Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 67 (1987)

Heft: 3

Artikel: Structuration tectono-métamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises) : apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles

Autor: Ménot, René-Pierre / Bonhomme, Michel G. / Vivier, Gérard

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-51604

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 17.08.2025

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

SCHWEIZ. MINERAL. PETROGR. MITT. 67, 273-284, 1987

Structuration tectono-métamorphique carbonifère dans le massif de Belledonne (Alpes occidentales françaises) Apport de la géochronologie K/Ar des amphiboles

par *René-Pierre Ménot*[1], *Michel G. Bonhomme*[2] et *Gérard Vivier*[2]

Abstract

The Belledonne massif belongs to the pre-Triassic basement of the Western Alps. In the lower Romanche valley, its southern end shows a tectonic superposition of distinct metamorphic units. According to recent datations, Lower Paleozoic formations are overthrusted upon Upper Devonian terraines.

The K/Ar isotopic study of the metamorphic amphiboles, collected from distinct levels of the upper and lower tectonic units, allows to point out the synmetamorphic character of the overthrust. The tangential tectonic event is subsequent to the intrusion of late Devonian trondhjemites (352 ± 55 et 367 ± 17 m.a.) but preceedes a common cooling event of the metamorphic basement. This cooling episod is dated by the hornblendes isotopic closing at 324 ± 12 m.a.

Thus, the orogenic evolution of the southern domain of the Belledonne massif is mainly related to Variscan tectogenesis.

Keywords: Variscan orogeny, amphiboles, K/Ar-method, Belledonne massif, Western Alps.

Résumé

Au niveau de la basse vallée de la Romanche, le massif de Belledonne est constitué par un édifice de nappes superposées. D'après des datations récentes, des unités d'âge cambro-ordovicien chevauchent des terrains appartenant au Dévonien supérieur.

L'étude isotopique (K/Ar) des amphiboles métamorphiques, appartenant à différents niveaux de ces unités tectoniques et au plan de contact lui-même, permet de montrer que la tectonique tangentielle est synmétamorphique. Cette tectonique est postérieure à la mise en place de trondhjémites fini-dévoniennes (352 ± 55 et 367 + 17 M.a.) et précède le refroidissement général du bâti cristallophyllien marqué par la fermeture des hornblendes à 324 ± 12 M.a.

La structuration de ce domaine du massif de Belledonne est donc essentiellement varisque.

Introduction

Sur la bordure occidentale de l'arc alpin, affleurent les fragments du socle pré-triasique, correspondant aux Massifs Cristallins Externes (MCE) (Argentera, Ht Dauphiné, Belledonne–Gdes Rousses, Aiguilles Rouges–Mt Blanc). Ils sont schématiquement constitués de formations poly- et mono-cycliques, ayant respectivement valeur de socle précambrien et de couverture paléozoïque (KRUMMENACHER et al., 1965; LAURENT et CHESSEX, 1968; VON RAUMER, 1976, 1981, 1984). Une certaine continuité lithologique est admise entre ces fragments. Leur histoire tectono-métamorphique commune correspond à un cycle paléozoïque continu, du Silurien au Carbonifère, et elle est, de ce fait comparable à celle décrite dans les segments

[1] Faculté des Sciences et Techniques, U.A. 10, CNRS, Université, 42023-Saint-Etienne Cédex 02, France.
[2] Institut Dolomieu, U.A. 69, CNRS, Université de Grenoble I, 38031-Grenoble Cédex, France.

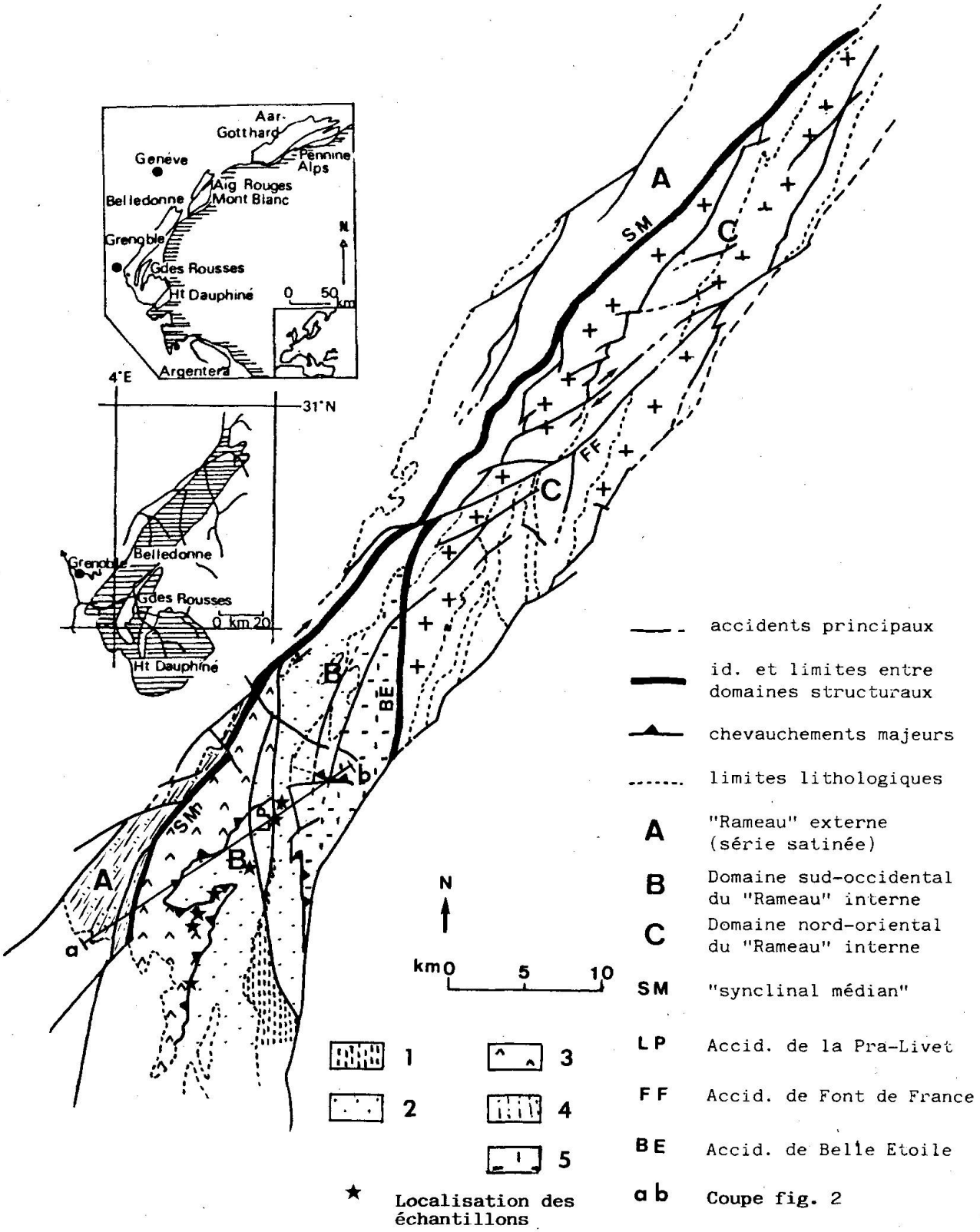

Fig. 1 Schéma structural de la chaîne de Belledonne et carte lithologique simplifiée du secteur sud-occidental (basse vallée de la Romanche, carte détaillée voir MÉNOT, 1986).
1: Formation du Taillefer.
2: Formations de Rioupéroux et de Livet.
3: Complexe ophiolitique de Séchilienne-Chamrousse.
4: «Série satinée».
5: Formations d'Allemont-Rochetaillée.

voisins de la chaîne hercynienne (VON RAUMER, 1981, 1984, 1986) (Fig. 1).

Toutefois ces travaux, menés essentiellement dans des secteurs orientaux des MCE, insistent sur la structuration précoce (silurodévonienne) des matériaux et sur les granitisations subséquentes (cf. VON RAUMER, 1984). En effet dans les MCE, les séries dévoniennes et carbonifères, à structuration varisque s.s., sont rares ou difficilement déterminables: métasédiments du Viséen supérieur des Aiguilles Rouges (BELLIÈRE et STREEN, 1980), méta-volcanites et -sédiments du Viséen du Taillefer et du Valbonnais (GIBERGY, 1968; CARME, 1965b) et «Série verte supérieure» de Belledonne (BORDET, 1953, 1972). Toutefois, seuls les sédiments des Aiguilles Rouges sont datés avec assurance par la faune qu'ils renferment. Un métamorphisme hercynien tardif à 323 ±18 M.a. a été mis en évidence dans le secteur nord-oriental de Belledonne par DEMEULEMEESTER (1982) (K/Ar sur amphiboles). Mais aucune donnée n'a été, pour l'instant, publiée sur le secteur méridional qui est concerné dans le présent travail.

Tout récemment, des terrains dévono-dinantiens ont été reconnus dans la basse vallée de la Romanche (Fig. 1). Ils correspondent à un ensemble plutono-volcanique riche en intrusions trondhjémitiques (SCARENZI et al., 1985b; MÉNOT, 1986). L'âge de ces plutonites acides a été déterminé par dosages U/Pb sur les zircons (352 ±55 M.a.; MÉNOT et al., 1984b et 367 ±17 M.a.; MÉNOT, 1987 et en préparation). C'est l'évolution tectonique et métamorphique de cette région sud-occidentale de la chaîne de Belledonne qui sera étudiée ici.

La basse vallée de la Romanche recoupe une suite de formations à lithologie contrastée. Ces formations ne sont affectuées ni par les granitisations carbonifères, ni par la déformation mylonitique pénétrative qui constituent les caractères majeurs du domaine nord-oriental de Belledonne (AUMAÎTRE et al., 1985). De ce fait, les flancs de la vallée de la Romanche sont particulièrement favorables à l'étude de la structuration anté-stéphanienne.

Entre les deux accidents majeurs du Synclinal médian, à l'Ouest, et de La Pra-Livet, à l'Est, la cluse de la Romanche montre la superposition des trois formations suivantes (Fig. 2):

- Le complexe ophiolitique de Chamrousse est constitué d'une formation amphibolo-leptynique (formation de Séchilienne) passant en continuité apparente vers le haut à un ensemble métaplutonique (formation de Chamrousse). La nature ophiolitique a été reconnue très tôt (BORDET, 1953) et confirmée (CARME, 1965a; MÉNOT, 1979, 1987; BODINIER et al., 1981). Il s'agit, dans la terminologie régionale, de la série verte moyenne de P. BORDET (1961) et de la formation de Chamrousse-Tabor qui appartient au Complexe de Belledonne de CARME (1970).

- L'ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux et de Livet associe des alternances décimétriques à métriques de leptynites, d'amphibolites et de gneiss micaschisteux ou leptyniques avec des masses condordantes et discordantes et métatrondhjémites à allure de granophyres (CARME, 1965a, 1975). Ces formations ont reçu diverses dénominations: série verte inférieure et série brune (P. BORDET, 1961), formations de Rioupéroux et de Livet (CARME, 1970).

- La formation du Taillefer n'est pas visible dans la coupe de la Romanche elle-même, mais affleure sur les sommets au nord et au sud de celle-ci. Elle renferme des métasédiments conglomératiques et pélitiques et un ensemble spilito-kératophyrique peu recristallisé (CARME, 1965b–1972). Il s'agit de la série du Taillefer (CARME, 1970) et de la série verte supérieure (P. BORDET, 1961).

Les relations entre les diverses formations sont diversement interprétées. Il s'agirait:

1 - soit d'unités stratigraphiques en position originelle (BORDET, 1972).

2 - soit d'unités juxtaposées tectoniquement (CARME, 1972).

1 - Dans le premier cas, la chaîne de Belledonne correspond à un domaine monocyclique anté-houiller où le métamorphisme majeur, éventuellement polyphasé et d'intensité épi- à mésozonal, est suivi de rétromorphoses jusqu'à l'époque alpine. La majorité des travaux parus avant 1972 en sont empreints (Ecoles néerlandaise et grenobloise, TOBI, 1959; KALSBEEK, 1961; LE FORT et EHRSTROM, 1969; LE FORT, 1973; etc.). Les synthèses de KRUMMENACHER et al. (1965) et de LAURENT et CHESSEX (1968) généralisent cette conception à l'ensemble des MCE. Ces auteurs mettent toutefois en évidence des formations polycycliques précambriennes, qui ne sont pas représentées dans ce secteur de la basse Romanche.

2 - La seconde interprétation est proposée par CARME (1970, 1971a, 1972, 1973a et b,

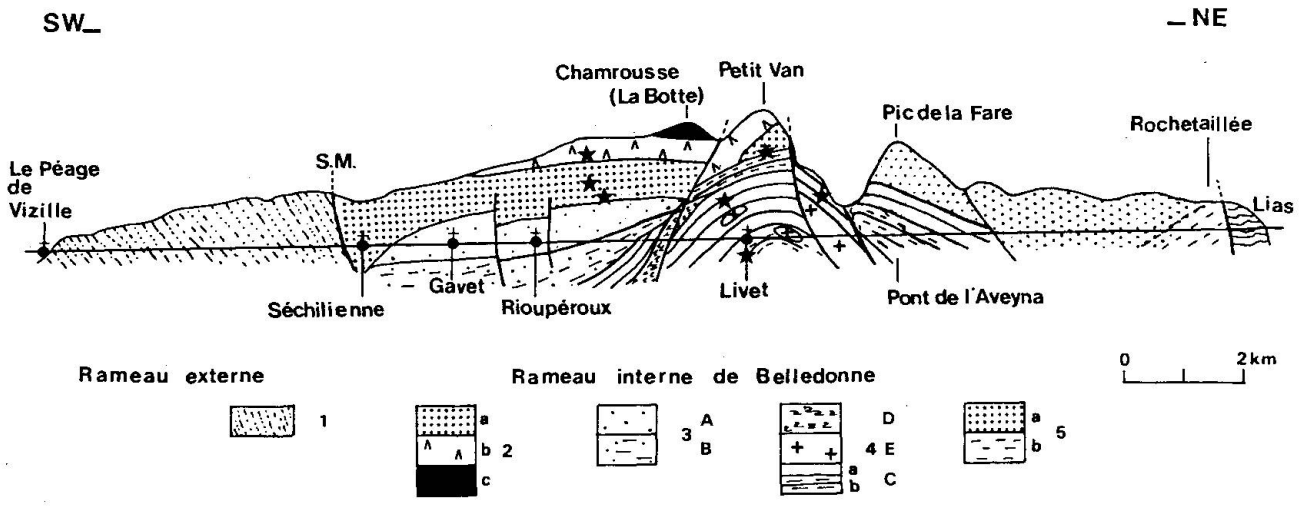

Fig. 2 Coupe schématique du massif de Belledonne dans la basse vallée de la Romanche. *: Affectation des échantillons analysés (Fig. 4).

1 - Série Satinée (âge incertain: Paléozoïque infer.?).

2 - Ophiolite de Séchilienne-Chamrousse.

(a): séquence effusive et volcano-détritique (formation de Séchilienne)

177-1: amphibolite dans l'alternance leptyno-amphibolique,

167-1 et 204-7: amphibolites dans la semelle tectonique, au niveau du contact anormal.

(b et c): séquence plutonique (formation de Chamrousse)

b - cumulats gabbroïques,

c - cumulats ultramafiques,

189-6b - filon doléritique amphibolitisé intrusif dans les gabbros.

3 - 4 - Ensemble plutono-volcanique de Rioupéroux et de Livet (âge dévonien).

3 - Formation de Rioupéroux (unités A et B).

4 - Formation de Livet (unités C, D et E).

227-7, 280-14 et 237-3: amphibolites de l'alternance leptyno-amphibolique (unité C), des parties superficielles aux zones plus profondes.

5 - Formations gneissiques et amphibolitiques de Allemont-Rochetaillée (âge Paléozoïque infér. et/ou Précambrien sup).

1975). Il montre que les diverses unités reconnues correspondent à des unités tectoniques empilées lors de l'orogenèse hercynienne.

Ces unités se regroupent en deux ensembles:

2-1 - Le Complexe de Belledonne (avec en particulier les formations de Chamrousse-Tabor et de Rioupéroux-Livet) qui montre une évolution polycyclique et dont l'âge serait briovérien moyen à supérieur (Protérozoïque).

2-2 - La formation du Taillefer (série verte supérieure), de faciès Culm, représenterait seule le cycle hercynien et reposerait en discordance sur le complexe de Belledonne. Dans ces conditions, l'histoire tectonique et métamorphique, selon Carme, devient beaucoup plus complexe. Elle implique:

a) Le renversement de la formation de Chamrousse-Tabor lors de l'orogenèse cadomienne.

b) L'empilement tardif des unités à la fin du cycle hercynien. La série du Taillefer est en effet impliquée dans cette tectonique tangentielle.

2. Cadre géologique (Fig. 2)

2.1. COMPLEXE OPHIOLITIQUE DE SÉCHILIENNE ET DE CHAMROUSSE

Le Complexe ophiolitique de Séchilienne et de Chamrousse correspond à une séquence métaplutonique (formation de Chamrousee) passant, sans discontinuité apparente, à une formation leptyno-amphibolique à caractère originel effusif et volcano-sédimentaire (formation de Séchilienne) (Carme, 1965a, 1975; Ménot, 1979, 1981; Bodinier et al., 1981).

L'ensemble ophiolitique a recristallisé dans des conditions métamorphiques mésozonales. Il se présente de plus en position renversée (Carme, 1965a; Ménot, 1979) et chevauche les

formations épi- à mésozonales de Rioupéroux et de Livet.

Le contact est matérialisé par une semelle, épaisse de quelques dizaines de mètres, de roches très microplissées (CARME, 1972; MÉNOT, 1986).

Sur le terrain, la séquence métaplutonique (formation de Chamrousse) montre la succession suivante:

1-1 - Cumulats ultramafiques: Il n'en subsiste plus qu'une faible épaisseur (100 m au maximum). Il s'agit essentiellement:

a) de serpentinites riches en spinelles (chromite et magnétite) épars ou en lits,

b) d'alternances serpentinites-pyroxènolites.

La nature originelle des termes ultrabasiques est difficile à déterminer par suite des recristallisations, il s'agirait surtout de dunites et de wehrlites. Les métapyroxènolites sont d'anciennes diallagites en bancs, en poches et en filonets dans les ultrabasites.

1-2 - Le complexe rubané blastomylonitique se situe à la base de la pile des cumulats gabbroïques et correspond à une zone de cisaillement de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Il est constitué de cumulats gabbroïques flasérisés, de pyroxénolites, de gabbros fins, de basaltes et de dolérites. La déformation est intense et aboutit à un rubanement fin de blastomylonites et d'ultramylonites de haute température, dérivées de ces divers faciès pétrographiques.

1-3 - La pile gabbroïque (250 m): Elle est formée par des leucocumulats, généralement à gros grain et litage magmatique. Ces cumulats clairs incluent des bancs de diallagites et des filons-couches de dolérites. Vers le haut de la séquence cumulative, s'injectent des bouffées et des poches de gabbros isotropes. Enfin la partie sommitale montre l'association intime de ferrogabbros et de plagiogranites. La minéralogie est peu diversifiée: le diallage et le labrador sont les minéraux les plus abondants, l'orthopyroxène est toujours subordonné et une clinoamphibole (barkévicite) fait son apparition dans les cumulats supérieurs. Des textures de cumulats (ortho-, ad- et hétérad-cumulats) sont assez bien préservées.

1-4 - La zone de transition: Elle marque le contact avec la série volcano-sédimentaire de Séchilienne et comprend des gabbros cumulats ou non, des dolérites, des basaltes porphyriques, des diorites et des roches leucocrates diversifiées. Cette zone composite est complexe dans le détail: elle montre localement une allure bréchique et les différents termes pétrographiques se succèdent en ordre variable et sans continuité latérale.

1-5 - Le complexe filonien: Il se développe dans le massif lui-même et dans la formation de Séchilienne. Il comprend essentiellement des méta-basaltes et -dolérites dans les termes supérieurs de l'ophiolite et dans la formation de Séchilienne. Ces faciès subvolcaniques montrent une différenciation interne avec un cœur porphyrique et des bordures figées. D'autres faciès intrusifs sont moins abondants et correspondent (i) à des métagabbros méso- à mélanocrates cantonnés dans la partie supérieure de l'ophiolite et son environnement immédiat, (ii) à de rares roches acides, kératophyres et granites sodiques, également localisées au toit du massif et dans son environnement, et enfin (iii) à des métapyroxènolites plus fréquentes vers la base de la séquence ophiolitique.

1-6 - La séquence volcano-détritique (formation de Séchilienne) est constituée d'une alternance amphibolo-leptynique montrant une polarité générale: elle est enrichie, vers la base (sommet structural actuel, à proximité du complexe ophiolitique), en sills et filons basiques et acides. Vers le haut les niveaux métapélitiques et volcano-détritiques sont plus abondants.

La nature ophiolitique du complexe de Chamrousse a été reconnue depuis fort longtemps (P. BORDET, 1961; CARME, 1965a, 1975). Elle a été confirmée par ses caractéristiques géochimiques (CARME, 1975; BODINIER et al., 1981). Des études récentes (MÉNOT, 1987) montrent que l'ophiolite de Chamrousse peut être considérée comme un ancien bassin marginal marquant l'évolution d'un domaine sialique en cours de distension puis d'océanisation. Elle a tout récemment été datée à 496 + 6/-1 M.a. (U/Pb sur zircons des plagiogranites) (MÉNOT et al. 1984a, et à paraître).

2.2. FORMATIONS PLUTONO-VOLCANIQUE DE RIOUPÉROUX ET DE LIVET

Les formations plutono-volcaniques de Rioupéroux et de Livet ont fait l'objet de travaux récents qui ont permis de redéfinir le contenu lithologique et la structure de ces terrains. Elles correspondent à un empilement

d'unités lithotectoniques distinctes (SCARENZI, 1984; MÉNOT, 1986).

Cet ensemble est chevauché par le complexe ophiolitique de Chamrousse-Tabor et est tardivement ployé selon un vaste anticlinal d'axe sub-méridien (CARME, 1972).

Cinq unités lithotectoniques ont été reconnues: elles se définissent par des contenus lithologiques différants (i) soit par leur nature pétrographique (métamagmatites acides ou basiques, métasediments) (ii) soit par leur histoire métamorphique (matériaux mono- ou polymétamorphiques).

Ainsi la formation de Livet, située à la base structurale, peut être subdivisée en trois unités:

2-1 - L'unité rubanée de la Balme (Livet C) est formée par une alternance centimétrique à métrique d'amphibolites et de leptynites, associées à la base à des gneiss. Ces matériaux montrent une structuration polymétamorphique. Cette série est injectée par des sills de granites plagioclasiques dont la texture protoclastique témoigne d'une évolution tectonométamorphique monophasée.

2-2 - L'unité micaschisteuse des Roberts (Livet D) est homogène et monotone et ne montre pas d'intercalations leptyniques ou amphiboliques. Ces micaschistes sont intensément microplissés et ont subi une évolution métamorphique complexe.

2-3 - L'unité trondhjémitique de Livet (Livet E) est constituée principalement par une granite albitique à textures granophyriques fréquentes. Ce faciès est associé à quelques rares filons kératophyriques et contient en enclaves des niveaux peu abondants de leptynites et d'amphibolites totalement recristallisées. Le granite plagioclasique est pétrographiquement identique aux sills de l'unité rubanée.

Ces deux dernières unités, micaschisteuse et trondhjémitique, sont tectoniquement intercalées dans l'alternance leptyno-amphibolique, comme le démontrent le contraste des lithologies radicalement différentes et sans passages progressifs, et l'abondance de microplis subisoclinaux déversés à proximité des contacts (MÉNOT, 1986).

La formation de Rioupéroux est constituée de deux unités lithotectoniques:

2-4 - L'unité de la forêt de Rioupéroux (Rioupéroux B) se compose essentiellement de matériaux siliceux: méta-trondhjémites, -kératophyres, -grauwackes, leptynites, micaschistes et très rares amphibolites. On observe, de la base au sommet, la polarité suivante:

a) une diminution progressive du volume des termes plutoniques et une représentation croissante des termes sub-volcaniques,

b) une proportion également croissante de matériaux volcano-sédimentaires à tendance pélitique et clastique.

Dans cette unité, la très grande majorité des matériaux montre une histoire métamorphique monophasée (MÉNOT, 1986).

2-5 - L'unité de Rioupéroux s.s. (Rioupéroux A) correspond à un ensemble plutono-volcanique acide et basique formé de méta-trondhjémites, -kératophyres, -microdiorites et -gabbros. Cet ensemble est grossièrement rubané et parcouru de zones laminées parallèles à la foliation principale. Des zones préservées montrent des associations composites acide-basique, caractéristiques d'un mélange mécanique de deux magmas. Toute les roches appartenant à cette unité ont une structuration monométamorphique.

En résumé, les formations de Rioupéroux et de Livet sont essentiellement constituées de roches orthodérivées acides et basiques et l'on note la succession dans le temps de deux épisodes magmatiques séparés par une phase précoce de structuration métamorphique (MÉNOT, 1986, 1987). A un épisode à caractère bimodal s.l. (amphibolites et leptynites) succède un magmatisme de nature trondhjémitique (méta-granites sodiques, -kératophyres et -grauwackes, associés à des méta-diorites et -basaltes subordonnés).

Ces formations ont été interprétées, sur des critères géochimiques, à un ensemble plutono-volcanique à caractère de rift ensialique ou de domaine de croûte amincie (attenuated lithosphere) (MÉNOT, 1987). L'unité micaschisteuse des Roberts (Livet D) est génétiquement étrangère à ce contexte et a été juxtaposée par la tectonique tangentielle tardive (MÉNOT, 1986).

L'âge du magmatisme trondhjémitique serait fini-dévonien à éo-carbonifère: 352 ± 55 M.a. et 367 ±17 M.a. (U/Pb sur zircons; MÉNOT et al., 1984b et en préparation).

Les âges cambro-ordovicien et dévonien établis respectivement pour les formations de Chamrousse et de Rioupéroux sont en contradiction avec les âges plus anciens (Briovérien) proposés par CARME (1970a, 1971a, 1975). Par contre son interprétation concernant la juxtaposition tectonique hercynienne de ces forma-

tions se trouve indirectement confirmée. L'étude isotopique (K/Ar) des amphiboles métamorphiques appartenant aux unités chevauchante (Chamrousse) et chevauchée (Rioupéroux-Livet) permet de préciser l'âge de la tectonique tangentielle et ses relations avec l'épisode métamorphique majeur.

3. Données isotopiques potassium-argon

3.1. ÉCHANTILLONNAGE

L'argon radiogénique est réputé être retenu jusqu'à des températures élevées dans les amphiboles: 400 ± 50°C pour CANTAGREL (1973), 490°C à 580°C pour HARRISON (1981) et jusqu'à 550-700°C pour BERGER et YORK (1981). C'est pourquoi seuls ces minéraux ont été choisis pour tenter de dater le dernier épisode métamorphique ayant affecté les formations de la basse Romanche.

Nous avons donc séparé six lots d'amphiboles calciques afin d'étudier les rapports isotopiques K/Ar. Les minéraux appartiennent à la trame grano- ou nématoblastique des amphibolites.

Ces sept échantillons ont été prélevés au niveau du plan de chevauchement et de part et d'autre de celui ci (Fig. 2). Ils proviennent:

a) dans la formation supérieure (Chamrousse-Séchilienne)

- d'un filon de méta-dolérite intrusif dans les cumulats gabbroïques (189-6b) où les amphiboles ne présentent aucune orientation et où la texture intersertale est partiellement préservée, attestant du caractère statique de l'ouralitisation;
- d'une amphibolite fine appartenant à l'alternance amphibolo-leptynique de Séchilienne (177-1) et dont la trame est nettement orientée selon la foliation régionale;
- d'une amphibolite schisteuse et microplissée prélevée dans la semelle tectonique (167-1) où une schistosité de crénulation se développe au dépens de la foliation majeure et où les néogenèses de hornblende sont sporadiques;

b) dans la formation inférieure (Livet), de trois amphibolites (222-7, 280-14, 237-3) situées respectivement à des niveaux de plus en plus profonds de l'unité leptyno-amphibolique de Livet; les amphiboles appartiennent à la foliation majeure.

Nous avons également séparé des fractions amphiboliques dans les roches de la formation de Rioupéroux et de la formation du Taillefer. Ces terrains sont aussi impliqués dans le tectonique tangentielle (CARME, 1973b). De plus l'âge viséen supérieur des roches du Taillefer mérite d'être confirmé, car cet âge est proposé avec beaucoup de prudence par GIBERGY (1968). Malheureusement le chimisme de ces amphiboles (faibles teneurs en CaO, MgO et richesse en Al_2O_3, K_2O et H_2O confirme l'examen microscopique en soulignant leur chloritisation. Cette altération est trop importante pour permettre une analyse isotopique significative.

3.2. CARACTÈRES CHIMIQUES DES AMPHIBOLES (Tab. 1 et Fig. 3)

Selon la classification de LEAKE (1978), il s'agit de hornblendes à tendances tschermakitique et magnésienne. On n'observe pas de discrimination en fonction (i) de la formation de provenance, (ii) du caractère statique ou dynamique des recristallisations (189.6/177.1) et (iii) de la localisation dans (204.7 et 167.1) ou hors de la semelle mylonitique.

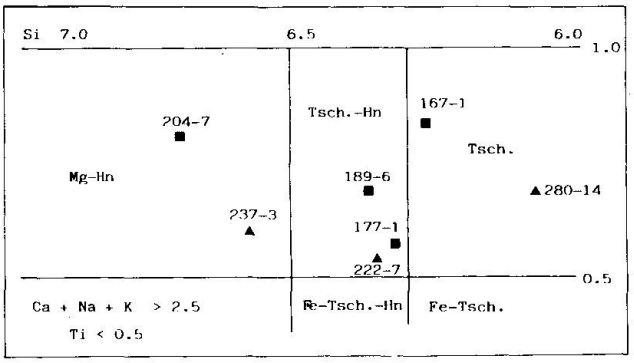

Fig. 3 Classification chimique des amphiboles métamorphiques, d'après B.E. Leake, 1968.
■: amphiboles des formations de Séchilienne-Chamrousse.
▲: amphiboles de la formation de Livet.

Il n'existe pas de différence significative dans la distribution des éléments entre les hornblendes des deux entités tectoniques. Leurs compositions sont caractéristiques d'un métamorphisme de pression relativement faible (RAASE, 1974; LAIRD et ALBEE, 1981; HYNES, 1982) et sont symptomatiques du faciès amphibolite à épidote (STOREY et MENEILLY, 1985), ce qui est en accord avec les paragenèses

Tab. 1 Composition chimique des amphiboles. Lab. de géochimie, Institut Dolomieu, U.S.T.M. Grenoble. Analyses par fluorescence X.

Localisation des échantillons:	x	y	z	
	167.1	880.3	313.1	1840
	177.1	879.3	312	1670
	189.6b	878	309.7	1440
	204.7	878.4	306.6	1220
	222.7	881.4	314.5	1370
	237.3	883,8	318,5	720
	280.14	884.2	319	910

Formation	Chamrousse - Séchilienne				Livet (unité C)		
n° échant	189-6b	177-1	204-7	167-1	237-3	222-7	280-14
SiO_2	44,76	43,87	46,48	43,60	46,40	43,87	42,64
Al_2O_3	8,84	11,27	10,14	11,47	9,68	11,56	12,31
FeO	14,48	17,98	14,96	14,97	17,23	19,28	14,18
MgO	16,19	12,20	12,75	14,47	13,18	11,30	15,86
CaO	10,95	11,27	11,95	10,57	10,48	10,98	10,88
Na_2O	0,86	0,55	-	1,39	1,39	1,18	1,60
K_2O	0,25	0,37	0,30	0,20	0,20	0,57	0,28
TiO_2	1,76	2,29	1,08	1,38	0,98	1,33	1,27
MnO	0,25	0,28	0,28	0,25	0,45	0,39	0,16
Cr_2O_3	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NiO	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
P_2O_5	0,11	0,03	-	0,08	0,10	0,05	0,01
PF	1,36	0,57	0,62	1,43	0,80	0,88	1,60
Total	99,81	100,68	98,56	99,81	100,88	101,39	100,79
Si_4 (1)	6,343	6,279	6,733	6,215	6,595	6,324	5,989
Al_6	1,476	1,721	1,267	1,785	1,405	1,676	2,011
Al	-	0,180	0,464	0,142	0,215	0,288	0,027
Ti_3	0,187	0,246	0,118	0,148	0,100	0,144	0,134
Fe	1,544	1,371	0,803	1,606	1,298	1,273	1,499
Cr	-	-	-	-	-	-	-
Mg	3,419	2,603	2,753	3,074	2,789	2,428	3,321
Ni_2	-	-	-	-	-	-	-
Fe^2	-	0,565	0,828	-	0,544	0,819	-
Mn	0,030	0,034	0,034	0,030	0,054	0,047	0,019
Ca	1,662	1,728	1,855	1,614	1,594	1,696	1,637
Na	0,236	0,153	-	0,384	0,383	0,330	0,436
K	0,045	0,068	0,055	0,036	0,054	0,105	0,050
NaM4	0,236	0,152	-	0,384	0,383	0,304	0,363
Ca+Na+K	1,943	1,949	1,910	2,034	2,031	2,131	2,123
Mg (2)	0,69	0,57	0,81	0,84	0,60	0,54	0,69

(1) sur la base de 24 (O,OH) (2) [Mg] = Mg/Mg + Fe^2 + Mn

observées dans les échantillons étudiés. On notera toutefois que les hornblendes sont plus riches en Ti et Ca à Chamrousse et en alcalins et Mn à Livet.

D'autre part, une distribution en cloche semble s'exprimer avec des teneurs respectivement croissantes et décroissantes en Si et Al total de part et d'autre du plan de chevauchement. Il est pourtant difficile d'attribuer à cette distribution une signification thermodynamique, augmentation de pression et/ou de température selon les critères de SPEAR (1981), HYNES (1982) et SILLS (1983). En effet, les données sont d'une part trop peu nombreuses et d'autre part peu précises, au niveau des alcalins en particulier, à cause de la méthode d'analyse par fluorescense X. Une étude plus fine à la microsonde permettrait peut être de préciser ces données fragmentaires.

En dépit de ces résultats, la disposition anormale de la zonéographie métamorphique ne peut être mise en doute. Si elle n'apparaît pas clairement entre les formations de Séchilienne-Chamrousse et l'unité de Livet C, elle est particulièrement évidente lorsque le contact superpose les amphibolites de Séchilienne sur les unités épizonales et faiblement structurées de Rioupéroux et sur les schistes et spilites du Taillefer (CARME, 1973a; RIEGEL, à paraître, et observations personnelles, R.-P. M.).

3.3. MÉTHODE EXPÉRIMENTALE

Les échantillons ont été analysés par la méthode de datation isotopique conventionnelle K/Ar. Le potassium a été dosé par absorption atomique. Le dosage de l'argon a été effectué par spectrométrie de masse (Micromass VG 600) avec de l'argon 38 diluant à 99.87% et calibré par rapport du standard GI-O dosé à 24.80 ml/g d'argon radiogénique, selon la méthode définie par DEMEULEMEESTER (1982) et BONHOMME et al. (1975) modifiée. L'alignement isotopique est calculé par la méthode de WILLIAMSON (1968).

Les données isotopiques sont présentées dans le tableau 2 et, sous une forme graphique, sur la figure 4.

3.4. DISCUSSION

Le graphique de la figure 4 montre que les points représentatifs des sept échantillons sont

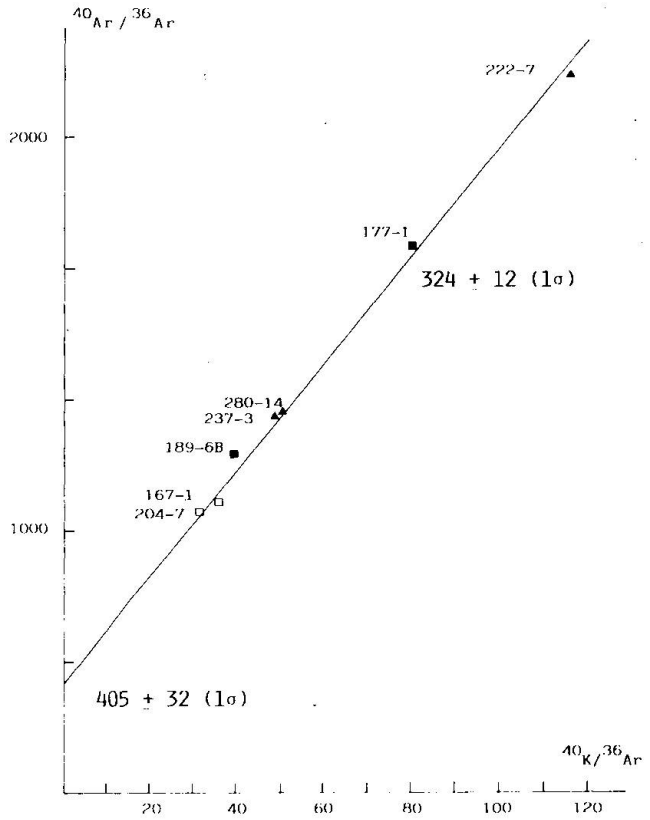

Fig. 4 Droite isochrone $^{40}Ar/^{36}Ar$ vs $^{40}K/^{36}Ar$. Légende id. fig. 3, sauf □: amphiboles de la semelle tectonique.

relativement bien alignés aux erreurs analytiques près (MSWD = 1.72). Ceci signifie que toutes ces amphiboles ont évolué dans un même système isotopique homogène. Le rapport isotopique initial (405 ± 32 [σ]) est significativement différent du rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ de l'argon atmosphérique. Une telle valeur s'observe dans les systèmes isotopiques en voie de redistribution sous l'influence d'un épisode métamorphique (CABY et BONHOMME, 1982; DEMEULEMEESTER, 1982). Plus précisément, ceci traduit la difficulté relative à diluer l'excès d'argon dans l'atmosphère, si le fluide métamorphique dans lequel cristallisent ou recristallisent les minéraux est enrichi en isotope 40. Un tel enrichissement en ^{40}Ar apparaît préférentiellement lors d'un épisode métamorphique où la pression joue un rôle important, conjointement avec la température élevée qui est la cause des recristallisations.

Pour ces raisons, la date de 324 ± 12 M.a. (σ) doit être attribuée au refroidissement après le climax du métamorphisme.

D'autre part, le chevauchement mis en évidence entre les formations de Chamrousse et de

Rioupéroux-Livet reste apparemment sans effet sur le système isotopique K/Ar des amphiboles. Ce chevauchement est considéré comme tardif par rapport au métamorphisme, dont il pertube la zonéographie originelle (CARME, 1973b; MÉNOT, 1986). Les déformations associées à cette tectonique tangentielle sont très localisées, au niveau du plan de contact majeur et de zones de cisaillement peu épaisses au sein des formations, et elles ne s'accompagnent pas de recristallisations généralisées (MÉNOT, 1986). La droite isochrone ne peut exprimer un éventuel échauffement lié à la tectonique puisque seuls deux échantillons (167-1 et 204-7) proviennent de la zone cisaillée.

De plus, ces amphiboles (167-1 et 204-7), prélevées dans la semelle tectonique, appartiennent à la droite isotopique. Un tel comportement peut s'expliquer (i) par l'absence, à la fois, d'un réchauffement suffisant et de recristallisations pendant le chevauchement, ou (ii) par une succession rapide dans le temps des événements métamorphiques et tectoniques, un laps de temps trop court ne pouvant être décelé.

Enfin aucune amphibole ne possède d'âge isotopique inférieur à 300 M.a.: ceci distingue clairement les secteurs SW et NE de Belledonne. En effet, dans le domaine nord-oriental, DEMEULEMEESTER (1982) a souligné l'influence des phénomènes orogéniques alpins qui se marquent par la présence (i) d'âges plus jeunes (entre 300 et 24 M.a.) et (ii) d'une zonation géographique des âges «rajeunis».

En résumé, dans cette étude du socle de la basse vallée de la Romanche, deux données radiochronologiques sont disponibles:

(i) Les zircons des intrusions tronhjémitiques analysés par la méthode U/Pb fournissent des âges à 352 ± 55 et 367 ±17 M.a. (MÉNOT et al., 1984b et en préparation; MÉNOT, 1987).

(ii) L'alignement isotopique K/Ar des amphiboles donne un âge de 324 ±12 M.a., attribué au refroidissement après le climax du métamorphisme.

Géologiquement, les trondhjémites subissent l'altération et la structuration métamorphique (MÉNOT, 1986). Les résultats isotopiques reflètent bien cette relation puisque que les «âges» U/Pb «sont plus anciens que l'âge» K/Ar de la fin de l'épisode métamorphique.

4. Conclusions

1 - L'alignement des points représentatifs sur une isochrone relativement bien définie implique un épisode commun de fermeture du système isotopique daté à 324 ±12 M.a., soit dinantien (ODIN, 1982).

Cet âge de fermeture isotopique correspond, à l'ultime phase du métamorphisme, et au refroidissement de l'ensemble du bâti cristallophyllien. Un réchauffement en relation avec la tectonique tangentielle ne peut être invoqué car (i) les déformations et recristallisations associées à celle-ci sont très localisées (MÉNOT, 1986, 1987) et (ii) les échantillons 167-1 et 204-7 s'alignent sur la droite isochrone.

2 - Toutes les formations de la basse vallée de la Romanche ont donc subi un métamorphisme majeur d'âge carbonifère inférieur. De plus, l'ensemble des données géochronologiques (âges cambro-ordovicien et dévono-carbonifère des formations) démontre que la structuration de ce secteur s'explique par une évolution continue, localement polyphasée (MÉNOT, 1986), mais monocyclique paléo-

Tab. 2 Données isotopiques.

n°d'échant.	localisation	K_2O %	^{40}Ar rad. / ^{40}Ar tot. %	^{40}Ar rad. µ l/g	t (Ma ± 1 σ)	^{40}K / ^{36}Ar (x 10^3)	^{40}Ar / ^{36}Ar
189-6B	Chamrousse	0,234	77,1	3,310	393 ± 13	39,01	1289,2
177-1	Sechilienne	0,364	85,8	4,51	348 ± 8	80,2	2087
167-1	Semelle	0,204	73,2	2,541	350 ± 16	36,08	1104,8
204-7	id.	0,30	72,5	4,140	384 ± 7	31,8	1075
222-7	Livet C	0,543	89,2	6,35	331 ± 6	115,9	2737
280-14	id.	0,292	79,7	3,727	358 ± 13	50,3	1452
237-3	id.	0,205	79,3	2,660	363 ± 10	48,6	1430,4

Lab. de géochimie - Institut Dolomieu - U.S.T.M. Grenoble

zoïque. Ceci confirme, pour partie, le schéma de Bordet et permet de rejeter, pour ce secteur au moins, l'existence d'une orogenèse cadomienne.

3 - Le chevauchement de l'unité de Chamrousse, et probablement l'écaillage interne des formations, se développe durant cet épisode métamorphique carbonifère inférieur, mais après sa culmination et se rapporte probablement à la phase sudète. Ce résultat confirme l'attribution par CARME (1973b) de la tectonique tangentielle au cycle hercynien.

4 - L'importance de la structuration carbonifère est ainsi clairement mise en évidence dans ce secteur du socle pré-alpin. Une telle évolution était déjà avancée pour le secteur NE de Belledonne par DEMEULEMEESTER (1982) (épisode métamorphique à 323 ± 18). Elle est par ailleurs bien connue dans le Massif Central Français (AUTRAN et COGNE, 1980; GAY et al., 1982, CAEN-VACHETTE et al., 1984, etc...) ou en Allemagne (BEHR et al., 1984). Cette évolution correspond à la structuration majeure dans la basse vallée de la Romanche et, de ce fait, ce secteur montre des affinités avec les zones saxo-thuringienne et le centre armoricain de l'orogène hercynien.

5 - La persistance des âges carbonifères soulignent la faible influence des phénomènes alpins dans le domaine de la basse vallée de la Romanche du massif de Belledonne (secteur SW).

Références

AUMAÎTRE, R., GIRAUD, P., PONCERRY, E., VIVIER, G. (1985): Les granitoïdes subalcalins potassiques de la Lauzière. Massif cristallin externe de Belledonne (Alpes françaises). Géologie Alpine, 61, 17-32.

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.

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, v. 109, p. 15-40.

BELLIÈRE, J., STREEN, M. (1980): Roches d'âge viséen supérieur dans le massif des Aiguilles Rouges (Hte Savoie). C.R. Acad. Sci., Paris, 290 D, 1341-1343.

BERGER, G.W., YORK, D. (1981): Geothermometry from $_{40}Ar/_{39}Ar$ dating experiments. Geochim. Cosmochim. Acta, 45, 795-812.

BODINIER, J.L., DUPUY, C.P., DOSTAL, J., CARME, F. (1981): Geochemistry of ophiolites from the Chamrousse complex (Belledonne massif, Alps): Contrib. Miner. Petrol., 78, 379-88.

BONHOMME, M.G., THUIZAT, R., DINAULT, Y., CLAUER, N., WENDLING, S., WINCKLER, R. (1982): Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique. Not. Tech. Inst. Géol., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 53 p.

BORDET, P. (1961): Sur la géologie du massif de Belledonne s.s. C.R. Acad. Sci., Paris, 252, 3, 434-436.

BORDET, P. (1972): Notice de la carte géologique de la France à 1/50000, feuille de Vizille (XXXIII35), 35 p.

BORDET, P., BORDET, CL. (1953): Sur la structure des massifs cristallins externes des Alpes françaises. C.R. Acad. Sci., Paris, 236, 5, 500-502.

CABY, R., BONHOMME, M.G. (1982): Whole-rock and fine fraction K-Ar isotopic study of radiolarites affected by the Alpine metamorphism: evidence and consequences of excess argon 40. Fifth. Int. Cong. Geochron. Cosmochron, Isot. Geol., June 27 - Jul. 2, Nikko, Japan, p. 42. Abst.

CAEN-VACHETTE, M., GAY, M., PETERLONGO, J.-M., PITIOT, P., VITEL, G. (1984): Age radiométrique du granite syntectonique du Gouffre d'Enfer et du métamorphisme hercynien de basse pression du Pilat (Massif Central français). C.R. Acad. Sci., Paris, 299, II, 17, 1201-1204.

CANTAGREL, J.M. (1973): Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques: application au Massif Central français. Ann. Univ. Clermont, 50, 292 p.

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.

CARME, F. (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.

CARME, F. (1970): 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.

CARME (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.

CARME, F. (1972): Notice de la carte géologique de France 1/50000, feuille de Vizille (XXXIII-35) 35 p.

CARME, F. (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.

CARME, F. (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.

CARME, F. (1975): Caractères chimiques de deux en-

sembles de roches magmatiques pré-orogéniques du socle anté-houiller des Massifs Cristallins Externes alpins et des Monts du Lyonnais. C.R. Acad. Sci., Paris, D, 281, 89-92.

DEMEULEMEESTER, P. (1982): Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des Massifs cristallins externes (Alpes françaises): Thèse Univ. Grenoble I, 227 p.

GAY, M., BRIAND, B., CHENEVOY, M., PIBOULE, M. (1982): Evolution structurale de la série métamorphique du Vivarais oriental (Massif central). Bull. B.R.G.M., 1, 3, 219-232.

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.

HARRISON, T.M. (1981): Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. Contrib. Mineral. Pétrol., 78, 324-331.

HYNES, A. (1982): A comparison of amphiboles from medium and low-pressure metabasites. Contrib. Mineral. Petrol., 81, 119-125.

KALSBEEK, F. (1961): Petrology and structural geology of the Berlanche-Valloire area (Belledonne massif, France). Pub. Dept. Petrog. Min. et Crist., Univ. Leyden, 2, 5, 136 p.

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

LAIRD, J., ALBEE, A.L. (1981): Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. Am. J. Sci., 281, 127-175.

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

LEAKE, B.E. (1978): Nomenclature of amphiboles. Mineral. Mag., 42, 533-63.

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

LE FORT, P., EHRSTROM, C.E. (1969): Caractères géochimiques et origine des formations métamorphiques des massifs du Chaillol et de Belledonne. Volcanisme et sédimentation dans l'orogène hercynien des Alpes françaises. Sc. de la Terre, 14, 215-238.

MÉNOT, R.P. (1979): Lithostratigraphie et pétrographie du groupe amphibolitique de Séchilienne et du massif ultrabasique et basique de Chamrousse (Massif de Belledonne, Alpes occidentales). Géologie Alpine, 55, 93-110.

MÉNOT, R.P. (1981): Présence d'ortho-leptynites à caractères de plagio-granites au sein du complexe ultrabasique et basique de Chamrousse-Tabor. C.R. Acad. Sci., Paris, II, 516-520.

MÉNOT, R.P. (1986): Les formations plutono-volcaniques dévoniennes de Rioupéroux-Livet (Massifs cristallins externes des Alpes françaises): nouvelles définitions lithostratigraphiques et pétrographiques. Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 66, 2, 227-256.

MÉNOT, R.P. (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 d'Etat, Univ. Lyon I, 398 p. et ann.

MÉNOT, 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 et soumis à Earth. Planet. Sci. Lett.

MÉNOT, R.P., PEUCAT, J.J., PIBOULE, M., SCARENZI, D. (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, et en préparation.

ODIN, G.S. (1982): Numerical dating in stratigraphy. J. Wiley and sons Ed.

RAASE, P. (1974): Al and Ti contents of hornblendes as indicators of pressures and temperature of regional metamorphism. Contrib. Miner. Petrol., 45, 231-236.

RAUMER VON, J.F. (1976): Variszicum in den Zentral- und Westalpen: Nova Acta Leopoldina, 224, 45, 119-144.

RAUMER VON, J.F. (1981): Variscan events in the Alpine region. Geol. Mijnbow, 60, 67-80.

RAUMER VON, J.F. (1984): The External Massifs, relics of Variscan basement in the Alps. Geol. Rundsch., 73, 1, 1-31.

RAUMER VON, J.F. (1986): The Hercynian basement in the Helvetic Realm (Western und Central Alps) in "Alpi Occidentali", G.V. Dal Piaz (Ed.), in press.

RIEGEL, P. (sous presse): Thèse Univ. U.S.M., Grenoble.

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 3e cycle, U.S.M. Grenoble, 259 p.

SCARENZI, D., MÉNOT, 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.

SILLS, J.D. (1983): Mineralogical changes occurring during the retrogression of Archean gneisses from the Lewisian complex of NW Scotland. Lithos, 16, 113-124.

SPEAR, F.S. (1981): An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. Am. J. Sci., 281, 697-734.

STOREY, B.C., MENEILLY, A.W. (1985): Petrogenesis of metamorphic rocks within a subduction-accretion terrane. Signy Island, South Orkney Islands. J. of Metam. Geol., 3, 1, 21-42.

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

WILLIAMSON, J.H. (1968): Least-square fitting of a straight line. Canad. J. Phys., 46, 1845-1848.

Manuscrit reçu le 1er août; manuscrit révisé accepté le 10 octobre 1987.