1975 a,b). Il considère les diverses unités définies par P. BORDET, comme des unités tectoniques empilées : les séries vertes inférieure et moyenne, la série satinée et la série brune, polycyclique et d'âge briovérien inférieur et moyen probable, constituent le « complexe de Belledonne ». Seule la série verte supérieure, de faciès Culm, et discordante sur le complexe de Belledonne, représenterait le cycle hercynien. Elle correspond à la série du Taillefer de Carme.

Dans la cluse de la Romanche en particulier, la formation de Chamrousse-Tabor (groupe de

Séchilienne et massif UB-B de la présente note, série verte moyenne de Bordet), en position renversée, chevauche les formations de Rioupéroux et de Livet (série verte inférieure de Bordet) en position normale. Cette interprétation s'appuie sur l'observation de la polarité inverse des cumulats et sur la disposition (inverse et discontinue) des isogrades du métamorphisme anté-hercynien.

Le renversement de la formation de Chamrousse-Tabor et le métamorphisme majeur barrovien sont issus de l'orogénèse cadomienne. La tectonique tangentielle, contemporaine d'une reprise métamorphique épi à mésozonale, est d'âge hercynien. Elle entraîne le chevauchement des formations basiques (Chamrousse-Tabor) sur les leptynites et micaschistes de Rioupéroux-Livet et, plus au Sud, sur les schistes noirs (dévonodinantien) de la série du Taillefer.

Cette interprétation est confortée pour partie par une note de P. LEFORT *et al.* (1971) qui attribue la genèse de certains secteurs du Haut Dauphiné, et peut-être, de la série leptyno-amphibolique du Chaillol, à une suite d'événements B anté à éo-hercyniens.

Dans un travail sur le Beaufortin, Y. GROS (1974) a établi un schéma d'évolution très comparable.

1.3. Quelques précisions supplémentaires sur la nature du massif UB-B de Chamrousse-Tabor.

G. CHOUBERT (1935) considère le massif comme une intrusion basique différenciée dans la série anté-houillère. Il a subi une phase d'écrasement précoce, puis deux épisodes métamorphiques majeurs anté-stéphaniens, synchrones de déformations.

DEN TEX (1950) fournit une remarquable description des faciès pétrographiques. Pour lui, la mise en place est syntectonique et symmétamorphe. La différenciation gravitative, in situ et sous contrainte (orientation du diallage), s'achève par une phase de protoclaste. L'ouraltisation se développe ensuite et est synchrone de l'intrusion du cortège filonien. Les derniers filons de nature basaltique (méladiorite) sont post-tectoniques. Il signale aussi la surimposition de paragenèses de contact dans les ectinites encaissantes.

Plus récemment, P. BORDET (1961) et F. CARME (1965) ont donné les premières interprétations modernes. Ils reconnaissent là un complexe de type ophiolitique (vulcano-pluton au sens de Brunn). CARME va affiner son analyse (1972, puis 1975 a et b) : il interprète le massif comme une variante ophiolitique élaborée au droit d'une zone de subduction, et tectonisée précocement « à chaud ». Ces mouvements sont contemporains du renversement de la série. Cette croûte océanique est ensuite insérée passivement (sans déformations pénétratives) dans les structures tangentielles hercyniennes.

2. APPORT DE LA PRÉSENTE ÉTUDE.

Nos résultats sont, à l'évidence, très fragmentaires et ne peuvent prétendre à une explication globale de l'histoire géologique de la région.

2.1. *Structure et lithologie.*

Le groupe de Séchilienne et le massif UB-B, forment un monoclinale faiblement penté vers l'Ouest-Nord Ouest et découpé par des fractures longitudinales et transversales, plus nombreuses encore que ne l'indique l'édition de 1972 de la carte géologique (Vizille, 1/50 000).

Les ultrabasites sont en position sommitale au-dessus des cumulats gabbroïques, des gabbros et des dolérites en sills, et des produits volcaniques et pyroclastiques. Elles ne sont donc pas situées au centre du dispositif éruptif (DEN TEX, P. BORDET) : les péridotites sont en contact tectonique avec la bande gabbroïque sise à l'Ouest (feuille géologique de Vizille, 1972, et fig. 3), et reposent en concordance sur les gabbros qui constituent la dalle du Grand Sorbier, du Grand Van, de la cime de Fraches. Ce contact se suit, du Sud au Nord, à la base de l'escarpement est des Rochers de la Perche, de Casserousse, du sommet 2332, et du Pic Chauvin. Il se prolonge à l'Ouest du lac Merlat par le col limitant l'arête est du Grand Colon et le Galetau, la Roche Fendue, la pointe sud du lac du Crozet, et jusqu'au Habert du Pré du Mollard (1760,5 m). Au Nord de la Romanche, le massif UB-B est ainsi scindé en deux compartiments majeurs,

longitudinaux et d'orientation Sud-Ouest - Nord-Est :

- à l'Ouest, on trouve, de bas en haut, une succession de chloritoschistes, d'amphibolites et de gabbros surmontés parfois (sommet du Grand Colon) par le complexe lité blastomylonitique.

- à l'Est, le compartiment déprimé (tectoniquement et géomorphologiquement) se complète des termes ultramafiques.

Des accidents longitudinaux, d'importance plus limitée, découpent encore ces blocs. Enfin des fractures est-ouest sénestres (col de Trois Fontaines-Col de la Botte) tronçonnent et décalent ces « clavaux ».

Le rétablissement de la lithologie simplifiée (ultrabasites - métagabbros - amphibolites) fait tomber un des arguments de P. BORDET, opposable au renversement du massif UB-B et du groupe amphibolique de Séchilienne (formation de Chamrousse-Tabor de Carme). Or ce renversement tectonique nous paraît bien réel. Nous ne pouvons encore juger des arguments de F. CARME concernant l'inversion de la formation équivalente d'Allemont et l'existence, au niveau de la cluse de la Romanche, d'une zonéographie discontinue et inversée. Par contre, comme nous l'avons souligné plus haut, la continuité et la polarité anormale des cumulats ultramafiques et gabbroïques est tangible.

De plus, ce schéma interprétatif est cohérent avec les observations suivantes, faites sur le cortège metabasaltique :

- la fréquence et l'épaisseur des filons et filons-couches sont maximales à la périphérie ou au contact entre le massif gabbroïque proprement dit et le groupe amphibolique de Séchilienne. Ces deux caractères vont en décroissant vers la base actuelle du groupe.

- le gisement est franchement discordant dans le massif lui-même et au sommet du groupe amphibolique. Vers le bas, il s'agit surtout de filons-couches et de coulées.

- la texture des métavolcanites est porphyrique dans les métagabbros et la zone de contact. Elle devient nettement aphyrique vers le bas. Ceci n'est pas uniquement lié à un effet de vo-

lume, car cette observation est identique sur des filons de même épaisseur.

Ainsi les metabasites sont génétiquement liés au complexe UB-B. Ils ne traversent jamais les ultrabasites, comme l'avaient également souligné nos prédécesseurs, et représentent la carapace lavique d'une chambre magmatique, les dykes nourriciers, ainsi que les émanations dans la couverture sédimentaire, à travers la voûte fissurée. Dans cette chambre, prennent naissance les cumulats par cristallisation fractionnée et décanation gravitaire.

Une particularité peut être relevée dans le cas du massif de Chamrousse-Tabor : c'est, d'une part, la masse globale relativement faible des coulées et des filons basiques proprement dits, et d'autre part, l'importance des sills et masses doléritiques et gabbroïques isotropes. Ceci peut s'expliquer assez simplement par une faible fissuration de la voûte : les liquides magmatiques cristallisent alors « in situ » en faciès grenus avec intrusions localisées dans cette voûte. Ces faciès doléritiques et gabbroïques font transition entre les cumulats et la carapace lavique. J. F. PARROT *et al.* (1976) ont attiré l'attention sur ce type d'évolution.

L'acceptation de ce schéma logique pour la genèse du complexe, implique donc son renversement tectonique ultérieur ainsi que celui de sa couverture sédimentaire.

Du point de vue lithologique, le massif UB-B de Chamrousse-Tabor et le groupe de Séchilienne correspondent respectivement à un segment d'écorce océanique (sans que nous puissions pour l'heure en préciser le contexte géotectonique), et à sa couverture volcanosédimentaire composée d'un ensemble pyroclastique acide et basique passant vers son sommet à des produits sédimentaires : pélitiques, arénacés et très localement carbonatés. Aucune structure en coussins n'a pu être observée dans les metabasites de la carapace et de la couverture.

2.2. *Évolution minéralogique et métamorphis-* *mes.*

Quatre associations peuvent être dégagées dans les ortho-métamorphites :

a) associations magmatiques à pyroxènes (Opx-Cpx), olivine (?), plagioclase, chromite et titanomagnétite, hornblende barkévicitique.

b) assemblage d'ouralitisation à hornblende vert-brun, souvent schillérisée, actinotrémolite, et parfois spinelle alumineux, plagioclase (?).

c) assemblage grano à nématoblastique de hornblende verte, actinotrémolite, diopside, épidote, plagioclase, grenat, magnétite.

d) assemblages tardifs, appartenant à plusieurs générations, de serpentine, chlorite, séricite, épidote, calcite et quartz.

Ce regroupement doit être nuancé : l'assemblage (a) pris globalement est métastable : en effet, l'olivine et l'Opx (?) d'une part, les oxydes Fe-Ti d'autre part, s'entourent d'une frange réactionnelle au contact du plagioclase. De même le Cpx se transforme en barkévicitite. Ces réactions traduisant une augmentation de la pression d'eau sont peut-être contemporaines d'une cataclase précoce. Du fait de leur dégradation ultérieure, l'origine tardimagmatique ou métamorphique des coronites ne peut être discutée.

L'assemblage (b) est représenté par les phénoclastes de hornblende issue du Cpx et de la barkévicitite, et d'actinotrémolite liée à l'Opx. Nous avons souligné, pour la phase plagioclasique, la difficulté de distinguer les produits de cette éventuelle recristallisation et les feldspaths primaires.

Les minéraux des assemblages (a) et (b) ont subi une blastomylonitisation en climat mésozoïque (assemblage (c)). Cette néogénèse est contemporaine d'un plissement.

IV. Conclusions .

En résumé, les observations énumérées ci-dessous :

- la présence d'une série stratifiée en position monoclinale montrant de haut en bas (géométrie actuelle) des ultramafites, des métacumulats gabbroïques, des méta-gabbros, -dolérites, -basaltes, et un groupe amphibolique évoluant

d'un pôle essentiellement éruptif au sommet vers un pôle à tendance détritique à la base.

- la polarité inverse des cumulats du massif UB-B.

- la polarité du complexe filonien :

* à texture porphyrique dans le massif UB-B et aphyrique dans le groupe de Séchilienne.

* à gisement discordant dans le massif et le sommet (actuel) du groupe amphibolique (filons) et concordant (coulées) vers la base.

- la succession dans le temps de deux paragénèses métamorphiques respectivement antérieures et contemporaines de phénomènes tectoniques importants, nous permettent de proposer le schéma évolutif suivant :

a) différenciation du cortège ophiolitique et dépôt de la série volcanosédimentaire. Ces phénomènes s'accompagnent d'une tectonisation intense, à laquelle sont à rapporter (i) les joints blastomylonitiques, marquant un milieu plastique, « chaud », tardimagmatique, (ii) les plis à caractère pygmatique, connus dans les zones A, B, C, et qui affectent les filons, (iii) la genèse du complexe blastomylonitique.

b) phase métamorphique I entraînant l'ouralitisation des pyroxènes, la recristallisation du plagioclase (?), et l'ectinisation des matériaux volcano-détritiques du groupe de Séchilienne.

c) dépôt des faciès Culm du Taillefer (?).

d) métamorphisme antéhouiller et blastomylonitisation dans le massif et le groupe amphibolique de Séchilienne.

e) serpentinitisation et paragénèses tardives de fin de métamorphisme II.

f) métamorphisme cataclastique épizonal et local.

Les épisodes (a) et (b) peuvent être continus et le renversement des groupes de Chamrousse-Tabor et de Séchilienne achèverait cette phase anté à éo-hercynienne. Blastomylonitisation et métamorphisme II appartiennent au cycle hercynien et la chute des conditions physiques entraîne, en fin de phase, la serpentinitisation et la dégradation épizonale des paragénèses. Ces recristallisations accompagnent le chevauchement des diverses unités tectoniques du complexe de

Belledonne de F. CARME et, au Tabor, de ce complexe sur la série du Taillefer.

Le métamorphisme cataclastique est tardi-hercynien et / ou nettement plus tardif (alpin).

Comme nous l'avons souligné auparavant, l'évolution proposée n'est qu'une hypothèse de travail et son but est de fonder, au sens propre, l'étude géochimique que nous avons entreprise.

Nous espérons par cette voie résoudre certains problèmes laissés en suspens. Entre autres, nous pensons préciser la typologie du massif UB-B ainsi que la filiation entre les faciès constitutifs, différencier les produits « liquides » des cumulats (pyroxénolites en particulier) et définir la chronologie du cortège filonien. Enfin, la distinction entre termes effusifs et volcanosédimentaires est possible, en mettant en évidence et en précisant la loi et les modalités d'hybridation du matériel.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTHONIOZ (P.) (1971). - Les mylonites profondes, étude qualitative et comparative du métamorphisme blastomylonitique. *Sc. de la Terre*, t. XVI, n° 2, p. 105-155.
- BELLIÈRE (J.) (1971). - Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 94, fasc. III, p. 249-263.
- BORDET (C.) (1961). - Recherches géologiques sur la partie septentrionale du massif de Belledonne (Alpes françaises). *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 218 p.
- BORDET (P.) (1961 a). - Sur la géologie du massif de Belledonne (sensu stricto). Isère. *C.R.A.S. Fr.*, t. 252, p. 434-436.
- BORDET (P.) (1961 b). - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne (sensu stricto) (feuilles de Domène et Vizille au 1/50 000). *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. 59, n° 269, p. 239-240.
- BORDET (P.) (1972). - Notice de la carte géologique; feuille de Vizille, 1/50 000.
- CARME (F.) (1965). - Sur deux formations d'origine volcanique des schistes cristallins antéhouillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *C.R.A.S. Fr.*, t. 260, n° 25, p. 656-59.
- CARME (F.) (1970 a). - Âge briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévonodiniennes et existence d'un cycle orogénique antéhercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes Françaises). *C.R.A.S. Fr.*, t. 271, p. 631-33.
- CARME (F.) (1970 b). - Tectoniques superposées et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes; arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse antéhercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles Rouges. *C.R.A.S. Fr.*, t. 271, p. 1733-36.
- CARME (F.) (1971 a). - Le problème de l'âge des séries cristalloylliennes des massifs cristallins externes: corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le haut Dauphiné cristallin, *C.R.A.S. Fr.*, t. 273, p. 1671-74.
- CARME (F.) (1971 b). - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (massifs cristallins externes-Alpes Françaises). *C.R.A.S. Fr.*, t. 273, p. 1171-74.
- CARME (F.) (1971 c). - Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes alpins et les Cévennes septentrionales. *C.R.A.S. Fr.*, t. 273, p. 2038-41.
- CARME (F.) (1972). - Notice de la carte géologique, feuille de Vizille, 1/50 000.
- CARME (F.) (1973 a). - Précision sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne, essai de zonéographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche. *C.R.A.S. Fr.*, t. 273, p. 2133-36.
- CARME (F.) (1973 b). - Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne. *C.R.A.S. Fr.*, t. 277, p. 2309-12.
- CARME (F.) (1975 a). - Le massif de Chamrousse et du Tabor (chaîne de Belledonne. Alpes occidentales): une variante originale du complexe alpinotype et un jalon d'une ceinture basique « briovérienne ». *C.R.A.S. Fr.*, t. 281, p. 223-26.
- CARME (F.) (1975 b). - Caractère chimique de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des massifs cristallins externes alpins et des Mts du Lyonnais. *C.R.A.S. Fr.*, t. 281, p. 89-92.
- CHOUBERT (G.) (1935). - La serpentine du Tabor et les roches qui l'accompagnent. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 18.
- CLAVEL (M.) (1963). - Contribution à l'étude métallogénique de la région d'Allemont, massif de Belledonne, Isère. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, v. 40, p. 210.

- DEN TEX (E.) (1950). - Les roches basiques et ultrabasiques des Lacs Roberts et le Trias de Chamrousse (massif de Belledonne). Thèse Leiden, NL. 203 p.
- DONDEY (D.) (1960). - Contribution à l'étude de la série cristallophyllienne et de la couverture sédimentaire de la chaîne de Belledonne méridionale. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, t. 36, p. 286-368.
- EHRSTRÖM (C.E.) (1972). - Contribution à l'étude géochimique et pétrologique des formations cristallines de la chaîne de Belledonne. Thèse Grenoble.
- GIRAUD (P.) (1952). - Les terrains métamorphiques des Grandes Rousses, (Isère). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, sér. 6, 2, p. 379-402.
- GROS (Y.) (1976). - Étude pétrologique du Beaufortin, Nord de Belledonne. Thèse 3^e cycle, Grenoble.
- HIGGINS (H.W.) (1971). - Cataclastics rocks. *Géol. Surv. Prof. Pap.*, t. 687, p. 1-97.
- JACKSON (E.D.) (1971). - The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. *Fortschr. Miner.* 48, (1), p. 128-174.
- KALSBECK (F.) (1961). - Petrology and structural geology of the Berlanche - Valloire area (Belledonne massif, France). *Pub. Dpt. Petro. Min. and Crist. Univ. Leyde*, sér. 2, n° 5, 136 p.
- KRUMMENACHER (D.), BORDET (P.), LEFORT (P.) (1965). - Les massifs cristallins externes alpins et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. *Schweiz. Mineral. Petrog.* 45, p. 855-874.
- LAURENT (R.), CHESSEX (R.) (1968). - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. *Eclogae, géol. Helv.*, 61, p. 1-18.
- LEFORT (P.) (1971). - Géologie du Haut-Dauphiné (Alpes françaises). Étude structurale et pétrologique de la partie occidentale. Thèse Nancy.
- LEFORT (P.), EHRSTRÖM (C.E.) (1969). - Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Volcanisme et sédimentation dans l'orogène hercynien des Alpes françaises. *Sc. de la terre*, 14, p. 215-218.
- LEFORT (P.), PECHER (A.) (1971). - Présentation d'un schéma structural du Haut-Dauphiné cristallin. *C.R.A.S. Fr.*, t. 273, p. 3-5.
- MICHEL (R.), BERTHET (P.) (1958). - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche, (Isère). *C.R.A.S. Fr.*, t. 246, p. 1888-90.
- MICHEL (R.), VEROLLET (G.) (1962). - Sur la présence de roches volcaniques dans la série cristallophyllienne du Tabor de Matheysine. (Isère) *C.R.som.S.G.F.*, p. 321.
- PARROT (J.F.), RICOU (E.) (1976). - Évolution des assemblages ophiolitiques au cours de l'expansion océanique. *Cah. ORSTOM*, n° 8, p. 49-68.
- TOBI (A.C.) (1959). - Petrographical investigation in the Merdaret-Lac Crop region. (Belledonne massif, France). Thèse Leiden; *Leidse Geol. Meded.*, 24, p. 181-281.