

MAGMATISMES ET STRUCTURATION OROGENIQUE PALEOZOIQUES DE LA CHAÎNE DE BELLEDONNE

(Massifs cristallins externes alpins).

LE DOMAINE SUD - OCCIDENTAL

par René-Pierre MÉNOT *

RESUME

Le domaine sud-occidental de Belledonne est constitué par la superposition, au Viséen supérieur, d'unités tectoniques. Les caractères lithologiques, magmatiques et tectonométamorphiques de ces diverses unités sont décrites afin de déterminer leur signification géodynamique. On montre qu'il s'agit de formations différant par leurs âges, cambro-ordovicien et dévono-carbonifère, et leurs évolutions dans des contextes orogéniques distincts. Le domaine sud-occidental présente ainsi des analogies significatives avec les "composite terranes" au sens de Keppie (1985).

La structuration de ce secteur s'écarte très nettement du schéma évolutif décrit pour le domaine NE de Belledonne (Vivier et al., ce volume) et l'on souligne ainsi l'hétérogénéité de cette chaîne. Ces différences sont interprétées dans le cadre de l'orogénèse paléozoïque; elles impliquent une migration et une extension spatiale et temporelle de la ceinture orogénique dans un contexte de collision intracontinentale et d'hypercollision.

ABSTRACT

The South West region of the Belledonne massif is composed of a number of tectonic units super-imposed during Upper Viséan times. The lithologies, magmatic and tectonometamorphic characteristics of these diverse terrains are described, as well as the geodynamic significance. It is shown that the region consists of a number of terrains having ages from Cambro-Ordovician to Devono-Carboniferous, and that their evolution took place in different orogenic contexts. The South West region of the Belledonne shows similarities with the "composite terranes" as described by Keppie (1985). The structural nature of this region contrasts strongly with the evolutive nature of the North Eastern Belledonne (Vivier et al., this volume), highlighting the heterogeneity of the Belledonne massif as a whole. Within the context of the Upper Paleozoic orogeny, these differences are interpreted as a migration, both in space and time of the orogenic belt during a major continental collision.

* Lab. de géologie-pétrologie, U.A.10 CNRS, Fac. des Sciences, Université, 42023-Saint Etienne cédex, France

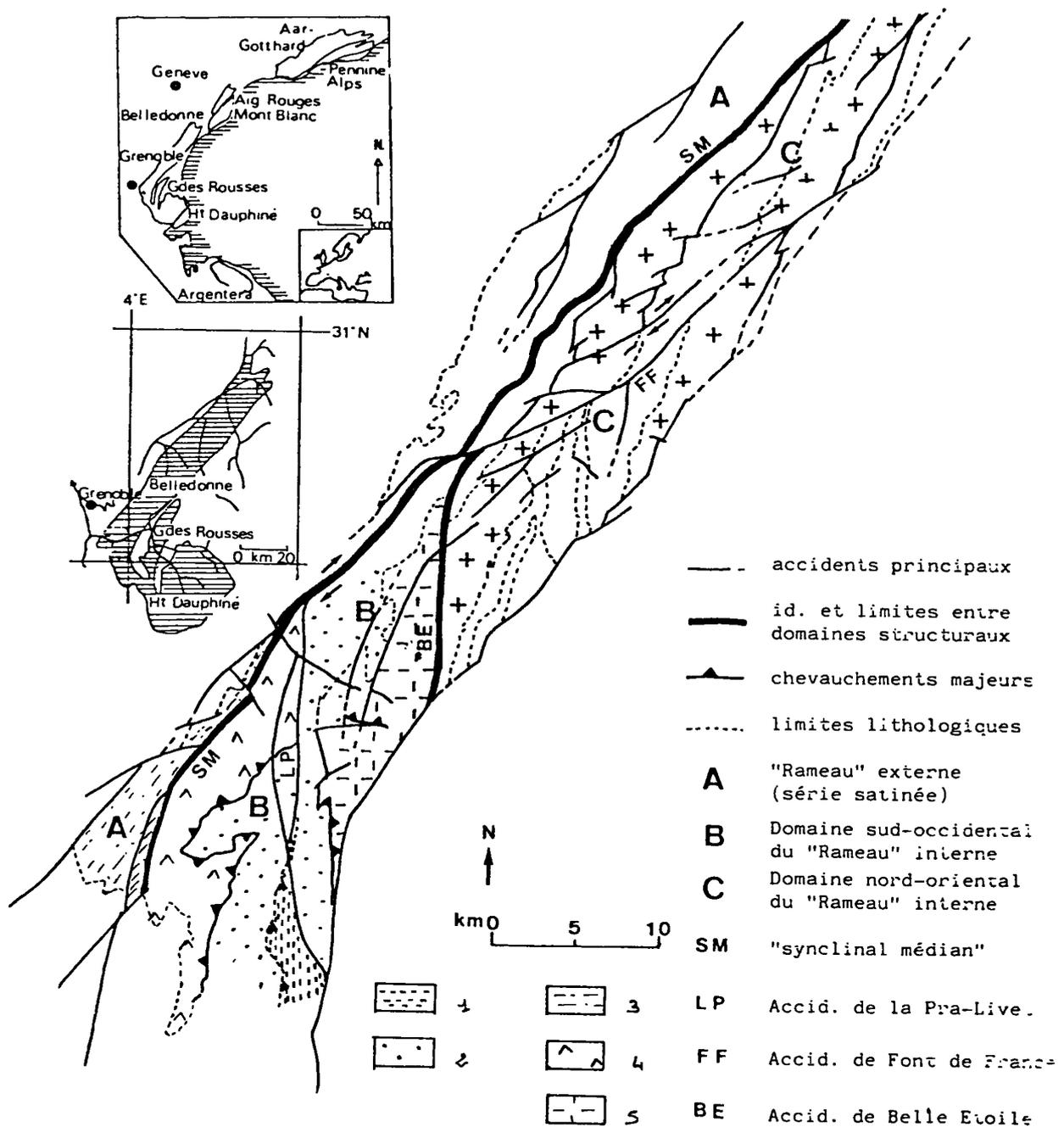


Fig.1: Localisation de la chaîne de Belledonne dans l'ensemble des massifs cristallins externes et définition des principaux domaines structuraux de Belledonne (Ménot et Vivier, 1986); formations: 1: Taillefer; 2: Rioupéroux et Livet; 3: "Série Satinée"; 4: Chamrousse-Séchilienne; 5: Allemont-Rochetaillée.

Location of the Belledonne massif within the external crystalline massifs of the Alps together with the definition of its main structural subdivisions (Ménot et Vivier, 1986); formations: 1: Taillefer; 2: Rioupéroux et Livet; 3: "Série Satinée"; 4: Chamrousse-Séchilienne; 5: Allemont-Rochetaillée.

I- INTRODUCTION

La chaîne de Belledonne constitue l'un des segments des Massifs Cristallins Externes (M.C.E.), qui représentent le socle pré-triasique, à l'ouest de l'arc alpin (fig.1). Elle est essentiellement constituée par des formations cristallophylliennes et magmatiques anté-stéphaniennes (Debelmas et Kerkhove., 1980). Cette chaîne comprend plusieurs domaines structuraux et la subdivision ancienne en "rameaux externe et interne" (Ch.Lory, 1891) a été complétée plus récemment (Ménot et Vivier, 1986; Ménot, 1987).

Trois domaines sont distingués (fig.1):

(i) Le rameau externe limité tectoniquement à l'Est par le "synclinal médian" ("S.M.") du "rameau interne" et à l'Ouest par les failles bordières des terrains postpaléozoïques du Grésivaudan. Il est constitué par une formation unique, métapélitique, connue dans la région sous l'appellation de Série Satinée et dont les caractéristiques principales sont résumées par Vivier et al. (ce volume). La Série Satinée présente une disposition isoclinale subverticale ou déversée vers l'Ouest.

(ii) Le domaine nord-oriental (NE) du rameau interne qui constitue l'essentiel de la chaîne de Belledonne. Ses limites sont également tectonique : "S.M." à l'Ouest, failles bordières orientales et décrochement sénestre de Belle Etoile-Eau d'Olle. Ce domaine est lithologiquement composite avec des formations cristallophylliennes, gneissiques et amphiboliques (Séries Vertes et Brunes) et schisteuses (Série Verte Supérieure)(Bordet et Bordet, 1963) des orthogneiss et des granitoïdes. L'ensemble des formations métamorphiques et des plutonites schistosées s'intègre dans une structure isoclinale subverticale. D'après son évolution tectonométamorphique, le domaine NE représente un fragment de croûte profonde au Dévonien. Les descriptions et les interprétations le concernant sont présentées en détail dans une note connexe (Vivier et al., ce volume).

(iii) Le domaine sud-occidental (SW) du rameau interne, de forme grossièrement triangulaire, inclue le massif du Taillefer et est recoupé par la basse vallée de la Romanche. Il s'inscrit entre le "S.M." à l'Ouest, l'accident de Belle-Etoile et les failles bordières du bassin de Bourg d'Oisans à l'Est et la couverture mésozoïque au Sud. Ce secteur est constitué par la juxtaposition tectonique

d'unités différant par leur âge et par les modalités de leur structuration orogénique. Ces différences seront soulignées dans la présente note. Du point de vue structural, le domaine SW se caractérise par des assises monoclinales ou ployées en plis ouverts plurikilométriques. Depuis Bordet et Bordet (1963) et Carme (1970d) (1971a), la distinction entre domaines NE et SW du rameau interne est évidente: opposition entre des structures respectivement isoclinale subverticale et monoclinale et plissée.

La disposition structurale du domaine SW "apparaît comme aberrante" dans les M.C.E. (Bordet et Bordet, 1963). Les travaux de Carme (1970d, 1973b) renforcent cette opposition entre un domaine NE correspondant à une "zone de cisaillement crustal" et le domaine SW où domine une tectonique tangentielle. Malgré cette distinction basée sur des arguments structuraux, ces auteurs proposent des corrélations lithologiques (Séries Vertes, Brunes, etc.. Bordet et Bordet, 1963, Krummenacher et al., 1965) ou lithotectoniques (Complexe de Belledonne: Carme, 1971a) au sein du rameau interne. En fait si l'on considère l'évolution orogénique des différents domaines structuraux de Belledonne, on peut montrer qu'il s'agit de secteurs distincts de la chaîne varisque et qu'ils ont été structurés de façon indépendante avant d'être juxtaposés le long de grands décrochements, à la fin du Carbonifère inférieur (Ménot et Vivier, 1986; Ménot, 1987; Ménot et al., 1988b). Nous proposons dans ce travail de décrire de manière synthétique le domaine SW de Belledonne, puis de le comparer au domaine NE en insistant sur les modalités de leur structuration orogénique respective. Ceci permet de situer la chaîne de Belledonne dans le contexte varisque.

II- PRESENTATION GENERALE - ETAT DE LA QUESTION

La cluse de la Romanche permet une bonne description de la partie méridionale de Belledonne (Fig.2 et 3 et tableau 2).

A- LITHOLOGIE

D'Ouest en Est, cette coupe traverse les rameaux externe et interne et cinq formations peuvent être décrites:

- Une formation micaschisteuse affleure entre Vizille et Séchillienne, il s'agit de la "Série Satinée" de Bordet et Bordet (1963) et de Carme (1970a) ou du

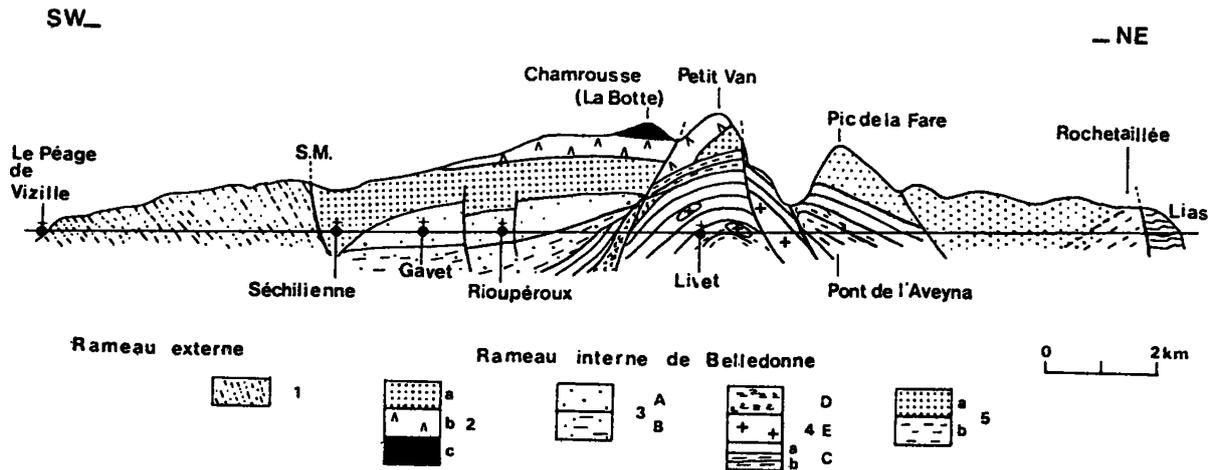


Fig.2: Coupe schématique du domaine SW dans la basse vallée de la Romanche (Ménot, 1986).

Cross section of the SW region of Belledonne along the Romanche river valley (Ménot, 1986)

1: Série Satinée

2: Ophiolite de Chamrousse

- Formation de Séchilienne a

- Séquence plutonique .Gabbros b
 .Ultra basites ... c

3: Formation de Rioupéroux Unité ... A
 Unité ... B

4: Formation de Livet Unité ... C ... a
 b
 Unité ... D
 Unité ... E

5: Formations d'Allemont Rochetaillée ... amphiboliques ... a
 ... gneissiques b

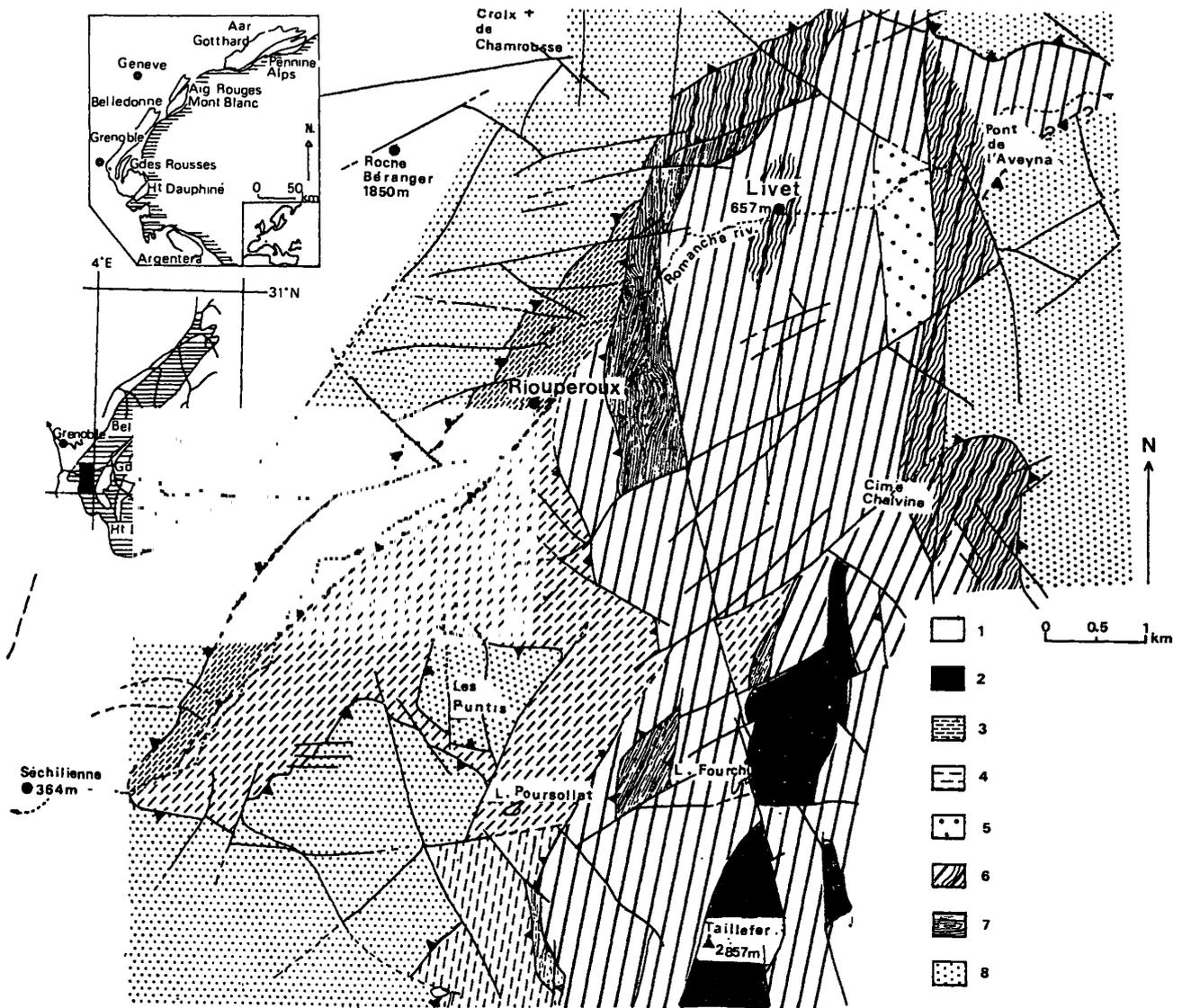


Fig.3: Carte schématique de la basse vallée de la Romanche d'après la carte géologique de Vizille à 1/50.000, modifiée par D.Scarenzi, (1984); Ménot, (1986) et Riegel (en cours).

Sketch map of the lower Romanche valley, after the geological map of Vizille (1/50,000) modified by Scarenzi (1984), Ménot (1986) and Riegel.

MICHEL et BERTHET 1958	P. BORDET 1961 - 1972	CARME 1970 a à 1973 b	MENOT	Ouest
Groupe de Vézille (arkoses + schistes (I) polymétamorphiques)	Série Satinée (I) (flysch métamor- phique à passées graphiteuses)	Série Satinée (I)	Série Satinée (I)	Rameau Externe
S.M.	(non visible dans la coupe de la Romanche)			S.M.
Non décrite	Série verte supérieure (V) (R. volcaniques fines et petites carbonées)	Série du Taillefer (V) (série spilite-kéatophyre et sédim. grésno-péilitique)	Formation du Taillefer (V)	
Groupe de Séchillienne (polymétamorphique) - amphibolites (II) (volcanisme basique)	Séries vertes (II, III, IV) moyennes et inférieures (chloritoschistes, gneiss albitiques micaschistes amphibolites méta-gabbros serpentinites)	Formation de Chamrousse - Tabor (II) (amphibolites méta-gabbros serpentinites)	Formations de Séchillienne et de Chamrousse-Tabor. (Serpentinites métagabbros (II a et b) amphibolites leptynites)	Rameau Interne
- leptynites (III B) (tuffs remaniés et magmatisme acide)				
Groupe de l'Aveyna - migmatites amphiboliques (III. A et C IV) - septa de micaschistes (III-D) - granite de Livet (III-E)	Série brune IV (pp.) (micaschistes, amphibolites, cipolins)	Formation de Rioupérou-Livet (gneiss leptyniques, leptynites amphibolites, micaschistes) (III) Formation de Belledonne (amphibolites, micaschistes, gneiss, cipolins) (IV)	Formation de Rioupérou (III A et B) (méta-trondhjemites, Keratophyres, micaschistes, amphibolites, leptynites) Formation de Livet (III C, D et E) (méta trondhjemites, gneiss, amphi- bolites, leptynites, micaschistes)	Est

S. M. "synclinal médian"
 CARME : I à IV : Complexe de Belledonne polycyclique ; V : Série du Taillefer monocyclique
 MENOT : A, B, C, D, E : Unités lithotectoniques (Rioupérou - Livet).

Tableau 1: Tableau de correspondance des diverses subdivisions et dénominations des formations du domaine SW de Belledonne (Ménot, 1986).
 Table of the correspondance between the various subdivisions and the denomination of the formations of the South West region of the Belledonne massif.

“groupe de Vizille” de Michel et Berthet (1958). Elle forme le rameau externe et a été décrite en détail (Vivier et al., ce volume).

- Une formation essentiellement amphibolique qui constitue un verrou topographique (Porte de l'Oisans) entre Séchilienne et le pont de Gavet. Elle renferme un ensemble rubané d'amphibolites diverses, de leptynites et de gneiss schisteux qui passe en continuité vers le haut à un complexe métamagmatique stratifié basique et ultrabasique. Cette formation est connue sous les noms suivants: “Série Verte moyenne” (Bordet), “Groupe de Séchilienne” p.p. (Michel et Berthet), “formation de Chamrousse-Tabor” du “Complexe de Belledonne” (Carme) et “Formations de Séchilienne s.s. et de Chamrousse-Tabor” (Ménot, 1979, 1987).

- Une formation à dominante leptynique, mais composite dans le détail, affleurant entre le pont de Gavet et la centrale électrique du Bâton. Elle est constituée d'alternances leptyno-amphiboliques, de gneiss albitiques, de micaschistes ainsi que de métagranites sodiques et de métavolcanites acides et basiques. Elle correspond aux “Séries Verte inférieure et Brune” (Bordet), aux “Groupes de Séchilienne p.p. et de l'Aveyna” (Michel et Berthet), aux “Formations de Rioupérroux et de Livet” (Carme; Ménot, 1986).

- Une formation leptyno-amphibolique et gneissique qui représente la partie orientale de la coupe, avant les failles bordières d'Allemont et de Rochetaillée. Sa lithostratigraphie a été décrite en détail par Bordet (1960-1963) et par Carme (1970a, 1971a, 1973a): de la base au sommet, on rencontre des micaschistes passant avec des récurrences à une série d'amphibolites et de leptynites. Des bancs de cipolins s'intercalent dans la zone de transition. Cette formation représente les “Séries Brune et Vertes inférieure et moyenne” (Bordet), le “Groupe de l'Aveyna” p.p. (Michel et Berthet), la “Formation de Belledonne” (Carme), la “Formation d'Allemont-Rochetaillée” (Ménot, 1987). Ces trois dernières formations sont regroupées sous le terme de “Complexe de Belledonne” par Carme (1970a).

- Une formation schisteuse et métavolcanique qui n'apparaît pas directement dans la cluse de la Romanche, mais affleure sur les sommets au nord et au sud de celle-ci. Elle renferme des métasédiments conglomératiques

et pélitiques et des métamagmatites spilito-kératophyriques épizonaux. C'est la série ou formation “du Taillefer” (Carme, Ménot) et la “Série Verte supérieure”(Bordet).

B- STRUCTURE ET INTERPRETATIONS

Du point de vue structural, le domaine SW de Belledonne se caractérise par l'existence de deux secteurs séparés par l'accident longitudinal et multiple de la Pralivet (Bordet, 1961a): un secteur plissé à l'Est et un secteur monoclin à l'Ouest. D'autre part, Carme (1971c, 1972, 1973b) a démontré le rôle majeur d'une tectonique tangentielle dans la structuration de ce domaine. Ceci a conduit à des interprétations différentes des relations entre les diverses formations. Elles sont exposées dans la notice de la carte de Vizille (XXXIII-35) (1972): ces formations correspondraient à des unités stratigraphiques en position originelle, ou à des unités tectoniques.

La première interprétation, soutenue par Bordet suppose la succession lithologique suivante, du bas vers le haut: “Série Brune”, “Séries Vertes inférieure, moyenne et supérieure” puis, en discordance, “Série Satinée”. La chaîne de Belledonne représente alors un domaine monocyclique anté-houiller montrant une évolution métamorphique polyphasée suivie de rétromorphoses jusqu'à l'époque alpine. Les synthèses de Kruppenacher et al. (1965) et de Laurent et Chessex (1968) généralisent cette conception à l'ensemble des M.C.E.. Toutefois, dans le secteur de la Romanche, des matériaux pourraient être polycycliques et d'âge précambrien (anatexites de la formation d'Allemont, Série Brune: Kruppenacher et al., 1965). L'interprétation de Carme (1970a, 1971a, 1973b) regroupent les formations en deux ensembles: (i) le “Complexe de Belledonne” (Série Satinée, formations de Chamrousse-Tabor, de Rioupérroux-Livet et de Belledonne) dont l'évolution serait polycyclique, cadomienne et hercynienne, et dont les âges s'étaleraient du Briovérien moyen à supérieur; (ii) la “Série du Taillefer” qui repose en discordance sur l'ensemble précédent et représente seule la cycle hercynien. L'empilement des différentes unités intervient à la fin du cycle varisque.

Nos travaux, étayés par des datations, confirment l'interprétation tectonique de Carme, mais situent la structuration du domaine de la basse Romanche dans le

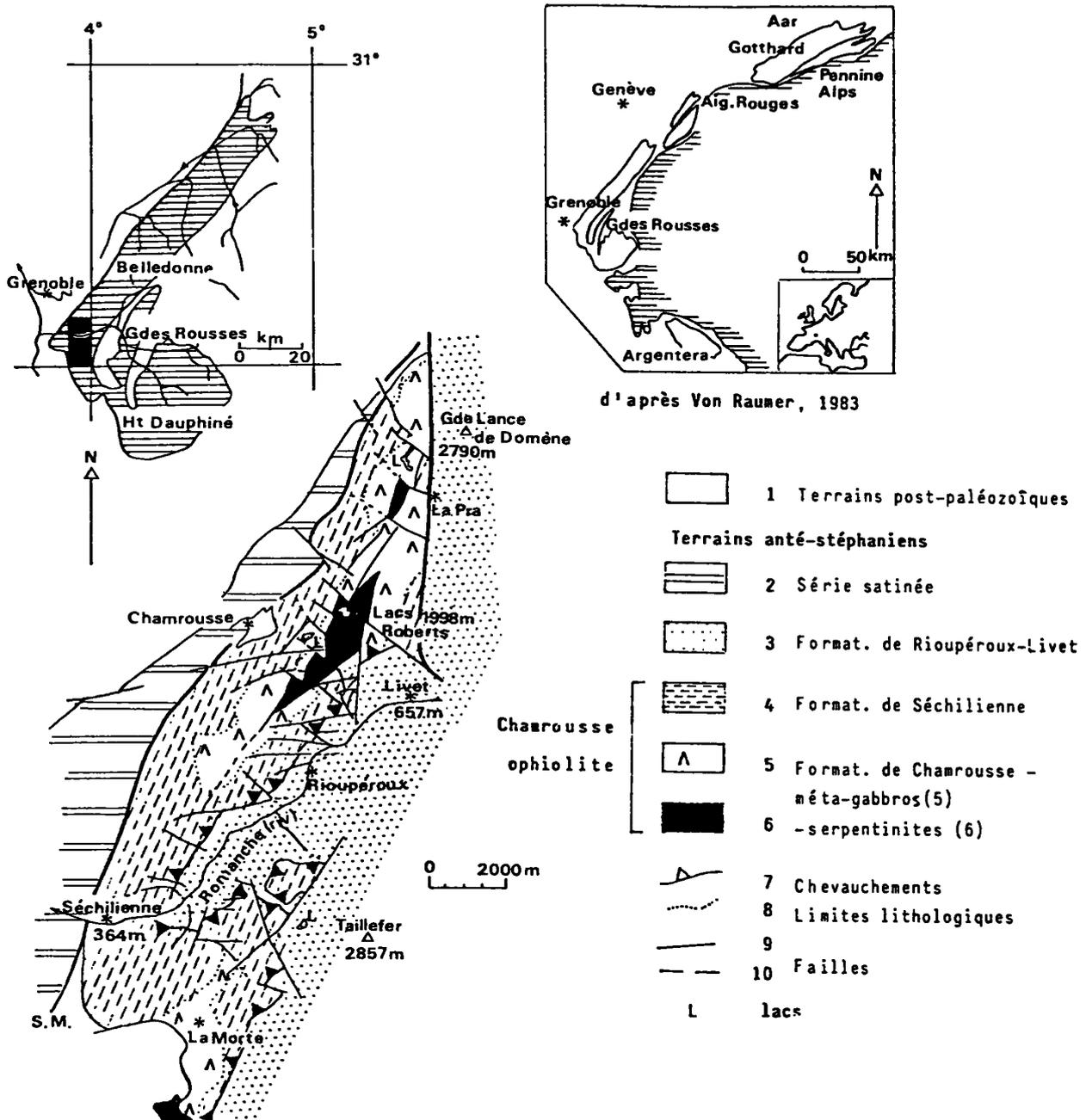


Fig.4: Carte simplifiée des formations de Séschilienne et de Chamrousse, d'après la carte géologique de Vizille à 1/50.000, modifiée par Ménot, (1979) et Bodinier et al. (1981).

Sketch map of the Séschilienne and Chamrousse formations after the geological sheet of Vizille,(1/50,000) modified by Ménot, (1979) and Bodinier et al.,(1981)

cadre d'un cycle orogénique paléozoïque comme le suggérait Bordet. Ce schéma sera exposé ci-après. Tout récemment, Carme et Pin (1987) se rallient partiellement à cette conception "monocyclique".

III- LES FORMATIONS DE SECHILIENNE ET DE CHAMROUSSE

Elles correspondent à une dalle grossièrement monoclinale reposant tectoniquement sur les formations de Rioupéroux-Livet et limitée à l'Est par l'accident de la Pra-Livet, à l'Ouest par le "S.M.". Au Sud, elles s'ennoient sous la couverture mésozoïque de l'Alpe du Grand Serre.

L'origine magmatique de ces formations est reconnue depuis fort longtemps (Duparc, 1894, 1908; Kilian et Revil, 1922) qui les comparent respectivement aux gabbros de la nappe des Gets et aux metabasites de la zone d'Ivrée. Les métamagmatites ont fait l'objet de descriptions minutieuses, et ont été interprétées comme des intrusions syntectoniques par Choubert (1936) et par Den Tex (1950).

Il revient à Bordet (1961a) et à Carme (1965a) d'avoir souligné le caractère intra-océanique et anté-orogénique du complexe basique et ultrabasique et donc sa nature ophiolitique. Les différents termes de l'association ophiolitique ont été décrits, de façon plus ou moins détaillée, dans diverses publications (Carme, 1965a, 1975b; Bodinier et al., 1981; Ménot, 1979, 1987). Dans cette pile ophiolitique, les plagiogranites ont été plus spécialement étudiés (Ménot, 1981; Scarenzi, 1984; Scarenzi et al., 1985a et b; Ménot et al., sous presse). Les recristallisations métamorphiques et les déformations ultérieures ont oblitéré, de manière très variable, les caractères magmatiques originels.

A- LITHOLOGIE

L'ensemble des formations de Séchilienne et de Chamrousse-Tabor est interprété comme un complexe ophiolitique dont nous soulignerons ci-dessous les caractères propres (fig.4 et 5). Il se présente sur le terrain en position inverse et l'on observe la succession, du haut vers le bas et sans discontinuité majeure

(i) de la séquence plutonique de Chamrousse où les ultrabasites surmontent les gabbros sur

(ii) l'alternance amphibolo-leptynique de Séchilienne à

valeur de séquence volcanique, volcanoclastique et volcanodétritique (Carme, 1970a; Ménot, 1979).

Cette inversion est attestée par la polarité anormale des cumulats (Carme, 1965a, 1970a) et par la polarité du complexe filonien (Ménot, 1979). La continuité "lithostratigraphique" à l'intérieur de la séquence plutonique est également démontrée par les variations minéralogiques et chimiques continues des cumulats, ce qui exclue l'existence d'une pile tectonique résultant de la superposition inverse, par écaillage, des différents types d'ultramafites et de gabbros (Ménot, 1987). On distingue de haut en bas, après rétablissement de la polarité originelle (fig.5):

1- La séquence plutonique subdivisée en trois zones :

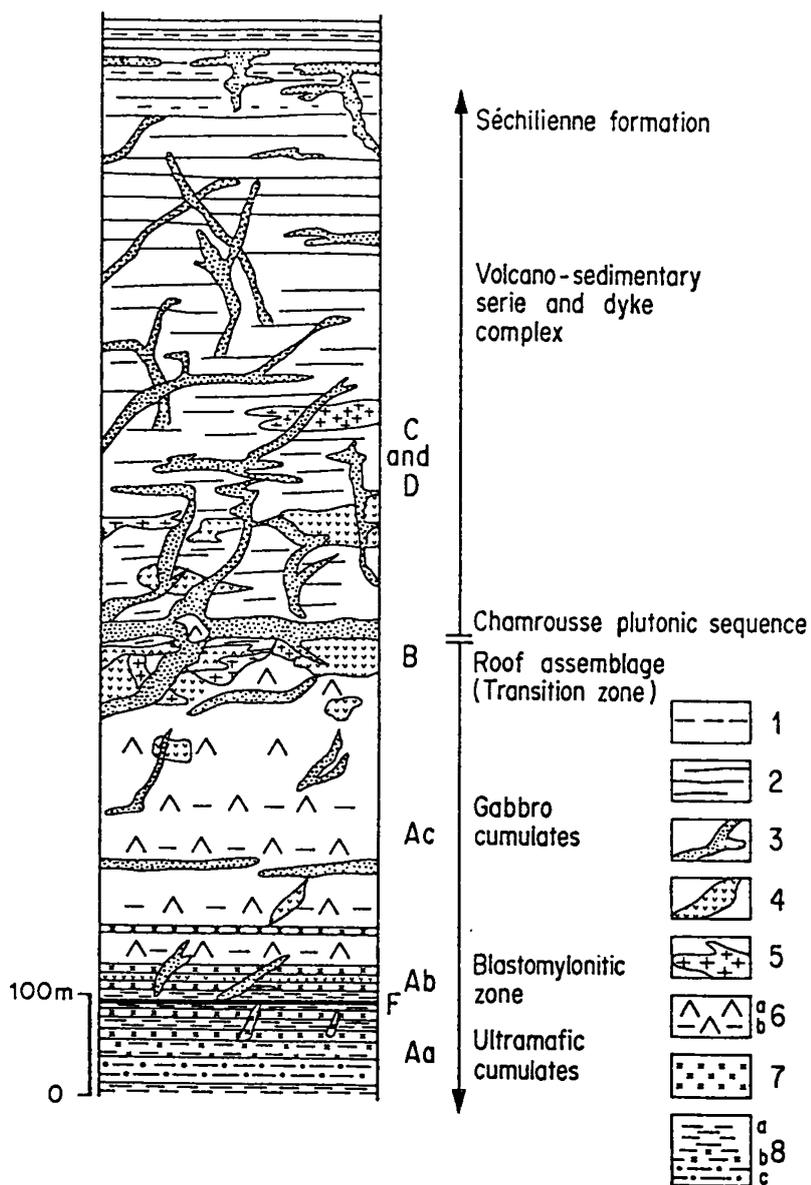
1.1- la zone des cumulats ultramafiques (Aa).

C'est la zone topographiquement la plus élevée du complexe. Elle est le plus souvent en contact tectonique sur la zone ultramafique (Ab) ou des cumulats gabbroïques (Ac). Son épaisseur actuelle est peu importante, une soixantaine de mètres au maximum. Il s'agit de dunites et de wehrlites en alternances plus ou moins fines, millimétriques à métriques, dont certains niveaux sont enrichis en spinelles chromifères en lits ou épars. Des chromitites, en faciès foliés ou massifs et à grains de chromite plurimillimétriques, apparaissent dans des écaillures ultrabasiques au sein des gabbros sous-jacents: De ce fait leur localisation dans la séquence n'est pas définie. Cette zone Aa ne représente que la partie sommitale de la série ultrabasique originelle.

Des sections montrent le passage des dunites serpentinisées aux gabbros par l'intermédiaire de clinopyroxénites et soulignent clairement l'ordre de cristallisation: olivine-spinelle/clinopyroxène/plagioclase.

1.2- la zone rubanée blastomylonitique (Ab).

C'est un terme spectaculaire de la séquence plutonique, bien décrit depuis Den Tex (1950) et Carme (1965a, 1975b). Quoique souvent située entre les cumulats ultramafiques et gabbroïques, elle n'a pas de valeur "stratigraphique" réelle, et se localise parfois au sein de la zone des cumulats gabbroïques. Elle se compose de divers faciès pétrographiques: leucogabbros grossiers flasés, pyroxénolites et amphibolites grenues mélanocrates, anorthosites et albitites, basaltes et dolérites, gabbros isotropes méso- à mélanocrates. Ces diverses roches ont subi une mylonitisation à haute température et en climat



- 1 - Méta-pélites
- 2 - Alternance amphibolo-leptynique
- 3 - Méta-basaltes et -dolérites
- 4 - Méta-gabbros, généralement à grain fin et équants.
- 5 - Méta-plagiogranites et roches associées
- 6 - Méta-cumulats : a, massifs ; b, foliés
- 7 - Méta-pyroxénolites (cumulats et filonnets), hornblendites
- 8 - Serpentinites ; b, à Cpx ; c, à spinelles.

Fig.5: Lithostratigraphie de l'ophiolite de Chamrousse après rétablissement de la polarité originelle (Ménot et al., 1988a).

Lithology of the Chamrousse ophiolite, with its original polarity (Ménot et al., 1988a).

anhydre puis hydraté comme le suggère leur évolution minéralogique (Cpx—Pargasite) et la présence de déformations plastiques, voire superplastiques (Ménot, 1987).

Deux secteurs sont distingués dans la zone blastomylonitique, (i) un secteur rubané à alternances décimétriques à centimétriques et (ii) un secteur plus massif formé essentiellement d'amphibolites sombres contenant des boudins tectoniques de cumulats gabbroïques et des ségrégations leucocrates interprétées comme des produits de fusion partielle de gabbros hydratés (Ménot, 1987). La zone blastomylonitique résulte de déformations extrêmement précoces dans l'histoire de l'ophiolite (Carme, 1975b; Bodinier et al., 1981). La nature des recrystallisations associées, en contexte sub-solidus, et la postériorité de certains filons basiques appartenant au cortège ophiolitique confirment la caractère synmagmatique et intra-océanique de cet épisode diastrophique (Ménot, 1987).

1.3- La zone des cumulats gabbroïques (Ac).

Elle est constituée essentiellement par des gabbros leucocrates, souvent à gros grain et à litage magmatique, sur une épaisseur d'au moins 250m. Ces gabbros sont intercalés ou recoupés par des pyroxénolites, des gabbros équants, des dolérites ou basaltes et des granites sodiques. Il existe une polarité dans la distribution spatiale des filons (cf. A.5). Dans la partie sommitale, en position originelle reconstituée, les faciès intrusifs peuvent conférer à l'affleurement un aspect bréchiue.

La zone gabbroïque (Ac) est affectée par des bandes de cisaillement métriques à décimétriques, sous forme d'amphibolites finement rubanées. La foliation mylonitique des flaser gabbros vient alors tangenter ces discontinuités tectoniques. Ces structures de déformation sont antérieures à la mise en place de filons basiques, gabbroïques et doléritiques, et sont génétiquement comparables à la zone rubanée (Ab). D'un point de vue minéralogique, à la cristallisation du clinopyroxène et du plagioclase succèdent les oxydes ferrotitanés, relativement précoces, l'orthopyroxène et enfin l'amphibole tschermakitique.

De plus on peut montrer l'existence (i) d'une évolution continue du chimisme des feldspath et des ferromagnésiens et (ii) de deux lignées de pyroxènes calciques (teneurs différenciées en TiO₂ en particulier). Ces caractères minéralogiques soulignent la continuité de la pile cumulative et la présence de plusieurs venues

magmatiques provenant de sources mantelliques distinctes (Ménot, 1987).

2- La zone de transition (B).

C'est un secteur composite, comparable au "roof assemblage" des séquences ophiolitiques. On y observe la succession, sans ordre rigoureux et sans continuité latérale, de cumulats gabbroïques de gabbros isotropes, et de dolérites et basaltes porphyriques ainsi que des associations typiques de ferrogabbros et de plagiogranites. Ces injections multiples se traduisent localement par un aspect bréchiue.

3- La formation de Séchillienne (C).

Elle est constituée par une trame rubanée de leptynites et de quartzo-leptynites, d'amphibolites diverses, plus ou moins feldspathiques et micacées, de gneiss et micaschistes. Son épaisseur est voisine de 600 à 700m. A proximité de la zone de transition (B) les sills et les filons de basaltes, dolérites, gabbros et plagiogranites deviennent plus nombreux et la trame litée s'estompe. Vers le sommet originel de la formation, les faciès métapélitiques sont plus abondants et le réseau filonien nettement moins dense. D'après les données de terrain (Carme, 1965a; Ménot, 1979) et les caractères géochimiques des amphibolites et des leptynites (Bodinier et al., 1981; Ménot, 1987; Ménot et al., à paraître), la formation de Séchillienne fait partie intégrante de complexe ophiolitique dont elle représente la couverture effusive et volcanosédimentaire. Le chevauchement sur les formations de Rioupéroux-Livet et du Taillefer est marqué par une semelle intensément microplissée et laminée (Carme, 1972, 1973b; Ménot, 1979).

4- *Le complexe filonien* (D). Il se développe à tous les niveaux de la pile ophiolitique et la nature pétrographique des sills et des filons est clairement liée à leur position dans le log (Bodinier et al., 1981; Ménot, 1987):

- les basaltes et dolérites s'observent partout (zones Ab, Ac, B et C), sauf dans les cumulats ultramafiques (Aa), en filons et filon-couches;

- les gabbros, pyroxénolites et plagiogranites se cantonnent dans le complexe stratifié (Aa, Ab, Ac) et la zone de transition (B).

Les premiers forment des filons et des poches sécantes sur la foliation des cumulats gabbroïques (Ab et Ac). Les pyroxénolites sont en filonets dans les ultramafites (Aa) ou en masses plus importantes, concordantes ou intru-

sives dans les niveaux inférieurs (Ab et Ac). Les roches acides se localisent au toit de la masse gabbroïque (Ac) et dans la zone de transition (Scarenzi et al., 1985b).

Les relations chronologiques entre les différents types de filons et avec leur encaissant (cumulats et faciès effusifs et volcanoclastiques précoces) soulignent le caractère polyphasé du magmatisme ophiolitique:

(i) les derniers termes intrusifs sont des basaltes et dolérites (Den Tex, 1950; Bodinier et al., 1981; Ménot, 1979), à caractères de tholéiites océaniques (Bodinier et al., 1981; Ménot, 1987; Carme et Pin, 1987);

(ii) la plupart des filons sont sécants dans des cumulats préalablement déformés (complexe blastomylonitique (Ab) et flaser gabbros et shear-zones de Ac) ce qui implique l'existence d'un épisode diastrophique précoce et intra-océanique;

(iii) la présence de filons basiques, à caractère de MORB, à la fois dans la séquence plutonique et dans la série volcanosédimentaire suppose la contemporanéité de ces deux unités.

B- CARACTERES MAGMATIQUES

Au plan minéralogique, l'ordre de cristallisation et le chimisme des phases primaires, étudiés dans un travail récent (Ménot, 1987) permettent de préciser les points suivants:

- La séquence plutonique de Chamrousse est issue de la différenciation d'un magma tholéiitique d'affinité océanique. Mais elle se distingue de la lithosphère océanique typique (N-Morb) par (i) un ordre de cristallisation différent (type B de Church et Riccio (1977), à plagioclase tardif par rapport au clinopyroxène (Cpx) et orthopyroxène subordonné), et typique de magmas de rides anormales (E- et T-Morb) et d'arcs insulaires (IAT) et par (ii) le chimisme particulier des chromites (Dick et Bullen, 1984) et des Cpx (Beccaluva et al., 1984). Ces caractères témoignent d'une accréation dans un site transitionnel où s'expriment soit l'influence d'une zone de subduction (Beccaluva et al., 1984), soit une variation du taux de fusion mantellique en relation avec l'ouverture d'un bassin marginal (Stern, 1980; Sivell et Waterhouse, 1984b), soit les phénomènes superposés.

- La séquence plutonique de Chamrousse résulte d'une mise en place complexe et polyphasée: des venues mag-

matiques successives sont suggérées par l'existence (i) de plusieurs types de pyroxénites renfermant, pour un même degré de différenciation, des Cpx plus ou moins titanifères et (ii) de plusieurs tendances évolutives pour les Cpx. Ces différences minéralogiques traduisent la diversité des sources mantelliques (Serri, 1981; Ishiwatari, 1985) et des modalités dans les fractionnements précoces. Ce type d'accréation par injections successives est maintenant bien connu dans les complexes ophiolitiques (Pedersen, 1986).

- La séquence plutonique de Chamrousse n'est pas tectoniquement démembrée puisque l'on y observe une variation géochimique cohérente et continue des différentes phases minérales primaires.

La nature géochimique des métamagmatites des formations de Séchilienne et de Chamrousse a fait l'objet de divers travaux récents. Ils confirment tous la présence de plusieurs générations géochimiquement distinctes et le caractère atypique du magmatisme. Carme (1975a) y reconnaît l'existence de deux lignées, une tholéiitique et une calcoalcaline subordonnée. L'étude de Bodinier et al. (1981), sur la base des teneurs en lanthanides, permet de préciser d'une part les relations génétiques entre les différents termes de l'association ophiolitique et d'autre part l'évolution temporelle du magmatisme. Trois stades sont distingués:

- le plus ancien est représenté par les amphibolites de la formation de Séchilienne et les cumulats qui correspondent respectivement aux faciès effusifs et plutoniques. Leur chimisme est comparable à celui des tholéiites océaniques enrichies en terres rares légères (LREE) (E-Morb),

- le plus récent est matérialisé par les filons doléritiques et basaltiques dont la composition est identique à celle des tholéiites océaniques banales, déprimées en LREE (N-Morb),

- un stade intermédiaire se manifeste par des gabbros isotropes en stocks intrusifs, dont les caractéristiques sont transitionnelles (T-Morb). Cette évolution est expliquée par un processus de fusion dynamique du manteau avec des taux de fusion croissants, de 3.5 à 17-19% (Bodinier et al., 1981).

Ce schéma global est précisé et nuancé par les publications de Pin et Carme (1987) et Ménot (1987). Les premiers auteurs soulignent la complexité magmatologique de l'ophiolite de Chamrousse et, à partir des

données isotopiques Sm/Nd, ils proposent une origine composite: les venues magmatiques successives sont issues d'une source mantellique hétérogène et leurs caractères chimiques résultent d'un mélange entre trois composantes à affinités de tholéiites abyssales, E-Morb et N-Morb, et de basaltes de marges actives ("supra-subduction zone component": Pearce, 1983).

Notre étude géochimique (Ménot, 1987) montre pour sa part que, parallèlement à l'appauvrissement en LREE, les venues successives possèdent des teneurs en Th et en éléments lithophiles décroissantes: par rapport à une composition de N-Morb, les amphibolites de Séchilienne sont 3 à 4 fois plus riches en Thorium alors que les basaltes du complexe filonien montrent des valeurs comparables (1 à 2 fois). Les premières, où s'exprime une contamination d'origine crustale, montrent des affinités avec les tholéiites continentales mises en place sur des marges passives en distension (Bertrand et al., 1982; Fodor et Vetter, 1985). Une légère anomalie négative en Nb suggère la discrète influence d'une zone de subduction sur le chimisme des filons tardifs.

Ces résultats partiellement divergents impliquent des interprétations contrastées concernant le site génétique de l'ophiolite (cf. III-C). D'autre part, l'étude géochimique détaillée des divers faciès pétrographiques permet de mettre en évidence différents processus intervenant dans l'évolution des magmas et d'expliquer leur diversité (Ménot, 1987):

(i) existence de chambres temporaires avec une différenciation en système ouvert marquée par des enrichissements importants en éléments incompatibles et un découplage avec les éléments majeurs (Perfit et al., 1983);

(ii) extraction incomplète des liquides résiduels attestée par la présence de cumulats riches en phase intercumulus (Bodinier et al., 1981) et de chenaux sécants dans les cumulats;

(iii) modification des conditions de cristallisation avec augmentation notable de la pression d'eau. Ce dernier processus se traduit par la cristallisation brutale d'amphiboles dans des petites chambres, au toit de la pile cumulative et engendre une diversification des différenciés ultimes avec plusieurs types géochimiques de plagiogranites (Ménot et al., à paraître).

Ces modalités particulières de la différenciation sont en relation plus ou moins directe avec un environnement tectoniquement actif dont témoignent les déformations syn- à tardimagmatiques.

C- SITE ORIGINEL

Un "modèle de dorsale" est exclu par Carme (1975a) qui propose une genèse "au droit d'une zone de subduction". Puis une comparaison de Chamrousse est ébauchée, à la fois, avec les séquences ophiolitiques mésozoïques sud-andines et la ride médio-atlantique (Bodinier et al., 1981); c'est à dire soit avec un bassin marginal, soit avec un grand océan. Selon Carme et Pin (1987), un site de bassin marginal d'arrière-arc s'accorde avec leurs données géochimiques et ils réfutent des contextes de rift intra-continental, de bassin marginal ensialique et d'océan majeur.

Selon mes observations, l'ophiolite de Chamrousse ne représente pas un fragment de croûte typique d'un large domaine océanique, mais plutôt un ancien bassin marginal. En effet, on note une convergence d'arguments en faveur de cette interprétation:

- *Arguments lithologiques* (Pearce et al., 1984a; Saunders et Tarney, 1984) tels que la faible épaisseur estimée de la pile ophiolitique (<2000m.), la proportion élevée de roches acides plagiogranitiques (Scarenzi et al., 1985b) et la nature volcanodétritique des sédiments associés (formation de Séchilienne).

- *Arguments minéralogiques*: l'ordre de cristallisation et le chimisme des minéraux témoignent d'un site d'accrétion transitionnel où s'expriment des processus magmatogénétiques complexes, variation de composition des sources mantelliques et des taux de fusion.

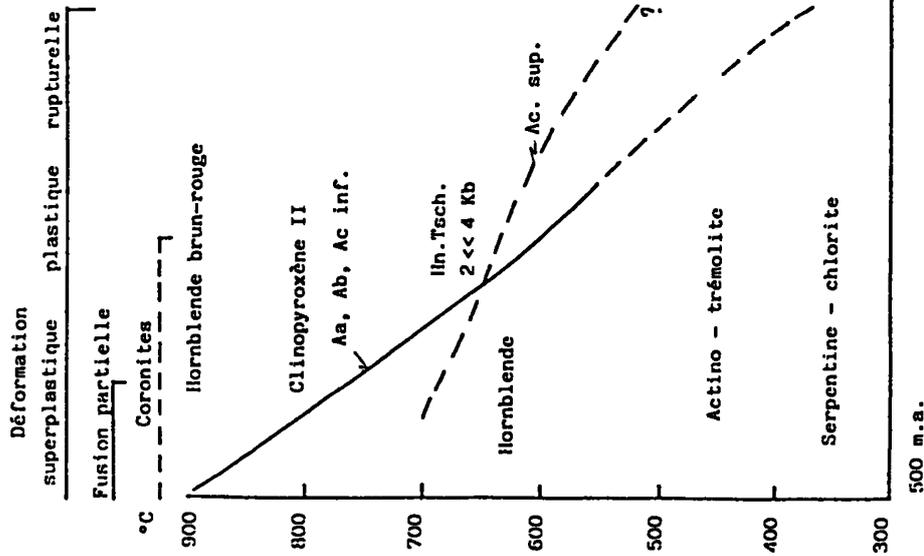
- *Argument géochimiques*: l'évolution au cours du temps du chimisme des liquides basiques, E-, T- et N-Morb, et l'influence décroissante d'une contribution d'origine continentale nous incitent à considérer ce bassin

marginal comme originellement ensialique.

L'évolution du magmatisme ophiolitique balise les étapes de distension et de rifting sur une croûte continentale amincie (stade 1: protolithes des amphibolites de Séchilienne) jusqu'à l'ouverture d'un domaine océanique franc, alors éventuellement soumis à l'influence d'une zone de subduction (stade 3: complexe filonien doléritique).

De ce fait, l'ophiolite de Chamrousse peut être comparée à des modèles récents de distension sur marge passive (Tihama Asir, Mer Rouge: Coleman, 1984b; Las Palmas: Schmincke et Staudigel, 1976; ophiolites téthysiennes grecques: Bébien et al., 1980 et moyen-

Métamorphisme 1 - intraocéanique



Métamorphisme 2 - orogénique

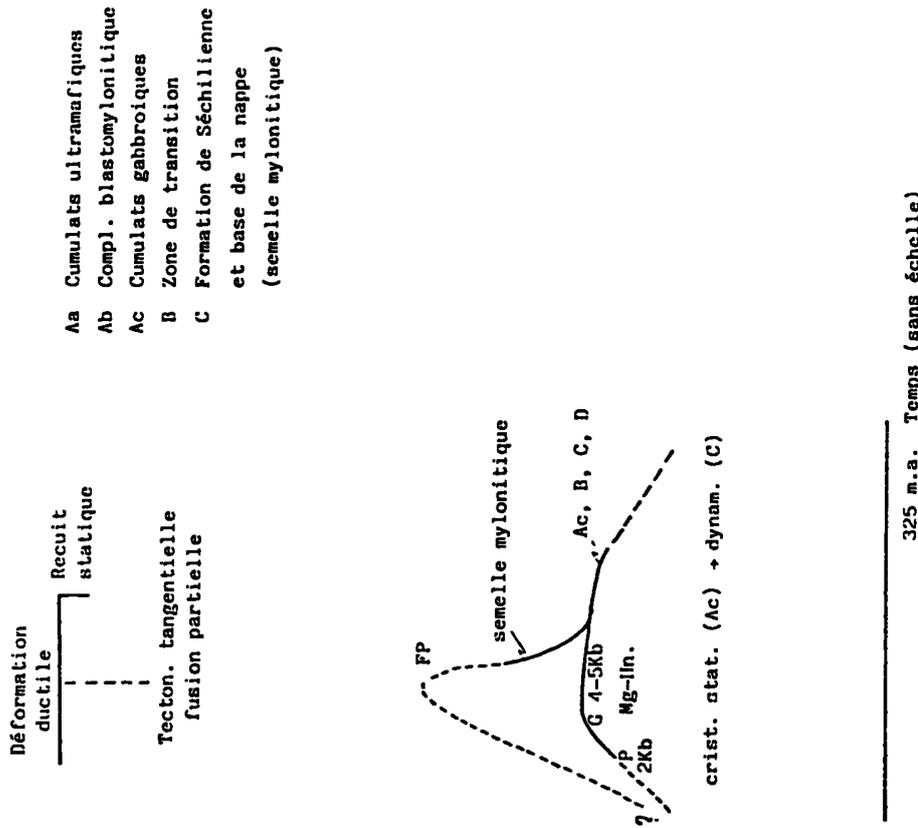


Tableau 2: Tableau synthétique de l'évolution tectonométamorphique de l'ophiolite de Chamrousse (Ménot, Chamrousse ophiolite, 1987).

orientales selon Hall, 1982). ou sur marge active (golfe de Californie: Saunders et al., 1982; Chili: Stern, 1979). Il est intéressant de souligner que les ophiolites chiliennes (Sarmiento et Tortuga) et antarctiques (Bransfield Strait) ne sont que tardivement influencées par la zone de subduction (Pearce et al., 1984a; Saunders et Tarney, 1984).

D- RECRISTALLISATIONS METAMORPHIQUES ET EVOLUTION OROGENIQUE

Deux stades de déformation et de recristallisation affectent le complexe ophiolitique, ce qui a conduit à considérer une évolution orogénique polycyclique (Carne, 1971a). En fait, seul le second stade correspond à la structuration hercynienne. Par contre, les déformations précoces, initialement considérées comme les traces du renversement cadomien (?) de la pile ophiolitique (Carne, 1975b) matérialisent un épisode diastrophique, antérieur à l'implication de l'ophiolite dans la ceinture plissée (Ménot, 1987; Ménot et al., 1987).

1- Déformations et recristallisations intra-océaniques:

Elles sont bien marquées dans la séquence plutonique (cf. chap. III-A). Nous en rappelons brièvement, ci-dessous, les caractères principaux (Ménot, 1987):

- Les phénomènes sont clairement synmagmatiques (Den Tex, 1950; Carne, 1975a; Ménot, 1979, 1987; Bodinier et al., 1981; Scarenzi et al., 1985b). Ils n'affectent pas certains termes intrusifs du cortège ophiolitique, filonets ultramafiques, gabbros isotropes et plagiogranites, filons doléritiques. Les déformations et recristallisations associées sont donc contemporaines de l'accrétion (Bodinier et al. 1981, Ménot, 1987).

- A l'échelle de la séquence plutonique, les déformations obéissent à un gradient croissant: elles se traduisent par une foliation mylonitique de plus en plus pénétrative du toit vers la base des cumulats gabbroïques (Ac) et dans la zone blastomylonitique (Ab). Dans ce dernier niveau, apparaissent localement des déformations superplastiques (Ménot, 1987).

- Les recristallisations témoignent de conditions thermiques élevées (Cpx, Hn pargasitique) en contexte subsolidus. La succession des paragénèses anhydres

puis hydroxylées permet de souligner l'augmentation de la pression d'eau (Bodinier et al., 1981) et la décroissance progressive des températures en relation avec l'évolution des déformations, ductiles puis fragiles (Tabl.2). Dans la zone Ab, les cumulats hydratés subissent une fusion partielle limitée avec production de liquides trondhjémiques syn- et tardi-cinématiques (albitites: Ménot, 1987).

Nous avons discuté la signification de cet épisode diastrophique syn-accrétion, en référence aux différents processus observés dans la lithosphère océanique et les ophiolites (Ohnenstetter, 1980, 1982; Coleman, 1984c). A Chamrousse, les conditions sévères (fusion partielle, paragénèse de haut grade) dans lesquelles s'effectuent les déformations et les caractères de celles-ci (hétérogénéité, déformation superplastique, plis) impliquent l'activité de grands accidents lithosphériques qui se superposent et oblitèrent largement l'empreinte d'un métamorphisme de ride banal (Ménot, 1987).

Par contre, on ne dispose, pour l'heure, d'aucun argument décisif, en particulier géométrique, pour trancher entre des modèles de faille en décrochement, transformante (Coleman, 1984c; Karson, 1984) et de cisaillement plat, écaillage intra-océanique ou "charriage à la dorsale" (Parrot et Whitechurch, 1978; Boudier et Michard, 1981; Coleman, 1984c; Spray, 1984).

En résumé, ces déformations précoces sont étrangères à l'évolution orogénique de l'ophiolite; elles pourraient par contre exprimer des contraintes compressives s'appliquant à une croûte juvénile et qui précludraient à sa "continentalisation" par obduction (cf. Michard et al., 1985) ou par surrection (uplift) (cf. De Wit et Stern, 1981; Hall, 1982; Coleman, 1984b).

2- Evolution orogénique

Ses caractéristiques se résument ainsi :

- Les recristallisations dynamiques affectent tous les termes ophiolitiques, y compris les filons basiques; elles sont donc clairement tardimagmatiques.

- Les déformations sont pénétratives dans la formation de Séchilienne, locales dans la zone de transition et les cumulats supérieurs, absentes dans les parties inférieures de la séquence plutonique. Dans les cumulats gabbroïques supérieurs, on observe la superposition de la foliation régionale et d'une linéation minérale sur les plans d'anisotropie anciens des flasergabbros (Ménot,

		S	S ₁	S ₂	S ₃	+
R. EXTERNE	Série sétinée (Paléozoïque inf.) ?	7	épi-mésosome atypique	épizone atypique	Albite + Biot + Ms sch. de crénulation	
	Domaine Nord-oriental	MP Eclogites	NP → anatexie Staur Diath	Méso-épizone atypique Sept Leux - Lauzière Foliation mylonitique pénétrative sub-verticale Zone de cisaillement	Biot (Est) Actin. (Ouest) Chlor. - Lauzière	Dévernement → ? NW Décrochements ductiles et plus plurikilonétriques
RAMEAU INTERNE	Domaine Sud-occidental	7	Diath → → Staur. Gt. anatexie localisée (cord.) Chevauchement tardimétamorphe	Epi à mésosome Biot + Ms + lin localisée (cord.) Chevauchement tardimétamorphe	Biot + Ms lin. sch. de crénulation Décrochements ductiles et plus associée	
	F. de Chamrouse Séchillienne (Cambro-ordovicien)	7	Recrist. 7 → → → statiques (lin + Pig) Chevauchement tardimétamorphe	Mésosome lin + Pig + Gt) Chevauchement tardimétamorphe	lin/Actin. sch. de crénul. statique Accidents longitudinaux	
	F. de Rieupèroux et de Livet (Néonien) cf. Tabl. 16		Sn Mésosome Trondhj. et volcan. associé	Sn + 1 Épi-à mésosome (selon unités)	Sn + 2 (Actin-Biot Chlor.) Recrist. statiques	
	F. du Taillefer (Carbonifère Infer.)					7 → → → (Biot - Ms Actin - Chlor)
	Repères chronologiques		367 - 352 Ma Trondjénites Rieup-Livet		324 ± 12 tecton. tangentielle Romanche 323 ± 18 mécam. mylonitique, Belledonne Nord Est 322 ± 43 mise en place du Granite des Sryt Leux	

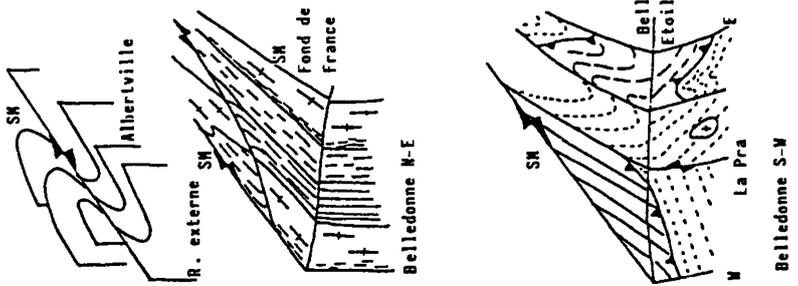


Tableau 3: Tableau comparatif de l'évolution orogénique des différentes formations et des différents domaines structuraux de Belledonne (Ménot, 1987).
 Table sumerizing the evolution of the different formations and structural regions of the Belledonne massif during the orogeny.

1987). Dans la semelle tectonique qui jalonne le chevauchement du complexe ophiolitique, le plissement est polyphasé; les plis précoces sont synfoliaux, les plus tardifs ébauchent une schistosité de crénulation.

- Les néogénèses minérales correspondent à un contexte mésozonal (Carme, 1973a), sans que l'on puisse définir une zonéographie au sein de la formation de Séchilienne et dans la zone de transition (Ménot, 1987).

Ces recristallisations dynamiques se surimposent à des assemblages amphiboliques à caractère statique et marquent une évolution prograde des conditions P,T qu'expriment les variations de composition des amphiboles.

Au niveau de la semelle basale, une fusion partielle très limitée s'exprime sous forme de ségrégations plagioclasiques syncinématiques (Ménot, 1987). Dans la séquence plutonique, les dykes doléritiques sont ouralitisés en climat statique et les amphiboles y possèdent la même composition que dans les amphibolites foliées.

- Le chevauchement des formations de Séchilienne et de Chamrousse est tardimétamorphe. Carme (1973a) a montré l'existence d'une zonéographie métamorphique anormale, formations mésozonales sus-jacentes aux formations épizonales. Nous avons confirmé par une étude isotopique (K/Ar) des amphiboles que les unités tectoniques supérieures et inférieures ont été structurées lors d'un événement métamorphique commun (Ménot et al., 1987). Les amphiboles prélevées dans les différentes formations s'alignent sur une isochrone qui donne un âge de fermeture à 324 +/- 12 Ma. D'autre part, les déformations dans la semelle mylonitique basale sont syn-à tardimétamorphes, ce qui est en accord avec l'alignement sur l'isochrone des points représentatifs des hornblendes appartenant à ce niveau particulier.

La tectonique tangentielle est donc tardive par rapport au climax métamorphique, mais antérieure au refroidissement du bâti cristallophyllien au Viséen supérieur. Cette datation à 324 Ma conforte l'âge avancé par Carme (1973b) sur la base de critères géologiques: implication dans le plan de charriage d'écaillés provenant de la série du Taillefer à faciès Culm.

3- Repères chronologiques:

L'ophiolite de Chamrousse a longtemps été considérée comme précambrienne (Carme, 1970a, 1973a; Bodinier et al., 1981). Un âge tardi-cambrien à éo-ordovicien a été déterminé pour la cristallisation des plagiogranites de la séquence plutonique (496 +/- 6 Ma, U/Pb sur zircons: Ménot et al., 1984a, 1988a). Une isochrone Sm/Nd conduit Pin et Carme (1987) à un résultat identique (497 +/- 24 Ma).

D'autre part la structuration orogénique est rapportée au Carbonifère inférieur (324 +/- 12 Ma, K/Ar sur amphiboles: Ménot et al., 1987).

E- INTERPRETATION (tableaux 2 et 3)

L'ophiolite de Chamrousse est représentative d'un épisode de distension au Paléozoïque inférieur.

Par son âge et sa signification géodynamique, elle peut être comparée aux ophiolites appalachiennes, écossaises et scandinaves des Calédonides (cf. Dewey et Shackleton, 1984) ainsi qu'aux complexes basiques et ultrabasiques de la péninsule ibérique (Ortegal: Van Calsteren, 1978; Bernard-Griffiths et al., 1985) et du sud du Massif Central (Najac: Bodinier, 1983) et aux "complexes leptyno-amphiboliques" "C.L.A." (Marchand, 1981; Briand et Piboule, 1979; Bodinier et al., 1986).

La "continentalisation", par obduction ou par "uplift", de cette croûte océanique particulière succède rapidement à son accrétion, ce qui est un phénomène constant pour les ophiolites du domaine paléozoïque péri-atlantique (10 à 20 Ma selon la synthèse de Dewey et Shackleton, (1984) et courant pour les ophiolites en général (Spray, 1984).

Le complexe ophiolitique n'est impliqué que tardivement, au Dévono-dinantien, dans la ceinture orogénique varisque. Il se distingue ainsi des "C.L.A." s.l. par une évolution tectonométamorphique moins complexe et en particulier par l'absence de recristallisations de haute pression (éclogitisation) éo-dévonienne. Cette différence significative sera interprétée dans les conclusions de cette note.

IV- LES FORMATIONS DE RIOUPEROUX ET DE LIVET

Les formations de Riouperoux et de Livet affleurent de part et d'autre de la vallée de la Romanche, entre le pont

de Gavet en aval et l'usine hydroélectrique du Bâton en amont (fig.3). Le domaine d'affleurement est ainsi élargi par rapport aux études antérieures (Michel et Berthet, 1958; Carme, 1972). En effet, l'alternance leptyno-amphibolique, dans les escarpements situés à la base du Pic de la Fare (feuille de Vizille, 1/50.000), renferment des granites sodiques à textures granophyriques identiques, par leur pétrographie et leur géochimie, à ceux de la formation de Livet (Ménot, 1986, 1987).

En dépit de la subdivision établie par Michel et Berthet (1958) entre la partie ouest (région de Gavet-Rioupérour) et la partie est (région de Livet), ces formations ont toujours été considérées comme une entité lithostratigraphique unique (Carme, 1965a; Bordet, 1972). Il s'agit d'un ensemble de gneiss leptyniques, de leptynites albitiques, d'amphibolites et de gneiss à grenat, staurotide et disthène. Ces schistes cristallins sont associés à des intrusions granophyriques et des niveaux= kéraatophyriques peu recristallisés (Bordet et Bordet, 1963). Les intrusions sont abondantes vers la base de la série et relayées vers le haut par les faciès volcaniques (Carme, 1965a). Ces formations s'étendent de part et d'autre de la vallée (formations des lacs du Taillefer et du Taillefer oriental (Carme, 1972). Elles sont chevauchées par les unités amphiboliques et gneissiques de Chamrousse et d'Allemont (Carme, 1970a, 1973a).

Les caractères lithologiques, pétrographiques et métamorphiques des formations de Rioupérour et de Livet ont été décrits en détail dans des publications récentes (Scarenzi, 1984; Scarenzi et al., 1985a et b; Ménot, 1986).

A- LITHOLOGIE

Les formations de Rioupérour et de Livet sont interprétées comme un ensemble plutono-volcanique unique, ultérieurement démembré et actuellement représenté par un empilement de 5 unités tectoniques majeures (Scarenzi, 1984; Ménot, 1986).

1- Formation de Rioupérour

1.1- *L'unité de Rioupérour s.s.* (Rioupérour A) est formée par une alternance magmatique rubanée acide-basique et par des sills de granites plagioclasiques, de microdiorite et de gabbros (Berthet, 1957). Les textures

et structures ignées sont largement préservées: figures de "mélange" granite-microdiorite et texture micro-lithiques fluidales, porphyriques ou non. Dans cet ensemble subvolcanique, les recristallisations ne sont intensives que dans les zones de cisaillement.

1.2- *L'unité de la forêt de Rioupérour* (Rioupérour B) montre une polarité lithostratigraphique: la base est riche en corps granitiques et contient de rares niveaux basiques dont la fréquence diminue vers le haut. La partie supérieure se caractérise par l'abondance de faciès volcaniques acides et de niveaux volcanosédimentaires péliques et clastiques. La description de Carme (1965a) se rapporte vraisemblablement à ce secteur particulier. Les déformations et les recristallisations associées pénétratives transforment les matériaux précédents en leptynites et gneiss schisteux.

2- Formation de Livet

2.1- *L'unité leptyno-amphibolique de la Balme* (Livet C) forme l'unité cartographiquement la plus étendue. Elle est constituée par une alternance d'amphibolites et de leptynites, à niveaux gneissiques à la base. Des sills de granites plagioclasiques, méso- et leucocrates, s'intercalent dans le rubanement. La trame leptyno-amphibolique possède une structuration polymétamorphique alors que les granites n'ont subi que la dernière phase de recristallisation (Ménot, 1986). Les reliques primaires sont très rares dans les métabasites (Carme, 1973a) et plus fréquentes dans les leptynites (textures granophyriques). Par contre ces textures sont omniprésentes dans les granites sodiques.

2.2- *L'unité micaschisteuse des Roberts* (Livet D) est génétiquement étrangère au complexe plutono-volcanique. Il s'agit de micaschistes polymétamorphiques, à grenat et albite ocellaire ("micaschistes microplissés de Livet": Carme, 1972) qui montrent de profondes analogies, faciologiques et microtexturales, avec les schistes de la Série Satinée (cf. Vivier et al., ce volume). Cette unité pourrait représenter un lambeau tectonique coincé dans l'accident ramifié de la Pra-Livet et donc accidentellement associé au complexe de Rioupérour-Livet par la tectonique carbonifère.

2.3- *L'unité trondhjémitique de Livet* (Livet E) est lithologiquement simple et montre un granite pétrographiquement comparable aux sills de l'unité de la

Balme. C'est le "granite de Livet" des anciens auteurs (feuille de Vizille au 1/80.000). Il est recoupé par quelques kératophyres et contient des enclaves d'amphibolites et de leptynites.

En résumé, les formations de Rioupéroux et de Livet sont essentiellement constituées par des matériaux orthodérivés acides et basiques appartenant à un ensemble plutono-volcanique écaillé. Les unités de la Balme (C) et de Livet (E) représentent les niveaux inférieurs riches en termes plutoniques. Les unités de Rioupéroux (A et B) respectivement à fortes composantes volcaniques et volcanosédimentaires en seraient les parties superficielles. L'étude géochimique des granites provenant des diverses unités et leur datation montrent qu'elles appartiennent au même épisode magmatique (Ménot, 1987; Ménot et al., 1984b).

B- EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE

D'après Carme (1965a, 1973a), les formations de Rioupéroux-Livet sont affectées par "au moins deux métamorphismes indépendants", mais il souligne également que les recristallisations sont extrêmement hétérogènes avec des faciès particulièrement riches en reliques ignées. La distinction entre formations de Livet et de Rioupéroux est essentiellement zonéographique (Carme, 1972): "faciès amphibolite à épidote, puis faciès schistes verts (ss-faciès épidote-almandin)" à Rioupéroux; "faciès amphibolite (zone à staurotide, puis ss-faciès almandin)" à Livet.

En fait, on observe, dans les formations de Rioupéroux et de Livet, la juxtaposition de matériaux mono- et polymétamorphiques. C'est en particulier le cas dans l'unité de la Balme (C) où des granitoïdes à structuration simple s'interstratifient et recourent les amphibolites et leptynites polystructurées (Ménot, 1986). Par contre les faciès polymétamorphiques sont rares dans la formation de Rioupéroux (B).

Schématiquement, l'évolution comprend 4 stades cristallogénétiques successifs (tabl.4): les deux premiers sont marqués par la génération de foliations mylonitiques (Sn et Sn+1); le troisième se matérialise par une schistosité de crénulation (Sn+2) seulement localisée au niveau des accidents chevauchants limitant les unités et

au niveau du contact majeur avec les formations de Séchilienne et d'Allemont. Enfin le dernier stade accompagne des recristallisations en climat statique qui oblitérent plus ou moins largement les stades antérieurs. Les paragenèses appartenant à Sn sont proches du faciès amphibolite à épidote et sans variation notable avec le niveau considéré. Celles du stade Sn+1, commun à toutes les roches, caractérisent la transition entre les faciès schistes verts et amphibolite à Rioupéroux où s'observe, de surcroît, un gradient rétrograde dans l'espace (Rioupéroux B—A) et dans le temps.

Dans l'unité de la Balme (C), il existe une zonéographie discrète, dans le faciès amphibolite, avec des hornblendes vert-brun à la base et vert-bleu au sommet. La schistosité de crénulation ponctuelle (Sn+2) est marquée par la chlorite à Rioupéroux et la biotite et l'actinotremolite à Livet. Enfin, les assemblages tardifs "de recuit" se développent plus largement (i) dans les unités profondes (C) ou riches en corps granitiques (A et E) et (ii) à proximité du chevauchement majeur sommital. Dans ce dernier niveau, des actinotes syn- à postcinématiques, poeciloblastiques, "fossilisent" les anisotropies antérieures (Sn+1 ou Sn+2).

Les formations de Rioupéroux et de Livet sont ainsi le siège:

- d'une évolution tectonometamorphique et d'un magmatisme polyphasés: le plutono-volcanisme à dominante acide (granites plagioclasiques dans les niveaux profonds, kératophyres et volcanoclastites dans les niveaux plus superficiels) est postérieur à l'événement métamorphique ancien (Sn) qui structure les produits du magmatisme bimodal précoce,

- d'un écaillage synmétamorphe et postmagmatique. Cette évolution semble continue et, en particulier, on note la persistance d'un climat thermique relativement élevé, oblitérant partiellement les effets des déformations tardives et en relation avec l'abondance des intrusions plutonique et peut être du chevauchement majeur (Ménot, 1986).

C- CARACTERES MAGMATIQUES ET SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

Les observations précédentes conduisent à considérer

deux hypothèses concernant le magmatisme: existence de deux cycles distincts, ou d'un cycle unique montrant une évolution au cours du temps?

Les travaux actuellement disponibles privilégient la seconde interprétation : Carme (1965a et 1975a) considère que les granites plagioclasiques, et leur équivalents éffusifs, et l'association leptyno-amphibolique sont contemporains et "consanguins".

Cette suite magmatique possède un caractère sodique marqué et une différenciation de type calco-alcalin (1975a). Cette affinité avec un magmatisme orogénique est confirmé par des données complémentaires (éléments en traces et données isotopiques Sm-Nd: Carme et Pin, 1987).

D'autre part, Scarenzi (1984) et Ménot (1987) montrent qu'il n'existe pas de disparités géochimiques entre les métamagmatites des différentes générations, mais que certaines roches de l'unité B de Rioupéroux montraient un enrichissement en éléments lithophiles. Scarenzi (1984) souligne également une ambiguïté dans la typologie des protolithes: les termes basiques (amphibolites et metabasites) possèdent des analogies de composition avec les basaltes intraplaque alors que les termes acides sont comparables aux roches émises sur les marges actives.

Une récente étude géochimique (Ménot, 1987) tente de lever cette ambiguïté. La filiation entre roches basiques et acides ne peut être expliquée totalement par un simple mécanisme de différenciation par cristallisation fractionnée et l'on doit envisager l'existence de processus magmatogénétiques multiples.

1- Caractérisation des roches basiques: la distribution des REE est comparable à celle des basaltes tholéiitiques continentaux. Les metabasites se distinguent (i) des basaltes calco-alcalins et des andésites par des rapports La/YbN plus faibles (1.5 à 3 au lieu de 2.5 à 6: Cullers et Graf, 1983) et (ii) des tholéiites d'arc par des teneurs globales en REE plus fortes (La= 25 à 30 chond. et Yb= 15 à 25 chond.).

De plus la comparaison par rapport à la composition d'une tholéiite océanique (N-Morb) fait apparaître (i) un enrichissement en éléments lithophiles (K, Th, Ba, Rb et Ce) et (ii) la richesse relative de Ta-Nb par rapport à Zr et de Zr-Hf par rapport à Y et Yb. Ceci traduit une contamination crustale et une source mantellique enrichie.

2- Caractérisation des roches acides: Les profils de REE, faiblement concaves (La/YbN= 2 à 4), se différencient de ceux des trondhémities continentales et les méta-acidites de Rioupéroux-Livet peuvent être comparées aux matériaux siliceux hypo-potassiques des arcs insulaires (Baker, 1984) et des zones de distension ensialique (Barker et al., 1976; Saunders et al., 1979). La normalisation des teneurs par rapport à la composition des différenciés issus d'une souche basaltique de type N-Morb (ORG: Pearce et al., 1984) met en évidence une influence crustale (enrichissement en éléments lithophiles) caractéristique des granitoïdes de marges continentales actives et de croûte amincie. Mais l'abondance relative en Nb, Zr, Hf permet de privilégier le site distensif.

Le chimisme des trondhémities présente ainsi, comme celui des metabasites, la double empreinte d'une source mantellique enrichie (E-Morb ou thol. continentale) et d'une contribution continentale.

Cette dernière est confirmée par la présence de plomb radiogénique hérité au niveau du système U-Pb des zircons (Ménot et al., 1984b et à paraître). En fait l'étude détaillée montre que les roches acides n'appartiennent pas à une suite unique mais sont générées par des mécanismes diversifiés (Ménot, 1987): différenciation par cristallisation fractionnée à partir d'une souche basique, fusion partielle d'amphibolites dépourvues de grenat. A ces processus primaires se superposent des phénomènes de contamination crustale, d'hybridation, de mélange. Une telle complexité magmatologique est courante dans les sites distensifs continentaux (Thurston et Fryer, 1983; Coleman 1984b; Hodder, 1984; Condie et al., 1985).

Je propose donc de voir dans le complexe plutono-volcanique de Rioupéroux-Livet l'évolution temporelle d'un rift ensialique avec un épisode précoce marqué par un magmatisme bimodal (ensemble leptyno-amphibolique (C)) puis un plutono-volcanisme essentiellement acide (trondhémities et kéraatophyres).

Cette polarité du magmatisme est inversée par rapport à celle qui est généralement décrite dans les zones continentales en cours de distension où un amincissement croissant de la croûte se traduit par l'augmentation de la composante basique (Blanchard et al., 1984; Coleman, 1984a; Bartholomew et Tarney, 1984).

Ici, la mise en place des trondhémities pourrait refléter une évolution avortée et l'atténuation du régime distensif en

prélude à l'intégration du bassin dans la ceinture orogénique (cf. conclusions générales).

En définitive, les différentes études géochimiques entraînent des divergences d'interprétation sur la signification géodynamique du magmatisme exprimé dans les formations de Rioupéroux et de Livet.

Le complexe plutono-volcanique représente soit une zone de distension ensialique (Ménot, 1987) soit une marge active (magmatisme "orogénique" sans contamination crustale (Carme et Pin, 1987).

Sur la base de données partielles, nous avons nous-même proposé antérieurement (Ménot et al., 1984b) une genèse au niveau d'un arc volcanique continental. Ces différentes interprétations soulignent bien la difficulté inhérente à la caractérisation des roches siliceuses hypopotassiques et s'expliquent par la convergence géochimique des matériaux issus des deux environnements précédents (Shenck, 1978; Sivell et Foden, 1885).

Ce problème est bien illustré par la discussion sur l'origine des séries dévono-dinantiennes de la Brévenne (Massif central français) (Fontailles, 1960; Piboule et al., 1982; Pin et al., 1982).

D- REPERES CHRONOLOGIQUES

On dispose, pour situer la genèse des formations de Rioupéroux et de Livet, de trois datations:

- Deux âges ont été déterminés (U/Pb sur zircons) sur les trondhjémites de Livet (352 +/- 56 Ma: Ménot et al., 1984b) et de Rioupéroux (367 +/- 17 Ma : Ménot et al., 1986). Ces résultats sont synthétisés et discutés dans une note à paraître (Ménot et al.).

- La structuration métamorphique (Sn+1) est postérieure aux âges de mise en place précédents et antérieure à 324 +/- 12 Ma: K/Ar sur amphiboles, Ménot et al., 1987).

Ces datations permettent d'affirmer (i) que l'âge de mise en place des granites plagioclasiques est identique dans les différentes unités tectoniques, ce qui confirme l'interprétation en termes d'édifice plutono-volcanique unique; (ii) l'âge pro parte dévonien supérieur du magmatisme, ce qui réfute une origine plus ancienne, anté-dévonienne (Carme, 1970a; Bodinier et al., 1981); (iii)

l'existence d'un évènement orogénique majeur pendant le Dévono-dinantien dans la basse vallée de la Romanche.

Dans ce cadre, l'âge du magmatisme bimodal (amphibolites et leptynites de Livet (C)) est probablement dévonien, si l'on considère (i), l'existence d'un cycle magmatique unique et (ii), les analogies avec les bassins dévono-carbonifères de la chaîne hercynienne (Chateaulin, Laval) où le magmatisme est continu depuis le Dévonian inférieur jusqu'au Viséen (Bébian et Gagny, 1980).

E- INTERPRETATION GENERALE

Les formations de Rioupéroux et de Livet sont considérées comme un édifice plutono-volcanique unique d'âge dévonien. Cet édifice magmatique témoigne de l'existence, soit d'une marge active (Carme, 1975a; Carme et Pin, 1987), soit d'une zone de distension ensialique (Ménot, 1987). Dans le contexte général de la chaîne varisque, cette seconde interprétation semble préférable.

En effet, les différents modèles proposés pour l'édification de cette chaîne s'accordent pour admettre que l'évolution dévono-carbonifère est typiquement intra-continente, après la fermeture des domaines en extension, océaniques ou non, d'âge paléozoïque inférieur (Matte, 1986; Weber, 1985). La présence de zones de subduction, fonctionnelles à cette époque, paraît donc improbable.

Les formations de Rioupéroux sont alors directement comparables, par leur signification géodynamique et par leur âge, aux bassins des domaines centre-armoricain (Bébian et Gagny., 1980; Barrière et al., 1983; Rolet et al., 1986) et arvéno-vosgien (Péterlongo, 1960; Piboule et al., 1982; Pin et al., 1982; Sider et al., 1986). Dans ces domaines, l'extension est nettement ensialique (Bretagne centrale: Cabanis et al., 1982; Rolet et al., 1986; Vosges: Bébian et Gagny., 1980) ou conduit à une océanisation limitée (Brévenne: Sider et Ohnenstetter, 1986). On notera que cette période dévonienne est également caractérisée par l'accrétion de véritables ophiolites (Lizard, G.B.: Davies, 1984; Nowa Ruda, Pologne : Pin, 1986).

L'évolution tectonométamorphique est polyphasée (Carme, 1973a; Ménot, 1986) et d'âge dévonien et

carbonifère (tableau 3). La phase Sn, qui n'affecte que les métamagmatites les plus anciennes (magmatisme bimodal) témoigne soit d'un métamorphisme "anorogénique" dans les parties mésocrustales d'un rift continental, soit de contraintes compressives précoces marquant le début de la tectogénèse (Ménot, 1987). Les stades suivants (Sn+1 et Sn+2) accompagnent sans ambiguïté la structuration orogénique où s'exprime un raccourcissement crustal important, matérialisé par l'écaillage interne du complexe plutono-volcanique et par le chevauchement des formations de Séchilienne et d'Allemont (324 Ma).

V- LA FORMATION DU TAILLEFER

Elle affleure essentiellement au sud de la vallée de la Romanche, dans le massif du Taillefer (fig.3), mais des affleurements ont également été observés au nord dans le secteur de la Lauzière et des lacs du Doménon. Les écailles insérées dans le plan de chevauchement (Carne, 1973b), copeaux au sein des unités B et C des formations de Rioupéroux-Livet (W et NW du Taillefer, Gde Lauzière: observations personnelles), répétitions tectoniques (Riegel, à paraître).

Selon Carne, la formation du Taillefer est en discordance stratigraphique sur celles de Rioupéroux et de Livet bien que le cisaillement entraîne une accordance tectonique quasi généralisée.

Cette discordance serait matérialisée par des faciès transgressifs à la base, grauwackes et quartzites (Carne, 1965a, 1971a, 1972) et la formation du Taillefer, à structuration métamorphique monocyclique, serait ainsi transgressive sur un socle cristallophyllien polycyclique (Carne, 1971a).

A- LITHOLOGIE

Cette formation a été définie, décrite à diverses reprises et délimitée cartographiquement (feuille de Vizille à 1/50.000) par Carne (1965b, 1971a, 1972). Elle est constituée (i) de termes détritiques variés, schistes carbonés, arénites et conglomérats, avec parfois une composante carbonatée, dolomies gréseuses, et (ii) de termes volcaniques, spilites et kératophyres, et volcanogènes, tufs, brèches et grauwackes.

L'épisode effusif serait intercalé entre deux périodes de sédimentation: la première est formée par des matériaux relativement fins grésopélitiques et grauwackeux alors que la seconde inclue des conglomérats localement très grossiers (Carne, 1972).

B- EVOLUTION TECTONOMETAMORPHIQUE

Les recristallisations métamorphiques sont peu intenses et épizonales (faciès schistes verts, sous faciès épidote-almandin: Carne, 1972). L'épidote et la calcite sont abondantes dans les faciès basiques et le grenat apparaît de façon privilégiée dans les métagrauwackes. Biotites, amphiboles et grenats sont souvent chloritisés. Les caractères structuraux et texturaux sont largement préservés: structures de granoclassement et de remaniement dans les métasédiments (Carne, 1965b), textures trachytiques et intersertales et faciès vacuolaires dans les métamagmatites (Carne, 1965b et observations personnelles). La cristallinité demeure faible et les micas ne présentent pas de "ségrégation lit par lit" (Carne, 1970a).

En fait la foliation est peu pénétrative, en particulier dans les faciès volcaniques et dans la masse de la formation: elle ne s'exprime bien qu'au niveau des zones de cisaillements. Elle est généralement parallèle aux orientations primaires, litage sédimentaire et flui dalité magmatique, mais des discordances angulaires importantes sont localement visibles entre S0 et S1.

Au niveau des contacts tectoniques avec les unités de Rioupéroux et de Livet les relations chronologiques entre recristallisations et déformations sont bien exprimées: (i) des microplis sub-isoclinaux dissymétriques sont contemporains et tardifs par rapport à la foliation métamorphique unique, (ii) les néogénèses perdurent en contexte statique, sous forme de cristaux automorphes et poecilites d'actinote et de biotite, non orientés et "fossilisant" la foliation, et de restaurations polygonales affectant la matrice de la roche.

Cette succession est comparable à celle décrite au niveau des accidents chevauchants dans les formations de Rioupéroux-Livet (Sn+2—microplis P2b, recristallisations dynamiques puis statiques: Ménot, 1986) (tabl.3 et 4).

La structuration très partielle de la formation du Taillefer semble donc étroitement liée à la tectonique tangentielle tardi-viséenne. La dégradation chloriteuse des amphiboles n'a pas permis de les inclure dans l'étude isotopique K/Ar et donc de démontrer par cette méthode la contemporanéité des recristallisations métamorphiques tardives de Rioupéroux-Livet et du Taillefer.

C- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

Les caractères sédimentaires traduisent un environnement de nature intracontinentale, la proximité des sources nourricières et la pérennité de l'activité orogénique: sédimentation essentiellement détritique avec des matériaux fins, carbonés à figures de déformations synsédimentaires (laminites de Carme, 1965b) et des faciès très peu évolués.

Les caractéristiques géochimiques du magmatisme associé sont ambiguës. Carme et Pin (1987) soulignent le caractère atypique des métamagmatites qui ne peuvent être directement comparées à des tholéiites "intraplaque", à des basaltes calco-alcalins et à des tholéiites d'arc. C'est néanmoins avec ces dernières que le magmatisme aurait le plus d'affinités.

L'étude géochimique antérieure de Carme (1975a) montre que les spilites appartiennent à deux séries, tholéiitique continentale et calco-alcaline, en fonction de leurs teneurs contrastées en TiO_2 . Les roches acides se subdivisent également en deux groupes, selon leurs rapports FeO_t/MgO : les unes sont issues de la différenciation des souches basiques, les autres, à Fe/Mg plus faible que celui des metabasites, ne peuvent avoir une origine comparable et seraient les produits d'une métasomatose silico-alcaline (Carme, 1975a).

Une telle distribution géochimique est remarquablement comparable à celle que nous avons décrite pour les métamagmatites des formations de Rioupéroux et de Livet (Ménot, 1987 et chap. précédent).

Elle peut s'interpréter de façon identique par la présence conjointe de magmas mantelliques et crustaux et par des phénomènes d'hybridation et de contamination. Nos travaux en cours sur les métamagmatites du Taillefer confirment les analogies avec le magmatisme dévonien et en particulier avec celui des unités de Rioupéroux (A et B). L'influence continentale est affirmée et se marque par un enrichissement en éléments lithophiles (Th et Terres rares légères).

Les phénomènes sédimentaires et magmatiques nous semblent symptomatiques d'une zone de distension, relativement étroite, dans un contexte tectoniquement actif.

D- INTERPRETATION GENERALE

Selon les schémas classiques de la chaîne de Belledonne, la formation du Taillefer fait partie intégrante de la "Série Verte supérieure" qui affleure tout au long du domaine nord-oriental (Schistes Verts: Vivier et al., ce volume) et se prolonge dans le Beaufortin et les Aiguilles Rouges (Bordet et Bordet, 1963; Carme, 1977).

Des corrélations ont été proposées avec d'autres M.C.E.: schistes de la Valetta-Molières d'après Bogdanoff (1986).

L'assimilation de tous ces schistes verts et noirs et de ces métarudites, sur la base d'analogie de faciès, à une même entité lithologique est-elle fondée? La présence de fossiles du Viséen supérieur dans les Aig. Rouges (Bellière et Streen, 1980) conforte la comparaison avec la formation du Taillefer qui pourrait avoir un âge comparable (Gibergy, 1968).

Cependant il convient d'émettre des réserves suivantes:

- dans le domaine septentrional de Belledonne, les déformations mylonitiques intenses oblitèrent la plupart des reliques sédimentaires et éruptives et induisent des convergences de faciès avec les tectonites (gneiss mylonitiques totalement rétro-morphosés) (Vivier et al., ce volume),

- des fossiles du Paléozoïque inférieur ont été déterminés dans des schistes pétrographiquement comparables (schistes d'Huez, Gdes Rousses: Giorgi et al., 1979),

- la formation du Taillefer et les "Schistes Verts" de Belledonne NE, du Beaufortin et des Aig. Rouges appartiennent à des domaines orogéniques distincts tardivement juxtaposés au Carbonifère moyen (Ménot et Vivier, 1986; Ménot, 1987).

Une étude précise de chacune de ces unités schisteuses nous semble donc nécessaire pour éventuellement confirmer les corrélations au sein des M.C.E..

En conclusion, la formation du Taillefer représente un petit bassin comparable aux bassins d'extension crustale qui se développent au Carbonifère inférieur dans des contextes de cisaillement, bassin en "pull-apart" du domaine centre-armoricain en particulier (Rolet et al., 1986; Dubreuil, 1987). Ces structures se localisent à proximité des zones de contact entre domaines lithosphériques différents, domaines sud- et centre-armoricains (Dubreuil, 1987) ou zones rhéno-hercynienne

et saxo-thuringienne; ce qui est précisément le cas du massif de Belledonne (Ménot et Vivier, 1986; Ménot, 1987).

Par rapport aux formations dévoniennes de Rioupéroux et de Livet, il existe une continuité certaine dans la nature du magmatisme. Ainsi, en admettant l'existence d'une discordance stratigraphique (Carne, 1971a, 1972), difficile à mettre en évidence dans un contexte aussi tectonisé, celle-ci ne peut avoir qu'une signification intraformationnelle, au sein d'un cycle dévono-carbonifère. Il ne peut s'agir d'une discontinuité majeure séparant deux cycles orogéniques.

L'évolution de la formation du Taillefer s'achève au Viséen supérieur et sa structuration est liée à la tectonique tangentielle spectaculaire dans la vallée de la Romanche (324 Ma) (tabl.3).

VI LES FORMATIONS D'ALLEMENT- RO-CHETAILLÉE

Elles correspondent aux "Séries Verte et Brune" de Bordet (1961b), à la formation de Belledonne de Carne (1970a) et englobent les formations du Ferrouillet et du lac de Crop, pro-parte, de Tobi (1959). A l'est du domaine sud-occidental, elles constituent une ligne de reliefs englobant le point culminant de la chaîne de Belledonne (Pic de Belledonne, 2977m.). Elles se prolongent au sud de la Romanche au Grand Cornillon et dans les escarpements bordant la plaine de Bourg d'Oisans.

Ces formations sont entièrement limitées par des contacts tectonique et forment une unité charriée sur les terrains dévoniens de Livet (fig. 2 et 6). A l'Est l'accident de Belle Etoile-Eau d'Olle, satellite du "Synclinal Médian", marque le contact avec le granite des Sept Laux et le bassin mésozoïque de Bourg d'Oisans (Bordet, 1961b; Carne, 1972). Au Nord, le "S.M." sépare les formations du lac de Crop et du Ferrouillet de la "Série Satinée" (Tobi, 1959). Enfin à l'Ouest, le contact chevauchant avec la formation de Livet ultérieurement plissé est bien exprimé par le motif cartographique (feuilles au 1/50.000 de Domène et de Vizille, XXXIII-34 et XXXIII-35) (fig.6). Ce contact s'observe aisément de part et d'autre de la Ro-

manche, à proximité de la cascade du Bâton, en rive gauche au niveau du pont le Vena et au SE du plateau des lacs du Taillefer.

A-LITHOLOGIE

Un coupe a été décrite par Bordet (1961b) et Carne (1970a, 1971a, 1974a) dans le secteur d'Allemont avec de bas en haut:

- des micaschistes et des gneiss à silicates d'alumine et grenat, incluant vers le haut des niveaux de cipolins, de leptynites, de gneiss leptyniques et d'amphibolites. Des passées migmatitiques et des panneaux anatectiques s'observent au sein de cette série paradérivée,

- les amphibolites deviennent ensuite prédominantes et alternent avec des leptynites, des gneiss leptyniques et des niveaux subordonnés métapélitiques à grenat-disthène.

Cette distinction entre deux parties, inférieures et supérieures, respectivement à dominantes gneissiques et amphiboliques, se retrouve dans la définition des formations du lac de Crop et du Ferrouillet de Tobi (1959). Selon Carne (1971a), cette pile lithologique continue est identique à la succession décrite par Le Fort (1973) dans le Valgaudemar (Ht Dauphiné) mais elle serait, à Allemont, renversée et correspondrait au flanc inverse d'un grand pli couché.

L'origine éruptive des metabasites semble évidente pour les auteurs précédents bien que les reliques texturales ou minéralogiques soient exceptionnelles: textures gabbroïques floues (Bordet, 1961b, 1969, 1972), augite relictuelle, (Tobi, 1959). Ceci a conduit les auteurs précédents ainsi que Carne (1970a) et Pin et Carne (1987) à corréliser les formations d'Allemont au complexe ophiolitique de Chamrousse. Cette corrélation ne nous paraît pas fondée et sera discutée en conclusion.

B- EVOLUTION TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE

Le caractère polymétamorphique des gneiss est démontré par les descriptions de Tobi (1959) et de Carne (1970a, 1971a, 1972, 1974a) et nos observations (Ménot, 1987) (tableau 3). Il traduit une évolution rétomorphique avec des paragenèses à disthène-staurotide-sillimanite-grenat (Carne) puis à deux micas-

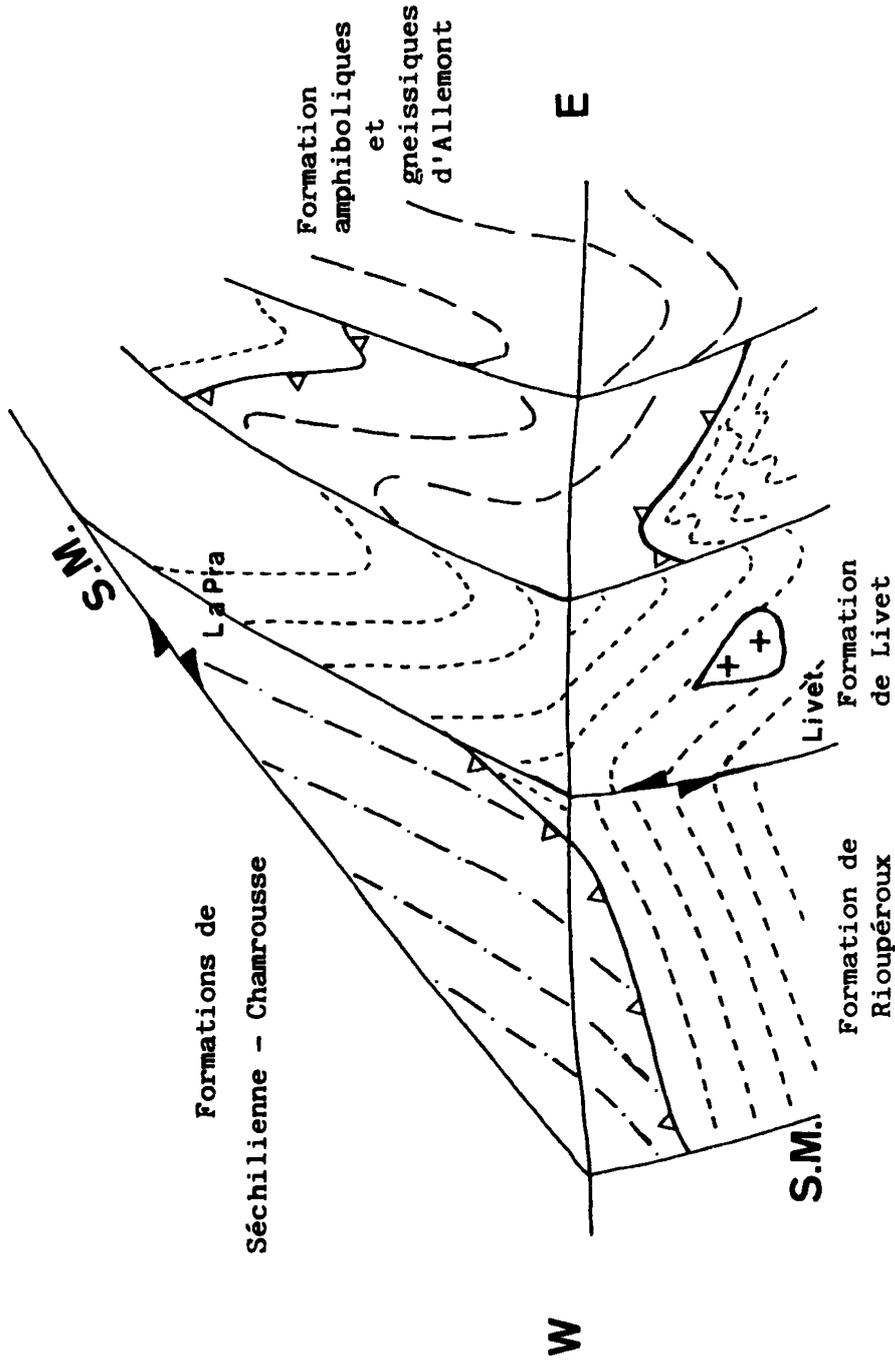


Fig.6: Schéma structural du domaine SW de Belledonne (Ménot et Vivier, 1986).
Structural sketch map of the SW region of the Belledonne massif (Ménot et Vivier, 1986).

grenat. Pour Carme (1971a) cette évolution exprime une histoire polycyclique: les paragéneses barroviennes sont contemporaines du renversement de la série, associées à une migmatisation "régionale" et rapportée à l'orogénèse cadomienne. Elles sont suivies d'une deuxième phase de plissement "liée à l'élaboration des structures définitives" (d'âge hercynien ?) et affectant une zone de "migmatisation fondamentale".

Dans une interprétation plus récente, et monocyclique (Carme et Pin, 1987), les anatexites représentent l'épisode métamorphique le plus ancien, dévonien inférieur, qui précède le métamorphisme barrovien à zonéographie inverse. Celui-ci "témoigne d'une tectonique tangentielle profonde, synmétamorphe".

D'après Ménot (1987), les deux paragéneses attestent d'une évolution métamorphique plurifaciale. Les gneiss présentent une double anisotropie marquée par les silicates d'alumine et les micas: staurotide et disthène constituent des clastes ovoïdes allongés dans la foliation et très inégalement dégradés en muscovite et séricite. Les micas, à contours fusiformes, et les grenats appartiennent à deux générations. Si la discrimination est délicate pour les premiers, il n'en est pas de même pour les grenats: les plus anciens sont de grande taille et riches en inclusions hélicitiques de quartz et de feldspath alors que les seconds, limpides, forment des chapelets parallèles à la foliation micacée et aux rubans polycristallins de quartz. Cette foliation se dispose selon le plan axial de plis isoclinaux en accord avec Carme (1974a) et elle est probablement équivalente de la foliation (Sn+1) des formations de Rioupéroux et de Livet.

Dans les échantillons que nous avons étudiés, les relations chronologiques entre la cordiérite pinitisée et les silicates d'alumine sont, comme le souligne Carme (1974a), "variées et complexes" et l'antériorité de la cordiérite ne nous semble pas évidente.

Dans les formations gneissiques et amphiboliques du domaine NE de Belledonne (Vivier et al., ce volume) et des Aig. Rouges (Von Raumer, 1981, 1984a et b) qui montrent des analogies profondes avec les gneiss d'Allemont, les phénomènes anatectiques sont également postérieurs au métamorphisme barrovien. De toute manière, les leucosomes et les gneiss migmatitiques sont toujours repris par la foliation mylonitique à deux micas. Les recristallisations syncinématiques précédentes, interprétées dans le cadre d'un continuum métamorphique, soulignent une décroissance des condi-

tions thermodynamiques et pourraient accompagner la mise en place de nappes cristallines profondes vers des niveaux supracrustaux.

Des recristallisations tardives se superposent localement sur la foliation majeure au niveau du chevauchement sur les formations dévono-dinantiennes et au niveau des décrochements (fig.6). Le chevauchement se marque par une semelle nettement plus foliée où les structures sont comparables à celles qui ont été décrites à la base de la formation de Séchilienne (Carme, 1973b; Ménot, 1987). On y observe également des "exsudats" leucocrates qui constituent ici de véritables mobilisats plagioclasiques à amphiboles aciculaires. Leur genèse syncinématique est attestée par leur localisation dans les charnières de plis dissymétriques et par l'habitus des amphiboles: équantes ou orientées selon le plan axial des plis.

L'origine des mobilisats par fusion partielle des amphibolites est suggérée par leur association spatiale avec des hornblendites dépourvues de plagioclase, localement biotitiques et à texture équante (Ménot, 1987). Ces mobilisats sont nettement plus abondants qu'à la base de la formation de Séchilienne, ce qui peut être en relation avec la profondeur plus importante de ce cisaillement.

Au niveau des décrochements tardifs, la foliation majeure est reprise par une schistosité de crénulation ou une foliation mylonitique. Cette déformation s'accompagne d'une néogénèse massive de chlorite et de muscovite: on aboutit à des faciès micaschisteux matérialisant la rétromorphose des gneiss (micaschistes du Rivier le long de l'accident de Belle Etoile-Eau d'Olle). Ces accidents décrochants sont probablement contemporains des mégastructures plissées à plans axiaux verticaux et à flancs laminés qui induisent la complexité cartographique de ce secteur (Bordet, 1961b; Carme, 1972). Les décrochements et les plis associés affectent le plan de chevauchement et donc sont postérieurs à la tectonique tangentielle (324 Ma)(fig.6).

C- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE

1- Nature originelle des formations gneissiques et amphiboliques

Tobi (1959), Bordet (1961b) et Carme (1970a, 1971a) ont souligné (i) l'association étroite et originelle des amphibolites, des leptynites, des gneiss et des cipolins et (ii) la nature ortho- et paradérivée de ces roches. Il s'agit

d'une ancienne série sédimentaire à composantes pélitique, carbonatée et grauwackeuse renfermant des intercalations de métamagmatites basiques et acides. Les proportions relatives des matériaux sédimentaires et éruptifs sont variables à toute les échelles, au niveau des alternances lithologiques comme au niveau de l'ensemble de la série.

Les données géochimiques concernant les métamagmatites sont peu abondantes, souvent préliminaires ou inédites. Les orthoamphibolites possèdent un chimisme tholéiitique à caractéristiques de N- et de T-Morbs (Carne et Pin, 1987; Ménot, données inédites). Elles seraient représentatives d'un magmatisme associé aux zones de subduction (Carne et Pin, 1987).

Il existe toutefois une certaine diversité géochimique des protolithes basiques: cette diversité est suggérée (i) par la variabilité des profils de distribution des éléments en traces publiés par Carne et Pin (teneurs contrastées en LREE et Th) et (ii) par la complexité pétrogénétique soulignée par ces auteurs. Des données complémentaires sont en cours d'acquisition afin de déceler une éventuelle influence crustale sur la composition de certaines amphibolites (Ménot en préparation), influence suggérée par leur environnement sédimentaire.

Un contexte originel de type distensif est en effet possible si l'on se réfère aux analogies géochimiques marquées des metabasites d'Allemont-Rochetaillée avec les termes basiques du domaine NE de Belledonne, du Beaufortin et des Aig. Rouges. Dans ces deux dernières localités, le magmatisme est comparable à celui des zones de distension continentale (Liégeois et al., 1981; Paquette, 1987; Von Raumer et al., sous presse). Les leptynites montrent des caractères soit potassiques, soit sodiques et leur relations génétiques éventuelles avec les metabasites sont en cours d'évaluation (Ménot, en préparation).

2- *Corrélations possibles*

Au sein des M.C.E., les formations d'Allemont-Rochetaillée ont toujours été corrélées aux gneiss et amphibolites qui affleurent à l'est de l'accident de Belle Etoile-Eau d'Olle, de part et d'autre de l'axe granitique des Sept Laux (cf. séries gneissiques in Vivier et al., ce volume: "Série Verte et Brune de Bordet et Bordet, 1963;

formation de Belledonne de Carne, 1970a et Pin et Carne, 1987). Ces formations gneissiques se prolongent dans le Beaufortin et les Aig. Rouges (Carne, 1977) et le Ht Dauphiné (Carne, 1971a).

Ces corrélations sont fondées par les similitudes lithologiques, une évolution tectonométamorphique partiellement comparable (cf. Vivier et al., ce volume) et par des âges analogues pour le magmatisme basique (Paléozoïque inférieur: Peucat et al., 1985; Paquette, 1987; Carne et Pin, 1987). Ces formations gneissiques et amphiboliques sont assimilables au "complexes leptyno-amphiboliques (C.L.A.) connus dans le secteur occidental de la chaîne varisque ouest-européenne (Ménot et al., 1986, 1988b; Pin et Carne, 1987).

La structuration métamorphique des formations d'Allemont-Rochetaillée diffère partiellement de celle que l'on relève dans le domaine NE de Belledonne (Vivier et al., ce volume): à Allemont on ne connaît aucune relique éclogitique, les phénomènes anatectiques y sont ponctuels et la granitisation dévonienne et carbonifère absente.

Enfin, la tectonique en décrochement, marquée dans le domaine NE par une foliation mylonique pénétrative et généralisée, se manifeste ici par de grands accidents localisés et par des mégastructures plissées. Nous interpréterons ces différences dans le cadre plus général de la structuration de la chaîne de Belledonne (cf. chap. VI).

En résumé, les formations gneissiques et amphiboliques d'Allemont-Rochetaillée sont issues d'une série d'âge paléozoïque inférieur, associant des termes sédimentaires et magmatiques et représentant probablement un secteur de croûte continentale amincie. Cette série supracrustale est ensuite affectée par une évolution métamorphique plurifaciale où s'enchaînent des recristallisations syncinématiques cata- et mésozonales, puis épizonales, probablement dévoniennes et carbonifères (tabl.3). Cette évolution traduit une implication en domaine profond puis une remontée des nappes cristallines antérieure aux décrochements en domaine superficiel.

VII CONCLUSIONS GENERALES

Les principales caractéristiques des formations du domaine SW sont présentées de façon synthétique, comparées et intégrées dans une interprétation générale. L'histoire géologique ainsi déterminée sera confrontée au schéma évolutif décrit pour le domaine NE et on tentera alors d'expliquer la structuration de la chaîne de Belledonne dans le cadre de l'orogénèse paléozoïque.

A- INTERPRETATION DU DOMAINE SW

Ce domaine est constitué par la juxtaposition tectonique tardive de d'unités qui diffèrent par leur âge, leur lithologie, leur signification géodynamique et les caractères de leur structuration tectonométamorphique. Il peut ainsi être assimilé aux "composites terranes" au sens de Keppie (1985). Cette conception que nous développerons ci-dessous se différencie des interprétations de Carme (1971a, 1973b) et de Pin et Carme (1987) qui semblent admettre une évolution commune, "in situ" de toutes les unités lithotectoniques.

1- Rappels sur les différentes formations constitutives (tableau 3).

1.1- *Âges des formations*: Deux groupes d'âge respectivement anté-dévonien et dévono-carbonifère sont distingués.

a- Les terrains anté-dévonien incluent (i) le complexe ophiolitique de Chamrousse (496 +/-6 Ma : Ménot et al., 1984a et 1988a; 497 +/- 24 Ma: Pin et Carme, 1987) et (ii) les formations d'Allemont.

L'âge de ces dernières est moins bien défini: Infracambrien à Cambrien (500 à 600 Ma: Carme et Pin, 1987) ou Ordovicien par analogies avec les formations gneissiques du domaine NE et du Beaufortin et des Aig. Rouges (440-470 Ma: Paquette, 1987).

b- Les terrains dévono-carbonifères sont représentés par les formations de Rioupéroux, de Livet et du Taillefer. Dans les premières, le magmatisme trondhjémite est daté aux environs de 365 Ma (Ménot et al., 1984b et à paraître). et succède à un épisode magmatique bimodal attribué au Dévonien. L'âge de la série du Taillefer, à faciès Culm (Bordet, 1961b; Carme, 1965b), est rapportée de façon prudente par Gibergy (1968) au Viséen sur la base d'arguments faunistiques.

1.2- *Caractères tectonométamorphiques*: Ils sont résumés sur le tableau 3. Seules les dernières étapes, au Carbonifère inférieur et moyen (?), de la structuration orogénique sont communes à l'ensemble des formations de la basse vallée de Romanche:

L'empilement tectonique est syn- à tardimétamorphe (Ménot et al., 1987). Il engendre une disposition anormale de la zonéographie (Sn+1) (Carme, 1973b; Ménot, 1986) et s'accompagne, au niveau des contacts d'une schistosité de crénulation (Sn+2).

La structuration inhomogène et partielle de la formation du Taillefer est à rapporter à cet épisode (Sn+2) (Ménot, 1987). Les grands accidents longitudinaux entraînent la rétro-morphose, épizonale et localisée, des paragéneses antérieures.

L'épisode tectonométamorphique majeur (Sn+1), d'âge "breton" (post 365 Ma et anté 324 Ma) présente des manifestations variées selon les formations:

- A Allemont, le métamorphisme est étroitement lié à une déformation mylonitique pénétrative et généralisée à l'échelle de la formation. Les paragéneses (Sn+1) marquent le terme d'une course rétro-morphique en contexte profond et succèdent en particulier à une phase métamorphique barroviennne (Sn) associée à des phénomènes anatectiques.

- A Chamrousse-Séchilienne, les déformations sont hétérogènes et les recristallisations dynamiques sont développées à la base de l'unité tectonique (formation de Séchilienne essentiellement) et pratiquement absentes dans la pile plutonique (formation de Chamrousse). Cette absence ne peut s'expliquer par un simple effet de "blindage". La foliation mylonitique (Sn+1) se surimpose à des assemblages non orientés. L'évolution des textures et des paragéneses (variation du chimisme des amphiboles) suggère une évolution prograde et la transition d'un régime statique à un régime dynamique, en relation avec le tectonique tangentielle (Ménot, 1987).

- A Rioupéroux et Livet, on observe l'association primaire de matériaux à structuration mono- (Sn+1) et polyphasée (Sn et Sn+1). Les conditions sont méso- et épizonales selon les unités et le niveau structural considéré de l'ensemble plutono-volcanique.

1.3- *Caractères magmatiques et signification géodynamique:*

J'ai souligné les divergences concernant le site originel des différentes formations (Ménot, 1987; Carme et Pin, 1987; Pin et Carme, 1987). Selon mon interprétation, on distingue deux épisodes de distension majeurs, au Paléozoïque inférieur et au Dévonien:

- Au Paléozoïque inférieur, (i) le magmatisme ophiolitique de Chamrousse représente la transition d'un domaine ensialique à un domaine océanisé et (ii) les protolithes des amphibolites d'Allemont, comparables à celles des formations du domaine NE, se sont mis en place au niveau d'une croûte continentale amincie. Ces deux types de magmatismes témoignent d'un même épisode de distension crustale mais correspondent à des sites distincts.

De ce fait, il ne peuvent être lithologiquement corrélés et les formations d'Allemont-Rochetaillée considérées comme l'équivalent plus tectonisé et recristallisé du complexe ophiolitique (appartenance commune à la "Série Verte" de Bordet et Bordet, 1963).

- Au Dévono-carbonifère, les métamagmatites des formations de Rioupéroux, de Livet et du Taillefer présentent des affinités continentales marquées. L'ensemble plutono-volcanique dévonien se met en place au niveau d'un rift continental.

Par contre, la génération de liquides anatectiques à Allemont, en relation avec un épisode métamorphique de MP-MT d'âge dévonien, suppose l'appartenance de cette formation à un domaine crustal épaissi.

1.4- *Evolution paléozoïque synthétique:*

Elle fait apparaître des histoires distinctes jusqu'au Carbonifère inférieur.

- Au Cambro-ordovicien, les formations de Chamrousse et d'Allemont représentent des secteurs de distension continentale pouvant aboutir, dans le premier cas, à la création d'un domaine océanique limité.

- Au Siluro-dévonien inférieur, il n'existe aucune trace d'activités tectonométamorphiques.

- Au Dévonien moyen à supérieur, on distingue deux domaines: un domaine anorogénique dont témoignent les formations de Rioupéroux-Livet et de Chamrousse et un domaine orogéniquement actif attesté par la structuration (Sn) de l'unité d'Allemont-Rochetaillée. Les re-

cristallisations antérieures à Sn+1 de l'unité de Livet sont en relation avec le contexte de rift et peut être avec des contraintes compressives ponctuelles.

Cette dualité d'évolution exclue une interprétation in situ des diverses formations et implique qu'elles se situaient respectivement aux marges et au sein de la ceinture orogénique dévonienne (domaines en distension et en compression).

- A la limite dévono-carbonifère, ("phase bretonne") toute les formations sont impliquées dans la ceinture orogénique, sauf celle du Taillefer. Les caractères de la foliation métamorphique commune (Sn+1) varient en fonction de l'histoire antérieure (caractère prograde ou rétrograde, transposition de schistosité, orthogneissification, passage de conditions statiques à dynamiques). Dans les formations polymétamorphiques, l'évolution paraît refléter un continuum plurifacial (Sn—Sn+1) plutôt qu'une succession d'épisodes.

- La période fini à tardiviséenne ("phase sudète") correspond à l'écaillage interne et la juxtaposition des différentes formations par chevauchements puis décrochements. La faible structuration de la série du Taillefer est contemporaine de la tectonique tangentielle.

B- COMPARAISON AVEC LE DOMAINE NORD-EST

Les caractères lithologiques, magmatiques et tectonométamorphiques des formations constituant ce domaine sont rassemblés dans une note synthétique (Vivier et al., Ce volume).

D'un point de vue lithologique, on a souligné à diverses reprises les analogies existant entre les séries gneissiques et amphiboliques du domaine NE et les formations d'Allemont-Rochetaillée. Il existe ainsi dans les deux domaines des témoins de l'épisode distensif du Paléozoïque inférieur. Par contre le tableau 3 souligne les différences dans la structuration orogénique:

* Dans le domaine NE, elle est polyphasée et présente une évolution, à pression décroissante: épisode éclogitique fini-silurien à éo-dévonien, conditions baroviennes (disthène, staurotite) puis phénomènes anatectiques (cordiérite) préluant à la mise en place des granitoïdes dévono-carbonifères. L'évolution métamorphique finale, anté-viséen supérieur, à

caractères épi-à mésozonal se traduit par une foliation mylonitique pénétrative qui matérialise la rétomorphose du bâti gneissique, l'ectinisation des Schistes Verts, l'orthogneissification des granitoïdes précoces et l'orientation des bordures des axes granitiques syntectoniques. L'évolution siluro-dévonocarbone du domaine NE est comparable à celle de la zone axiale dévonienne de la chaîne paléozoïque (zone ligérienne ou moldanubienne: Autran et Cogné, 1980 ou zone des nappes cristallines internes: Matte, 1986). Elle représente un bon enregistrement

(i) des processus de collision (écaillages profonds éodévoniens, épaisissement crustal et surrection du bâti au Dévonien) associés à une subduction continentale et (ii) des processus d'hypercollision au Dinantien (coulisages subverticaux assurant l'expulsion latérale des compartiments lors des serrages ultimes).

* Dans le domaine SW, l'absence de tectogénèse (Chamrousse et Rioupéroux-Livet) ou le caractère plus tardif et plus superficiel de celle-ci (Allemont) excluent l'appartenance de ces formations à la zone axiale orogénique dévonienne et supposent plutôt qu'elles soient respectivement extérieures et marginale par rapport à cette ceinture tectonométamorphique.

Le domaine SW, structuré plus tardivement et dans des conditions plus superficielles, est impliqué dans la ceinture orogénique à la fin du Dévonien. Le raccourcissement crustal est alors assuré par les cisaillements plats caractéristiques de ce secteur puis par des accidents décrochants. Cette évolution dévono-dinantienne est comparable à celles des domaines centre-armoricain ou saxo-thuringien (Autran et Cogné, 1980; Behr et al., 1984).

C- DISCUSSION

Les caractères tectogénétiques des deux domaines NE et SW du Rameau interne de Belledonne sont contrastés tant au Dévonien qu'au Carbonifère inférieur. Ils ont évolué séparément jusqu'à l'élaboration de la chaîne de Belledonne par juxtaposition des deux domaines du Rameau interne et du Rameau externe, le long des grands accidents décrochants post-viséens (Carbonifère moyen ?) (Ménot et Vivier, 1986; Ménot, 1987).

Les différences relevées dans la structuration des trois domaines structuraux peuvent être interprétées dans le

cadre d'une collision intracontinentale, en référence aux modèles décrits en Himalaya (Mascle, 1985; Mattauer, 1985, 1986) et au Japon septentrional (Jolivet, 1986). On explique ainsi la migration dans le temps et dans l'espace des processus tectonométamorphiques (extension centrifuge à partir de la zone de collision initiale) et du style de déformation:

(i) les chevauchements sont à la fois plus précoces et caractéristiques des zones externes;
(ii) les décrochements reprennent les accidents plats et induisent une déformation localisée dans les domaines externes, généralisée et pénétrative dans les zones internes.

Cette migration spatio-temporelle des modalités tectogénétiques est expliquée par la transition d'un contexte de collision continentale, après résorption d'un domaine océanique plus ou moins important, à un contexte d'hypercollision.

Dans cette optique, les domaines NE et SW représentent respectivement les zones internes et externes de la ceinture orogénique au Carbonifère inférieur (tectoniques contemporaines en décrochements et en chevauchements). Cette polarité se superpose à la polarité dévonienne: domaine orogénique profond (Belledonne NE) et domaines anorogénique (Rioupéroux-Livet, Chamrousse) ou à structuration plus superficielle (Allemont, Série Satinée).

La partie orientale de la basse vallée de la Romanche (formation d'Allemont) pourrait représenter un secteur de transition dans la zonation orogénique précédente, avec des caractères intermédiaires entre ceux du domaine NE et ceux des formations de Chamrousse, de Rioupéroux et de Livet:

(i) les recristallisations dynamiques sont précoces et mésozonales ($S_n - S_{n+1}$) et associées à une anatexie limitée
(ii) la tectonique tangentielle viséenne présente un caractère plus profond qu'à l'ouest et
(iii) les accidents décrochants sont associés à des déformations plicatives alors que la tectonique est simplement cassante dans la partie occidentale du domaine SW.

L'architecture de la chaîne de Belledonne offre, par la juxtaposition de secteurs structuraux différents, une coupe condensée de la zonation orogénique paléozoïque.

Les divers secteurs illustrent bien les étapes successives de l'extension de la ceinture plissée hercynienne, en relation avec la persistance du mécanisme de convergence. Les grands accidents décrochants carbonifères juxtaposent des fragments issus de domaines orogéniques radicalement différents et peuvent ainsi être assimilés à de véritables "sutures" intracontinentales. Ils aboutissent à un "collage" de "terrane" soit composés (domaine interne SW) soit homogènes (domaine NE et Rameau externe) (Keppie, 1985).

Ce type d'évolution tardive est fréquent dans l'orogène hercynien et de telles sutures sont reconnues en Bretagne méridionale (Rolet et al., 1986) et septentrionale (Brun et Balé, 1986), en Espagne (Ponce de Léon et Choukroune, 1980) et dans les Maures (Buffalo et Vauchez, 1985). D'autres discontinuités majeures pourraient peut être s'interpréter de la même manière: limites Lyonnais-Brévenne (NE du Massif central) ou Vosges septentrionales-Vosges centrales.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN A., COGNE J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. In "Géologie de l'Europe", 26th C.G.I., Paris, C6, 90-111.
- BAKER P.E. (1984) - Geochemical evolution of St Kitts and Montserrat, Lesser Antilles. *J. Geol. Soc. London*, 141, 1-12.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE Ph., RIBEIRO A. (1980) - La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terme de tectonique des plaques. In "Géologie de l'Europe", 26th C.G.I., Paris, C6, 234-246.
- BARKER F., ARTH J.G. (1976) - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. *Geology*, 4, 596-600.
- BARRIERE M., ROLET J., THONON P. (1983) - Le magmatisme marqueur de l'évolution orogénique, en domaine hercynien ouest-armoricain. *C.R. Acad. Sci., Paris*, II, 296, 917-922.
- BARTHOLOMEW D.S., TARNEY J. (1984) - Crustal extension in the Southern Andes (45-46°S). In "Marginal basins geology", B.P. Kokelaar and M.F. Howell (Eds), *Geol. Soc. Spec. publ. n°16*, 195-206.
- BEBIEN J., GAGNY C. (1980) - Volcanites du Précambrien au Crétacé et leur signification géostructurale. In "Evolutions géologiques de la France". *Mém. B.R.G.M.*, 107, 99-135.
- BEBIEN J., OHNENSTETTER M., OHNENSTETTER D., VERGELY P. (1980) - Diversity of the Greek ophiolites. Birth of oceanic basins in transcurrent system. *Ophioliti*, 2, 129-197.
- BECCALUVA L., OHNENSTETTER D., OHNENSTETTER M., PAUPY A. (1984) - Two magmatic series with island arc affinities within the Vourinos ophiolite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 253-271.
- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., GIESE P., WEBER K. (1984) - The Variscan belt in central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. *Tectonophysics*, 109, 15-40.
- BELLIÈRE J., STREIN M. (1980) - Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Hte Savoie). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 290, D, 1341-1343.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., CORNICHE J., PONCE DE LEON M.I., GIL IBARGUCHI J.I. (1985) - U/Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortegal complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving Morb-like patterns during high-grade metamorphism. *Chem. Geol., Isotope geosc. sect.*, 52, 217-225.
- BERTHET P. (1957) - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). *D.E.S. Univ. Grenoble*.
- BERTRAND H., DOSTAL J., DUPUY C. (1982) - Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Marocco. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 58, 225-239.

- BLANCHARD M.C., JAMIESON R.A., MORE E.B. (1984) - Late devonian - Early carboniferous volcanism in Western Cape Breton Island, Nova Scotia. *Canad. J. Earth Sci.*, 21, 7, 762-774.
- BODINIER J.L. (1983) - Etude géochimique du massif basique et ultrabasique de Najac (Aveyron). Conséquences géotectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XXV, 185-193.
- BODINIER J.L., DUPUY C., DOSTAL J., CARME F. (1981) - Géochimie of ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne massif, Alps) : *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 379-388.
- BODINIER J.L., GIRAUD D., DUPUIS C., LEYRE-LOUP A., DOSTAL J. (1986) - Caractérisation géochimique des metabasites associées à la suture méridionale hercynienne : Massif Central Français et Chamrousse (Alpes). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II, 1, 115-123.
- BOGDANOFF S. (1986) - Evolution de la partie occidentale du massif cristallin externe de l'Argentella Place dans l'arc alpin. *Bull. B.R.G.M., Géol. France*, 4, 433-453.
- BORDET P. (1961a) - Données provisoires sur la structure du massif de Belledonne ss. *Bull. Soc. Géol. Fr.*
 (1961b) - Sur la géologie du massif de Belledonne (s.s.). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 252, 3, 434-436.
 (1969) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Domène (XXXIII-33), 13 p.
 (1972) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50.000, feuille de Vizille (XXXIII-35), 35 p.
- BORDET P., BORDET Cl. (1960-1963) - Belledonne - Gdes Rousses et Aiguilles Rouges- Mont Blanc : quelques données nouvelles sur leurs rapports structuraux. In "Livres à la mém. Prof. Fallot", *Mém. Soc. Géol. Fr.* 311-316.
- BOUDIER F., MICHARD A. (1981) - Oman ophiolites. The quiet obduction of oceanic crust. *Terra Cognita*, 1, 109-118.
- BRIAND B., PIBOULE M. (1979) - Les metabasites de la série de Marvejols : témoins d'un magmatisme tholéiitique d'arrière d'arc ? : *Bull. B.R.G.M.*, I, 2, 131-172.
- BRUN J.P., BALE P. (1986) - Les complexes métamorphiques du Léon (NW Bretagne) d'un segment du domaine éo-hercynien sud armoricain translaté au Dévonien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II, 3, 471-477.
- BUFFALO M., VAUCHEZ A. (1985) - La limite Maures occidentales -Maures orientales : un décrochement ductile senestre majeur entre deux provinces structurales très contrastées. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 301, II, 14, 1059-1062.
- CABANIS B., CHANTRAINE J., HERROUIN Y., TREUIL M. (1982) - Etude géochimique (majeurs et traces) des spilites et dolérites de Bolazec. Mise en évidence d'un domaine de distension crustale au Dévonien inférieur en Bretagne Centre-Ouest. *Bull. B.R.G.M.*, (2), I, 1-2, 47-61.
- CARME F. (1965a) - Sur deux formations, d'origine volcanique, des schistes cristallins anté-houillers de la chaîne de Belledonne (Alpes françaises) *C.R. Acad. Sci., Paris*, 260, 9, 6401-6404.
 (1965b) - Existence de deux formations détritiques remarquables (conglomérats et flyschs) dans les schistes cristallins anté-houillers du Taillefer (Chaîne de Belledonne, Alpes françaises) *C.R. Acad. Sci., Paris*, 260, 9, 6656-6659.
 (1970a) - Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées dévono-dinantiennes et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 271, D, 631-633.
 (1970d) - Caractères fondamentaux de l'architecture d'ensemble des chaînes de Belledonne et des Aiguilles Rouges. Rôle des décrochements. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 271, D, 2232-2235.
 (1971a) - Le problème de l'âge des séries cristallophyliennes des massifs cristallins externes : corrélation entre deux schémas structuraux récemment proposés, respectivement pour la chaîne de Belledonne et le Haut Dauphiné cristallin. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 273, D, 1671-1674.
 (1971b) - Les phases successives de déformation continue dans l'ensemble Belledonne-Aiguilles Rouges (Massifs cristallins externes, Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci.*, 273, D, 1771-1774.

- (1971c) - Données microstructurales pour une corrélation possible entre les massifs cristallins externes et les Cévennes septentrionales. C.R. Acad. Sci., Paris, 273, D, 2028-2041.
- (1972) - Notice de la carte géologique de France 1/50.000, feuille de Vizille (XXXIII-35) 35 p.
- (1973a) - Précisions 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. Acad. Sci., Paris, 277, D, 2133-2136.
- (1973b) - Précisions nouvelles sur l'ampleur de la tectonique tangentielle hercynienne dans la chaîne de Belledonne : C.R. Acad. Sci., Paris, 277, D, 2309-2312.
- (1974a) - Sur une paragéne tardive à disthène, sillimanite prismatique et zoizite dans les anatexites à pinite des environs d'Allemont (Chaîne de Belledonne) : essai d'interprétation pétrogénétique. C.R. Acad. Sci., Paris, 278, D, 565-568.
- (1975a) - Caractères chimiques de deux ensembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R. Acad. Sci., Paris, 281, D, 89-92.
- (1975b) - Le massif basique de Chamrousse et du Tabor (chaîne de Belledonne), Alpes occidentales) : une variante originale de complexe alpinotype et un jalon majeur d'une ceinture basique briovérienne. C.R. Acad. Sci., Paris, 281, D, 223-226.
- (1977) - Notice de la carte géologique de la France 1/50.000, feuille de St-Gervais les Bains (XXXV-31), 38 p.
- CARME F., PIN C.h. (1987) - Vue d'ensemble sur le magmatisme pré-orogénique et l'évolution métamorphique et tectonique varisques dans le sud de la chaîne de Belledonne (Massifs cristallins externes, Alpes françaises), C.R. Acad. Sci., Paris, 304, II, 19, 1177-1180.
- CHOUBERT G. (1936) - La serpentine du Tabor (extrémité sud du massif de Belledonne, Dauphiné) et les roches qui l'accompagnent. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 18, 51-120.
- CHURCH W.R., RICCIO L. (1977) - Fractionation trends in the Bay of Islands ophiolite of Newfoundland : polycyclic cumulates sequences in ophiolites and their classification. Canad. J. Earth Sci., 14, 1156-1165.
- COLEMAN R.G. (1984a) - The Red sea : a small ocean basin formed by continental extension and sea floor spreading. Proc. 27th. Int. Geol. Cong., Moscow, sect. 23, "Origin and history of marginal and inland seas", VNU Sci. Press, 93-121.
- (1984b) - The Tihama Asir igneous complex, a passive margin ophiolite. Proc. Int. Geol. Cong., Moscow, sect. 9, "Petrology (igneous and metamorphic rocks)", VNU Sci. Press, 221-239.
- (1984c) - Preaccretion tectonics and metamorphism of ophiolites. In "Ophiolites : oceanic tectonics and metamorphism", G.B. Piccardo and V. Bortolotti (eds). *Ophioliti*, 9, 3, 205-222.
- CONDIE K.C., BOWLING G.P., VANCE R.K. (1985) - Geochemistry and origin of early proterozoic supracrustal rocks, Dos Cabezas Mountains, southeastern Arizona. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 655-662.
- COX K.G. (1983) - The Karoo province of southern Africa : origin of trace element enrichment patterns. In "Continental Basalts and Mantle Xenoliths", Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds), Shiva Publish., 139-157.
- CULLERS R.L., GRAF J.L. (1984) - Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust : intermediate and silicic rocks-ore petrogenesis. In "Rare Earth Element geochemistry", Development in geochemistry n°2, P. Henderson (Ed.), Elsevier, 274-316.
- DAVIES G.R. (1984) - Isotopic evolution of the Lizard complex : *J. Geol. Soc. London*, 141, 3-14.
- DEBELMAS J., KERCKOVE Cl. (1980) - Géologie des Alpes franco-italiennes. *Géol. Alpine*, 56, 21-58.
- DEN TEX E. (1950) - Les roches basiques et ultrabasiqes des Lacs Roberts et le Trias de Chamrousse (Massif de Belledonne). *Leidse Geol. Med.*, XV, 1-204.
- (1979) - A pre-variscan continental rift system in NW Spain. *Krystallinikum*, 14, 19-31.
- DEWEY J.F., SHACKLETON R.M. (1984) - A model for the evolution of the Grampian tract in the early Caledonides and Appalachian. *Nature*, 312, 115-121.
- DE WIT J.M., STERN C.R. (1981) - Variation in the degree of crustal extension during formation of a back-

arc basin. *Tectonophysics*, 72, 229-260.

DICK H.B.J., BULLEN T. (1984) - Chromian spinels as a indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.

DUBREUIL M. (1987) - Le bassin en décrochement de Saint-Julien de Vouvantes-Angers (Carbonifère inférieur du Sud-Est du Massif Armoricaïn. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, III, 215-221.

DUPARC L. (1894) - Sur les roches éruptives de la chaîne de Belledonne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 118, 634-636.

(1908) - Sur la transformation du pyroxène en amphibole. *Bull. Soc. Fr. Miner.*, 2, 50-79.

FODOR R.V., VETTER S.K. (1984) - Rift-zone magmatism : petrology of basaltic rocks transitional from CFB to MORB. *Contrib. Miner. Petrol.*, 88, 307-321.

FONTEILLES M. (1968) - Contribution, à l'étude du processus de spilitisation. Etude comparée des séries volcaniques de la Bruche (Vosges) et de la Brévenne (Massif Central français). *Bull. B.R.G.M.*, 2, 3, 1-54.

GIBERGY P. (1968) - Découverte de "grès à trous" renfermant des débris d'organismes dans les schistes noirs du Valbonnais (série cristallophyllienne des massifs cristallins externes des Alpes françaises). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 267, 1251-1254.

GIORGIL., GIRAUD P., VACHARD D. (1979) - Sur la présence de micro-organismes d'âge cambrien dans les schistes cristallins du versant occidental du massif cristallin externe des Grandes Rousses (Alpes occidentales). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 288, D, 1079-1082.

HALL R. (1982) - Ophiolites and passive continental margins. *Ophioliti*, 2/3, 279-298.

HODDER A.P.W. (1984) - Late Cenozoic rift development and intra-plate volcanism in northern New Zealand inferred from geochemical discrimination diagrams. *Tectonophysics*, 101, 293-318.

ISHIWATARI A. (1985) - Igneous petrogenesis of the

Yakuno ophiolite in the context of the diversity of ophiolites. *Contrib. Miner. Petrol.*, 89, 155-167.

JOLIVET L. (1984) - La chaîne centrale d'Hokkaido, Japon du Nord : succession de phases tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, II, 2, 311-327..

KARSON J.A. (1984) - Variation in structure and petrology in the Coastal complex, Newfoundland: anatomy of an oceanic fracture zone. In "Ophiolites and oceanic lithosphere", I.G.Gass, S.J. Lippard and Shelton A.W. (Eds). *Geol. Soc. Spec. publ.*, n°13, 131-144.

KEPPIE J.D. (1985) - The Appalachian collage. In "The Caledonide orogen, Scandinavia and related areas", D.G. Gee and B.A. Sturt (Eds), J. Wiley and sons Ltd., 1217-1226.

KILIAN W. (1896) - Feuilles de Grenoble et de Vizille au 80.000e . *Bull. Carte Géol. Fr.*, VIII, 53, 174-175.

KILIAN W., REVIL J. (1922) - Aperçu sommaire sur les roches éruptives des Alpes françaises. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, XII, 1, 97-120.

KRUMENACHER D., BORDET P., LE FORT P. (1965) - Les massifs cristallins externes et leurs séries métamorphiques. Problèmes de raccords stratigraphiques et géochronométriques. *Bull. suisse Minéral. Pétrogr.*, 65, 855-874.

LAURENT R., CHESSEX R. (1968) - Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helv.*, 61, 1-18.

LE FORT P. (1971) - Géologie du Haut Dauphiné cristallin (Alpes françaises). Etude pétrologique et structurale de la partie occidentale. Thèse Nancy, Sci. de la Terre, 25, 1973, 373p. et ann..

LIEGEOIS J.P., DUCHESNE J.C. (1981) - The lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration. *Lithos*, 14, 35-48.

LORY Ch. (1891) - Etude sur la constitution et la structure des massifs de schistes cristallins des Alpes occidentales. *Mem. Int. Geol. Cong. Londres*, 86-103.

- MARCHAND J. (1981) - Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale). C.R. Acad. Sci., Paris, 293, II, 233-238.
- MASCLE G. (1985) - L'Himalaya résulte-t-il du télescopage de trois chaînes ? Bull. Soc. Géol. Fr., 8, I, 3, 289-304.
- MATTAUER M. (1985) - Intracontinental subduction, crustal-mantle decollement and crustal stacking wedge in the Himalaya and other collision belts. In "Collision Tectonics", Coward, M.P., and Ries A.C. (Eds). Geol. Soc. London, spec. publ. n° 19, 37-50.
- (1986) - Les subductions intracontinentales des chaînes tertiaires d'Asie ; leurs relations avec les décrochements. Bull. Soc. géol. Fr., 8, II, I, 143-157.
- MATTE Ph (1986) - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bull. Soc. géol. France, 8, II, 1, 9-24.
- MENARD G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Grenoble I, 177 p.
- MENOT R.-P. (1979) - Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolitique de Séchilienne et du massif ultrabasique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales). Géologie Alpine, 55 93-110.
- (1981) - Présence d'ortho-leptynites à caractères de plagiogranites au sein du complexe ultrabasique et basique de Chamrousse-Tabor. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 516-520.
- (1986) - Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes des Alpes françaises) : nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. Bull. Suisse. Mineral. Petrogr., 66, 2, 227-256.
- (1987) - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du massif de Belledonne (Alpes françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque Ouest-Européenne. Thèse Université LYON 1, 364 p. ann. Mém. Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales des Socles, Rennes, sous presse.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., PIBOULE M., SCARENZI D. (1984a) - Cambro-ordovician age for the ophiolitic complex of Chamrousse-Tabor (Belledonne massif, French external alpine domain). Meet. "Ophiol. through time", Nancy, Abstract in Ofioliti, 10, 2-3, 527
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. (1984b) - A continental (?) volcanic arc of devono-carboniferous age in the French alpine external massifs : The Rioupéroux and Livet formations (Romanche valley, Belledonne massif). Meet. "Ophiolites through time". Nancy. Abstract in Ofioliti, 10, 2-3, 528.
- MENOT R.P., VIVIER G. (1986) - Décrochements et cisaillements varisques dans les Massifs cristallins externes alpins. 11ème RAST, Clermont-Ferrand, résumé.
- MENOT R.P., BONHOMME M.G., VIVIER G. (1987) - Structuration tectonométamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises). Apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles. Bull. suisse Minéral. Pétrog., 67, 3, sous presse.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., SCARENZI D., PIBOULE M. (1988a) - 496 Ma age of plagiogranites in the Chamrousse ophiolite complex (External Crystalline Massifs in The French Alps) : Evidence of a Lower Paleozoic oceanization. Earth. Planet. Sci. Lett., 88, 1/2, 82-92.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., PAQUETTE J.L. (1986-1988b) - Les formations leptyno-amphiboliques paléozoïques et les Complexes Leptyno-amphiboliques : les corrélations hasardeuses. Exemple des Massifs cristallins externes alpins. Réunion spécialisée "Complexes leptyno-amphiboliques", Soc. Géol. Fr., Rennes, 1986, Bull. Soc. Géol. Fr. (1988) (sous presse).
- MENOT R.P., PIBOULE M., SCARENZI D. (à paraître) - Diversité et origine des plagiogranites de l'ophiolite paléozoïque de Chamrousse (Alpes occidentales françaises), soumis à Bull. Soc. Fr. Minéralogie.
- MENOT R.P., PEUCAT J.J., PAQUETTE J.L., PIBOULE M. (à paraître) - Mise en évidence d'une distension ensialique dévonnaise dans les Massifs Cris-

- tallins Externes alpins : les formations de Rioupéroux-Livet (Belledonne). Soumis au Canad. J. of Earth Sc..
- MEVEL C., VELDE D. (1976) - Clinopyroxenes in mesozoic pillow lavas from the French Alps influence of cooling rate on compositional trends. *Earth. Planet. Sci Lett.*, 32, 158-164.
- MICHARD A., JUTEAU Th., WHITECHURCH H. (1985) - L'obduction : revue des modèles et confrontation au cas de l'Oman. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, I, 2, 189-198.
- MICHEL R., BERTHET P. (1958) - Les formations cristallophylliennes de la chaîne de Belledonne dans la vallée de la Romanche (Isère). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 246, 12, 1888-1890.
- OHNENSTETTER M. (1980) - Sur la signification des sutures ophiolitiques en fonction de leurs caractères structuraux. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 291, 741-744.
(1982) - Importance de la nature et du rôle des discontinuités au sein des ophiolites lors du développement d'un orogène. Thèse, Univ. Nancy I, 588 p.
- PAQUETTE J.L. (1987) - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne hercynienne et chaîne alpine. Thèse Univ. Rennes, 222p., Mém. Centre Armoricaïn d'Etudes Structurales des Socles, n°14, 189p...
- PARROT J.F., WHITECHURCH H. (1978) - Subduction antérieure au charriage Nord-Sud de la croûte téthysienne : facteur de métamorphisme des séries sédimentaires et volcaniques liées aux assemblages ophiolitiques syro-turcs en schistes verts et amphibolites. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 2, 20, 153-70.
- PEARCE J.A. (1983) - Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In "Continental Basalts and Mantle Xenoliths", Hawkesworth, C.J., Norry M.J. (Eds.), Shiva Publish., 230-249.
- PEARCE J.A., LIPPARD S.J., ROBERTS S. (1984a) - Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in "Marginal Basin Geology", Kokelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.* n° 16, 77-96.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.G., ALDISS D.T. (1984b) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks : *J. Petrol.*, 25, 4, 956-83.
- PEDERSEN R.B. (1986) - The nature and significance of magma chamber margins in ophiolites : examples from the Norwegian Caledonides. *Earth. Planet. Sc. Lett.*, 100-112.
- PERFIT M.R., FORMARI D.J. (1983) - Geochemical studies of abyssal lavas recovered by DRSV "Alvin" from eastern Galapagos rift ; Inca transform, and Ecuador rift. 2 - Phase mineralogy and crystallization history. *J. Geophys. Tes.*, 88, 812, 10530-10550.
- PETERLONGO J.M. (1960) - Les terrains cristallins des Monts du Lyonnais. (Massif Central français). Thèse, Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, Sér. Géol. Minéral. 4, 187 p.
- PEUCAT J.J., BERNARD-GRIFFITHS J., PAQUETTE J.L., MENOT R.-P., IGLESIAS M., CORNICHE J. (1985) - U-Pb, Sm-Nd, Pb-Pb and REE systematic of hercynian eclogites. II nd., Int. Eclogite Conf., Vienne, Résumé in "Terra Cognita", 1985, 5/4, 435
- PIBOULE M., BRIAND B., BEURRIER M. (1982) - Géochimie de quelques granites albitiques dévoniens de l'Est du Massif Central français. *N. Jb. Miner. Abh.*, 143, 3, 279-308.
- PIN Ch. (1986) - Variscan ophiolites. Sm-Nd evidence for two main generations. *ICOG VI, Abstract in Terra Cognita*, 6, 2, 254.
- PIN Ch., DUPUY Cl., PETERLONGO J.M. (1982) - Répartition des Terres Rares dans les roches volcaniques basiques dévono-dinantiennes du Nord-Est du Massif Central. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, XXIV, 4, 669-674.
- PIN Ch., CARME F. (1987) - A Sm-Nd isotopic study of 500 Ma old oceanic crust in the Variscan belt of Western Europe : The Chamrousse ophiolite complex, western

- Alps (France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 406-413.
- PONCE DE LEON M.I., CHOUKROUNE P. (1980) - Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2, 1/2, 63-68
- RAUMER VON J.F. (1981) - Variscan events in the Alpine region. *Geol. Mijnbouw*, 60, 67-80.
 (1984a) - The External Massif, relics of Variscan basement in the Alps. *Geol. Rundsch.*, 73, 1, 1-31.
 (1984b) - The Hercynian basement in the Helvetic Realm (Western and Central Alps). *Mem. Soc. Geol. It.*, 29, 57-69.
- RAUMER VON J.F., GALETTI G., PFEIFER H.R., OBERHANSLI R. (à paraître) - Amphibolites from Lac d'Emosson, Aiguilles Rouges, Switzerland : Tholeiite basalts at a Paleozoic transition zone between continental and oceanic Crust. *Soumis à Chemical Geology*.
- RIEGEL P. - Thèse Univ. Grenoble I, en cours.
- ROLET J., LEGALL B., DARBOUX J.-R., THONON P., GRAVELLE M. (1986) - L'évolution géodynamique dévono-carbonifère de l'extrémité occidentale de la chaîne hercynienne d'Europe sur le transect Armorique-Cornwall. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, II,1, 43-54.
- SANTALLIER D. and coll. (1983) - Main metamorphic features of the Paleozoic orogen in France. In "Regional trends in the geology of the Appalachian-Caledonian-Hercynian-Mauritanide orogen", P.E. Shenk (Ed.) Reidel Publish., 263-264.
- SAUNDERS A.D., FORNARI D.J., MORRISON M.A. (1982) - The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental margin basins ; the Gulf of California, Mexico. *J. Geol. Soc.*, 139, 335-346.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J. (1984) - Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In "Marginal Basins Geology", Kolelaar, B.P., Howells, M.F. (Eds), *Geol. Soc. spec. publ.* n°16.
- SCARENZI D. (1984) - Les granites sodiques et les roches associées de l'ophiolite de Chamrousse-Tabor et du groupe de Rioupéroux-Livet (Isère, France) ; pétrographie et géochimie. Thèse 3ème cycle, U.S.M. Grenoble, 259 p.
- SCARENZI D., HERMITTE D., MENOT R.-P., PIBOULE M. (1985a) - Les zircons des plagiogranites du complexe ophiolitique de Chamrousse-Tabor et des granites sodiques du groupe de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes, Alpes françaises) : Morphologie, typologie et implications pétrogénétiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, II, 16, 1189-92.
- SCARENZI D., MENOT R.-P., PIBOULE M. (1985b) - Diversité du gisement des granitoïdes sodiques : Deux exemples au sud du Massif de Belledonne (Isère, France). *Géologie Alpine*, 61, 145-163.
- SCHENK P.E. (1978) - Synthesis of the Canadian Appalachians. In "Caledonian-Appalachian orogen of the North-Atlantic région", *Geol. Surv. Canada*, pap. 78-13, 111-136.
- SCHMINCKE H.U., STAUDIGEL H. (1976) - Pillow lavas on central and eastern Atlantic Islands (La Palma, Gran Canaria, Porto Santo, Santa Maria) (Preliminary Report). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 871-83.
- SERRI G. (1981) - The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes : a key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 52, 203-212.
- SIDER H., OHNENSTETTER M. (1986) - Field and petrological evidences for the development of an ensialic marginal basin related to the Hercynian orogeny in the North eastern Massif Central. *Geol. Rundsch.*, 75-12.
- SIVELL W.S., WATERHOUSE J.B. (1984a) - Oceanic ridge metamorphism of the Patuki Volcanics, d'Urville Island, New Zealand. *Lithos.*, 17, 19-36.
- SIVELL W.S., WATERHOUSE J.B. (1984b) - The Patuki intrusive suite : closed-system fractionation beneath a slow-spreading ridge. *Lithos*, 17, 1-18.
- SIVELL W.S., FODEN J.D. (1985) - Banded amphibolites of the Harts range meta-igneous complex, Central Australia : an early proterozoic basalt-tonalite suite. *Precamb. Res.*, 28, 223-252.

SPRAY J.G. (1984) - Possible causes of upper mantle decoupling and ophiolite displacement. In "Ophiolites and oceanic lithosphere", Gáss I.G., Lippard S.J. and Shelton A.W. (Eds.), Geol. Soc. spec. publ. n° 13, 255-268.

STERN C.R. (1979) - Open and closed system igneous fractionation within two Chilean ophiolites and the tectonic implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 243-259.

(1980) - Geochemistry of Chilean ophiolites : evidence for the compositional evolution of the mantle source of back-arc basin basalts. *J. Geophys. Res.*, 85, 82, 955-966.

THURSTON P.C., FRYER B.J. (1983) - The geochemistry of repetitive cyclical volcanism from basalt through rhyolite in the Uchi-Confederation greenstone belt, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 204-226.

TOBI A.C. (1959) - Petrological and geological investigation in the Merdaret-Lac Crop region (Belledonne massif). Thèse Leiden, *Leidse Geol. Meded.*, 24, 182-281.

VIVIER G., MENOT R.-P., GIRAUD P. (1987) - Magmatismes et structuration orogénique paléozoïques de la chaîne de Belledonne. (Massifs cristallins externes alpins). Le domaine Nord-oriental. *Géologie Alpine.*, ce volume.

WEBER K. (1985) - Variscan events : early Paleozoic continental rift metamorphism and late Paleozoic crustal shortening. In "Variscan tectonics of the North Atlantic Region", Hutton D.H.W. and Sanderson D.J. (Eds.), *Geol. Soc. spec. publ. n° 14*, 3-22.
