Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 78 (1985)

Heft: 3

Artikel: La méthode 39Ar-40Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes Occidentales) : chronologie détaillée depuis 110 Ma

Autor: Monié, Patrick

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165667

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: 02.07.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 78	Nr. 3	Pages 487–516	Bâle, décembre 1985

La méthode ^{39}Ar–^{40}Ar appliquée au métamorphisme alpin dans le massif du Mont-Rose (Alpes Occidentales). Chronologie détaillée depuis 110 Ma

Par PATRICK MONIÉ[1])

RÉSUMÉ

Apparaissant en fenêtre sous la nappe des schistes lustrés s.l., le massif du Mont-Rose est le plus septentrional des massifs cristallins internes des Alpes Occidentales. Le socle hercynien et sa couverture mésozoïque ont été intensément repris par l'orogenèse alpine. Une étude géochronologique réalisée par la méthode ^{39}Ar–^{40}Ar, combinée à des observations pétrologiques et structurales a permis de préciser les étapes essentielles de la course pétro-chronologique alpine. La séquence des événements tectonométamorphiques s'établit de la façon suivante:

1. La subduction de la croûte continentale européenne conduit à des paragenèses éclogitiques ($P \approx 16$kb, $T = 500\,°C$) datées à 110 Ma (CHOPIN & MONIÉ 1984).

2. A partir de ce stade, la trajectoire de rétromorphose, contemporaine d'un épaississement crustal, s'accompagne de deux épisodes cristallogénétiques principaux, l'un dans les conditions du faciès schistes bleus ($P \approx 8$kb, $T = 500\,°C$) à 65 Ma, l'autre dans le faciès schistes verts ($P \approx 5$ kb, $T = 450\,°C$) à 38 Ma.

3. Un métamorphisme tardif daté à 27 Ma, synchrone du métamorphisme de haute température des Alpes Centrales, associé à des décrochements dans les zones frontales et radicales de la nappe, se développe aux dépens des paragenèses antérieures.

L'hétérogénéité de la déformation et de la répartition des recristallisations dans la nappe du Mont-Rose est bien mise en évidence par la diversité et la distribution des âges ^{39}Ar–^{40}Ar.

Outre cette chronologie, on aborde également le problème délicat des mécanismes de réhomogénéisation isotopique des minéraux en milieu polymétamorphique. On montre que le comportement de l'argon dans un système isotopique face à un événement géologique ne peut être uniquement sous la dépendance du facteur thermique. Nos résultats mettent en lumière l'importance d'un certain nombre de paramètres parmi lesquels la pression totale, la déformation, les fluides ou le chimisme. Il apparait ainsi que chaque âge ^{39}Ar–^{40}Ar constitue un cas particulier pour lequel plusieurs facteurs interfèrent, les uns se rapportant au contexte géologique environnant, les autres aux caractéristiques intrinsèques du minéral étudié et de la roche qui le contient.

ABSTRACT

The Monte Rosa massif is the northest internal massif of the Western Alps which appears in window through the Schistes lustrés ophiolitic nappe. Its Hercynian basement and Mesozoic cover have been strongly reworked during the Alpine orogeny. An ^{39}Ar–^{40}Ar geochronological study has been performed in an attempt to date the major alpine events which are identified by structural and petrological investigations. The following tectonometamorphic episodes have been recognized:

1. The first one is associated with the subduction of the European continental crust which produced eclogitic parageneses ($P \approx 16$ kb, $T = 500\,°C$), 110 m.y. ago (CHOPIN & MONIÉ 1984).

[1]) Laboratoire de Géologie Structurale, LA 266, U.S.T.L., place E. Bataillon, F–34060 Montpellier Cedex.

2. Then, the retrograde P–T–t path is characterized by two main crystallogenetic events, the first one under blueschist facies conditions ($P \approx 8$ kb, $T = 500\,°C$) dated at 65 m.y., the second one under greenschist facies conditions ($P \approx 5$ kb, $T = 450\,°C$) at 38 m.y.

3. A latter greenschist metamorphism, which occurred 27 m.y. ago simultaneously with the high-temperature metamorphism of the Central Alps, is related to the motion of the frontal and root zones of the Monte Rosa nappe as dextral strike-slip faults.

The great variety and distribution of the ^{39}Ar–^{40}Ar age data give good evidences for the heterogeneous character of the deformation and for the plurifacial evolution of the Alpine metamorphism.

Our purpose is also to provide a discussion about the isotopic behavior of mineral systems which have suffered a complex metamorphic history. Our results indicate that the internal argon redistribution in crystals is constrained by several internal and external parameters that act simultaneously or separately on the isotopic systems. Examination of the response of minerals to thermo-mechanical disturbances shows that the most important parameters are temperature, deformation, whole-rock pressure, fluid activity and chemical properties of minerals. We come to the conclusion that each ^{39}Ar–^{40}Ar determination represents a particular case for which the argon behavior is controlled by the conjunction of the mineralogical characteristics and the local geologic environment of the sample.

Introduction

Nous proposons ici une synthèse des principaux résultats géochronologiques obtenus par la méthode ^{39}Ar–^{40}Ar dans la nappe du Mont-Rose (Monié 1984). Ce travail poursuit des buts qui sont essentiellement de deux ordres:

— Tout d'abord établir une chronologie des phases successives de cristallisations métamorphiques alpines. En s'appuyant sur des études structurales récentes, nous avons également cherché à préciser quelles étaient les relations chronologiques existant entre les phases de déformation et celles de métamorphisme.

— Le second but est d'ordre plus théorique. Nous sommes amenés à discuter des mécanismes de réhomogénéisation isotopique de l'argon dans les minéraux anté-alpins et alpins. L'hypothèse de départ est que la réponse d'un système à une perturbation géologique peut être contrôlée non seulement par la température mais aussi par l'intensité d'un certain nombre de paramètres déterminants qui influent sur les cinétiques de diffusion naturelle de l'argon.

II. Contexte géologique

Le massif du Mont-Rose appartient avec ses équivalents structuraux du Grand-Paradis et de Dora Maira à l'ensemble des massifs cristallins de la zone pennique interne. En position intermédiaire entre la nappe du Grand-St-Bernard à l'ouest et la zone de Sesia à l'est (fig. 1), les coupes classiques d'Argand (1911) le montrent comme un vaste pli couché enraciné à l'est, apparaissant en fenêtre sous la nappe des schistes lustrés s.l. Ce n'est que tardivement que ce massif acquiert sa géométrie actuelle d'antiforme déversé au sud-est.

Le socle hercynien repris par l'orogenèse alpine est essentiellement constitué de métagranites intrusifs dans une série mésozonale profonde à catazonale comportant des paragneiss, migmatites, amphibolites et granodiorites (Bearth 1952). Une première unité de couverture d'origine volcano-sédimentaire, d'âge permo-carbonifère probable, repose en discordance sur ce socle; elle est elle-même recouverte par les métasédiments mésozoïques de Gornergrat (Bearth 1952, Hunziker 1969, 1970, 1974). L'âge des métamorphites anté-granitiques n'est pas connu. Des mesures réalisées au «plomb total» sur des

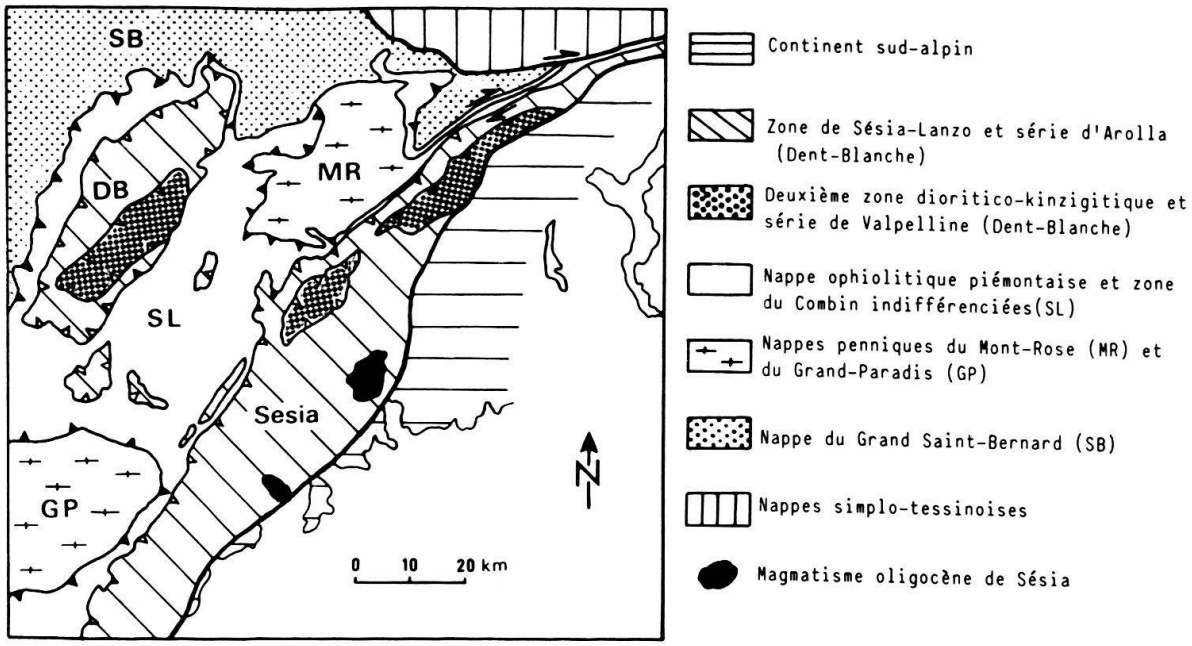


Fig. 1. Schéma de situation du Mont-Rose dans les Alpes Occidentales (d'après COMPAGNONI et al. 1977).

migmatites n'apportent pas de résultats significatifs (BUCHS et al. 1962). Le granite du Mont-Rose est pour sa part daté à 310 ± 50 Ma en Rb–Sr sur roche totale (HUNZIKER 1970).

Ces roches pré-alpines ont subi intensément mais à des degrés divers les effets complexes de la déformation et du métamorphisme alpins. Le lecteur pourra se référer à la monographie de BEARTH (1952) et à l'ensemble des travaux ultérieurs qui illustrent amplement cette complexité de l'évolution tectonométamorphique du Mont-Rose (AMSTUTZ 1955, 1971, REINHARDT 1966, DAL PIAZ 1964, 1971, HUNZIKER 1969, 1970, 1974, WETZEL 1972, FREY et al. 1976, LADURON 1976, KLEIN 1978, HOMEWOOD et al. 1980, MATTAUER 1981, MILNES et al. 1981, MÜLLER 1982, 1983, LACASSIN 1983, 1984, STECK 1984).

Dans les Alpes suisses et franco-italiennes, il est depuis longtemps démontré que les premières cristallisations métamorphiques alpines trouvent leur origine dans un événement précoce de très haute pression (voir KIÉNAST 1983, pour une revue). Le métamorphisme éclogitique a été longtemps considéré d'âge crétacé supérieur (90 à 60 Ma). Néanmoins, les déterminations radiométriques les plus récentes (STEINITZ & JÄGER 1981, OBERHÄNSLI et al. 1982, CHOPIN & MONIÉ 1984, CARPÉNA 1984, HY 1984) ont montré que ce métamorphisme des zones les plus internes, débute en réalité au Crétacé moyen (110–120 Ma). On remarquera par ailleurs le synchronisme apparent des cristallisations de très haute pression entre les unités de Sesia et du Mont-Rose, la première étant classiquement interprétée comme la marge continentale du continent austro-alpin, la seconde comme la bordure interne du continent européen. Les estimations des variables intensives de ce métamorphisme précoce conduisent dans les deux cas à des températures de 500–550 °C pour des pressions de 13 à 17 kb (DESMONS & O'NEIL 1978, ROBERT 1981, CHOPIN & MONIÉ 1984). Replacées dans le contexte géodynamique de la tectonique des plaques, ces deux masses continentales se trouvaient donc dès le Crétacé moyen subductées jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 50 à 60 km. Une profondeur plus importante

est même suggérée par la découverte récente d'une association à pyrope-coesite dans le massif de Dora Maira (CHOPIN 1984).

A partir de Crétacé moyen, l'évolution des conditions métamorphiques dans les zones internes se caractérise essentiellement par une chute progressive de la pression, concomitante d'une remontée du bâti sous l'effet de la convergence continue des plaques lithosphériques européenne et sud-alpine. Si l'on fait abstraction du métamorphisme thermique tardif qui affecte le domaine simplo-tessinois (FREY et al. 1980), la déformation synmétamorphique des Alpes Occidentales, initiée dans un régime de HP/BT comme en témoignent par exemple les tectonites éclogitiques à omphacite–grenat–glaucophane–jadéite de Sesia (COMPAGNONI et al. 1977, LARDEAUX et al. 1982) atteint ainsi graduellement les conditions du faciès schistes verts. Cette rétromorphose des paragenèses éo-alpines a connu une intensité maximum il y a 38 Ma (HUNZIKER 1969, 1974, HUNZIKER & BEARTH 1969, JÄGER 1970, BOCQUET et al. 1974, DELALOYE & DESMONS 1976, FREY et al. 1976, CHOPIN & MALUSKI 1978, 1980, LIEWIG et al. 1981, AYRTON et al. 1982, CARPÉNA & CABY 1983, CARPÉNA 1984). La signification géologique des âges plus récents à 15–30 Ma qui se dégagent des travaux précités n'est guère élucidée. Il faut peut-être les associer aux mouvements en «rétrocharriages» qui affectent en particulier la bordure interne du domaine briançonnais.

Dans le Mont-Rose, les âges traces de fission obtenus sur apatites (WAGNER et al. 1977) montrent que l'isotherme 120 °C est franchi à 11 Ma au sud-ouest du massif et vers 5–7 Ma au nord, mettant ainsi en évidence un soulèvement différentiel du massif que l'on retrouve également dans le Grand Paradis (CARPÉNA 1984).

III. Métamorphisme et déformation dans la nappe du Mont-Rose

Les relations cristallisation–déformation ont été analysées en divers secteurs de la nappe et les éléments suivants sont essentiellement à retenir:

— Dans la nappe du Mont-Rose, les paragenèses précoces typomorphes d'un métamorphisme de très haute pression ne sont qu'exceptionnellement préservées, en particulier dans les zones abritées de la déformation. Elles ont été observées au NNW au sein de la Furgg-Zone s.s. (BEARTH 1952, WETZEL 1972, KLEIN 1978) ainsi qu'au SSW dans des équivalents de la Furgg-Zone et quelques éclogites (DAL PIAZ 1964, 1971, CHOPIN & MONIÉ 1984). Dans les métagranitoïdes, l'étude de la substitution $Al^{IV}\ Al^{VI} \rightleftharpoons SiMg$ dans les phengites (VELDE 1967, MASSONNE 1981) a également fourni, avec des teneurs en Si allant de 3,4 à 3,55 (FREY et al. 1983, MONIÉ 1984), des arguments en faveur d'un événement précoce de haute pression. La jadéite, présente dans les granites de Sesia (COMPAGNONI et al. 1977, HY 1984) n'a cependant jamais été observée ici. Elle est toutefois décrite dans les gneiss de Bonneval du massif du Grand-Paradis (SALIOT 1978).

— La variation de substitution phengitique des micas blancs (Si 3,55 à 3,1) en fonction du site microstructural occupé est cohérente avec une diminution de la pression et/ou une augmentation de la température au cours du métamorphisme alpin, jusqu'à atteindre les conditions du faciès schistes verts. Ainsi, lorsque dans les tectonites polydéformées, plusieurs générations de phengites coexistent, les plus tardives sont systématiquement les moins substituées. Ceci est particulièrement évident dans le secteur oriental du massif qui a été tardivement soumis à un réchauffement lié à

l'évolution du dôme thermique simplo-tessinois et conduisant à des paragenèses à staurotide grenat (BEARTH 1952, LADURON 1976).

— L'évolution des déformations synmétamorphiques dans la nappe du Mont-Rose apparait relativement longue et complexe. En règle générale, les structures tectoniques marquantes (foliation, linéation, plis), associées à une intense déformation ductile, sont à relier à un mécanisme global de cisaillement simple à vergence WNW (MATTAUER 1981, LACASSIN 1983, 1984, MALAVIEILLE et al. 1984), en partie contemporain de l'obduction de la nappe ophiolithique de Zermatt-Saas Fee sur le socle du Mont-Rose.

Dans la couverture mésozoïque, l'existence fréquente de deux foliations superposées apparues dans ce contexte de cisaillement permet clairement d'affirmer le caractère polyphasé de la déformation ductile. Dans les quartzites de Gornergrat, l'épisode de plus récent de recristallisation syntectonique est daté à 38 Ma (CHOPIN & MONIÉ 1984) conformément aux données du Rb–Sr dans le secteur de Saas Fee (HUNZIKER 1969). La structuration du socle cristallin s'est également réalisée au cours de plusieurs «phases» de déformation synschisteuse mais en raison de l'hétérogénéité de répartition de cette déformation et de la transposition souvent complète des structures, les relations spatiales et temporelles entre ces «phases» ne peuvent être établies sans ambiguïté. Toutefois, une analyse détaillée de l'ensemble des microstructures a permis de les intégrer dans un modèle cinématique cohérent (LACASSIN 1984).

A ces structures liées à des mouvements cisaillants vers l'WNW, s'ajoutent également celles qui résultent des mouvements de «rétrocharriages» entre la Mischabel et la nappe du Mont-Rose et celles liées aux grands cisaillements dextres régionaux dans les zones frontales et radicales de la nappe (MÜLLER 1983, LACASSIN 1984, STECK 1984). Ces deux dernières familles de structures, généralement tardives par rapport aux cisaillements vers l'ouest, se sont développées exclusivement dans un climat métamorphique de faciès schistes verts à amphibolite. Ce qui n'implique pas obligatoirement qu'elles sont synchrones. En outre, un type donné de déformation n'a pas toujours un âge identique dans tout son domaine de répartition.

— Les phases tardives de plissement à vergence SSE de la Mischabel et de Vanzone, qui replissent la foliation régionale en général composite, sont post-métamorphiques.

Par le choix d'échantillons non déformés, mono- et polydéformés, un des objectifs de notre étude était donc de mettre en évidence cette diversité du métamorphisme et de la déformation dans la nappe du Mont-Rose.

IV. Echantillonnage et technique analytique

Avec les résultats récemment publiés (CHOPIN & MONIÉ 1984), c'est au total 21 minéraux qui ont été analysés par la méthode ^{39}Ar–^{40}Ar. Il s'agit de micas (biotite, muscovite, phlogopite et phengite) qui proviennent essentiellement de granites et de leurs dérivés orthogneissiques; leur minéralogie est relativement simple et uniforme. Systématiquement, une analyse chimique à la microsonde a été combinée à l'analyse isotopique (MONIÉ 1984). Nous donnons en annexe une brève description des échantillons prélevés. Leur localisation, reportée sur la figure 2, pourra être comparée à celle des échantillons étudiés par HUNZIKER (1969, 1974) et FREY et al. (1976).

La technique analytique utilisée est identique à celle décrite en détail précédemment (CHOPIN & MONIÉ 1984). Le standard utilisé pour la mesure du rendement de la réaction ^{39}K (n, p) ^{39}Ar durant l'irradiation neutronique des échantillons est la hornblende MMHb 1 datée à 520 ± 5 Ma (ALEXANDER et al. 1978). Les résultats des mesures isotopiques, corrigées des blancs de ligne, des interférences de masses, de la discrimination et des décroissances

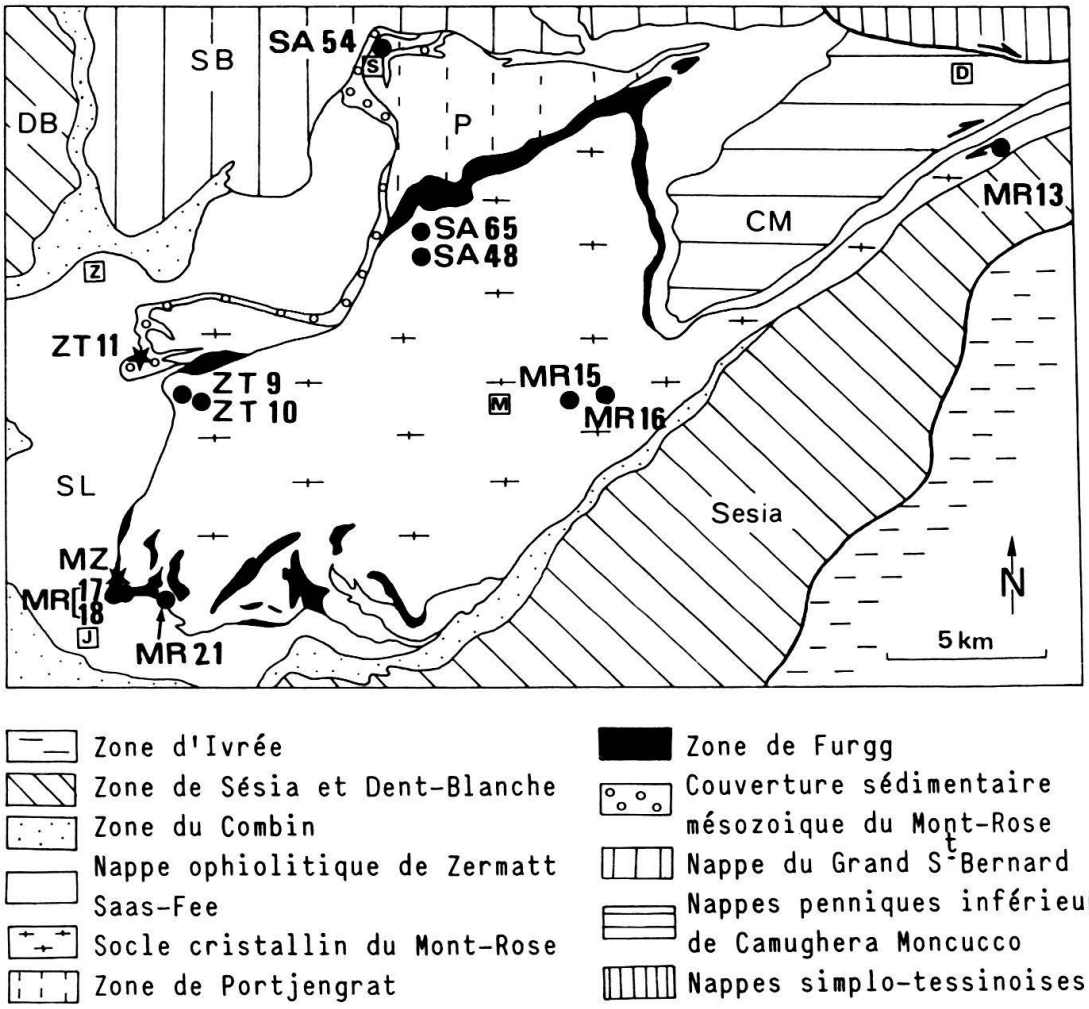


Fig. 2. Schéma de localisation des échantillons étudiés. Les échantillons MZ et ZT 11 (CHOPIN & MONIÉ 1984) sont portés avec un astérisque. Z: Zermatt; S: Saas Fee; J: St-Jacques; M: Macugnaga; D: Domodossola.

radioactives de l'^{37}Ar et de l'^{39}Ar, sont reportés dans les tableaux. Les âges sont donnés avec une précision de 2σ sous la forme d'un spectre d'âges (âges en fonction du pourcentage d'^{39}Ar libéré).

V. Résultats et discussion

Les travaux antérieurs de HUNZIKER (1969, 1970, 1974) et nos premiers résultats (CHOPIN & MONIÉ 1984) s'accordent pour situer dans le temps deux événements métamorphiques principaux dans le massif du Mont-Rose, à savoir:

— une phase éoalpine de haute pression à 110 Ma pour des conditions P–T de 16 kb et 500 °C;

— un métamorphisme principal dans le faciès schistes verts ($P \approx 5$ kb, $T \approx 450$ °C), daté à 38 Ma.

La transition entre ces deux types de métamorphisme implique apparemment un refroidissement très lent des roches du Mont-Rose. Toutefois, l'évolution d'un type de conditions P, T à un autre n'est probablement pas directe mais s'effectue par l'intermédiaire de plusieurs stades thermo-mécaniques accompagnés de recristallisations. Les trajectoires P–T–t en général proposées donnent une vue d'ensemble de l'évolution d'un

massif, en réalité beaucoup plus complexe dans le détail (DAL PIAZ et al. 1983, RUBIE 1984). Par exemple, il semble évident que l'évolution thermique des zones de cisaillement est différente de celle des zones abritées de la déformation.

A la suite de nos premiers résultats ^{39}Ar–^{40}Ar, nous avons orienté nos recherches dans deux directions principales:

a) Evaluer les phénomènes d'héritage d'argon radiogénique dans les minéraux du socle hercynien repris par l'orogenèse alpine. Nous nous sommes adressés pour cela à des faciès indemnes de toute déformation alpine.
b) Etablir une chronologie plus détaillée des cristallisations métamorphiques alpines.

A. L'héritage hercynien

Deux biotites magmatiques reliques bien conservées dans les granitoïdes non déformés (SA48, ZT9) ont été étudiées. Dans les deux cas, on observe toutefois des couronnes réactionnelles à phengite + grenat et des exsolutions de titane qui témoignent d'une réorganisation chimique de ces micas (FREY et al. 1976). La muscovite pneumatolytique des pegmatites MR21 a également été séparée par un tri manuel des individus centimétriques. Une fraction artificielle à 120–160 μm a été réalisée en vue de l'analyse radiométrique.

Biotites (fig. 3)

La biotite SA48 du granite de Mattmark fournit pour 80% d'^{39}Ar libéré un âge plateau bien défini à 37.2 ± 0.9 Ma. Les âges des derniers paliers de température sont plus discordants, dessinant un profil «en selle» désormais classique (BERGER 1975, HANSON et al. 1975, DALLMEYER 1975, 1982, MALUSKI 1978, MONIÉ & MALUSKI 1983) et traduisant une perte partielle d'argon radiogénique lors d'un épisode thermique et/ou tectonique ultime. On notera que l'âge obtenu est conforme aux âges apparents Rb–Sr des phengites, plagioclases, feldspaths potassiques et grenats des orthogneiss du même secteur (Ech. KAW 366, FREY et al. 1976). Seule la biotite a fourni un âge plus jeune à 27 Ma, en liaison avec un dernier stade métamorphique, responsable d'une petite perte d'argon dans la biotite SA 48. La biotite magmatique hercynienne a donc été totalement réhomogénéisée lors du métamorphisme alpin à 38 Ma, sans que la roche n'ait été déformée. Dans ce cas, la température alliée à une mobilité importante de la phase fluide doit être considérée comme le facteur prédominant d'échanges isotopiques.

La biotite ZT9 des granites porphyroïdes du refuge du Mont-Rose livre un spectre d'âges qui présente pour la totalité du dégazage un profil «en selle», avec un minimum d'âge à 40 ± 1 Ma obtenu pour la fraction à 875°C. Un tel spectre peut recevoir deux interprétations différentes: soit il indique l'existence d'une composante d'argon en excès répartie de façon inhomogène dans le réseau du minéral (LANPHERE & DALRYMPLE 1976, HARRISON & MCDOUGALL 1981) soit il correspond à un système incomplètement remis à zéro (MALUSKI 1978, DALLMEYER 1982, MONIÉ & MALUSKI 1983). Ici, l'interprétation la plus plausible est que la biotite magmatique n'a subi qu'une perte partielle d'argon radiogénique lors du métamorphisme alpin; la valeur de 40 Ma représente alors un âge maximum de perturbation du système. Comparés aux données antérieures du K–Ar

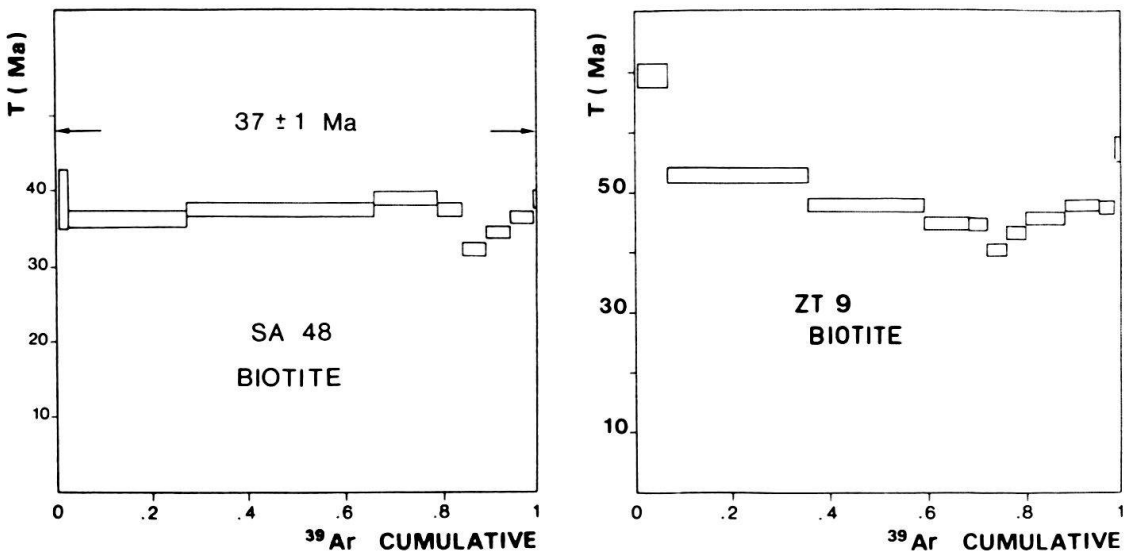


Fig. 3. Spectres d'âges des biotites magmatiques du granite non déformé du Mont-Rose. a: Granite SA 48 de Mattmark. b: Granite ZT 9 du refuge du Mont-Rose. Ces deux biotites hercyniennes, largement affectées par le métamorphisme à 38 Ma, n'ont conservé pratiquement aucun souvenir de leur composition isotopique initiale. Pour la biotite SA 48, la forme légèrement «en selle» du spectre d'âge traduit une perte supplémentaire d'argon radiogénique au cours d'un épisode daté à 27 Ma. Cette morphologie des spectres est une caractéristique des biotites lorsqu'elles n'ont été que partiellement réhomogénéisées vis à vis de l'argon. On la retrouve pour la biotite ZT 9.

(105 Ma) et du Rb–Sr (191 Ma) obtenues sur ce même granite (Ech. KAW 86, ARMSTRONG et al. 1966), les résultats ^{39}Ar–^{40}Ar de la biotite ZT 9 traduisent un taux de réhomogénéisation isotopique plus important, probablement en raison d'une empreinte métamorphique alpine plus accentuée que dans l'échantillon KAW 86. Les phengites réactionnelles associées aux biotites ZT9 fournissent un spectre d'âges discordants dans le sens de FLECK et al. (1977), avec des valeurs extrêmes de 23 et 52 Ma (fig. 9). On ne peut exclure pour ces micas l'existence d'une composante d'argon hérité qui perturberait la régularité du spectre d'âges. Toutefois, l'âge moyen de 46,1 ± 1,2 Ma obtenu pour 97,5% d'^{39}Ar libéré montre effectivement que le réajustement isotopique des biotites magmatiques est d'âge tertiaire.

Par ailleurs, on relèvera que l'évolution des âges apparents au cours du dégazage de la biotite ZT9 ne conduit pas à un spectre conforme au modèle de perte par diffusion volumique de TURNER (1968). En théorie, considérant un minéral d'âge T_1 affecté par une crise d'âge T_2, les âges apparents évoluent régulièrement au cours du dégazage depuis l'âge T_2 de la perturbation, obtenu pour les premières fractions d'argon libéré, vers l'âge T_1 du minéral. Si la crise est de faible intensité, les sites les plus rétentifs du minéral ne vont pas subir de perte d'argon lors de cet événement. L'âge obtenu pour les dernières fractions de gaz correspond alors à l'âge de fermeture initiale du système isotopique. Or, il est clair que la biotite ZT9 ne présente pas une telle évolution des âges apparents. Le fait que le dégazage expérimental des biotites est principalement contrôlé par leur déshydroxylation (ZIMMERMANN 1970), et non par un mécanisme de diffusion comme cela peut être le cas dans les conditions géologiques naturelles, est l'hypothèse la plus vraisemblable à retenir pour expliquer cette particularité des spectres des biotites (GILETTI 1974, HANSON et al. 1975, BERGER & YORK 1981, DALLMEYER 1982). Le chauffage sous vide de ces micas ne

permet pas le dégazage de sites d'énergie d'activation régulièrement croissante dans la structure cristalline, contrairement aux amphiboles (HARRISON 1981) et aux muscovites (ZIMMERMANN 1970).

Muscovites (fig. 4)

La muscovite MR21 des pegmatites associées au granite tardi-hercynien du Mont-Rose fournit un spectre qui montre une augmentation progressive des âges apparents au cours du dégazage, de 160 ± 7 Ma à 211 ± 5 Ma. L'isochrone calculée pour la totalité des paliers de température correspond à un âge de 200 ± 3,5 Ma avec un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ initial de 266 ± 23, légèrement inférieur au rapport atmosphérique de 295,5. On obtient donc ici des âges intermédiaires entre les événements hercyniens et alpins, selon toute probabilité sans signification géologique. On relèvera également que les sites de l'argon à faible énergie d'activation n'ont été que partiellement dégazés au cours de l'orogenèse alpine ce qui est en désaccord avec le modèle de TURNER (1968). En l'absence de déformation pénétrative, les pegmatites représentent apparemment un milieu incomplètement ouvert aux échanges isotopiques, l'argon se comportant en élément peu mobile. La forte granulométrie naturelle des muscovites est probablement aussi un facteur qui contribue à un tel résultat.

Dans plusieurs échantillons, la coexistence de la muscovite magmatique hercynienne et des phengites alpines a été mise en évidence par l'observation microscopique et l'analyse chimique (SA48, ZT10). La séparation de ces deux types de micas blancs

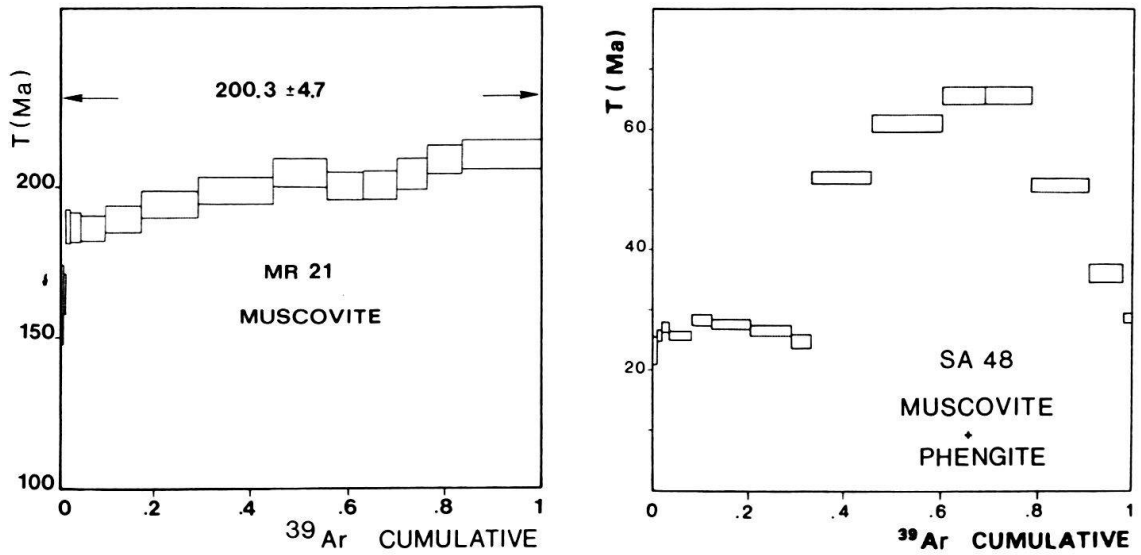


Fig. 4. a) Spectre d'âges des muscovites MR 21 des pegmatites non déformées. b) Spectre d'âges des micas blancs (muscovite et phengite) du granite SA 48 du Mattmark. On observe pour la muscovite MR 21 une croissance progressive des âges apparents, de 160 à 200 Ma. Aucune information ne peut être déduite concernant soit l'âge de fermeture initiale du système, soit l'âge de sa perturbation. Le spectre d'âges SA 48 traduit en réalité le recouvrement des deux spectres de la phengite alpine et de la muscovite hercynienne. En basse température, pour 33% d'argon libéré, les âges obtenus à 26,7 ± 0,8 Ma concordent avec les résultats obtenus sur le couple biotite–phengite des orthogneiss voisins SA 65 (fig. 10). La montée en température conduit au dégazage des sites les plus rétentifs de la muscovite, en même temps que ceux de la phengite. Les âges obtenus sont alors sans signification. La décroissance des âges constatée en fin de spectre montre que le dégazage de la phengite se poursuit après que la muscovite ait expulsé tout son argon.

n'ayant pu être réalisée de façon satisfaisante, les spectres d'âges résultants sont généralement très discordants. A titre d'exemple, le spectre obtenu pour la population mixte du granite SA48 est caractéristique. En basse température (< 920 °C), on observe une série d'âges cohérents qui correspondent à un âge moyen de 26.7 ± 0.8 Ma, géologiquement significatif comme on le montre ultérieurement. Pour le restant du dégazage, l'évolution des âges apparents amène à construire un spectre d'allure pyramidale rarement rencontré dans la littérature (ALLEN & STUBBS 1982). En raison de la coexistence de deux populations minérales hétérochrones, ce profil particulier ne peut s'expliquer par un mécanisme complexe de diffusion interne de l'argon. Il apparait plutôt résulter de la superposition des deux régimes distincts de dégazage de la muscovite et de la phengite. Prise séparément, la phengite doit théoriquement présenter un spectre d'âges concordants pour la totalité du dégazage, définissant un âge plateau à 27 Ma. A l'opposé, le spectre d'âges de la muscovite magmatique hercynienne affectée par l'événement à 27 Ma doit être similaire à ceux prédits par la théorie de TURNER (1968), comme on a pu le vérifier dans d'autres cas (HANSON et al. 1975, MONIÉ & MALUSKI 1983). On pourra donc ici retenir deux faits:

— Dans les roches non déformées, la muscovite hercynienne n'a pas subi de réhomogénéisation complète au cours de l'orogenèse alpine.
— Le profil en «pyramide» d'un spectre d'âges est caractéristique de l'association de phases minérales d'âges distincts et traduit donc en réalité le recouvrement de deux spectres.

Ces résultats obtenus sur biotite et muscovite montrent que dans le contexte du métamorphisme alpin, la muscovite hercynienne constitue un système isotopique plus stable que la biotite; on remarquera qu'il en va de même sur le plan chimique (FREY et al. 1976, MONIÉ 1984). Dans le cas des biotites, les phénomènes d'héritage d'argon apparaissent mineurs. Ils sont plus importants pour les muscovites et pourront être à l'origine des discordances observées sur les spectres d'âges. Toutefois, malgré sa haute rétentivité, l'âge initial de fermeture isotopique de la muscovite demeure une donnée inconnue. En outre, l'analyse des profils d'âges ne permet pas, à elle seule, de déterminer si les pertes d'argon radiogénique relèvent d'un processus mono- ou multi épisodique.

Excès d'argon

Dans ce paragraphe, on examinera les résultats obtenus pour les phengites MR18, issues de gneiss paradérivés qui jalonnent une zone de cisaillement ductile intense à vergence ouest dans les orthogneiss de la haute vallée d'Ayas. Dans cette roche, tout souvenir textural et minéralogique anté-alpin a totalement disparu. Deux générations de phengites ont été mises en évidence par les analyses à la microsonde. Les grandes lamelles préservées entre les plans de foliation sont les plus substituées ($Si_{3,4}$) et se rattachent à un épisode de haute pression. Les phengites qui soulignent la foliation, à l'équilibre avec la phlogopite, sont moins substituées ($Si_{3,2}$). Le spectre d'âges obtenu (fig. 5) caractéristique par son profil «en pyramide», reflète bien, comme précédemment, ce mélange de deux populations minérales. Les âges minimums des premières et des dernières fractions de dégazage approchent par excès l'âge de fermeture isotopique des phengites les plus tardives alors que les âges maximums des fractions intermédiaires approchent par défaut celui des phengites précoces.

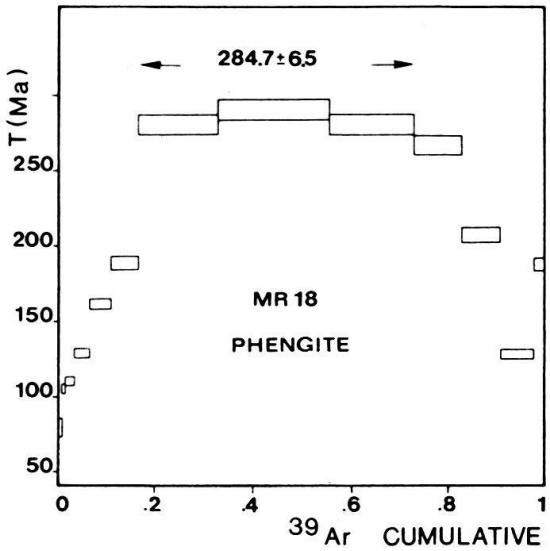


Fig. 5. Spectre d'âges des deux populations de phengites alpines des paragneiss MR 18 de la haute vallée d'Ayas. Le profil «en pyramide» résulte du recouvrement des deux spectres d'âges respectifs des deux générations de phengites (à comparer avec la fig. 4b). Toutefois, aucun âge plateau ne se dégage des premières fractions d'argon libéré. Dès le début du dégazage, on observe une croissance progressive des âges apparents vers une valeur moyenne de 284,7 ± 6,5 Ma inconciliable avec l'âge alpin des phengites. Elle traduit l'existence d'une importante composante d'argon en excès dans les micas précoces, datés par ailleurs à 110 Ma. L'âge des phengites tardives reste ici une inconnue. Les phlogopites associées permettent cependant de sortir de l'indétermination (fig. 7).

Or, on observe dans l'intervalle 895–970 °C, pour 56% d'^{39}Ar libéré, l'existence d'un groupe d'âges concordants à 284,7 ± 6,5 Ma qui, s'il paraît assimilable à l'âge tardi-hercynien du granite du Mont-Rose, n'en constitue pas moins une estimation largement par excès de l'âge réel de ces phengites précoces. Nous rappelons que c'est dans ce même secteur sud-ouest du massif que les premières cristallisations de très haute pression ont été datées à 110 ± 3 Ma (Chopin & Monié 1984). On peut considérer que dans cette zone, l'argon libéré par les minéraux hercyniens est resté un constituant du milieu fluide intergranulaire et qu'il a été incorporé dans le réseau des phengites précoces au cours de leur cristallogenèse. Celles-ci possèdent un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ initial qui excède de loin le rapport atmosphérique de 295,5. Les pressions très élevées invoquées pour le métamorphisme à 110 Ma (≈ 16 kb) favorisent donc apparemment l'inertie des fluides, c'est-à-dire un maintien en système clos de la roche totale à l'égard des migrations de l'argon. En d'autres termes, il est fort probable que dans le socle anté-alpin, les minéraux néoformés de très haute pression présentent plus ou moins systématiquement une composante d'argon en excès. Seuls les minéraux ayant un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ initial atmosphérique pourront apporter des éléments fiables de datation de la phase éclogitique; les minéraux de la couverture mésozoïque autochtone sont les plus aptes à remplir cette condition. Ces considérations sont en accord avec les conclusions de Hunziker (1974) et Chopin & Maluski (1978) qui ont montré que les glaucophanes (± phengites) des socles de Sesia et du Grand-Paradis étaient contaminés en règle générale par un excès d'argon radiogénique.

B. Chronologie des cristallisations métamorphiques alpines

L'étude radiochronologique des minéraux du métamorphisme alpin a été réalisée dans le but d'apporter des données nouvelles sur l'évolution de la course pétro-chronolo-

gique (P–T–t path) depuis 110 Ma. En particulier, il était important de lever l'ambiguïté concernant l'interprétation des âges à 60–75 Ma obtenus pour les premières fractions de dégazage des phengites MZ provenant du sud-ouest du massif (CHOPIN & MONIÉ 1984).

La stabilité de l'assemblage à chloritoïde–quartz–disthène dans les métapélites MZ et l'absence de staurotide permet d'exclure des températures supérieures à 550 °C postérieurement à l'événement à 110 Ma (ROA & JOHANNES 1979). De telles températures ont été atteintes tardivement à l'est du massif. On estime actuellement que la préservation locale des paragenèses de très haute pression et l'absence de réajustement thermique pourraient trouver leur origine dans le raccourcissement E–W de la chaine alpine qui amènerait en permanence, par écaillages successifs, de la croûte froide de plus en plus externe sous les massifs internes. En cela, le concept classique d'un retour rapide vers la surface de la plaque subductée (ERNST 1973) se trouve discuté (RUBIE 1984).

1. Chronologie du métamorphisme de haute-pression

Le spectre d'âges (fig. 6) obtenu pour les phengites des micaschistes pélitiques MR17 de la haute vallée d'Ayas («micascisti argentei», DAL PIAZ 1971) permet de rappeler les éléments de la discussion abordée précédemment (CHOPIN & MONIÉ 1984). Ces schistes, présents sous le contact de la nappe ophiolitique, constituent l'équivalent déformé des métapélites MZ, le chloritoïde se comportant alors comme porphyroclaste. La bonne préservation de l'assemblage originel de haute pression et le développement limité de phases rétromorphiques (essentiellement chlorite) semblent indiquer des conditions barométriques encore élevées pour cette déformation contemporaine du charriage des ophiolites.

Deux domaines principaux apparaissent sur le spectre d'âges:

— En basse température, les cinq premières fractions de dégazage livrent pour 3,6% de l'^{39}Ar total des âges apparents compris entre 61 et 76 Ma (73,7 ± 5,3 Ma d'âge

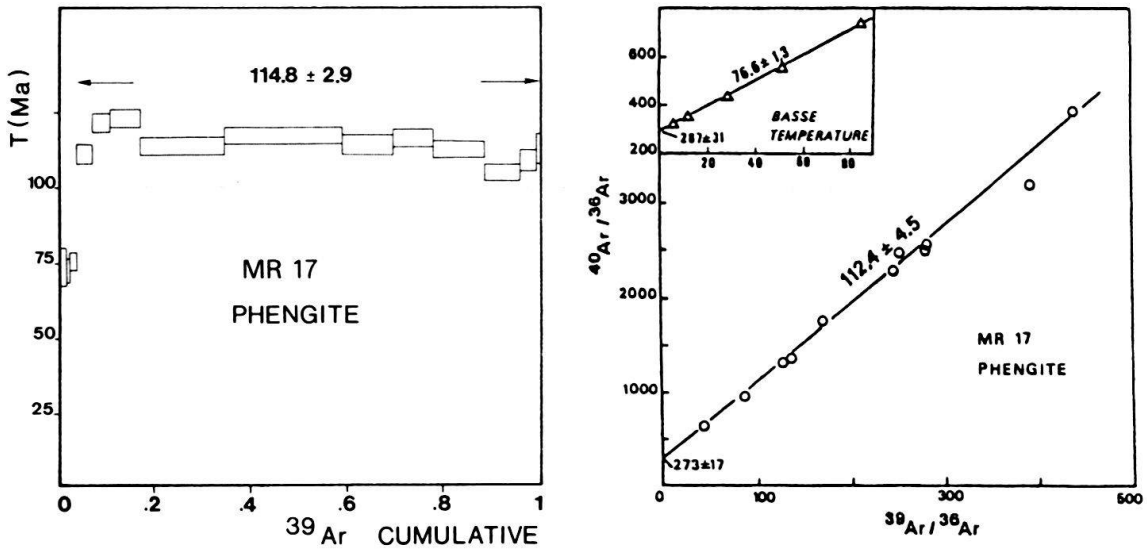


Fig. 6. Spectre d'âges et diagramme isochrone pour les phengites MR 17 des micaschistes pélitiques de la haute vallée d'Ayas. Deux groupes d'âges principaux sont mis en évidence: un âge plateau à 114,8 ± 2,9 Ma, associé au métamorphisme de très haute pression, et un groupe d'âges de basse température à 60–75 Ma qui traduit une perturbation du système isotopique. Sa signification possible a été discutée précédemment (CHOPIN & MONIÉ 1984). Les résultats présentés par la suite démontrent manifestement l'intérêt de ces âges de basse température.

moyen). Reportés dans un diagramme isochrone, les points expérimentaux se répartissent sur une droite donnant un âge de 76,6 ± 1,3 Ma et un rapport $^{40}Ar/^{36}Ar$ à l'origine de 287 ± 31.

— Pour plus de 94% du dégazage, on obtient un âge plateau à 114,8 ± 2,9 Ma, concordant avec un âge isochrone de 112,4 ± 4,5 Ma. En prenant comme hypothèse la plus probable que l'âge à 110–115 Ma constitue un âge vrai de fermeture des phengites de haute pression, deux questions restent en suspens:

a) Pour le type de spectres obtenus (MR17 et MZ), les âges à 60–75 Ma représentent un âge maximum de perturbation du système isotopique. S'agit-il de l'âge réel d'un épisode métamorphique, tel qu'il apparaît dans le massif du Grand-Paradis (CHOPIN & MALUSKI 1978, 1980) et dans Sesia (HUNZIKER 1974)? Ou bien la perturbation du système intervient-elle plus récemment et plus probablement à 38 Ma?

b) Dans les micaschistes MR17, la phengite précoce a été réorientée dans une foliation soulignée également par le talc, la chlorite et le quartz en rubans polycristallins. On remarque toutefois que cette phengite s'est comportée en système clos durant la déformation de la roche. Quelles raisons peut-on invoquer pour expliquer cette stabilité isotopique de la phengite?

Les spectres d'âges des phlogopites MR18 et des biotites ZT10 (fig. 7) permettent de répondre à la première interrogation. Dans le cas des paragneiss MR18, on a suggéré que les phengites précoces les plus substituées avaient hérité au moment de leur fermeture d'une composante majeure d'argon en excès. Les phengites de deuxième génération ne paraissent pas contaminées par cet excès d'argon radiogénique. Les phlogopites syn- à tardicinématiques à l'équilibre chimique et textural avec les phengites tardives fournissent un âge plateau bien défini à 60 ± 1,7 Ma. Cet âge, à rapprocher des âges de basse température des phengites MZ et MR17, est associé à une phase de déformation et de métamorphisme affectant les paragneiss du socle. C'est ce même événement qui affecte les micaschistes pélitiques MR17 de la couverture autochtone immédiatement sus-jacente.

On a confirmation de cet âge dans le même secteur occidental du massif, pour les biotites ZT10 des orthogneiss du refuge du Mont-Rose. La néobiotite, à l'équilibre avec la phengite $Si_{3,35}$ et le grenat dans des bandes d'ultramylonites centimétriques, offre un spectre d'âges régulier, définissant un plateau à 64,2 ± 1,5 Ma. Cet âge, similaire à celui de la phlogopite est associé à une première génération de structures à vergence nord-ouest dans les orthogneiss (LACASSIN 1984). En se référant à la distribution du fer et du magnésium dans les couples biotite-grenat et phengite-grenat (FERRY & SPEAR 1978, GREEN & HELLMAN 1982) et au taux de substitution phengitique (MASSONNE 1981), on peut en première approximation estimer les conditions P–T de cette déformation synmétamorphe à 7–8 kb et 470–530 °C. Ces conditions sont analogues à celles estimées pour «le» métamorphisme de haute pression dans le massif du Grand-Paradis, daté également à 60–75 Ma (CHOPIN & MALUSKI 1980, CARPÉNA 1984). Les données isotopiques en faveur d'un métamorphisme éclogitique à 110 Ma sont actuellement peu nombreuses dans ce massif. La seule référence concerne un âge traces de fission sur zircon qui daterait le passage de l'isotherme 235 °C à 93 ± 2 Ma (CARPÉNA 1984), impliquant un taux de refroidissement de l'ordre de 15 °C/Ma après le pic de haute-pression.

Les résultats obtenus dans le massif du Mont-Rose permettent donc d'affiner la chronologie des cristallisations métamorphiques de haute pression. Cette chronologie repose sur la reconnaissance de deux stades principaux:

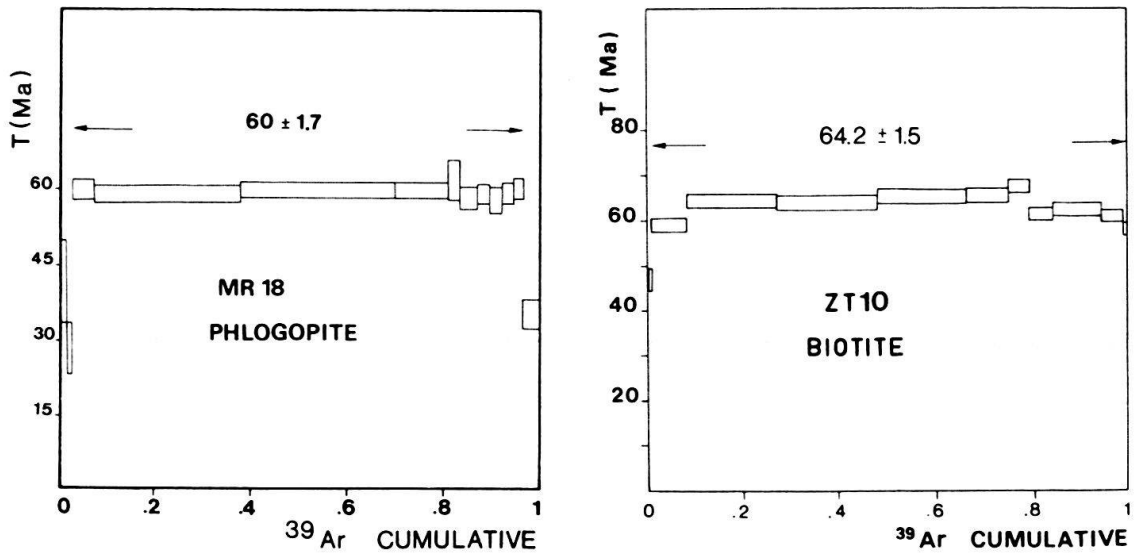


Fig. 7. Spectres d'âges des phlogopites MR 18 (a) et des biotites ZT 10 (b) mettant en valeur un épisode cristallogénétique de haute pression à 60–65 Ma, mis en évidence par ailleurs dans les massifs de Sesia et du Grand-Paradis.

— Un stade éclogitique (P ≈ 16 kb) daté à 110 Ma; en raison des phénomènes ultérieurs de transposition tectonique et de recristallisations métamorphiques, des tectonites éclogitiques semblables à celles de Sesia n'ont pu être identifiées.
— Un stade de plus basse pression (P ≈ 7–8 kb), du type schistes bleus de haute température, daté à 60–65 Ma et que l'on associe au charriage vers l'WNW des éléments ophiolitiques de Zermatt–Saas Fee sur le socle du Mont-Rose (voir aussi VEARNCOMBE 1984). Cet événement est à l'origine d'une ouverture complète des sites les moins rétentifs des phengites MZ et MR17 cristallisées à 110 Ma. Les âges de basse température de ces deux minéraux sont donc géologiquement significatifs. On aboutit ainsi à un cadre évolutif de la haute pression comparable à celui mis en valeur immédiatement au sud-ouest du massif, dans la zone ophiolitique de Breuil–St-Jacques (ERNST & DAL PIAZ 1978).

Rétentivité en argon. – On a montré que tout au long du trajet rétrograde à haute pression puis dans le faciès schistes verts les phengites précoces MZ et MR17 n'avaient enregistré qu'une perte minime d'argon radiogénique à la limite crétacé supérieur–paléocène. Cette stabilité isotopique peut paraître surprenante, en particulier pour l'échantillon MR17 pour lequel les phengites sont réorientées parallèlement à la foliation, postérieurement à leur cristallisation. Nous voyons deux explications possibles à cet élargissement du champ de stabilité des phengites:

— Bien que le bilan des fluides dans le métamorphisme alpin soit encore peu précisé, on sait toutefois qu'ils sont peu mobiles dans les premiers stades de la haute pression et que leur mobilité s'accroît au fur à mesure de la décompression des roches (ERNST & DAL PIAZ 1978, SALIOT 1978). On peut donc penser qu'entre 110 et 60 Ma les fluides seront peu mobiles, du moins à l'échelle du minéral. La présence de la nappe ophiolitique au-dessus des roches du Mont-Rose est probablement un facteur qui contribue à cette inertie relative des fluides. Les mécanismes de migration de l'argon étant sous la dépendance de la circulation des fluides, on trouverait ici une origine possible à la

non-réhomogénéisation des minéraux hercyniens et éoalpins (i.e. 110 Ma) ainsi qu'au développement local d'une surpression en argon, conduisant alors à des âges par excès.

— La haute rétentivité des phengites MZ (ou MR17) est sous la dépendance de leurs propriétés physico-chimiques intrinsèques, à savoir de leur structure cristalline, de leur composition chimique. Pour tester cette dépendance, on a reporté les données du dégazage expérimental dans un diagramme d'Arrhénius $-\mathrm{Log}(D/a^2)$ vs. 1000/T (°K), d'après le modèle de DODSON (1973). Le détail des calculs et des précautions à prendre ont été précisés par BERGER & YORK (1981) et HARRISON (1981). Le point le plus critique concerne l'évaluation exacte de la température de dégazage expérimental de l'échantillon. Les valeurs indiquées dans les tableaux de résultats sont celles mesurées en permanence par visée pyrométrique sur le fond du creuset (± 15 °C); elles sont contrôlées par la fusion du nickel à 1455 °C. D'autre part, la durée du chauffage étant de 1 heure, on peut penser que l'échantillon et le creuset parviennent à un équilibre thermique. Le traitement des données en diagramme d'Arrhénius présente deux intérêts principaux:

— Un contrôle graphique du mécanisme de libération expérimentale de l'argon (diffusion volumique ou perte de premier ordre).

— Un calcul de l'énergie d'activation du système qui est l'énergie nécessaire pour délocaliser un atome d'argon et l'amener dans un nouveau site énergétiquement identique à celui qu'il occupait. Cette énergie permet de caractériser la rétentivité en argon d'un système.

Les résultats des calculs effectués pour les deux fractions granulométriques des phengites MZ sont reportés sur le diagramme d'Arrhénius de la figure 8. On constate en premier lieu que les points expérimentaux ne définissent pas une relation linéaire pour la totalité du dégazage. Il existe deux points d'inflexion essentiels qui délimitent trois domaines de dégazage lors de la montée en température. Jusqu'à 620 °C, il est probable que ce sont les sites de surface de la phengite qui libèrent leur argon. En haute température, à partir du second point d'inflexion à 975 °C, l'argon est expulsé du minéral par destruction de la maille cristalline. Ce n'est que dans l'intervalle 670–960 °C que l'on obtient un alignement des points expérimentaux, conforme avec un processus de dégazage par diffusion volumique. L'énergie d'activation calculée à partir de la pente de la droite est de 80 ± 6 kcal/mole avec un paramètre de fréquence Do/a^2 de $0{,}6 \times 10^{10}\ s^{-1}$. Pour un taux de refroidissement variant entre 1 et 25 °C par million d'années, la température théorique de fermeture isotopique (DODSON 1973) est respectivement estimée à 403 et 445 ± 30 °C.

On a effectué un calcul analogue pour deux populations homogènes de phengites recristallisées à 38 Ma, à savoir les phengites ZT11 des quartzites de Gornergrat et les phengites SA54 des orthogneiss de Saas Fee. Les deux minéraux fournissent des droites d'Arrhénius bien définies (fig. 8), avec des énergies d'activation respectives de 64 ± 7 kcal/mole et 58 ± 5 kcal/mole. Les températures de fermeture isotopique sont de l'ordre de 300–365 °C pour un taux de refroidissement de 1 à 25 °C/Ma. On retrouve donc pour ces deux phengites des paramètres de diffusion et des températures de fermeture dans la gamme des valeurs communément admises pour ces minéraux (JÄGER et al. 1967, DALRYMPLE & LANPHERE 1969, ZIMMERMANN 1970, PÜRDY & JÄGER 1976). Ces résultats montrent bien que la libération expérimentale de l'argon dans les phengites s'effectue par

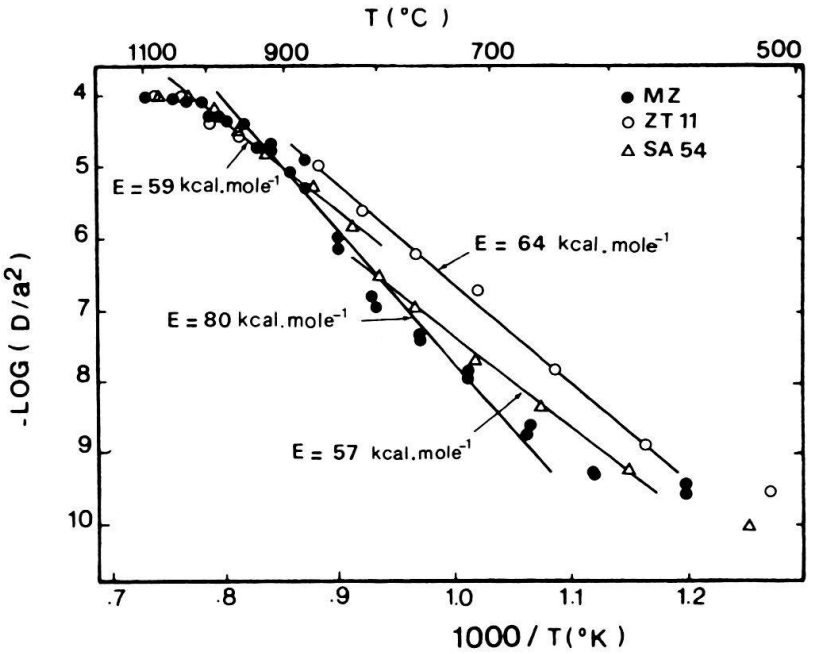


Fig. 8. Représentation d'Arrhenius pour les phengites MZ de très haute pression, pour les phengites ZT 11 de Gornergrat et SA 54 de Saas Fee, recristallisées à 38 Ma. Les calculs ont été effectués à partir des quantités d'^{39}Ar libéré à chaque palier de température. L'énergie d'activation pour la diffusion de l'argon du système est calculée d'après la pente de la droite d'Arrhenius. Les phengites MZ présentent une énergie d'activation nettement supérieure à celle des phengites ZT 11 et SA 54; c'est l'indice d'une très forte rétentivité de ces micas précoces.

un mécanisme de diffusion volumique et que les transformations physico-chimiques qui interviennent lors du chauffage sous vide ne perturbent pas sensiblement ce mécanisme. La méthode ^{39}Ar–^{40}Ar constitue donc un moyen fiable d'expérimentation de la diffusion volumique dans les muscovites; elle représente une bonne approche des phénomènes naturels de perte d'argon.

Les paramètres de diffusion obtenus pour les phengites MZ de haute pression sont nettement supérieurs à ceux déterminés pour les phengites ZT11 et SA54 recristallisées à basse pression. L'énergie d'activation pour la diffusion de l'argon évaluée à 80 kcal/mole caractérise apparemment une rétentivité très élevée de ce minéral, supérieure à celle établie pour les hornblendes (E = 66 kcal/mole, Harrison 1981). En raison de cette haute rétentivité, les phengites en question seront peu sensibles aux sollicitations externes. Deux propriétés favorisent probablement leur comportement en système fermé:

— Une activité de l'eau peu élevée dans la roche, attestée par une étude des inclusions fluides (Chopin & Monié 1984).
— Un rapport Fe/Mg très faible, de l'ordre de 0,07. En raison de la différence de rayon ionique (0,76/0,65 Å), le caractère très magnésien des phengites MZ conduit à une maille cristalline beaucoup plus compacte que celle des phengites ZT11 et SA54 dont les rapports Fe/Mg sont supérieurs à 1.

Ceci suggère donc un contrôle chimique de la rétentitivé en argon pour les phengites, ce que O'Nions et al. (1969) ont par ailleurs proposé pour les amphiboles. La coexistence dans une même aire géographique de systèmes phengitiques d'énergie d'activation différente peut ainsi aboutir à une très grande variabilité des âges ^{39}Ar–^{40}Ar dans le cas du

polymétamorphisme. De nouvelles investigations en cours devront permettre d'argumenter plus précisément ce point de vue.

Pour résumer, la préservation des âges ^{39}Ar–^{40}Ar à 110 Ma dans les phengites de haute pression paraît résulter de l'interférence de deux paramètres déterminants:

— Une circulation limitée des fluides jusqu'à 60 Ma.

— Une rétentivité particulièrement élevée, mise en valeur par un calcul des coefficients de diffusion et liée à des caractéristiques physico-chimiques propres à ces micas.

2. *Les cristallisations métamorphiques tertiaires*

Postérieurement à l'événement à 60 Ma, les résultats obtenus sur les micas du granite et de son encaissant permettent d'individualiser deux groupes d'âges principaux:

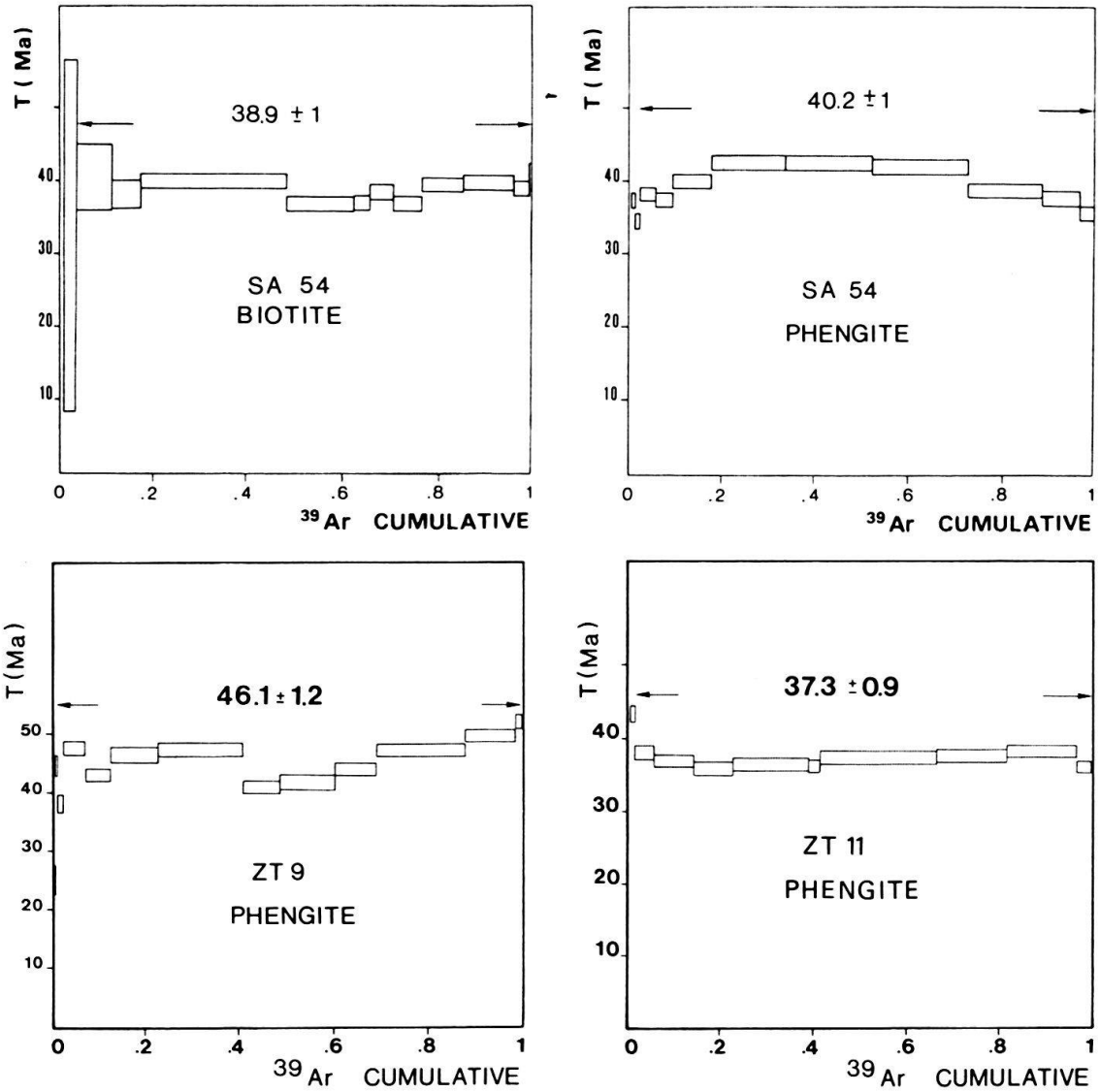


Fig. 9. Spectres d'âges des micas recristallisés à 38 Ma. SA 54: orthogneiss de Saas Fee. ZT 9: granite du refuge du Mont-Rose. ZT 11: quartzite de Gornergrat (Chopin & Monié 1984). Les discordances observées sur le spectre d'âges de la phengite ZT 9 sont liées à l'existence d'une faible composante d'argon hérité dans ce minéral.

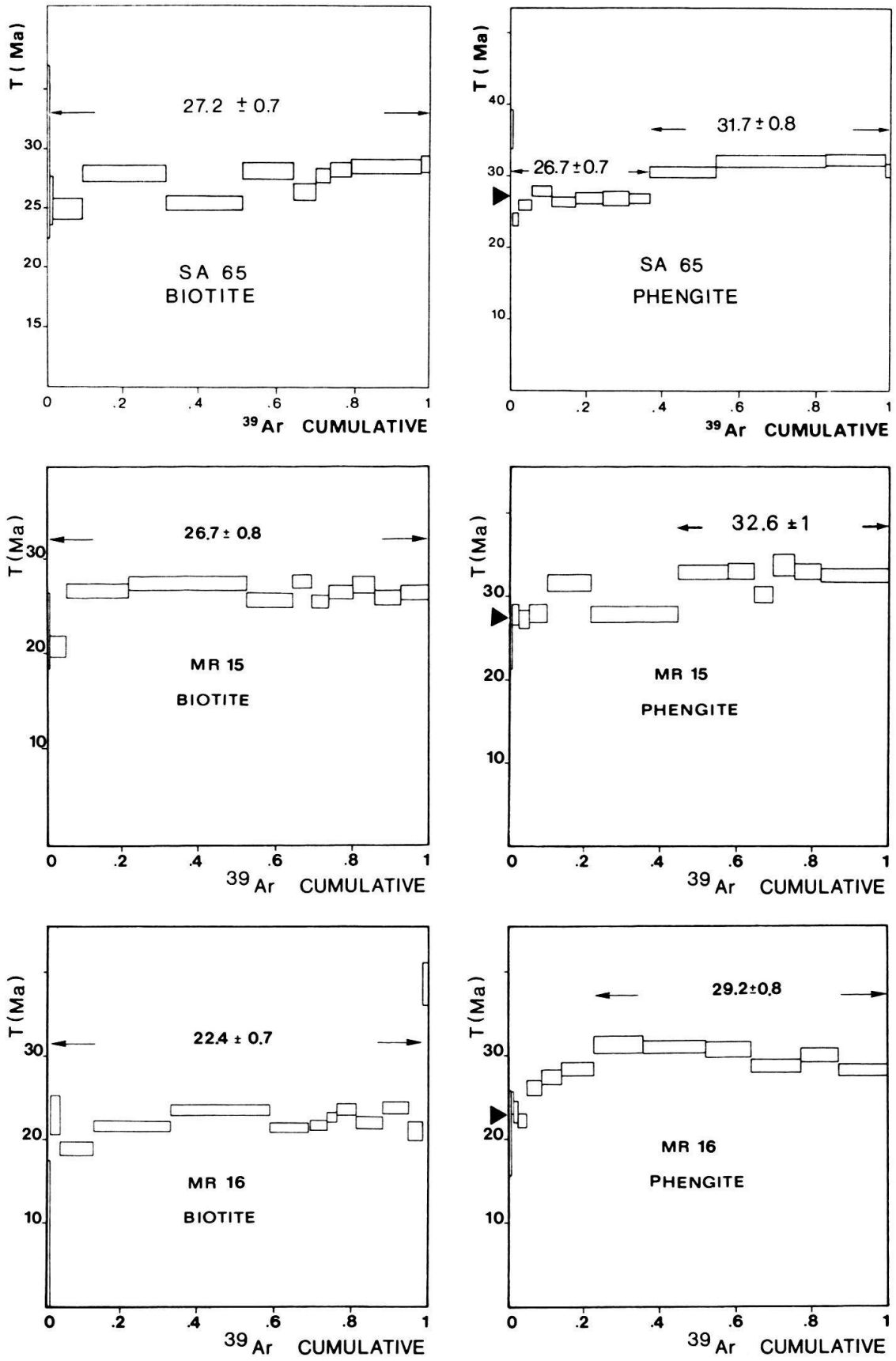
— Un premier groupe d'âges à 37–40 Ma (fig. 9), classiquement reconnu dans les Alpes Occidentales depuis les premiers travaux de HUNZIKER (1969–1974). Ces âges sont rapportés au climax du métamorphisme fini-éocène dont les conditions P–T sont estimées à 5 kb et 450 °C (FREY et al 1976). Dans le massif du Mont-Rose, l'essentiel des structures tectoniques s'est développé à ce moment-là, dans un contexte général de cisaillement et d'épaississement crustal succédant à la collision continentale des blocs européens et sud-alpin (LACASSIN 1984). On remarquera que les cisaillements synmétamorphes de cet âge mis en évidence dans la partie occidentale du massif sensu stricto (éch. ZT11 in CHOPIN & MONIÉ 1984) et dans la zone de Portjengrat (éch. SA54) ont des vergences opposées, respectivement vers l'WNW, et l'ESE (LACASSIN 1985). Les déformations à vergence ESE constituent une des premières manifestations des processus de «rétrocharriages», datés également à 40 Ma dans le massif du Grand-Paradis (CARPÉNA & CABY 1983). Cette déformation peut être considérée comme antithétique du phénomène général de cisaillement vers l'WNW (MALAVIEILLE 1984).

— Un deuxième groupe d'âges à 22–27 Ma (fig. 10) apparaît pour le couple biotite-phengite des orthogneiss de Mattmark (SA65) au nord-ouest du massif et des ortho- et paragneiss de la vallée d'Anzasca (MR15–16), à l'est. Ces âges sont largement représentés dans l'ensemble du massif du Mont-Rose (HUNZIKER 1974, FREY et al. 1976), ainsi qu'au niveau de la ligne insubrienne (JÄGER et al. 1965, 1973, BIGGIOGERO et al. 1982) et des Alpes Centrales (JÄGER 1967, 1973, HUNZIKER & BEARTH 1969, HÄNNY et al. 1975, PÜRDY & JÄGER 1976, FRANK & STETTLER 1979, KÖPPEL et al. 1980, DEUTSCH & STEIGER 1983, STEIGER 1983). Ils permettent ici de reposer le problème de l'âge de la métamorphose lépontine (38 ou 27 Ma) qui rejoint celui plus général de l'interprétation des âges de fermeture isotopique (voir aussi FREY et al. 1980). En effet, pour JÄGER (1973, 1984), les âges à 22–27 Ma post-datent le climax thermique du métamorphisme fini-éocène (35–38 Ma). Un seul événement serait présent, les âges obtenus ayant uniquement la valeur d'âges de refroidissement. Pour HÄNNY et al. (1975), KÖPPEL et al. (1980) et STEIGER (1983), les âges U–Pb sur monazites et K–Ar sur amphiboles coïncident avec la mise en place des isogrades du métamorphisme de haute température lépontin (26 ± 2 Ma). Les âges mesurés sont alors considérés comme ceux de formation des minéraux étudiés. Deux épisodes de recristallisations métamorphiques tertiaires pourraient alors se trouver superposés: le premier à 38 Ma, préservé à l'ouest du domaine lépontin (JÄGER 1973), serait oblitéré par une phase de haute température à 27 Ma.

Les résultats obtenus dans le massif du Mont-Rose favorisent cette deuxième alternative pour plusieurs raisons:

— La coexistence dans un aire géographique limitée, au nord-ouest du massif, des deux groupes d'âges à 38 et 27 Ma pour des minéraux identiques (par exemple les biotites SA48 et SA65), pour lesquels on ne peut faire intervenir des taux différentiels de refroidissement des roches.

Fig. 10. Spectres d'âges des micas recristallisés à 22–27 Ma. SA 65: orthogneiss de Mattmark, MR 15: paragneiss de la vallée Anzasca, MR 16: orthogneiss de la vallée Anzasca. L'index porté en ordonnée sur les spectres des phengites correspond à l'âge des biotites associées. On remarque ainsi que la biotite présente une aptitude à la réhomogénéisation isotopique supérieure à celle des phengites qui conservent en partie la mémoire d'un événement antérieur à 22–27 Ma, ce qui se traduit par des discordances d'âges.


T (Ma)
27.2 ± 0.7
SA 65
BIOTITE
39Ar CUMULATIVE
T (Ma)
31.7 ± 0.8
26.7 ± 0.7
SA 65
PHENGITE
39Ar CUMULATIVE
T (Ma)
26.7 ± 0.8
MR 15
BIOTITE
39Ar CUMULATIVE
T (Ma)
32.6 ± 1
MR 15
PHENGITE
39Ar CUMULATIVE
T (Ma)
22.4 ± 0.7
MR 16
BIOTITE
39Ar CUMULATIVE
T (Ma)
29.2±0.8
MR 16
PHENGITE
39Ar CUMULATIVE

— La coexistence dans une même roche de micas reflétant indépendamment ces deux phases de recristallisations métamorphiques. Par exemple, dans le granite SA48, la biotite à 38 Ma (fig. 3) est associée à des phengites tardives datées à 27 Ma (paliers de basse température du spectre d'âges SA48 de la figure 4). On remarquera en outre que l'ordonnance des âges sur micas en fonction de leur température théorique de fermeture isotopique est inversée, ce qui constitue un argument supplémentaire à la distinction de deux événements successifs. La biotite peut donc rester isotopiquement stable alors qu'une phase phengitique peu substituée cristallise, en particulier aux dépens de la muscovite magmatique.

— Le profil irrégulier des spectres d'âges des phengites MR15–16 de la vallée d'Anzasca résulte de la superposition de deux événements métamorphiques, mise en évidence sur le plan textural et chimique par la coexistence de deux générations de phengites, par le zonage des grenats et par un zonage inverse des plagioclases (LADURON 1976). L'épisode le plus récent présente les caractéristiques d'un métamorphisme de haute température. Il est daté à 22–27 Ma par les premières fractions d'argon libéré. Ces âges sont identiques à ceux mis en valeur par les plateaux des biotites associées qui ont été totalement réhomogénéisées. Le premier événement est d'âge plus incertain dans la mesure où pour un mélange de populations de phengites, les âges à 30–33 Ma des fractions de haute température ne peuvent être que des âges intermédiaires entre la phase à 22–27 Ma et un épisode alpin plus ancien, à 38 Ma ou plus. Les âges totaux ne présentent également aucune signification. Les phengites les plus anciennes ont donc conservé ici en partie leur âge à travers le métamorphisme oligo-miocène, pour des températures de l'ordre de 500 °C. Dans ce cas, l'hypothèse selon laquelle les températures de fermeture et d'ouverture des systèmes isotopiques sont identiques (JÄGER 1984) n'est pas satisfaisante. La réalité est beaucoup plus complexe car comme on l'a déjà souligné, les mécanismes de réhomogénéisation isotopique sont dépendants de plusieurs facteurs qui contrôlent de façon externe (température, pression, déformation...) et interne (chimisme, granulométrie...) le comportement de l'argon.

D'un point de vue pétro-structural, la distinction entre ces deux événements n'apparaît pas toujours de manière évidente. En général, les associations minérales sont dans les deux cas caractéristiques d'un métamorphisme de faciès schistes verts. En confrontant les observations pétrologiques aux données radiométriques, on peut cependant attribuer à l'épisode le plus récent (27 Ma) le gradient de température croissant d'ouest en est mis en évidence par BEARTH (1958), souligné en particulier par l'isograde albite–oligoclase. Dans la partie la plus orientale du massif, les paragenèses relevant de cet épisode appartiennent à la limite inférieure du faciès amphibolite et oblitèrent en grande partie les paragenèses antérieures. On les identifie au métamorphisme de haute température du dôme simplo-tessinois. Au nord-ouest, les deux événements présentent dans les granitoïdes des paragenèses de faciès schistes verts assez semblables. L'absence de zonage inverse pour les plagioclases, le développement important de la chlorite syn- à post-cinématique, associé à une croissance limitée de la biotite suggèrent cependant ici une évolution thermique rétrograde entre 38 et 27 Ma. Sur le plan de la déformation, ces deux groupes d'âges semblent refléter deux régimes distincts. Alors que les recristallisations datées à 38 Ma sont essentiellement associées à des charriages vers l'WNW, les mouvements liés à l'épisode oligo-miocène présentent une composante majeure en décrochement dans les

zones frontales et radicales de la nappe du Mont-Rose (LACASSIN 1984, STECK 1984), en relation avec l'histoire de la zone insubrienne.

L'âge plateau à 11,5 ± 0,4 Ma des biotites vertes de la vallée d'Ossola (fig. 11) témoigne toutefois d'une réactivation plus récente de cette zone, qui se superpose à des mouvements plus anciens, la biotite brune ayant fourni des âges K–Ar et Rb–Sr de 21 Ma (ARMSTRONG et al. 1966). Cet âge de 11 Ma est concordant avec les données antérieures obtenues dans la région du Simplon (JÄGER et al. 1967, HUNZIKER & BEARTH 1969, FRANK & STETTLER 1979) et dans la partie externe des Alpes Centrales (STEIGER 1983). Il paraît mettre un point final à une histoire polymétamorphique tertiaire très complexe amorcée il y a 38 Ma dans cette zone d'enracinement du Mont-Rose (BIGGIOGERO et al. 1982). Il est fort probable que l'on retrouve une histoire assez semblable dans les Alpes Centrales bien que les données concernant l'évolution métamorphique antérieure à la phase lépontine à 27 Ma soient encore peu nombreuses.

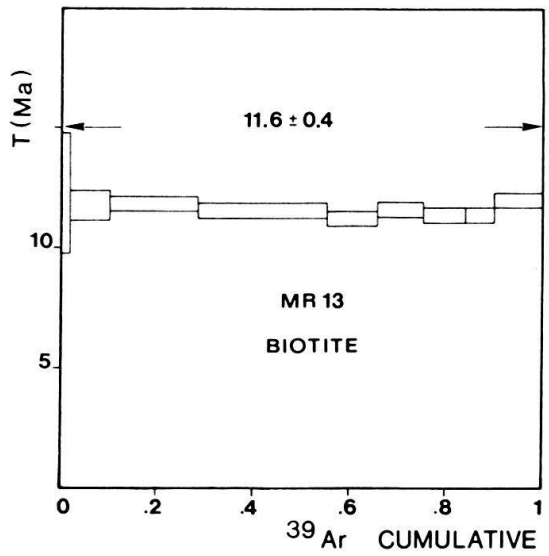


Fig. 11. Spectre d'âges des biotites vertes de Beura (vallée d'Ossola). Ces biotites ont cristallisé lors des derniers mouvements en décrochement dextre de la zone insubrienne. Les reliques de biotites brunes observées en lame mince ont été par ailleurs datées à 21 Ma (ARMSTRONG et al. 1966).

VI. Conclusion

L'ensemble des données ^{39}Ar–^{40}Ar obtenues dans le massif du Mont-Rose met en valeur une histoire alpine très longue des cristallisations métamorphiques depuis le stade éclogitique à 110 Ma. Le schéma évolutif P–T–t global qui s'en dégage jusqu'à 38 Ma est comparable à celui proposé pour la zone de Sesia (LARDEAUX et al. 1982, RUBIE 1984) et son extension vers les massifs du Grand-Paradis et de Dora Maira peut être envisagée. A partir de l'oligocène supérieur, l'histoire tectonométamorphique du Mont-Rose est étroitement liée à l'évolution du dôme thermique des Alpes Centrales et aux mouvements décrochants le long de la ligne insubrienne. Ces événements oligo-miocènes ne sont pas clairement documentés dans les massifs internes plus méridionaux. Dans la partie nord du Grand-Paradis, la méthode des traces de fission appliquée aux apatites montre que l'isotherme 120 °C est franchi à 20 Ma (CARPENA 1984), alors que dans le Mont-Rose elle ne l'est qu'à 5–11 Ma (WAGNER et al. 1977).

Les pressions très élevées du métamorphisme éclogitique favorisent l'inertie des fluides et par conséquent un maintien en système clos de la roche totale à l'égard des migrations de l'argon. Au cours de la décompression des roches, la mobilité des fluides s'accentue, ce qui conduit à une intensification des échanges isotopiques et chimiques. Il en résulte une large empreinte du métamorphisme tertaire associée à une déformation ductile intense, accompagnant les divers stades de la collision continentale. On a cependant pu remarquer que les minéraux n'étaient pas tous rééquilibrés dans les conditions du faciès schistes verts, certains d'entre eux ayant préservé une composition chimique et isotopique de haute pression. On montre alors que le comportement de l'argon dans un minéral résulte de l'interférence de plusieurs paramètres plus ou moins interdépendants qui agissent sur les mécanismes de diffusion de ce gaz. Il apparaît ainsi que la réponse d'un système isotopique à une sollicitation géologique est contrôlée par l'intensité de la température, de la pression, de la déformation pénétrative, de la recristallisation, des circulations fluides et par les propriétés physico-chimiques propres au système étudié. Notre opinion est que la distribution et la variabilité des âges ^{39}Ar–^{40}Ar dans le massif du Mont-Rose doivent être attribuées à une histoire métamorphique et tectonique polyphasée longue de 100 Ma.

Remerciements

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une thèse de 3e cycle au laboratoire de Géologie Structurale de Montpellier. La présente note a bénéficié lors de sa rédaction des critiques constructives de MM. Maluski, Mattauer, Chopin, Caby et Lacassin. Je tiens également à remercier R. Oberhänsli pour ses critiques et suggestions.

Annexe

SA 48 (Mattmark): Granite non déformé, à grain fin, préservé dans un réseau complexe de mylonites alpines (Lacassin 1983). La paragenèse primaire magmatique à quartz + biotite + muscovite + microcline + plagioclase (oligoclase) ± cordiérite est bien conservée. On observe cependant autour de la biotite le développement de couronnes réactionnelles à phengite ($Si_{3,15}$ à $_{3,2}$) + grenat au contact du plagioclase. Un liseré de phengites se développe également autour de la muscovite.

SA 54 (Saas Fee): Orthogneiss œillé, à patine verdâtre, très déformé. La foliation est soulignée par le quartz en rubans et par des films flexueux à biotite + phengite ($Si_{3,3}$ à $_{3,35}$) + chlorite. Les autres constituants minéralogiques sont essentiellement l'albite et la zoïsite. L'analyse microstructurale et chimique met également en évidence une génération précoce de phengite ($Si_{3,5}$), témoin d'une évolution alpine polyphasée de la roche.

SA 65 (Mattmark): Orthogneiss œillé, à patine grise. Le quartz en rubans, la phengite ($Si_{3,35}$) et la biotite assez rare soulignent la foliation. Albite, microline, chlorite et clinozoïsite complètent essentiellement la paragenèse. Des reliques de muscovites magmatiques ont été observées.

ZT 9 (Refuge du Mont-Rose): Granite porphyroïde peu déformé, semblable à l'échantillon SA 48. Phengite réactionnelle ($Si_{3,1}$ à $_{3,15}$).

ZT 10 (Refuge du Mont-Rose): Equivalent déformé de ZT 9. La déformation se matérialise par de nombreuses bandes d'ultramylonites centimétriques passant progressivement aux orthogneiss. La biotite primaire est totalement résorbée. La biotite alpine syn à tardi-cinématique apparaît en petits individus bien cristallisés, en équilibre avec une génération de phengite ($Si_{3,35}$) et le grenat riche en inclusions d'ilménite. Plusieurs générations de phengites coexistent ($Si_{3,45}$ à $_{3,1}$), outre la muscovite magmatique.

MR 13 (Beura, vallée d'Ossola): Orthogneiss de la zone radicale du Mont-Rose, à foliation verticale et étirement sub-horizontal cohérent avec un jeu en décrochement dextre de la zone insubrienne. Minéralogie à biotite verte + phengite ($Si_{3,1}$ à $_{3,2}$) + plagioclase + quartz + clinozoïsite et allanite. Quelques biotites brunes reliques.

MR 15 (Borca, vallée d'Anzasca): Paragneiss anté-granitique à biotite + grenat automorphe + phengites $Si_{3,1}$ et $Si_{3,3}$ + plagioclase + quartz et rutile. Chlorite tardive, en ombre de pression autour des grenats.

MR 16 (Campioli, vallée d'Anzasca): Orthogneiss à biotite primaire et biotite alpine plus ou moins réglée selon une foliation assez fruste. Microcline, plagioclase, phengites $Si_{3,35}$ et $_{3,15}$, quartz et zoïsite complètent la paragenèse.

MR 17 (Refuge de Mezzalama, vallée d'Ayas): Schiste pélitique argenté à talc + phengite + chloritoïde + chlorite + disthène et quartz. Il constitue l'équivalent déformé des pélites magnésiennes (éch. MZ) étudiées auparavant (CHOPIN & MONIÉ 1984). La foliation est matérialisée par la recristallisation syncinématique des micas et du quartz autour des cristaux de chloritoïde.

MR 18 (Refuge de Mezzalama, vallée d'Ayas): Paragneiss à phlogopite + phengites $Si_{3,4}$ et $Si_{3,2}$ + quartz + chlorite + clinozoïsite + tourmaline + sphène et allanite, en intercalation métrique dans les métagranites.

MR 21 (Pian di Verra sup., vallée d'Ayas): Pegmatite peu déformée à muscovite + quartz + albite + tourmaline; un fin liseré de phengites $Si_{3,1}$ + clinozoïsite se développe autour des muscovites pneumatolytiques.

Tableaux 1–3

Résultats des analyses ^{39}Ar–^{40}Ar des biotites et micas blancs du Mont-Rose. Les rapports sont corrigés des effets des blancs de ligne, des isotopes résultant des réactions nucléaires parasites, de la décroissance radioactive de l'^{37}Ar et l'^{39}Ar et de la discrimination de masse. $^{40*}Ar$ fait référence à l'argon radiogénique. $\lambda = 5{,}543 \times 10^{-10}$ an^{-1}.

Tableau 1

Temp oC	40*Ar/39Ar	36Ar/39Ar *100	37Ar/39Ar *100	39Ar/40Ar	%39Ar cumul.	AGE MA	+/-
:SA48 BIOTITE		J= 0.013403					
457	0.047	193.8311	0	.17E-02	0.08	1.1	499
513	1.357	33.1214	0	0.01	0.35	32.5	84.1
565	1.866	8.9614	0	0.0352	1.04	44.5	23
619	1.594	1.298	0	0.1841	3.04	38.1	3.7
668	1.501	0.2005	0.31	0.4773	27.45	35.9	1.1
717	1.562	0.0161	0.169	0.6208	66.36	37.4	0.8
761	1.624	0.0104	0	0.6041	79.26	38.8	0.8
805	1.556	0.028	0	0.61	84.49	37.2	0.8
862	1.332	0.1156	1.364	0.5973	89.32	31.9	0.8
922	1.43	0.0478	1.561	0.6359	94.67	34.2	0.8
958	1.516	.94E-02	0	0.6476	99.28	36.2	0.8
992	1.612	0.1907	0	0.4595	99.9	38.5	1.1
1183	1.572	1.4011	0	0.175	100	37.6	4
				AGE TOTAL:		36.7	+/- 1.6
:SA54 BIOTITE		J= 0.013403					
457	0.888	157.715	0	.21E-02	0.2	21.3	401.7
513	2.084	47.3945	0	.7E-02	0.25	49.7	119.3
565	0.693	13.4682	11.304	0.0246	1.07	16.6	34.5
619	1.194	9.2141	0	0.0351	3.56	28.6	23.6
668	1.659	1.5727	9.187	0.1585	10.94	39.6	4.4
717	1.577	0.5055	0	0.3256	17.05	37.7	1.8
761	1.662	0.0381	0.22	0.5633	48.58	39.7	0.9
805	1.528	0.0734	1.252	0.5728	62.29	36.5	0.9
845	1.539	0.0653	1.552	0.5771	66.26	36.8	0.9
886	1.608	0.0561	0.934	0.5635	70.76	38.4	0.9
922	1.532	0.1484	5.807	0.5073	76.6	36.6	1
958	1.645	0.0573	0	0.5509	85.38	39.3	0.9
992	1.662	0.058	0	0.5454	95.79	39.7	0.9
1183	1.632	0.0856	0	0.5302	99.45	39	0.9
1245	1.684	0.465	113.881	0.3268	100	40.2	1.7
				AGE TOTAL:		38.2	+/- 2.7
:SA65 BIOTITE		J= 0.013403					
457	2.306	23.9096	0	0.0137	0.16	54.9	60.3
513	1.302	5.0714	0	0.0613	0.23	31.2	13.1
565	1.161	2.2388	0	0.1285	0.56	27.8	6
619	1.049	0.6891	11.8	0.324	1.48	25.2	2
668	1.022	0.2003	0.836	0.6194	9.19	24.5	0.9
717	1.155	0.0431	1.178	0.7793	31.34	27.7	0.6
761	1.052	0.0349	3.018	0.8653	51.48	25.2	0.6
805	1.163	0.0272	0.669	0.8036	64.32	27.9	0.6
845	1.087	0.0534	4.09	0.8031	70.04	26	0.6
886	1.146	0.0182	5.614	0.8328	73.84	27.5	0.6
922	1.167	.96E-02	2.172	0.836	79.6	28	0.6
975	1.182	.84E-02	0.809	0.8281	91.34	28.3	0.6
1183	1.187	0.0359	14.66	0.7728	100	28.4	0.6
				AGE TOTAL:		27	+/- 0.7

Temp oC	40*Ar/39Ar	36Ar/39Ar *100	37Ar/39Ar *100	39Ar/40Ar	%39Ar cumul.	AGE MA	+/-
:ZT9 BIOTITE		J= .9532E-02					
445	1.65	13.1891	0	0.0246	0.02	28.1	24.1
520	9.417	5.0822	0	0.0409	0.16	155	10.5
590	8.88	1.4599	0	0.0757	0.5	146.5	4.8
655	4.093	0.3145	1.861	0.199	7.3	69	1.8
715	3.102	0.0458	0.533	0.3088	35.86	52.5	1.2
745	2.812	0.036	0.583	0.3425	59.66	47.7	1
770	2.623	0.0945	0.831	0.3445	68.72	44.5	1
825	2.617	0.0947	0.816	0.3451	72.54	44.4	1
875	2.371	0.1344	4.384	0.3611	76.65	40.3	1
915	2.536	0.1231	2.748	0.3447	80.51	43.1	1
965	2.682	0.0801	0.887	0.3425	88.69	45.5	1
1010	2.812	0.0644	1.528	0.3329	95.68	47.7	1.1
1050	2.79	0.1009	8.161	0.3237	98.88	47.3	1.1
1510	3.356	0.6321	160.109	0.1914	100	56.8	2
				AGE TOTAL:		50	+/- 1.2
:ZT10 BIOTITE		J= .9532E-02					
445	1.979	2.4877	0	0.1071	0.06	33.7	4.8
520	2.066	1.1497	0	0.183	0.58	35.1	2.5
590	2.726	1.0521	6.363	0.1713	1.1	46.2	2.5
655	3.451	0.1828	1.401	0.2505	8.26	58.3	1.4
685	3.785	0.0745	0.52	0.2496	27.1	63.9	1.4
715	3.759	0.0607	0.361	0.2538	47.97	63.5	1.4
740	3.851	0.0526	0.503	0.2495	66.17	65	1.4
795	3.856	0.0462	0.383	0.2504	75.36	65.1	1.4
850	3.974	0.1396	0.904	0.2279	79.55	67	1.6
915	3.61	0.0628	3.687	0.2634	84.42	61	1.4
965	3.68	0.0679	0.895	0.2576	94.76	62.2	1.4
1010	3.592	0.041	1.761	0.2692	98.92	60.7	1.3
1050	3.401	0.0673	19.61	0.2777	99.74	57.5	1.3
1500	3.948	2.9137	371.491	0.0796	100	66.6	5.9
				AGE TOTAL:		63.1	+/- 1.4
:MR13 BIOTITE		J= .7698E-02					
480	1.557	7.6627	0	0.0413	0.09	21.4	11.4
545	0.565	4.2075	0	0.0769	0.3	7.8	6.2
610	0.868	1.6459	0	0.1744	2.01	12	2.5
650	0.833	0.2697	0	0.6134	9.97	11.5	0.5
695	0.85	0.0764	0	0.9288	28.03	11.7	0.3
735	0.827	0.0351	0	1.0744	55.03	11.4	0.2
775	0.81	0.045	0	1.0601	65.65	11.2	0.2
840	0.839	0.0608	0	0.9817	70.71	11.6	0.3
910	0.837	0.0447	0	1.0317	74.67	11.5	0.3
970	0.814	0.024	0	1.13	83.41	11.2	0.2
1040	0.812	0.0367	0	1.0852	89.85	11.2	0.2
1425	0.859	0.0456	1.52	1.006	100	11.8	0.3
				AGE TOTAL:		11.5	+/- 0.3

Tableau 2

Temp oC	40*Ar/39Ar	36Ar/39Ar *100	37Ar/39Ar *100	39Ar/40Ar	%39Ar cumul.	AGE MA	+/-
:MR15 BIOTITE		J= .7496E-02					
480	1.093	11.2675	0	0.029	0.06	14.7	16.2
545	2.291	4.9825	0	0.0587	0.24	30.7	7.4
610	1.674	2.6301	0	0.1058	0.78	22.5	4
650	1.348	0.6549	0	0.3045	5.03	18.1	1.1
695	2.003	0.1909	0	0.3894	21.67	26.8	0.7
735	2.07	0.0924	0	0.4267	52.66	27.7	0.6
775	1.93	0.1872	0	0.4025	64.31	25.9	0.7
840	2.08	0.0936	0	0.4243	69.74	27.9	0.6
910	1.92	0.0868	0	0.4592	73.94	25.7	0.6
950	1.99	0.0815	0	0.4481	79.86	26.7	0.6
995	2.05	0.2901	0	0.3439	85.74	27.5	0.8
1040	1.944	0.199	0	0.3948	92.66	26.1	0.7
1425	1.992	0.2311	0	0.3737	100	26.7	0.8
				AGE TOTAL:		26.6	+/- 0.7
:MR16 BIOTITE		J= .7496E-02					
480	0	11.2575	0	0.0356	0.15	0	0
545	2.935	3.4742	0	0.0757	0.54	39.2	5.3
610	1.617	0.6968	0	0.272	3.06	21.7	1.3
650	1.409	0.356	0	0.4063	12.18	18.9	0.8
735	1.697	0.1326	0.507	0.4786	32.56	22.8	0.6
775	1.754	0.1028	0	0.4859	58.32	23.5	0.6
820	1.594	0.087	0	0.5401	68.44	21.4	0.5
865	1.684	2.5718	0	0.1077	68.94	22.6	3.9
910	1.62	0.1602	0	0.4775	73.33	21.7	0.6
950	1.685	0.1945	0	0.4424	76.01	22.6	0.6
995	1.743	0.1728	0	0.4436	80.5	23.4	0.6
1030	1.632	0.1738	0	0.4658	87.01	21.9	0.6
1135	1.767	0.2019	0	0.423	94.38	23.7	0.7
1425	1.552	0.5126	0	0.326	98.35	20.8	1
1500	2.861	1.3329	15.439	0.147	100	38.2	2.4
				AGE TOTAL:		22.6	+/- 0.7
:MR18 PHLOGOPITE		J= .8105E-02					
540	2.406	13.3513	0	0.0238	0.15	34.8	20.8
600	4.884	5.6573	0	0.0462	0.59	70	9.3
660	1.304	5.7107	0	0.055	1.11	18.9	9
700	1.963	3.031	0	0.0915	2.33	28.4	4.9
740	4.173	0.6704	0	0.1624	6.93	60	2
775	4.123	0.1743	0	0.2155	37.45	59.3	1.4
810	4.175	0.1338	0	0.2187	69.67	60	1.4
845	4.168	0.3288	0	0.1945	80.57	59.9	1.6
880	4.35	2.0973	0	0.0948	83.1	62.5	4
910	4.066	0.8975	0	0.1488	86.93	58.5	2.2
940	4.129	0.6413	0	0.1659	89.58	59.3	1.9
980	4.023	1.1834	0	0.1329	91.99	57.9	2.6
1015	4.128	0.7699	0	0.1561	94.32	59.3	2.1
1045	4.196	0.7005	0	0.1595	96.44	60.3	2
1410	2.453	1.5736	4.934	0.1407	100	35.5	2.8
				AGE TOTAL:		58.2	+/- 1.7

Temp oC	40*Ar/39Ar	36Ar/39Ar *100	37Ar/39Ar *100	39Ar/40Ar	%39Ar cumul.	AGE MA	+/-
:SA48 MUSCOVITE + PHENGITE		J= 0.013403					
390	7.792	0.8234	324.181	0.0977	0.01	179.2	5
457	1.843	1.6783	61.728	0.1469	0.06	44	4.7
513	1.913	2.2288	62.309	0.1176	0.17	45.6	6.1
565	0.943	0.8337	11.52	0.2934	0.46	22.6	2.4
619	1.068	0.2272	8.108	0.5748	1.01	25.6	0.9
668	1.125	0.0935	0.495	0.7134	2.65	27	0.7
717	1.061	0.112	1.732	0.7181	7.3	25.4	0.7
761	1.179	0.0799	0.465	0.7063	11.88	28.2	0.7
805	1.15	0.1141	1.263	0.6719	19.74	27.6	0.7
845	1.096	0.1803	2.02	0.6136	28.76	26.3	0.9
886	1.017	0.2873	5.011	0.5357	33.11	24.4	1.1
922	2.166	0.0357	0	0.44	45.91	51.6	1.1
958	2.555	0.0363	0.452	0.3755	60.63	60.7	1.3
975	2.749	0.0245	0.506	0.3543	69.83	65.2	1.4
992	2.746	0.0393	0.358	0.3493	79.3	65.2	1.4
1008	2.108	0.0305	0.161	0.4548	91.39	50.2	1.1
1026	1.489	0.0475	0.653	0.6135	97.99	35.6	0.8
1060	1.18	0.0155	0	0.8154	99.92	28.3	0.6
1248	2.146	0.4088	0	0.298	100	51.1	1.8
				AGE TOTAL:		45.6	+/- 1.1
:SA54 PHENGITE		J= 0.014232					
445	2.484	4.3198	24.825	0.0655	0.05	62.6	12.1
525	1.699	1.1609	10.888	0.1949	0.14	43.1	3.6
595	1.22	0.9615	0	0.2461	0.35	31	2.9
655	1.455	0.1815	0	0.5019	0.98	36.9	1.1
710	1.343	0.1187	0	0.5902	2.29	34.1	0.9
760	1.5	0.0404	0.927	0.6172	5.41	38.1	0.9
795	1.463	0.0843	1.057	0.5839	9.16	37.1	0.9
825	1.57	0.0693	0.391	0.5631	17.69	39.8	0.9
865	1.634	0.0315	0.13	0.5788	33.46	41.4	0.9
915	1.633	0.0372	0.205	0.5734	52.04	41.4	0.9
950	1.616	0.0263	0.143	0.5901	72.82	41	0.9
985	1.517	0.0453	0.428	0.6057	88.48	38.5	0.9
1025	1.478	0.0716	0.455	0.5915	96.54	37.5	0.9
1055	1.395	0.1335	1.462	0.5586	99.22	35.4	1
1395	1.593	0.2782	48.955	0.4139	100	40.4	1.4
				AGE TOTAL:		39.9	+/- 0.9
:SA65 MUSCOVITE + PHENGITE		J= 0.013403					
513	1.569	1.0497	126.75	0.214	0.1	37.5	3.1
565	1.63	2.0134	175.217	0.1319	0.31	38.9	5.5
619	1.419	0.2153	5.242	0.4864	0.71	34	1.1
668	0.985	0.2255	5.327	0.6052	2.13	23.6	0.9
717	1.072	0.08	1.291	0.7635	5.66	25.7	0.6
761	1.154	0.0388	0.621	0.7878	11.05	27.6	0.6
805	1.091	0.0846	0.641	0.7455	17.35	26.1	0.7
845	1.112	0.0964	4.882	0.7154	24.41	26.7	0.7
886	1.109	0.2026	4.812	0.5853	31.08	26.6	0.9
922	1.107	0.0453	4.001	0.8056	36.69	26.5	0.6
958	1.269	0.051	0	0.7042	53.94	30.4	0.7
992	1.329	0.0383	0.179	0.693	82.77	31.8	0.7
1026	1.335	0.0304	0.307	0.7017	98.36	31.9	0.7
1248	1.27	0.1365	6.434	0.5975	100	30.4	0.8
				AGE TOTAL:		29.7	+/- 0.7

Tableau 3

Temp °C	40*Ar/39Ar	36Ar/39Ar *100	37Ar/39Ar *100	39Ar/40Ar	%39Ar cumul.	AGE MA	+/-
ZT9 PHENGITE		J= .9532E-02					
57	1.449	1.1471	5.328	0.2066	0.24	24.7	2.3
590	1.322	4.5638	21.447	0.0675	0.41	22.6	8.5
655	2.596	0.594	0	0.2297	0.8	44.1	1.7
715	2.198	0.366	1.935	0.3048	2.26	37.4	1.2
770	2.787	0.1341	1.161	0.314	6.72	47.3	1.1
825	2.506	0.1376	0.754	0.3432	12.29	42.5	1
875	2.716	0.3312	0.872	0.2705	22.34	46.1	1.4
915	2.776	0.1022	0.457	0.3247	40.78	47.1	1.1
965	2.383	0.1121	1.735	0.3683	48.42	40.5	1
1010	2.458	0.1155	1.171	0.3571	59.91	41.7	1
1050	2.569	0.1178	1.079	0.3427	69.06	43.6	1
1095	2.765	0.084	0.757	0.3318	87.47	46.9	1.1
1135	2.907	0.0469	0.613	0.3283	98.31	49.3	1.1
1180	3.051	0.1123	3.018	0.2955	99.74	51.7	1.2
1430	2.782	0.7342	15.308	0.2019	100	47.2	2
				AGE TOTAL:		45.3	+/- 1.1
MR15 PHENGITE		J= .7496E-02					
520	1.168	4.1572	0	0.0743	0.13	15.7	6.1
565	1.804	2.0975	0	0.1249	0.3	24.2	3.2
610	1.99	1.5168	0	0.1545	0.69	26.7	2.5
670	2.068	0.5283	0	0.2755	2.45	27.7	1.1
735	2.023	0.4631	0	0.2948	5.29	27.1	1
775	2.075	0.4194	0	0.3016	9.86	27.8	1
820	2.352	0.3409	0	0.2976	21.56	31.5	1
865	2.064	0.2755	0.919	0.3474	44.3	27.7	0.8
910	2.432	0.2689	0	0.3099	57.35	32.5	0.9
950	2.443	0.3591	0	0.2853	64.54	32.7	1
995	2.25	0.3448	0	0.3058	69.28	30.1	1
1040	2.508	0.5446	0	0.2428	75.03	33.6	1.3
1075	2.458	0.16	0	0.3411	82.22	32.9	0.8
1425	2.419	0.131	0	0.3563	100	32.4	0.8
				AGE TOTAL:		30.7	+/- 0.9
MR16 PHENGITE		J= .7496E-02					
480	1.669	5.1649	0	0.059	0.04	22.4	7.6
545	1.838	3.358	0	0.085	0.19	24.6	5
610	1.279	1.3004	0	0.1952	0.59	17.2	2
650	1.811	0.6979	0	0.2581	1.26	24.3	1.3
695	1.719	0.6584	0	0.2728	2.55	23.1	1.2
735	1.647	0.283	0	0.4026	4.94	22.1	0.7
775	1.937	0.2719	0	0.3648	8.83	26	0.8
820	2.051	0.1429	0	0.4043	14.25	27.5	0.7
865	2.115	0.1886	0	0.3741	22.51	28.3	0.8
910	2.328	0.3027	0	0.3102	35.51	31.2	0.9
950	2.307	0.0956	0	0.386	52.08	30.9	0.7
995	2.282	0.2009	0	0.3477	64.15	30.6	0.8
1030	2.135	0.1608	0	0.383	77.3	28.6	0.7
1070	2.227	0.1347	0	0.3809	87.1	29.8	0.7
1425	2.096	0.129	4.003	0.4035	100	28.1	0.7
				AGE TOTAL:		29.1	+/- 0.8

Temp °C	40*Ar/39Ar	36Ar/39Ar *100	37Ar/39Ar *100	39Ar/40Ar	%39Ar cumul.	AGE MA	+/-
MR17 PHENGITE		J= .8105E-02					
540	4.218	20.3133	0	0.0155	0.05	60.6	31.2
600	4.409	8.594	0	0.0335	0.3	63.3	13.6
660	5.13	3.571	0	0.0637	1.31	73.5	6.3
700	5.05	1.9448	0	0.0926	1.89	72.3	3.9
740	5.288	1.1846	0	0.1137	3.56	75.7	2.9
775	7.847	0.7412	0	0.0996	6.92	111.2	3.1
810	8.6	0.5929	0	0.0965	10.47	121.5	3.1
845	8.696	0.3985	0	0.1012	17.05	122.8	2.9
880	8.036	0.3605	0	0.1098	34.33	113.8	2.7
910	8.288	0.2286	0	0.1115	59.02	117.3	2.7
940	8.06	0.7862	2.339	0.0963	69.71	114.1	3.2
975	8.228	0.4086	0	0.1059	77.89	116.4	2.8
1010	7.951	0.3601	0	0.1109	88.44	112.6	2.7
1045	7.419	0.257	0	0.1222	95.81	105.3	2.5
1080	7.699	1.1474	0	0.0901	99.14	109.2	3.5
1410	7.975	2.3107	0	0.0675	100	113	5
				AGE TOTAL:		113.4	+/- 2.9
MR18 PHENGITE		J= .7698E-02					
480	2.982	18.124	0	0.0176	0.03	40.9	26.6
454	3.688	3.7947	0	0.0671	0.17	50.5	6
610	6.782	3.2502	0	0.061	0.46	91.8	5.8
650	7.787	1.0202	0	0.0925	1.14	105	3.2
695	8.167	0.5672	0	0.1015	3.11	110	2.8
735	9.623	0.3167	0	0.0947	6.17	128.9	3
775	12.089	0.2647	0	0.0776	10.6	160.5	3.6
820	14.264	0.3914	0	0.0648	16.15	187.9	4.2
865	21.834	0.3064	0	0.0439	32.17	280.3	6
910	22.612	0.2567	0	0.0427	55.19	289.5	6.1
950	21.827	0.2506	0	0.0443	72.38	280.2	5.9
995	20.636	0.2966	0	0.0464	82.53	266	5.7
1040	15.803	0.1666	0	0.0613	91.01	207.1	4.4
1075	9.542	0.1463	0	0.1002	97.75	127.8	2.8
1425	14.219	0.4953	6.849	0.0637	100	187.4	4.3
				AGE TOTAL:		242.8	+/- 5.2
MR21 MUSCOVITE		J= .7698E-02					
520	12.041	8.9727	0	0.0259	0.31	159.9	14.1
565	11.809	7.2428	0	0.0301	0.61	156.9	11.8
610	12.357	3.1567	0	0.0461	1.13	163.9	6.7
650	14.135	2.0145	0	0.0497	2.25	186.3	5.7
695	14.156	0.6729	0	0.0619	4.53	186.6	4.4
735	14.102	0.4744	0	0.0644	9.5	185.9	4.3
775	14.368	0.5795	0	0.0621	17.15	189.2	4.4
820	14.752	0.2946	0	0.064	28.98	194	4.3
865	15.125	0.6059	0	0.0591	44.45	198.7	4.6
910	15.613	0.4877	0	0.0586	55.68	204.7	4.6
950	15.253	0.4612	0	0.0601	63.04	200.3	4.5
995	15.28	0.4938	0	0.0597	70.27	200.6	4.6
1040	15.572	1.0143	0	0.0538	76.22	204.2	5.1
1075	15.947	0.4833	0	0.0575	83.37	208.9	4.7
1425	16.083	0.55	0	0.0564	100	210.5	4.8
				AGE TOTAL:		199.9	+/- 4.6

BIBLIOGRAPHIE

ALEXANDER, E. C., MICKELSON, G. M., & LANPHERE, M. A. (1978): MMHb.1: A new ^{39}Ar–^{40}Ar dating standard. – Short pap. 4th Int. Conf. Geochron. Cosmochron. Isot. Geol. US, p. 6–8.

ALLEN, A. R., & STUBBS, D. (1982): An ^{39}Ar–^{40}Ar study of a polymetamorphic complex in the Arunta Block, Central Australia. – Contr. Mineral. Petrol. *79*, 319–332.

AMSTUTZ, A. (1955): Structures alpines; Ossola, cœur du problème. – C.R. Acad. Sci. Paris *241*, 888–890.

— (1971): Formation des Alpes dans le segment Ossola–Tessin. – Eclogae geol. Helv. *64*/1, 149–150.

ARGAND, E. (1911): Les grands plis couchés des Alpes pennines. – Matér. Carte géol. Suisse *27*, pl. IV, Carte spéc. *64*.

ARMSTRONG, R. L., JÄGER, E., & EBERHARDT, P. (1966): A comparison of K–Ar and Rb–SR ages on Alpine biotites. – Earth and planet. Sci. Lett. *1*, 13–19.

AYRTON, S., BUGNON, C., HAARPAINTNER, T., WEIDMANN, M., & FRANK, E. (1982): Géologie du front de la nappe de la Dent-Blanche dans la région des Monts-Dolins, Valais. – Eclogae geol. Helv. *75*/2, 269–286.

BEARTH, P. (1952): Geologie und Petrographie der Monte-Rosa. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *96*.

— (1958): Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums. – SMPM *38*, 363–373.

BERGER, G. W. (1975): ^{39}Ar–^{40}Ar step heating of thermally overprinted biotite hornblende and potassium feldspar from Eldora, Colorado. – Earth and planet. Sci. Lett. *26*, 387–408.

BERGER, G. W. & YORK, D. (1981): Geothermometry from ^{39}Ar–^{40}Ar dating experiments. – Geochim. cosmochim. Acta *45*, 795–812.

BIGIOGGERO, B., BORIANI, A., COLOMBO, A., TUNESI, A., FERRARA, G., & TONARINI, S. (1982): Età e caratteri petrochimici degli ortogneiss della zona Moncucco–Orselina nell'area ossolana. – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. *38*, 207–218.

BOCQUET, J., DELALOYE, M., HUNZIKER, J. C., & KRUMMENACHER, D. (1974): K–Ar and Rb–Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps. – Contr. Mineral. Petrol. *47*, 7–26.

BUCHS, A., CHESSEX, R., KRUMMENACHER, D. & VUAGNAT, M. (1962): Ages «plomb total» déterminés par fluorescence X sur les zircons de quelques roches des Alpes. – SMPM *42*, 295–305.

CARPÉNA, J. (1984): Contribution de la méthode des traces de fission à l'étude des Alpes franco-italiennes: relation tectonique–métamorphisme. – Thèse Doctorat d'Etat, Orsay.

CARPÉNA, J. & CABY, R. (1983): Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge éocène des zones ultramylonitiques dans le socle du Grand Paradis (Alpes Occidentales) – C.R. Acad. Sci. Paris *297*, 289–292.

CHOPIN, C. (1984): Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. – Contr. Mineral. Petrol. *86*, 107–118.

CHOPIN, C. & MALUSKI, H. (1978): Résultats préliminaires obtenus par la méthode de datation ^{39}Ar–^{40}Ar sur des minéraux alpins du massif du Grand Paradis et de son enveloppe. – Bull. Soc. géol. France (7), *20*, 745–749.

— (1980): ^{39}Ar–^{40}Ar dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso area (Western Alps): evidence against the blocking temperature concept. – Contr. Mineral. Petrol. *74*, 109–122.

CHOPIN, C. & MONIÉ, P. (1984): A unique magnesiochloritoid-bearing high-pressure assemblage from the Monte-Rosa, Western Alps: petrologic and ^{40}Ar–^{39}Ar radiometric study. – Contr. Mineral. Petrol. *87*, 388–398.

COMPAGNONI, R., DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C., GOSSO, G., LOMBARDO, B., & WILLIAMS, P. F. (1977): The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high-pressure low-temperature assemblages in the Western Italian Alps. – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. *33*, 281–334.

DALLMEYER, R. D. (1975): ^{40}Ar–^{39}Ar ages of biotite and hornblende from a progressively remetamorphosed basement terrane: their bearing on interpretation of release spectra. – Geochim. cosmochim. Acta *39*, 1655–1669.

— (1982): $^{40}Ar/^{39}Ar$ incremental-release ages of biotite from a progressively remetamorphosed Archean basement terrane in southwestern Labrador. – Earth and planet. Sci. Lett. *61*, 85–96.

DAL PIAZ, G. V. (1964): Il cristallino antico del versante meridionale del Monte-Rosa: paraderivati a prevalente metamorfismo alpino. – Rend. Soc. mineral. ital. *20*, 101–135.

— (1971): Nuovi ritrovamenti di cianite alpine nel cristallino del Monte-Rosa. – Rend. Soc. ital. Mineral. Petrol. *27*, 437–477.

DAL PIAZ, G. V., LOMBARDO, B., & GOSSO, G. (1983): Metamorphic evolution of the Mt Emilius klippe, Dent Blanche nappe, Western Alps. – Amer. J. Sci. *283A*, 438–458.

DALRYMPLE, G.B., & LANPHERE, M. A. (1969): Potassium–Argon dating: Principles, techniques and applications to geochronology. – W. H. Freeman and Cie, San Francisco.

DELALOYE, M., & DESMONS, J. (1976): K-Ar radiometric age determinations of white micas from the Piemont zone, French–Italian Western Alps. – Contr. Mineral. Petrol. *57*, 297–303.

DESMONS, J., & O'NEIL, J. R. (1977): Oxygen and hydrogen isotope composition of eclogites and associated rocks from the Eastern Sesia zone (Western Alps). – Contr. Mineral. Petrol. *67*, 79–85.

DEUTSCH, A., & STEIGER, R. H. (1983): Formation ages vs. cooling ages: K–Ar dating on amphiboles from the Central Alps. – Abstr. 2nd EUG meeting Strasbourg. Terra Cognita *3*, 138.

DODSON, M. H. (1973): Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. – Contr. Mineral. Petrol. *40*, 259–274.

ERNST, W. G. (1973): Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. *84*, 2053–2088.

ERNST, W. G., & DAL PIAZ, G. V. (1978): Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil S[t] Jacques area, Italian Western Alps. – Amer. Mineralogist *63*, 621–640.

FERRY, J. M., & SPEAR, F. S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. – Contr. Mineral. Petrol. *66*, 113–117.

FLECK, R. J., SUTTER, J. F., & ELLIOT, D. H. (1977): Interpretation of discordant $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. – Geochim. cosmochim. Acta *41*, 15–32.

FRANK, E., & STETTLER, A. (1979): K–Ar and ^{39}Ar–^{40}Ar systematics of white-mica from an alpine metamorphic profile in the Swiss Alps. SMPM *59*, 375–394.

FREY, M., HUNZIKER J. C., O'NEIL, J. R., & SCHWANDER, H. W. (1976): Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte-Rosa granite, Western Alps: petrological, Rb–Sr and stable isotope data. – Contr. Mineral. Petrol. *55*, 147–179.

FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E., & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel–Chiasso: a review. – Ecloage geol. Helv. *73*/2, 527–546.

FREY, M., HUNZIKER, J. C., JÄGER, E., & STERN, W. B. (1983): Regional distribution of white K-mica polymorphs and their phengite content in the Central Alps. – Contr. Mineral. Petrol. *83*, 185–197.

GILETTI, B. J. (1974): Studies in diffusion I: argon in phlogopite mica. In: HOFMANN, A. W. et al. (Ed.): Geochemical Transport and Kinetics (p. 225–233). Carnegie Inst. Washington Publ. *634*.

GREEN, T. H., & HELLMAN, P. L. (1982): Fe–Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet–phengite geothermometer. – Lithos *15*, 253–266.

HANSON, G. N., SIMMONS, K. R., & BENCE, A. E. (1975): ^{39}Ar–^{40}Ar spectrum ages for biotite hornblende and muscovite in a contact metamorphic zone. – Geochim. cosmochim. Acta *39*, 1269–1277.

HÄNNY, R., GRAUERT, B., & SOPTRAJANOVA, G. (1975): Paleozoic migmatites affected by high-grade tertiary metamorphism in the Central Alps (Valle Bodengo, Italy). – Contr. Mineral. Petrol. *51*, 173–196.

HARRISON, T. M. (1981): Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. – Contr. Mineral. Petrol. *78*, 324–331.

HARRISON, T. M., & MCDOUGALLI (1981): Excess ^{40}Ar in metamorphic rocks from Broken Hill, New South Wales: implications for ^{40}Ar–^{39}Ar age spectra and the thermal history of the region. – Earth and planet Sci. Lett. *55*, 123–149.

HOMEWOOD, P., GOSSO, G., ESCHER, A., & MILNES, A. G. (1980): Cretaceous and tertiary evolution along the Besançon–Biella traverse (Western Alps). – Eclogae geol. Helv. *73*/2, 635–649.

HUNZIKER, J. C. (1969): Rb–Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Hellglimmer and Gesamtgesteinsalterswerte. – Eclogae geol. Helv. *62*/2, 527–542.

— (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. – Eclogae geol. Helv. *63*/1, 151–161.

— (1974): Rb–Sr and K–Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. – Mem. Ist. geol. mineral. Univ. Padova *31*, 1–54.

HUNZIKER, J. C., & BEARTH, P. (1969): Rb–Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. – Eclogae geol. Helv. *62*/1, 205–222.

HY, C. (1984): Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Monte-Mucrone (zone Sesia–Lanzo, Alpes Italiennes). – Thèse 3e cycle, Paris 6.

JÄGER, E. (1965): Rb–Sr age determinations on minerals and rocks from the Alps. – Sci. de la Terre *10*, 395–406.

— (1970): Radiometrische Altersbestimmungen in der Erforschung metamorpher Prozesse. – Fortschr. Mineral. *47*, 77–83.

— (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. – Eclogae geol. Helv. *66*/1, 11–21.

— (1984): Detailed history of tectonic movements in the Alps determined by cooling ages of minerals. – Ann. Geophys. *2*/2, 165–168.

JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E. (1967): Rb–Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *134*.

KIÉNAST, J. R. (1983): Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. – Thèse Doctorat d'Etat, Paris 6.

KLEIN, J. A. (1978): Post-nappe folding southeast of the Mischabel ruck falte (Pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism. – Leidse geol. Meded. *51*, 233–312.

KÖPPEL, V., GÜNTHERT, A., & GRÜNENFELDER, M. (1980): Patterns of U–Pb zircon and monazite ages in the polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. – SMPM *61*, 97–119.

LACASSIN, R. (1983): Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont-Rose dans la vallée de Saas (Suisse). – C.R. Acad. Sci. (Paris) *296*, 777–782.

— (1983): Mise en évidence d'une zone de cisaillement ductile majeure dans la couverture de la nappe du Mont-Rose: étude microstructurale. C.R. Acad. Sci. (Paris) *297*, 613–618.

— (1984): Etude des mécanismes de déformation dans le versant Nord de la nappe du Mont-Rose (Alpes Suisses) et relation avec les grands chevauchements. Approche méthodologique de la déformation des roches gneissiques. – Thèse 3e cycle, Montpellier.

— (1985): Significance of stretching lineations in the Monte-Rosa nappe and discussion at the scale of the Western Alps. – Tectonics, sous presse.

LADURON, D. (1976): L'antiforme de Vanzone, étude pétrographique et structurale dans la vallée d'Anzasca (Province de Novara, Italie). – Mém. Inst. géol. Univ. Louvain *28*.

LANPHERE, M. A., & DALRYMPLE, G. B. (1976): Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ age spectrum technique. – Earth and planet. Sci. Lett. *32*, 141–148.

LARDEAUX, J. M., GOSSO, G., KIÉNAST, J. R., & LOMBARDO, B. (1982): Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone Sésia–Lanzo (Alpes Occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale. – Bull. Soc. géol. France (7), *24*, 793–800.

LIEWIG, N., CARON, J. M., & CLAUER, N. (1981): Chemical and K–Ar isotopic behaviour of alpine sheet silicates during polyphased deformation. – Tectonophysics *78*, 273–290.

MALAVIEILLE, J. (1984): Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagne. – Bull. Soc. géol. France (7), *26*, 129–138.

MALAVIEILLE, J., LACASSIN, A., & MATTAUER, M. (1984): Signification des linéations d'allongement des Alpes Occidentales. – Bull. Soc. géol. France (7), *26*, 895–906.

MALUSKI, H. (1978): Behaviour of biotites, amphiboles, plagioclases and K-feldspars in response to tectonic events with the ^{40}Ar–^{39}Ar radiometric method. Example of Corsican granite. – Geochim. cosmochim. Acta *42*, 1619–1633.

MASSONNE, H. J. (1981): Phengite: eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System K_2O–M_gO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O. – Diss. Ruhr-Univ. Bochum.

MATTAUER, M. (1981): Plis en fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes Suisses (couverture Nord de la Nappe du Mont-Rose). – C.R. Acad. Sci. (Paris) *293*, 929–932.

MILNES, A. G., GRELLER, M., & MÜLLER, R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon–Pennine Alps. – J. struct. Geol. *3*, 411–420.

MONIÉ, P. (1984): Etude par la méthode ^{39}Ar–^{40}Ar de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles alpins repris par l'orogenèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera–Mercantour du Mont-Rose et de la Grande-Kabylie. – Thèse 3e cycle, Montpellier.

MONIÉ, P., & MALUSKI, H. (1983): Données géochronologiques ^{39}Ar–^{40}Ar sur le socle anté-permien du massif de l'Argentera–Mercantour (Alpes Maritimes, France). – Bull. Soc. géol. France (7), *25*, 247–257.

MÜLLER, R. (1982): Die tektonische Erforschung der Penninischen Alpen. – Eclogae geol. Helv. *75*/2, 447–479.

— (1983): Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen). – Eclogae geol. Helv. *76*/2, 391–416.

OBERHÄNSLI, R., HUNZIKER, J. C., MARTINOTTI, G., & STERN, W. B. (1982): Mucronites: an example of eo-alpine eclogitisation of Permian granitoïds, Italy. – Abstr. 1st int. Eclogite conf., Terra Cognita *2*, 325.

O'NIONS, R. I., SMITH, D. G. W., BAADSGARD, H., & MORTON, R. D. (1969): Influence of chemical composition on argon retentivity in metamorphic calcic amphiboles from South Norway. – Earth and planet Sci. Lett. *5*, 339–345.

PÜRDY, J. W. & JÄGER, E. (1976): K/Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps. – Mem. Ist. geol. mineral. Univ. Padova *30*, 1–32.

RAO, B., & JOHANNES, W. (1979): Further data on the stability of staurolite and quartz and related assemblages. – N. Jb. Mineral. [Mh.], p. 437–447.

REINHARDT, B. (1966): Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italia). – SMPM *46*, 553–678.

ROBERT, C. (1981): Corrélation entre les coefficients de distribution et les rapports $^{18}O/^{16}O$ dans les minéraux: les roches du faciès éclogitique de la zone de Sesia–Lanzo. – Thèse 3e cycle, Paris 6.

RUBIE, D. (1984): A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, Western Alps. – J. Geol. *92*, 21–36.

SALIOT, P. (1978): Le métamorphisme dans les Alpes françaises. – Thèse Doctorat d'Etat, Orsay.

STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales: (transversale Aar–Simplon–Ossola). – Eclogae geol. Helv. *77*/1, 55–100.

STEIGER, R.H. (1983): Isotopic dating of metamorphic events in the Central Alps. Abstr. 2nd EUG meeting Strasbourg. – Terra Cognita *3*, 140.

STEINITZ, G., & JÄGER, E. (1981): Rb–Sr and K–Ar studies on rocks from the Suretta nappe, Eastern Switzerland. – SMPM *61*, 121–131.

TURNER, G. (1968): The distribution of Potassium and argon in chondrites. In: AHRENS, L.H. (Ed.): Origin and Distribution of the Elements (p. 387–398). – Pergamon Press, London.

VEARNCOMBE, J.R. (1984): High pressure–low temperature metamorphism in the Gran Paradiso basement, Western Alps. – J. metamorph. Geol. *1*, 103–115.

VELDE, B. (1967): Si^{4+} content of natural phengites. – Contr. Mineral. Petrol. *14*, 250–258.

WAGNER, G.A., REIMER, G.M., & JÄGER, E. (1977): Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb–Sr and K–Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps. – Mem. Ist. geol. mineral. Univ. Padova *30*.

WETZEL, R. (1972): Zur Petrographie und Mineralogie der Furgg-Zone (Monte Rosa-Decke). – SMPM *52*, 161–236.

ZIMMERMANN, J.L. (1970): Contribution à l'étude de la déshydratation et à la libération de l'argon des micas. – Geochim. cosmochim. Acta. *34*, 1327–1350.

SMPM = Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.

Manuscrit reçu le 21 décembre 1984
Révision acceptée le 10 avril 1985