

Chronologie K-Ar et ^{39}Ar - ^{40}Ar du métamorphisme et du magmatisme des Vosges. Comparaison avec les massifs varisques avoisinants*

René BOUTIN ⁽¹⁾
Raymond MONTIGNY ⁽¹⁾
Robert THUIZAT ⁽¹⁾

*K-Ar and ^{39}Ar - ^{40}Ar chronology of metamorphism and magmatism of the Vosges:
Comparison with adjacent Variscan massifs*

Géologie de la France, n° 1, 1995, pp. 3-25, 10 fig., 3 tabl.

Mots-clés : Datation, K-Ar, ^{39}Ar - ^{40}Ar , Granitoïdes, Roches métamorphiques, Orogénie hercynienne, Collision continentale, Dévonien moyen, Extension tectonique, Viséen, Massif vosgien.

Key words: Absolute age, K-Ar, ^{39}Ar - ^{40}Ar , Granitoids, Metamorphic rocks, Hercynian orogeny, Plate collision, Middle Devonian, Tectonic extension, Visean, Vosges.

Résumé

Nous avons réalisé une étude K-Ar et ^{39}Ar - ^{40}Ar sur minéraux séparés provenant de roches magmatiques et métamorphiques des Vosges pour préciser l'histoire varisque de ce massif.

A l'exception d'une amphibole provenant d'un pluton basique situé sur la bordure nord du massif des Ballons, qui donne un âge de 360 ± 6 Ma, les résultats ^{39}Ar - ^{40}Ar sur les différents types de granitoïdes indiquent qu'ils se sont mis en place dans un laps de temps maximum de 10 Ma, entre 340 et 330 Ma. Il est à noter que l'on ne retrouve pas sur les analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar le hiatus d'âge montré par les résultats K-Ar entre la mise en place des granites subalcalins, 345-335 Ma, et celles des leucogranites 325-315 Ma. Cette convergence des résultats ^{39}Ar - ^{40}Ar sur les granites des Vosges septentrionales et méridionales confirme l'hypothèse de P. Fluck (1980a) selon laquelle les

Vosges forment un ensemble cohérent depuis le Carbonifère inférieur. L'apparition des bassins houillers au Carbonifère supérieur s'accompagne de manifestations effusives comme celle du Nideck, $294,2 \pm 4,8$ Ma (Lippolt et Hess, 1983) ou filoniennes, comme celle du Teufelsloch, $306,6 \pm 6,2$ Ma.

La biotite d'un gneiss à grenat emballé dans la série volcano-sédimentaire d'Oderen et l'amphibole d'un gneiss de la série de Sainte-Marie-aux-Mines donnent respectivement des âges intégrés de 382 ± 10 Ma et 373 ± 11 Ma. Ces valeurs sont en accord avec celle de 386 ± 15 Ma obtenue par isochrone Rb-Sr sur roche totale (Bonhomme et Fluck, 1981). Elles marqueraient l'achèvement de la collision continentale au Dévonien moyen. Toutes les autres analyses ^{39}Ar - ^{40}Ar sur les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines, quelle que soit la génération métamorphique des minéraux, donnent des âges entre 340 et 330 Ma. Un dilem-

me demeure sur leur signification géologique. Marquent-ils la fin d'une évolution continue de la série lors de sa remontée vers la surface ou proviennent-ils d'un réchauffement dû à la mise en place des granites ?

La comparaison des résultats de cette étude avec ceux de travaux similaires effectués sur des formations analogues de Forêt-Noire et du Massif central montre que les Vosges s'inscrivent parfaitement dans les schémas géodynamiques de la branche sud de l'orogène varisque.

English abridged version

A K-Ar and ^{39}Ar - ^{40}Ar study has been carried out on mineral separates from magmatic and metamorphic rocks of the Vosges with the following aims: (1) to determine the age of the basement structure; (2) to establish the salient features of the thermochronology during

* Communication orale lors du colloque "Géologie de la France", Paris, 14-15 décembre 1993.

Manuscrit reçu le 17 janvier 1994, accepté définitivement le 14 décembre 1994.

(1) Laboratoire de Géochimie-Pétrologie-École et Observatoire de Physique du Globe de Strasbourg, 5, rue René Descartes, 67084 Strasbourg Cedex.

the Variscan orogeny; (3) to place the Vosges massif within the context of the Variscan Belt of western Europe by comparing our results with geochronological data obtained on similar terranes situated in the French Massif Central and the Black Forest.

The majority of the ^{39}Ar - ^{40}Ar release spectra on mica from magmatic rocks reveals acceptable plateau ages which fall in the restricted 340-330 Ma range. These dates are viewed as closely approaching the time of granite emplacement. Even when some of the biotites fail to yield definite plateaus, we can state with confidence that the age of granite emplacement does not depart from the aforementioned range of 340-330 Ma. One should note that the ^{39}Ar - ^{40}Ar results are somewhat at variance with the K-Ar conventional ages, which suggests a time span between the emplacement of subalkaline granites (345-335 Ma), and that of leucogranites (325-315 Ma). An exception to the pattern of the granite ages is displayed by a basic pluton located at the northern edge of the Massif de Ballons with an ^{39}Ar - ^{40}Ar plateau age on amphibole of 360 ± 6 Ma. The absence of definite inherited argon in the mineral leads us to regard the later date as reflecting the time of the pluton emplacement.

The striking similarity of the ^{39}Ar - ^{40}Ar ages on granites of the northern and the southern Vosges reinforces the view (Fluck, 1980a) that the Vosges structure already existed in the Early Devonian. Magmatism in the Late Carboniferous is represented by huge volcanic outpourings such as the Nideck, well-dated at 294 ± 4.8 Ma (Lippolt and Hess, 1983), and by dike intrusions such as the Teufelloch (306.6 ± 6.2 Ma). Both accompanied the formation of Stephanian Permian basins.

In contrast to the magmatic rocks, high-grade metamorphics failed to yield any ^{39}Ar - ^{40}Ar plateau age. Nevertheless it must be stressed that an ^{39}Ar - ^{40}Ar integrated age of 382 ± 10 Ma and a conventional K-Ar age of 373 ± 11 Ma respectively measured on a biotite from a gneiss of the Oderen volcano-sedimentary sequence and an amphibole from a

gneiss of the Sainte-Marie-aux-Mines metamorphic unit are in agreement with a Rb-Sr age of 386 ± 15 Ma obtained by Bonhomme and Fluck (1981) on the latter formation. These dates might correspond to the termination of the continental collision in the Middle Devonian. The other results on minerals from the Sainte-Marie-aux-Mines gneisses indicate 340-330 Ma ages, irrespective of the metamorphic generation of the analysed minerals. The reconstruction of the thermochronology of this metamorphic core complex is still problematic. An age of 357 ± 4 Ma yielded by high-temperature steps of an amphibole and the moderate extent of the metamorphic aureole around granites lead us to prefer a progressive thermal evolution of gneisses during their ascent to the surface rather than an intense reheating caused by the granite emplacement. These dates correspond to the post-collisional extension stage demonstrated by structural analyses (Rey et al., 1991, 1992; Rey, 1992; Latouche et al., 1992).

Examination of the geochronological data obtained on low-pressure high-temperature metamorphics and granites of the French Massif Central and the Black Forest shows that the three consecutive segments of the Variscan Belt have shared a common geological history since Silurian times. U-Pb analyses on zircon from eclogites in the French Massif Central and the Black Forest, for instance, yield discordia with upper intercept ages comprised between 460 and 415 Ma. They are tentatively seen to reflect the time of eclogite formation. The existence of a low-pressure high-temperature metamorphic event between 390 and 370 Ma is established in the Massif Central and to a less extent in the Vosges. The three massifs underwent a strong metamorphic event around 340 Ma, although with a probable slight diachronism, and an intense granitization at about the same time. These pieces of evidence demonstrate that the Vosges fits in with the geodynamic scheme of the southern branch of the Variscan Belt.

Introduction

Vu sous l'angle de la tectonique des plaques l'orogène varisque résulte de mouvements convergents entre les blocs continentaux Baltica (Europe du Nord) et Gondwana (Afrique + Europe Centrale et Méridionale), qui ont provoqué dès le Silurien la fermeture de deux domaines océaniques, l'Océan Rhéique au nord et l'Océan Galice-Massif central au sud. La zonation de la chaîne proposée par F. Kossmat (1927) a donc été actualisée pour tenir compte des données et des concepts nouveaux (Bard et al., 1980; Behr et al., 1984; Franke et Engel, 1986; Matte, 1986; Weber, 1986; Burg et al., 1987; Franke, 1989). Ainsi, le schéma général qui s'en dégage est celui d'une chaîne à double déversement autour d'une zone précambrienne, qui n'affleure qu'en Bretagne septentrionale et au cœur du massif de Bohême.

Dans la reconstitution de l'orogène varisque à partir de blocs isolés, la géochronologie s'est révélée être un outil essentiel. On s'est particulièrement attaché à déterminer l'évolution P-T-t du métamorphisme de haut grade, considéré comme un marqueur de choix des phénomènes de collisions entre blocs continentaux, et à obtenir une chronologie fine du magmatisme, qui se traduit par l'intrusion de granites de composition variée. Or les Vosges n'ont fait l'objet que de recherches géochronologiques anciennes (Faul et Jaeger, 1963; Bonhomme, 1967; Clauer et Bonhomme, 1970; Hameurt et Vidal, 1973; Brewer et Lippolt, 1974; Pagel, 1981; Edel et al., 1986). Il convenait donc de combler cette lacune. C'est pourquoi nous avons entrepris une étude K-Ar systématique, complétée par des mesures ^{39}Ar - ^{40}Ar , sur des minéraux extraits des granites et roches métamorphiques de ce massif. Nos objectifs étaient les suivants :

- 1) déterminer l'âge de la structuration du socle vosgien. A partir de quand Vosges saxothuringiennes (Vosges du Nord) et Vosges moldanubiennes (Vosges centrales et méridionales) évoluent-elles de concert ?
- 2) établir l'histoire thermochronologique des Vosges lors de l'orogénèse hercynienne. Généralement deux questions se posent lors d'un tel exercice :

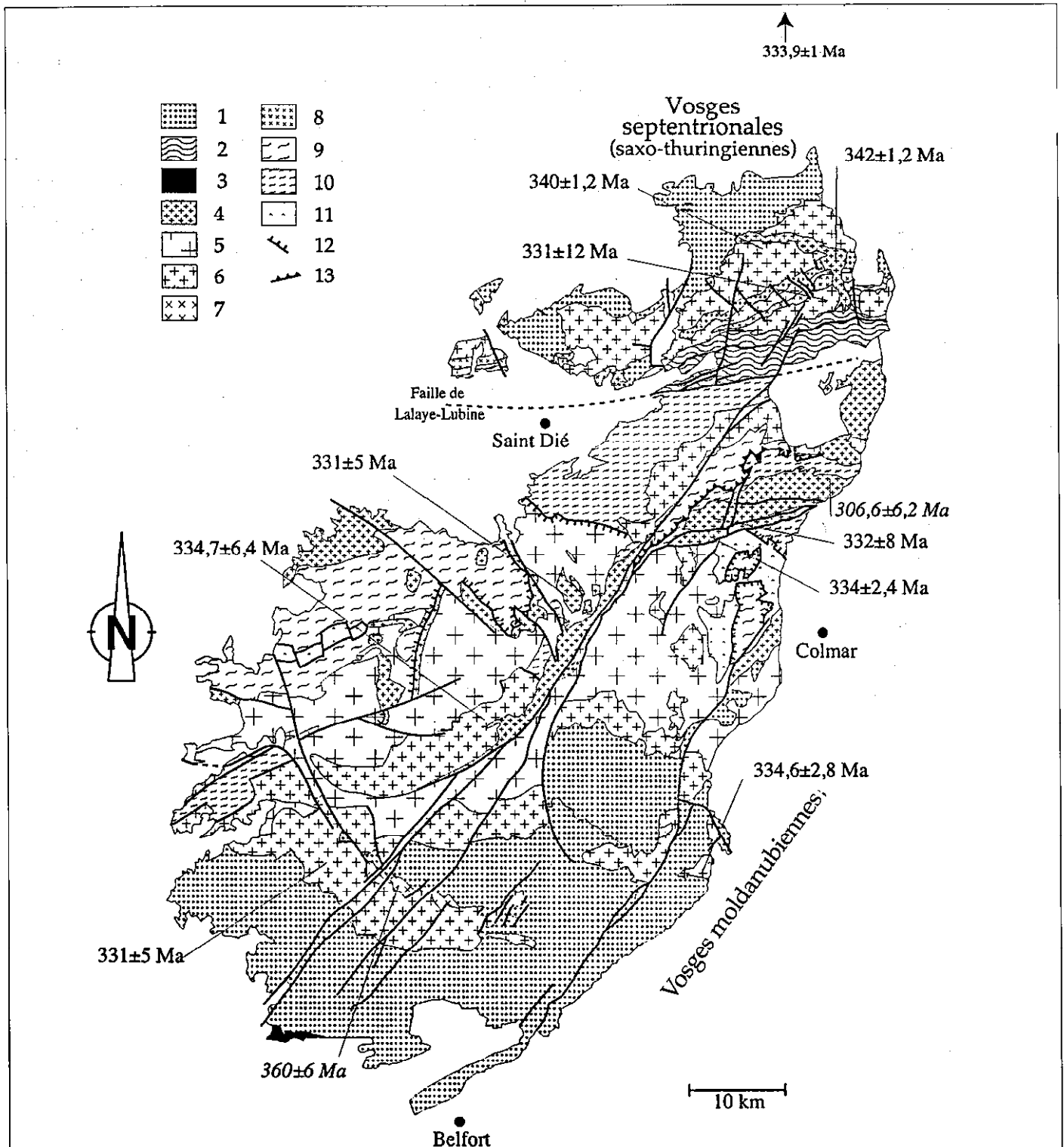


Fig. 1. - Carte géologique simplifiée du socle vosgien (d'après Fluck *et al.*, 1987) et localisation des âges ³⁹Ar-⁴⁰Ar obtenus sur les différents granites. 1 - bassins volcano-sédimentaires dévono-dinantiens ; 2 - séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur ; 3 - houiller ; 4 - magmatisme alcalin et calco-alcalin (leucogranites, leucogranites grossiers et granites à mégacristsaux) ; 5 - granites d'anatexie crustale ; 6 - granites rouges, granodiorites et granites du Champ-du-Feu et granites intrusifs viséo-namuriens des Vosges du Sud (type Crêtes et Ballons) ; 7 - magmatisme basique de la bordure nord du massif des Ballons (anté Viséen) ; 8 - diorite du Champ-du-Feu ; 9 - unité supérieure des gneiss ; 10 - unité inférieure des gneiss ; 11 - migmatites parautochtones ; 12 - failles normales ductiles ; 13 - contacts chevauchants.

Fig. 1. - Simplified geological map of the Vosges basement (after Fluck *et al.*, 1987) and location of ³⁹Ar-⁴⁰Ar granite dates. 1 - Devono-Dinantian volcano-sedimentary basins ; 2 - Lower Paleozoic sedimentary series ; 3 - coal basins ; 4 - alkaline and calc-alkaline magmatism (leucogranites, coarse-grained leucogranites and megacryst granites) ; 5 - ultrametamorphic granites ; 6 - red granites, Champ-du-Feu granodiorite and granite, and southern Vosges Viséo-Namurian intrusive granites (Crêtes and Ballons type) ; 7 - mafic magmatism of northern boundary of Ballons massif ; 8 - Champ-du-Feu diorite ; 9 - upper unit of the metamorphic series ; 10 - lower unit of the metamorphic series ; 11 - parautochthonous migmatites ; 12 - ductile normal faults ; 13 - thrust contacts.

a) les massifs métamorphiques à histoire polyphasée ont-ils eu une évolution Pression Température temps (P-T-t) continue ou discontinue ?

b) existe-t-il un hiatus temporel significatif entre la mise en place des différents granites ?

3) replacer les Vosges dans la chaîne varisque d'Europe occidentale en comparant l'évolution géodynamique de ce segment à celle des massifs voisins, Massif central et Forêt-Noire.

Cadre géologique

Dans les Vosges, la convergence varisque a engendré une structure globalement bivergente de part et d'autre du cisaillement de Lalaye-Lubine, reconnu comme un trait tectono-orogénique majeur à valeur de suture continentale (Fluck, 1980a ; Fluck *et al.*, 1987, 1989). Elle met en contact les Vosges du Nord, rattachées à la zone saxothurino-génienne, et les Vosges moyennes et méridionales, qui font partie de la zone moldanubienne (Schneider, 1984) (fig. 1). Cet accident est une zone de cisaillement complexe soulignée par la présence de plusieurs écaillés dans lesquelles on distingue une déformation mylonitique témoignant d'un cisaillement dextre reprise lors d'un chevauchement vers le nord dans des conditions cataclastiques (Wickert et Eisbacher, 1988).

Le magmatisme syn- à tardi-orogénique des Vosges du Nord

L'essentiel du magmatisme des Vosges du Nord est regroupé au sein du massif du Champ-du-Feu. On y définit trois ensembles sur des bases de chronologie relative et de pétrographie. Le premier est intrusif dans une unité centrale volcano-sédimentaire d'âge siluro-dévonien et forme une série de bandes dioritiques et granodioritiques allongées WSW-ENE parallèlement à l'accident de Lalaye-Lubine. Dans cet ensemble, P. Fluck (1980b) distingue le groupe des "diorites et granodiorites" au sud et celui des "granites" au nord. L'un de ces derniers, le granite de la Serva, renferme une grande quantité d'enclaves subvolcaniques. Le second ensemble, dit des "granites rouges", comprend les granites

porphyroïdes rouges de Natzwiller, Andlau et Senones intrusifs dans l'ensemble précédent. Notons que A. Geldron (1987) relie le granite d'Andlau au premier groupe. Le troisième constitue le groupe des "granites alcalins" (Hahn-Weinheimer *et al.*, 1971) constitué par les granites de Raon l'Étape, des Brûlées et du Kagenfels. Ce dernier recoupe toutes les roches plutoniques du Champ-du-Feu et développe à son extrémité sud des rhyolites et des faciès hypovolcaniques (Von Eller, 1960) qui seraient les filons d'alimentation d'un complexe de structure annulaire (Reve, 1985). Dans les Basses Vosges ou Vosges Gréseuses, situées plus au nord, des granitoïdes à amphibole légèrement porphyroïdes (Dubois et Dubois, 1955), que l'on apparente aux "granites rouges" (Fluck *et al.*, 1987), affleurent dans la vallée du Jaegerthal à la faveur de la tectonique tertiaire. Ce sont les granodiorites du Windstein.

Un nombre relativement important de datations K-Ar a été effectué sur ces massifs plutoniques (Edel *et al.*, 1986). Les âges obtenus sont compris dans un intervalle de temps assez large entre 351 ± 12 Ma pour un échantillon du granite de Natzwiller et 284 ± 9 Ma pour le Kagenfels. Les âges des "granites rouges" et des "diorites et granodiorites" sont relativement groupés autour de 345 Ma ce qui permet aux auteurs de proposer deux phases plutoniques. La première prenant fin avec la mise en place des "granites rouges" vers 345 Ma correspond à la phase majeure de granitisation dans les Vosges du Nord. La seconde limitée aux "granites alcalins" se met en place au Permien supérieur vers 284 Ma. A la suite de nouvelles analyses K-Ar et ³⁹Ar-⁴⁰Ar sur ces granitoïdes, nous serons amenés à discuter ces données.

Les Vosges moldanubiennes (Vosges moyennes et Vosges du Sud)

Le socle cristallophyllien

L'essentiel du socle cristallophyllien est représenté par les séries gneissiques et migmatitiques affleurant dans les

Vosges moyennes de part et d'autre du massif granitique des Crêtes. Ce complexe gneisso-migmatitique est formé de roches initiales très variées (Fluck, 1980a ; Müller, 1989) qui ont été regroupées lors des mélanges tectoniques (Latouche *et al.*, 1992). Les études pétrostructurales de P. Fluck (1980a), de P. Rey *et al.* (1989 ; 1991 ; 1992) et de L. Latouche *et al.* (1992) montrent que l'ensemble cristallophyllien médio-vosgien se scinde en deux unités tectoniques (fig. 2) :

1) une unité supérieure allochtone de gneiss et de migmatites caractérisée par la présence de reliquats écolitiques et granulitiques ainsi que de péridotites à grenat. Elle rassemble les gneiss granulitiques de Sainte-Marie-aux-Mines et de la Croix-aux-Mines, et les nappes migmatitiques de Gerbépal et de Trois Epis où on reconnaît d'anciennes granulites. Selon P. Rey *et al.* (1989) la "formation des amphibolites" définie par P. Fluck (1980a), située à la base des gneiss granulitiques de Sainte-Marie-aux-Mines rappelle les complexes leptyno-amphiboliques du Massif central ;

2) une unité inférieure parautochtone qui ne contient pas de reliques de métamorphisme granulitique de haut degré. Outre le "groupe des gneiss à biotite sillimanite" de Sainte-Marie-aux-Mines, elle comprend le "triangle gneissique" (Fluck *et al.*, 1987) de Ribeaupillé-Aubure-Riquewihr, l'essentiel de la série de la Croix-aux-Mines et la série plus méridionale du Val d'Ajol. La lithologie d'origine schisto-gréseuse est monotone.

L'organisation et la structuration de ces deux unités sont proches de ce que l'on rencontre ailleurs dans la chaîne Varisque. Ainsi, l'analogie entre les deux unités définies ci-dessus et ce que P. Ledru *et al.* (1989) appellent "unité supérieure des gneiss" et "unité inférieure des gneiss" dans le Massif central est particulièrement frappante.

L'ensemble des auteurs ayant travaillé sur les séries cristallophylliennes des Vosges (Hameurt, 1967 ; Fluck, 1980a ; Wickert et Eisbacher, 1988 ; Eisbacher *et al.*, 1989 ; Rey *et al.*, 1989 ; 1991 ; 1992 ; Rey, 1992 ; Latouche *et*

al., 1992) s'accordent sur le fait que trois événements tectono-métamorphiques sont enregistrés dans ces formations. Un premier événement E1 est responsable du métamorphisme haute pression haute température qui apparaît dans l'unité supérieure. Les structures et les associations minéralogiques témoignant de cet événement n'apparaissent plus qu'à l'état de relique (Hameurt, 1967 ; Fluck, 1980a ; Wickert et Eisbacher, 1988). Les conditions haute pression-haute température atteintes dans l'unité supérieure sont de l'ordre de 12 à 20 kb et 750 à 800°C (Fluck, 1980a ; Rey *et al.*, 1989 ; 1991 ; 1992), dans l'unité inférieure elles sont nettement plus basses et le pic du métamorphisme est atteint vers 7-8 kb et 600-660°C (Rey *et al.*, 1989 ; 1991 ; 1992 ; Latouche *et al.*, 1992). Cette évolution prograde est suivie par une étape E2 de décompression isotherme jusqu'à 3 à 4 kbar et un stade E3 qui correspond à un refroidissement et une décompression dans la zone à chlorite-muscovite. E2 se produit dans des conditions syn-cinématiques. Il est responsable de la foliation principale S2 et de la structuration actuelle du socle cristallophyllien. Le taux d'exhumation, mis en évidence par P. Rey *et al.* (1992) supérieur à 1mm par an exclut un processus d'érosion simple.

Les analyses tectoniques les plus récentes des zones de cisaillement ductiles démontrent qu'il existe un changement fondamental du régime tectonique en raccourcissement vers un régime en distension (Rey *et al.*, 1991 ; 1992 ; Rey, 1992 ; Latouche *et al.*, 1992). Ces études réinterprètent l'ensemble des traits tectoniques et tectono-métamorphiques à vergence sud comme des failles normales ductiles et non plus comme des chevauchements. Cette évolution vers la distension coïncide avec le paroxysme de la granitisation mis en place dans des conditions de haute température-basse pression (Rey *et al.*, 1991 ; 1992). Ces études remettent en cause l'hypothèse formulée par P. Fluck *et al.* (1987) sur l'origine des migmatites parautochtones du Kaisersberg à partir des séries dévono-dinantiennes du Markstein. Ainsi, le polymétamorphisme observé est l'empreinte de l'histoire de la chaîne depuis le stade collisionnel jusqu'à l'effondrement de cette dernière. Deux hypothèses

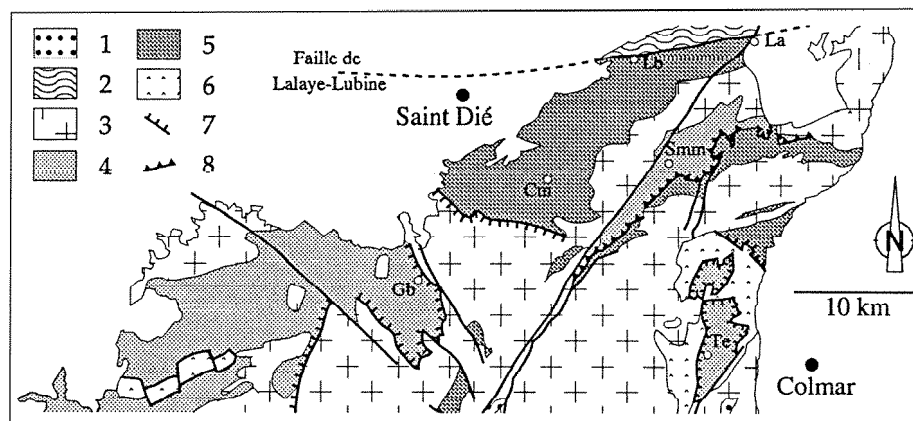


Fig. 2. - Carte géologique simplifiée des séries métamorphiques des Vosges moyennes (d'après Fluck *et al.*, 1987).

1 - sédiments dévono-dinantiens ; 2 - sédiments du Paléozoïque inférieur ; 3 - granites ; 4 - unité supérieure allochtone des gneiss ; 5 - unité inférieure parautochtone des gneiss ; 6 - migmatites ; 7 - failles normales ductiles ; 8 - contacts chevauchants. Cm - La-Croix-aux-Mines ; Gb - Gerbépal ; La - Lalaye ; Lb - Lubine ; Smm - Sainte-Marie-aux-Mines ; Te - Trois-Epis.

Fig. 2. - Simplified geological map of the metamorphic series of the middle Vosges (after Fluck *et al.*, 1987).

1 - Devonian-Dinantian sedimentary series ; 2 - Lower Paleozoic sedimentary series ; 3 - granites ; 4 - allochthonous upper unit of the metamorphic series ; 5 - parautochthonous lower unit of the metamorphic series ; 6 - migmatites ; 7 - ductile normal faults ; 8 - thrust contacts. Cm - La-Croix-aux-Mines ; Gb - Gerbépal ; La - Lalaye ; Lb - Lubine ; Smm - Sainte-Marie-aux-Mines ; Te - Trois-Epis.

s'opposent sur l'évolution de la chaîne. La première reprend les conclusions d'auteurs plus anciens (par exemple : Fluck, 1980a). Elle suggère que l'évolution soit une succession d'événements dans un schéma discontinu (Latouche *et al.*, 1992). La seconde s'appuyant sur les chemins pression-température suivis par les différentes unités tectono-métamorphiques des gneiss propose que cette évolution soit progressive et continue (Rey *et al.*, 1991 ; 1992). Nous essaierons lors de cette étude de voir comment les datations effectuées sur les gneiss peuvent s'accorder avec l'une ou l'autre hypothèse.

Les roches cristallophylliennes des Vosges n'ont fait l'objet que de deux tentatives de datation par la méthode Rb-Sr sur roche totale (Bonhomme et Fluck, 1974, 1981). Les résultats en sont les suivants :

- les orthogneiss d'origine volcanique définissent une isochrone dont l'âge est de 595 ± 16 Ma. La signification de cette valeur demeure sujette à caution. Les auteurs proposent deux hypothèses : âge de mise en place de la série volcanique ou âge du métamorphisme granulitique ;

- les calcaires métamorphiques et les paragneiss définissent un alignement dont l'âge est de 386 ± 15 Ma dans un diagramme isochrone que les auteurs interprètent comme l'âge du métamorphisme ;

- les paragneiss et une éclogite amphibolitisée, qui ont subi des recristallisations tardives avec une paragenèse à cordiérite, spinelle, muscovite, biotite, chlorite, déterminent un troisième alignement dont l'âge est de 340 ± 30 Ma.

Les granitoïdes

L'ensemble des granitoïdes des Vosges moldanubiennes peut être scindé en quatre groupes (fig. 1) :

- les massifs basiques de la bordure nord du massif des Ballons. Ce groupe est composé d'un certain nombre de petites intrusions de gabbro, diorite, dolérite, microdiorite et monzonite imbriquées les unes dans les autres (André, 1983). Pour M. Pagel et J. Leterrier (1980), ces massifs sont génétiquement reliés à la monzonite des Ballons. En revanche, F. André et J. Bebie (1983), F. André (1983) sur la base de critères pétrostructuraux avancent l'idée que ces plutonites ne sont pas

liées génétiquement au massif des Ballons et leur sont bien antérieures. Le chimisme tholéiitique de ces formations impliquerait une mise en place dans un contexte de déchirure continentale (André, 1983) ;

– les granites d'anatexie crustale subautochtone (Fluck, 1980b) comprennent l'ensemble des granites médio-vosgiens issus de la fusion de gneiss. Ce sont essentiellement les granites à deux micas de Remiremont et d'Épinal, le granite fondamental (Hameurt, 1967) et les granites à biotite du Bramont, de l'Altenberg et de la Roche-aux-Fées qui forment la "Crête axiale des Vosges" (Fluck, 1980b). Il faut adjoindre à cet ensemble la formation des granito-gneiss de J. Hameurt (1967). La formation de ces massifs aux dépens du socle gneissique est attestée par le caractère anatectique des gneiss au contact et par la présence dans les granites de restites gneissiques (Rey *et al.*, 1991). Leur mise en place est associée à la rétro-morphose BP HT et à la tectonique distensive qui affectent le socle cristallophyllien comme en témoignent les déformations syn-magmatiques au contact des gneiss (Rey *et al.*, 1991 ; Rey *et al.*, 1992) ;

– les massifs intrusifs viséo-namuriens (Fluck, 1980b) incluent le monzogranite des Ballons et ses précurseurs basiques de la bordure sud (Mouillac, 1974 ; Fluck, 1980a,b ; Pagel et Leterrier, 1980), l'ignimbrite du Molkenrain, le massif de Corravillers et les granites du magmatisme des Crêtes (Gagny, 1968 ; Fluck, 1980a,b). C. Gagny (1968) a démontré de façon convaincante d'une part que le monzogranite des Ballons et le granite de Crêtes étaient génétiquement liés, d'autre part que la rhyolite du Molkenrain était la manifestation de surface du pluton des Ballons ;

– le magmatisme calco-alcalin est composé d'une part des granites à mégacristaux de feldspath, tels ceux du Thannenkirch, du Tholy et du Vic et d'autre part des leucogranites grossiers du Brézouard, du Bilstein, du Valtin, de Dambach et de Turkheim. La mise en place de ces derniers est étroitement liée aux décrochements qui accompagnent les derniers mouvements orogéniques comme en témoigne la nature syn-ciné-

matique du granite du Bilstein (Blumenfeld, 1986 ; Wickert et Eisbacher, 1988 ; Rey *et al.*, 1991).

Chronologie relative et âge stratigraphique des granites

La chronologie relative de mise en place des granites vosgiens est relativement bien établie. Les plutons les plus anciens sont ceux de la bordure nord du massif des Ballons qui métamorphosent des terrains d'âge viséen inférieur (Fourquin, 1966 ; Gagny, 1968 ; André et Gagny, 1982). Ils sont recoupés par le massif des Ballons. Pour H. Guérin (1967), le magmatisme des Ballons est antérieur à celui des Crêtes puisque le microgranite à pyroxène de Couard appartenant à ce dernier envoie des apophyses filoniennes dans le massif des Ballons. En revanche, C. Gagny (1968), sur la base de critères pétrologiques, admet que les magmatismes des Crêtes et des Ballons sont contemporains. P. Fluck (1980 a,b) propose la chronologie suivante : granites d'anatexie crustale, granites à mégacristaux et finalement leucogranites.

L'âge stratigraphique des granites a été l'objet d'âpres controverses. Pour C. Fourquin (1966, 1969) et P. Corsin *et al.* (1977) la mise en place du granite du Ballon d'Alsace s'est effectuée au Viséen moyen. Le premier auteur a découvert dans les brèches volcaniques d'âge viséen supérieur de Plancher-les-Mines des éléments de granites appartenant au faciès de bordure de ce granite intrusif dans le Viséen inférieur. P. Corsin *et al.* (1977) font état d'un gisement de plantes du Viséen supérieur dans la série du Molkenrain dont les termes rhyolitiques sont apparentés au granite des Ballons. En revanche, C. Gagny (1968) estime que cette rhyolite s'est mise en place postérieurement à la phase dite Sudète II qui affecte les séries viséennes du Culm, c'est-à-dire après la limite Viséen-Namurien. Son âge maximum serait donc namurien mais pourrait être westphalien. Cette argumentation est reprise telle quelle dans un article plus récent de F. André et C. Gagny (1982). En admettant l'appareillement de la rhyolite du Molkenrain au granite des Ballons (Gagny, 1968), les granites vosgiens seraient au plus anciens namuriens voire

plus récents. Nous examinerons, lors de la discussion, cette controverse à la lumière de nos résultats et de l'état de nos connaissances de l'échelle chronostratigraphique pour cette période. Les leucogranites grossiers seraient les plus récents et auraient une mise en place polyphasée qui s'étalerait depuis le Viséen inférieur jusqu'au Westphalien mais pas plus récente puisqu'on retrouve les derniers injectés en galet dans le Stéphanien (Dahire, 1988 ; Fluck *et al.*, 1991).

Les bassins dévono-dinantiens

Les formations dévono-dinantiennes dans les Vosges du Sud définissent les Vosges dites méridionales (fig. 1). Les plus anciennes, datées du Dévonien supérieur, sont la série carbonatée du Belfortais et les schistes rouge-vert de la base des séries du Markstein (Fluck *et al.*, 1991) et des séries inférieures d'Oderen et de Malvaux (Schneider, 1990). Ces mêmes schistes emballent les roches olistolithiques qui définissent la "ligne des klippen" (Schneider *et al.*, 1990). Ces séries fini-dévonienne ne représentent qu'une très faible proportion des formations sédimentaires qui sont essentiellement viséennes. Ce sont des séries volcano-sédimentaires qui se subdivisent en deux ensembles chronostratigraphiques. Le premier est viséen inférieur moyen et le second viséen supérieur. Dans cet ensemble, la série du Markstein représente un cas particulier où la sédimentation est marine profonde et le volcanisme rare. Néanmoins la série suit la même division chronostratigraphique (Schneider, 1990).

Dans l'ensemble inférieur, le volcanisme est d'abord bimodal puis évolue vers un volcanisme rhyolitique dominant. Dans le même temps, la sédimentation marine franche passe à des séries carbonatées puis à des microbrèches dans lesquelles on retrouve entre autres des éléments de gneiss du socle sous-jacent. Le passage au Viséen supérieur se fait progressivement (Schneider, 1990, Fluck *et al.*, 1991) et l'on ne retrouve pas l'épisode dit "vosgien" (Bebien et Gagny, 1978). La sédimentation progresse rapidement vers l'émergence bien que localement elle reste franchement marine. Le volcanisme

rhyolitique évolue rapidement vers un volcanisme andésitique, les deux chimismes pouvant être contemporains (Schneider, 1990). Au cours du Viséen supérieur, on passe de ces andésites aux rhyodacites terminales qui scellent l'histoire du bassin. Les changements enregistrés dans les environnements et dynamiques de dépôts ainsi que dans la chimie et la nature du volcanisme traduisent le passage d'un système globalement compressif jusqu'au Viséen moyen à un système distensif au Viséen supérieur (Schneider, 1990). Cette césure est contemporaine de la mise en place des granites des Ballons et de celui des Crêtes qui représentent une partie importante du magmatisme vosgien.

Techniques analytiques

Potassium-Argon

Les techniques analytiques employées ont été décrites par R. Montigny *et al.* (1988). En résumé, le potassium est mesuré par photométrie de flamme avec un standard interne de lithium. L'argon est extrait et purifié dans une ligne en Pyrex étuvable. La mesure s'effectue à l'aide d'un spectromètre de masse MS10S. Tous les échantillons sont traités en mode statique.

Les résultats sont consignés dans le tableau 1a et b. Les valeurs des erreurs données représentent des estimations de la précision analytique à deux écarts-types (95% de confiance). Elles sont déterminées d'après la procédure préconisée par A. Cox et G.B. Dalrymple (1967). Les calculs d'âge ont été réalisés en utilisant les constantes recommandées par R.H. Steiger et E. Jäger (1977).

³⁹Ar-⁴⁰Ar

Les analyses isotopiques ³⁹Ar-⁴⁰Ar ont été effectuées avec le même système ligne-spectromètre de masse que le K-Ar classique. L'irradiation a été effectuée soit dans la pile Mélusine de Grenoble, soit dans la pile OSIRIS de Saclay ou dans celle de Petten (Pays Bas). Dans les deux cas, toute navette contient huit échantillons répartis sur deux étages ayant chacun un standard. Le flux intégré de neutrons est d'environ

Ref. Ech.	Type pétrographique et localisation	Minéral	K ₂ O (wt%)	$\frac{100 \cdot ^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{total}}}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ (10 ⁻¹¹ mol/g)	Age (±2σ) (Ma)
Vosges méridionales						
<i>Formations magmatiques</i>						
<i>Magmatisme basique anté viséen</i>						
VS84	Diorite bordure nord des Ballons	amphibole	0,626	92,11	36,60	366 ± 10
<i>Granites d'anatexie crustale sub-autochtone</i>						
GBr1	Granite de Bramont	biotite	8,01	89,48	425,5	336 ± 11
GBr2		biotite	7,83	89,54	424,0	342 ± 11
GRé	Granite de Remiremont	biot+chl	6,04	85,51	306,3	322 ± 10
		muscovite	9,11	91,79	506,4	350 ± 11
GSt	Granite de Straiture	muscovite	7,04	89,09	392,3	351 ± 11
<i>Granites intrusifs viséo-namuriens</i>						
MzS	Monzonite de Sewen	amp+chlor	0,231	64,97	12,31	337 ± 19
MzB	Monzogranite des Ballons	amphibole	0,510	87,62	27,07	335 ± 13
GCor1	Granite de Corravillers	biotite	7,94	92,44	449,3	356 ± 12
GCor2		biotite	6,88	91,48	379,9	348 ± 11
GCor3		biotite	7,17	97,61	385,4	340 ± 10
LCor1	Lamprophyre de Corravillers	biotite	7,62	87,91	416,3	344 ± 11
LCor2		biotite	6,80	89,09	325,4	314 ± 10
Molk	Ignimbrite du Molkenrain	amphibole	0,861	70,32	45,96	337 ± 11
GCM	Granite des Crêtes	biotite	8,60	98,40	463,6	340 ± 10
GCGP		biotite	8,78	93,60	447,4	323 ± 10
GCGP		amphibole	0,404	57,56	20,6	323 ± 10
<i>Magmatisme calco-alcalin</i>						
CS14	Granite du Tholy	biotite	3,89	78,66	205,6	334 ± 11
CS13	Granite du Vic	biotite	7,85	86,89	380,7	309 ± 10
		biotite	7,89	83,56	408,7	328 ± 10
CS6	Granite Thannenkirch	chlorite	0,962	82,17	47,56	314 ± 09
CS8		biot+chl	4,71	84,31	256,4	343 ± 10
CS1	Granite de Châtenois	biotite	7,68	97,76	407,2	335 ± 10
		biotite	8,68	97,78	452,9	330 ± 10
CS2	" (enclave)	biot+chl	6,80	89,09	325,4	314 ± 10
CS10	Granite Bilstein	muscovite	9,05	93,27	461,5	323 ± 10
CS9	Granite Brézouard	muscovite	9,49	72,03	481,7	323 ± 10
CS12	Granite Dambach	muscovite	9,65	90,32	491,0	323 ± 10
<i>Magmatisme tardi-orogénique</i>						
CS11	Filon leuco. du Teufelsloch	muscovite	9,08	77,91	467,0	326 ± 11
CS5		muscovite	9,98	97,59	491,1	313 ± 09
GBu	Leucogr. de Bussière les Belmonts	muscovite	9,93	92,08	490,2	314 ± 10
<i>Formations métamorphiques</i>						
301	Gneiss de St ^e -Marie-aux Mines	amphibole	0,595	88,16	35,49	373 ± 11
302	Migmatite de Trois-Epis	biotite	8,87	97,78	458,9	328 ± 10
158	Migmatite du Kaisersberg	biotite	8,16	98,27	429,1	333 ± 10

Tabl. 1a. – Données géochronologiques K-Ar.

Table 1a. – K-Ar geochronological data.

0,5.10¹⁹ n.cm⁻². Pour obtenir une activation neutronique homogène, les navettes sont disposées, au sein du réacteur, dans des paniers tournants.

Pour tous les échantillons analysés dans cette étude, nous n'avons utilisé qu'un seul standard, la hornblende Caplongue dont l'âge est de 344,5 Ma (Maluski, 1985). Les analyses de sels purs de calcium et de potassium nécessaires aux corrections d'interférence sont reportées au tableau 2 et les résultats

analytiques dans le tableau 3. La procédure des calculs d'erreurs, détaillée dans R. Boutin (1992) est celle de F. Albarède (1976). Comme en K-Ar les erreurs sur les âges sont données à deux écarts-types. Nous avons adopté la définition de R.J. Fleck *et al.* (1977) pour les plateaux d'âge. Il est formé par une série de paliers consécutifs dont les âges ne diffèrent pas statistiquement (à 2σ près) les uns des autres et qui contribuent pour au moins à 50 % de l'argon ³⁹ dégazé.

Ref. Ech.	Type pétrographique et localisation	Minéral	K ₂ O (wt%)	$\frac{100 \cdot ^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}}{^{40}\text{Ar}_{\text{total}}}$	$\frac{^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}}{(10^{-11} \text{ mol/g})}$	Age ($\pm 2\sigma$) (Ma)
Vosges septentrionales						
<i>Diorites et granodiorites</i>						
RM 81006	Diorite du Neutelstein	amphibole	0,740	94,77	38,76	331 \pm 11
D20	Diorite type Muckenbach	bi+amp	2,32	77,43	119,4	326 \pm 11
VN8b2		bi+chlorite	4,59	87,84	250,9	345 \pm 11
VN72		amp altérée	0,417	21,50	18,47	284 \pm 18
		amphibole	0,175	22,21	7,684	282 \pm 23
HwKr	Granodiorite du Hohwald	bi	3,49	71,65	185,8	336 \pm 11
"		chloritisée				
		amphibole	0,500	45,20	24,69	314 \pm 15
RM81005		bi	0,662	79,98	30,81	297 \pm 10
"		chloritisée				
		amphibole	0,412	67,71	20,23	312 \pm 13
"		amphibole	0,380	85,27	19,00	318 \pm 15
RM81008	Granite du Champ du Feu Nord	bi	5,90	86,56	290,4	313 \pm 10
		chloritisée				
<i>Granites rouges</i>						
RM81010	Granite de la Serva	biotite	6,16	97,80	310,8	320 \pm 10
RM81009	" (enclave)	amphibole	1,34	96,94	69,07	327 \pm 10
NAA1	Granite de Natzwiller	bi+chlorite	6,17	87,23	336,3	344 \pm 11
NA2		biotite	8,07	94,10	450,8	351 \pm 12
NAA1		biotite	6,59	97,84	327,4	316 \pm 10
VN53	Microgranite du Natzwiller	amp+bi+chl	3,22	86,04	163,0	321 \pm 10
VN4c3			3,54	83,85	183,5	328 \pm 11
RM81001	Granite d'Andlau	biotite	5,40	96,21	272,3	320 \pm 10
GAnd1		bi	2,53	77,32	140,0	348 \pm 12
		chloritisée				
GAnd2			4,68	81,40	258,7	348 \pm 12
DWa	Granodiorite du Windstein	amphibole	0,536	89,22	28,76	339 \pm 11
DWf		biotite	8,52	98,56	462,3	342 \pm 10
<i>Granites alcalins</i>						
RM81007	Granite du Kagenfels	biotite	8,39	94,36	371,8	284 \pm 09
<i>Formations tardi-orogéniques</i>						
Ni12	Volcanites acides du Nideck	biotite	7,66	98,72	355,6	297 \pm 09
Ni24		biotite	8,16	98,81	381,9	299 \pm 09
Re13		bi	4,24	97,83	194,3	293 \pm 08
		chloritisée				

Tabl. 1b. – Données géochronologiques K-Ar.

Table 1b. – K-Ar geochronological data.

Résultats

Selon la valeur de la température de fermeture, les âges potassium-argon obtenus sur les minéraux extraits d'une roche ignée peuvent être interprétés comme des âges de cristallisation ou de refroidissement. Ainsi, T.M. Harrison et I. McDougall (1980) ont montré que les âges K-Ar des hornblendes, dont la température de fermeture est de $530 \pm 40^\circ\text{C}$, pouvaient souvent être assimilés à des âges de cristallisation. En revanche, les âges obtenus sur biotite, muscovite et feldspath sont plus délicats à interpréter en raison d'une température de fermeture plus basse. Elle est par exemple de $280\text{--}345^\circ\text{C}$ (Harrison *et al.*, 1985) pour la première espèce minérale et de 350°C pour la seconde (Wagner *et al.*, 1977).

Pour ce qui est des feldspaths on s'accorde à penser que cette valeur est encore plus faible mais encore largement indéterminée. Des études récentes sur feldspath potassique (Lovera *et al.*, 1989) révèlent qu'ils ont plusieurs domaines de rétention de l'argon, donc plusieurs températures de fermeture.

Les Vosges du Nord

Les résultats sur le massif du Champ-du-Feu sont dispersés entre 282 ± 23 et 351 ± 12 Ma. Les âges les plus récents ont été obtenus sur des amphiboles ou biotites fortement chloritisées. Toutefois si l'on prend en compte les échantillons les moins chloritisés, leur position stratigraphique et les analyses ³⁹Ar-⁴⁰Ar que l'on a faites sur bio-

tite, il est possible d'établir deux solides références qui expliquent la dispersion des âges observée.

La première est constituée par les granites de Natzwiller et du Kagenfels et par la granodiorite du Windstein. Si les analyses ³⁹Ar-⁴⁰Ar des biotites extraites de ces roches ne donnent pas d'âge plateau au sens de R.J. Fleck *et al.* (1977), on constate néanmoins que les âges intégrés restent proches les uns des autres (fig. 3) : 324 ± 11 Ma pour la granodiorite du Hohwald, $336,3 \pm 0,6$ Ma pour le granite du Natzwiller, $321,6 \pm 1,2$ Ma pour la granodiorite du Windstein et 329 ± 2 Ma pour le granite du Kagenfels. En outre, si l'on fait abstraction des premiers paliers, qui sont le reflet d'événements tardifs ayant un impact variable suivant les endroits, les âges intégrés recalculés se regroupent fortement, respectivement 332 ± 11 , $340,4 \pm 1,2$, $333,9 \pm 1,0$ et $341,6 \pm 0,6$ Ma. Ils sont probablement les plus "réalistes" et suggèrent que l'ensemble du Champ-du-Feu, y compris le Kagenfels (qui recoupe l'ensemble), ait franchi l'isotherme 300°C , correspondant à la fermeture de la biotite, entre 340 et 330 Ma. Si l'on se réfère aux travaux de T.M. Harrison et I. McDougall (1980), en tenant compte de la taille relativement modeste du massif et de la mise en place assez superficielle, il peut y avoir un maximum de 5 Ma entre la cristallisation du granite et son refroidissement à 300°C . On peut donc raisonnablement penser qu'un âge d'environ 340 ± 5 Ma est une bonne estimation de la cristallisation du massif du Champ-du-Feu.

La seconde référence est constituée par les roches volcaniques du Nideck. H.J. Lippolt et J.C. Hess (1983) ont réalisé une étude K-Ar et ³⁹Ar-⁴⁰Ar. L'échantillon analysé donne un âge de $299,0 \pm 6,6$ Ma avec la première méthode et $291,0 + 4,4$ Ma (âge intégré) et $294,2 \pm 4,8$ Ma (âge plateau) avec la seconde. Nos résultats K-Ar bien que plus imprécis sont très comparables à ceux de H.J. Lippolt et J.C. Hess. Deux biotites, Ni12 et Ni24, donnent respectivement 297 ± 9 Ma et 299 ± 9 Ma. Selon H.J. Lippolt et J.C. Hess, l'épisode volcanique du Rotliegende auquel appartient le Nideck est important mais court, entre 300 et 295 Ma. Il est logique de penser qu'un tel épisode soit associé à

des circulations hydrothermales importantes et à un flux de chaleur anormalement élevé, susceptible de causer des phénomènes d'altération et des pertes d'argon tels que rencontrés dans les granites.

En résumé, deux événements magmatiques ont marqué les Vosges septentrionales lors de l'orogénèse varisque. Le premier aux alentours de 340 Ma correspond à une importante phase de granitisation donnant naissance au massif du Champ-du-Feu. Le second, intense et bref entre 300 et 295 Ma, est de nature effusive. Nous pensons qu'il a pu rouvrir et modifier partiellement les paragenèses minérales du Champ-du-Feu, expliquant la dispersion des âges K-Ar. Notre résultat de 293 ± 8 Ma obtenu sur le granite de Raon l'Étape (granite identique au Kagenfels) plaide en faveur de cette interprétation.

Les Vosges moyennes et les Vosges du Sud

Les roches métamorphiques

Nous avons abordé l'âge du ou des métamorphisme(s) en analysant deux types d'échantillons. Le premier est constitué d'un galet de gneiss à grenat (VMat) prélevé dans la série volcano-sédimentaire d'Oderen d'âge viséen inférieur (Mattauer, 1959). Celui-ci doit nous fournir un âge minimum de la structuration du socle sur lequel se mettent en place les bassins dévono-dinantiens. Le second correspond à un échantillonnage dans la formation cristallophyllienne de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges moyennes (301 et SMM1 à 6 : fig. 4) afin d'établir l'âge des différentes générations minéralogiques liées à l'évolution tectono-métamorphique de ce socle gneissique.

L'échantillon VMat est un galet emballé dans des grauwackes à spillites kératophyes. Selon M. Coulon *et al.*, (1975) la spillitisation serait induite par le milieu environnant et suivrait de peu l'émission volcanique. Les spectres d'âges livrés par la muscovite et la biotite ressemblent de très près, par leur forme, à ceux donnés par des biotites et muscovites traitées par des solutions hydrothermales (Hess *et al.*, 1987). Lors

Date d'irradiation	DI (Jours)	Φ ($\text{n}/\text{cm}^2/\text{s}$)	Sel	$\left(\frac{^{40}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}}\right)_\text{K}$	$\left(\frac{^{36}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_\text{Ca}$ $\times 10^{-4}$	$\left(\frac{^{39}\text{Ar}}{^{37}\text{Ar}}\right)_\text{Ca}$ $\times 10^{-4}$
Oct 1986 ¹	1,4930	$3,9 \cdot 10^{13}$	KF	0,02092		
			CaF ₂		2,815	8,419
Juin 1987 ¹	1,5299	$3,8 \cdot 10^{13}$	CaF ₂		2,978	6,088
Dec 1988 ²	1,2847	$4,6 \cdot 10^{13}$	K ₂ SO ₄	0,02235		
			K ₂ SO ₄	0,02227		
			CaF ₂		2,254	8,419
			CaF ₂		2,797	6,621
Juin 1989 ²	1,3264	$4,6 \cdot 10^{13}$	CaF ₂		2,747	86,934
Oct 1989 ²	1,2847	$4,6 \cdot 10^{13}$	CaF ₂		2,081	5,636
Dec 1989 ²	1,2847	$4,6 \cdot 10^{13}$	KF	0,02772		
			CaF ₂		3,787	7,450
			CaF ₂		3,024	7,270
Sept 1990 ²	0,8472	$0,8 \cdot 10^{14}$	CaF ₂		3,117	7,239
			CaF ₂		3,100	7,165
Avril 1991 ²	0,8472	$0,8 \cdot 10^{14}$	CaF ₂		3,042	6,862
			CaF ₂		3,242	8,266
Aout 1991 ²	0,9104	$6,4 \cdot 10^{13}$	CaF ₂		2,947	6,756
Nov 1991 ²	0,9722	$6,0 \cdot 10^{13}$	CaF ₂		2,929	7,129
Avril 1992 ²	1,0708	$5,4 \cdot 10^{13}$	K ₂ SO ₄	0,01936		
			CaF ₂		2,793	6,350
Fev 1993 ³	1	$1 \cdot 10^{14}$	K ₂ SO ₄	0,05332		
			CaF ₂		2,635	9,969

Tabl. 2. — Analyse des sels purs de Ca et K nécessaires aux corrections d'interférence. Irradiés à : 1 - Grenoble (France) ; 2 - Saclay (France) ; 3 - Petten (Pays Bas).

Table 2. — Analysis of pure Ca and K salts to correct the interferences. Irradiated in: 1 - Grenoble (France); 2 - Saclay (France); 3 - Petten (Netherlands).

du traitement, les minéraux subissent une perte d'argon radiogénique (1 à 24%). Aussi peut-on raisonnablement penser que pour les deux phases minérales de VMat l'âge intégré fixe une limite minimale pour l'âge de fermeture. Alors, l'âge intégré de 366 ± 2 Ma donné par la biotite serait un âge minimum pour le métamorphisme. Par analogie avec les biotites hydrothermalisées de J.C. Hess *et al.* (1987), on peut calculer un âge intégré en faisant abstraction des premiers paliers très perturbés (15 à 20 % d' ^{39}Ar dégazé). Cet âge, 382 ± 10 Ma, apparaît comme une estimation réaliste de l'âge de fermeture du système K-Ar de la biotite VMat (fig. 5).

La formation de Sainte-Marie-aux-Mines comprend les deux unités de gneiss définies dans le chapitre précédent. L'unité supérieure chevauche la série inférieure vers le sud-ouest. Six échantillons ont été prélevés dans la première (301 et SMM1 à 5) et un dans la seconde (SMM6). Les échantillons de l'unité supérieure sont un skarn à olivine

(SMM1), des granulites (SMM2 et SMM5), une éclogite amphibolitisée (SMM4) ou des amphibolites (301, SMM3a et SMM3b). SMM6 est un gneiss à biotite sillimanite. Les paragenèses primaires des granulites et de l'éclogite sont encore présentes à l'état de relique. Les biotites I primaires blindées dans les grenats des granulites (SMM2 et SMM5) ont été analysées. L'ensemble de la série est structuré lors de l'événement F2. Le rétro-morphisme de haute température associé a permis le développement de phases minérales synchroniques. Nous avons analysé les phases minérales synchrones de la foliation S2. Ces minéraux sont le phlogopite pour le skarn, la biotite II pour les granulites, l'amphibole pour les amphibolites et l'éclogite amphibolitisée, et la biotite pour le gneiss à biotite sillimanite. De plus, nous avons analysé la chlorite post-cinématique contemporaine du refroidissement et de la décompression E3 dans les amphibolites SMM3a et SMM3b.

Temp. (°C)	⁴⁰ A _{total} x100	³⁹ A (%)	³⁷ A _{Ca} / ³⁹ A _K	⁴⁰ A _{total} / ³⁹ A _K	Age apparent ± 2σ (Ma)	Temp. (°C)	⁴⁰ A _{total} x100	³⁹ A (%)	³⁷ A _{Ca} / ³⁹ A _K	⁴⁰ A _{total} / ³⁹ A _K	Age apparent ± 2σ (Ma)	
MAGMATISME												
Vosges Septentrionales						Granites intrusifs viséo-namuriens						
<i>Groupe des diorites et granodiorites</i>						<i>Granites intrusifs viséo-namuriens</i>						
Amphibole HwKr (Howald) J = 0,010981						Biotite Granite Col de Grosse Pierre J = 0,010981						
450	16,14	0,20		33,100	559 612	450	1,06	0,15		19,903	357 20	
550	13,87	3,10		8,175	155 124	550	61,70	0,44		7,061	135 8	
700	44,48	3,10		14,070	259 82	630	15,11	3,79		17,988	325 6	
800	41,07	3,74		18,352	331 50	680	96,47	8,13		18,070	327 2	
850	28,87	1,00		18,600	335 108	700	98,62	3,33		17,856	323 2	
900	58,67	12,92	10,85136	18,394	332 44	730	98,05	7,20		18,478	333 3	
930	78,79	13,68	9,94627	17,631	319 6	770	99,07	10,37		18,444	333 2	
980	88,50	36,11	11,26528	17,627	319 8	810	98,67	9,11		18,518	334 2	
1010	57,33	4,40	8,92649	17,707	321 60	860	96,86	5,14		18,949	341 3	
1050	78,33	3,88	10,22340	19,926	357 39	900	97,99	4,63		19,051	336 4	
1100	81,55	5,37	13,14672	21,197	378 40	960	98,96	10,70		18,520	334 2	
1190	62,70	5,67	14,70479	17,453	316 30	1000	99,44	15,32		18,732	337 2	
1500	24,71	6,84	10,83245	21,665	385 102	1050	99,51	18,93	0,06212	18,467	333 2	
<i>Age intégré = 325±12Ma</i>						<i>Age intégré = 356±2 Ma</i>						
Granites rouges						Age intégré = 333±1 Ma						
Biotite Na2 (Natzwiller) J = 0,011576						Biotite du lamprophyre de Corravillers J = 0,010981						
450	27,76	0,19		5,201	106 45	450	37,96	0,35		5,302	102 25	
550	63,97	1,07		3,771	77 4	550	66,91	2,77		4,377	85 6	
630	91,83	1,33		14,332	277 6	630	84,03	3,08		8,801	166 5	
680	95,25	3,58		17,193	327 11	680	93,24	3,09		18,429	332 5	
700	99,06	3,70		17,739	337 2	700	96,42	2,75		19,005	342 3	
730	98,29	5,45		17,426	332 4	730	95,63	3,96		18,906	340 3	
770	98,34	6,69		17,568	334 3	770	97,56	3,73		18,672	337 3	
810	98,22	6,51		17,393	331 2	810	84,32	2,84		18,598	335 6	
860	99,36	5,45		17,840	339 2	860	98,32	7,28		18,864	340 3	
910	97,96	5,03		17,692	336 5	900	96,14	6,88		19,560	351 3	
960	98,68	5,80		18,549	351 3	960	98,38	8,59		20,074	359 3	
1000	97,90	9,68		17,779	338 7	1000	98,12	21,58		19,207	345 3	
1050	98,66	11,34		17,460	332 3	1050	99,02	16,29		18,787	338 3	
1090	98,98	14,60		18,140	344 4	1090	98,25	14,36		18,800	339 3	
1140	99,11	8,85		18,118	344 2	1140	94,77	2,16		18,279	330 5	
1190	99,23	8,14		17,999	341 2	1190	70,35	0,25		19,933	357 156	
1240	94,11	1,57		18,051	342 8	1500	2,30	0,04		14,111	260 950	
1500	20,32	1,01		31,289	558 49	<i>Age intégré = 329,±1 Ma</i>						
<i>Age intégré = 336±1Ma</i>						<i>Age intégré = 109159</i>						
Biotite DWM (Windstein) J = 0,007844						Biotite du granite de Corravillers J = 109159						
450	67,95	0,77		17,714	235 10	450	23,16	0,76		1,100	22 16	
550	76,49	4,43		12,936	174 3	630	80,65	1,44		9,593	180 7	
630	90,56	7,43		21,013	275 11	680	90,73	2,10		15,536	283 11	
680	93,33	8,45		27,180	348 9	700	96,74	2,97		15,793	287 7	
730	98,13	8,88		25,742	332 2	730	98,89	5,10		17,041	308 5	
780	96,84	9,48		25,560	330 3	770	97,85	4,64		16,919	306 6	
820	95,46	4,25		25,191	325 2	810	97,07	4,26		16,783	304 3	
850	90,57	4,52		25,380	328 2	850	96,99	2,99		17,648	318 5	
900	88,46	4,10		26,296	338 3	910	96,91	7,15		17,820	321 4	
950	98,16	7,47		27,253	350 2	960	98,57	7,27		18,071	325 4	
1000	99,25	11,88		26,221	338 2	1000	99,46	13,40		18,650	334 3	
1050	99,39	11,35		25,643	331 2	1050	98,84	10,06		18,328	329 3	
1100	99,35	8,56		25,305	327 2	1090	99,10	14,89		18,525	332 3	
1200	98,87	7,12		25,352	327 2	1140	99,37	11,29		18,251	328 3	
1300	95,99	1,24		23,987	311 3	1190	98,55	5,65		18,396	330 3	
1500	29,19	0,08		26,370	339 76	1240	36,78	2,02		18,683	335 25	
<i>Age intégré = 322±1Ma</i>						<i>Age intégré = 317±2Ma</i>						
Granites alcalins						Amphibole du Molkenrain J = 0,015105						
Biotite Kagenfels J = 0,012323						Amphibole du Molkenrain J = 0,015105						
550	66,14	5,09		4,284	93 2	650	56,34	1,81		2,92052	10,247	260 15
630	80,66	3,65		17,434	352 4	850	48,42	0,71		3,86077	11,263	283 47
680	97,08	4,91		17,170	346 3	900	74,11	1,68		4,42066	12,025	301 20
720	96,83	10,35		16,552	335 2	940	92,79	5,86		6,46458	13,320	331 4
750	98,38	8,97		16,445	333 2	1000	97,34	49,84		5,81297	13,540	336 1
780	96,72	8,03		16,364	331 2	1050	98,02	31,46		5,55410	13,422	333 1
820	88,87	6,50		17,154	346 2	1100	91,13	4,56		8,06901	13,446	334 4
860	89,20	2,40		18,864	377 6	1125	35,28	2,58		11,56608	13,855	343 10
900	96,90	5,40		19,703	392 2	1140	60,34	0,76		9,27477	12,339	308 28
950	98,22	20,68		16,958	342 2	1500	6,56	0,73		10,70826	7,596	196 23
1000	99,06	19,95		16,415	332 1	<i>Age intégré = 331±1 Ma</i>						
1050	93,62	3,30		16,725	338 3	Magmatisme calco-alcalin						
1100	81,57	0,33		15,280	311 31	Biotite chloritisée CS14 (granite du Tholy) J = 0,010375						
1200	57,39	0,42		13,844	285 29	450	89,71	0,38		1,54464	18,612	319 46
<i>Age intégré = 329±2 Ma</i>						550	72,61	3,17		0,92189	3,796	70 14
Vosges centrales et méridionales						630	67,08	5,77		0,30792	10,457	186 6
<i>magmatisme anté-viséen</i>						680	88,20	6,01		0,12642	19,114	326 10
Amphibole VS 84 (Bordure nord du Massif des Ballons) J = 0						700	98,74	3,79		0,05457	19,906	339 11
550	11,51	0,92		1,27498	2,566	730	95,52	4,81		0,23519	19,338	330 8
700	42,40	2,20		1,12245	19,351	770	46,55	4,63		0,21312	23,720	397 24
800	57,88	0,36		2,07394	23,239	810	92,59	3,83		0,22845	20,537	348 10
850	44,58	0,57		2,07612	22,097	860	97,53	6,91		0,28976	22,260	375 5
900	82,26	1,50		2,05197	18,523	960	97,74	14,82		1,03401	22,419	377 4
950	76,47	2,39		10,15930	20,344	1000	99,54	19,33		0,29232	20,919	354 19
1000	89,81	5,53		11,67028	21,080	1050	98,88	17,81		0,27140	19,954	339 3
1050	88,64	3,96		9,40379	20,808	1090	96,71	6,56		0,87981	19,345	330 5
1100	96,18	22,74		7,25282	21,250	1140	93,73	1,52		3,98528	19,479	332 14
1150	96,34	20,27		6,83767	21,384	1190	61,72	0,33		1,64967	20,892	354 44
1200	95,59	11,13		7,48788	21,471							

Temp. (°C)	⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ Ar _{total} x100	³⁹ Ar (%)	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar _K	Age apparent ± 2σ (Ma)	Temp. (°C)	⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ Ar _{total} x100	³⁹ Ar (%)	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar _K	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar _K	Age apparent ± 2σ (Ma)	
1240	59,94	0,22	1,36972	27,165	448 75	<i>Migmatisme tardi-orogénique</i>						
1500	34,09	0,11	1,61499	31,939	516 214							
Biotite CS13 (granite du Vic)						<i>Muscovite CS5 (TeufelsLoch)</i>						
J = 0,010375						J = 0,006673						
450	69,72	0,55		9,258	165 49	450	57,90	0,66		14,604	168 18	
550	88,89	1,56	0,05701	10,718	190 6	550	84,47	1,19		26,934	298 8	
630	64,83	4,84		18,797	321 7	660	92,84	2,88		28,174	311 4	
680	98,60	9,75	0,01345	19,591	334 3	740	94,05	6,27		28,403	313 3	
700	37,70	8,17	0,01405	19,415	331 14	800	94,54	5,64		27,317	302 4	
730	97,33	10,18	0,01075	19,428	331 4	850	98,19	32,46		27,925	308 2	
770	23,46	8,57		19,472	332 24	900	97,92	15,16		27,575	305 3	
810	96,30	5,73	0,00462	19,152	327 5	950	92,87	2,47		25,718	286 8	
860	98,31	5,41		19,380	331 6	1000	90,79	1,16		25,155	280 11	
900	97,25	3,74		19,624	334 4	1050	97,74	15,32		28,362	313 2	
960	97,82	5,03	0,00676	19,318	330 4	1140	98,73	14,32		28,356	313 2	
1000	98,14	11,58	0,01875	19,516	333 6	1500	94,95	2,47		26,412	293 4	
1050	98,59	8,79	0,08222	19,148	327 4	<i>Age intégré = 307±1 Ma</i>						
1090	98,94	7,26	0,05719	19,492	332 5	MÉTAMORPHISME						
1140	18,62	5,27	0,14467	18,511	317 29	<i>Phlogopite SMM1</i>						
1190	98,05	2,64	0,20874	18,495	317 10	J = 0,008576						
1240	2,96	0,64	0,18229	19,821	337 83	<i>Fusion totale</i>						
1300	65,46	0,26		18,910	121 31	90,16						
1500	46,83	0,03		59,935	872 510	<i>Biotite I SMM2</i>						
<i>Age intégré = 326±3 Ma</i>						J = 0,008881						
Biotite CS1 (Thannkirch)						J = 0,008881						
J = 0,011314						J = 0,008881						
450	17,64	0,42		3,593	72 165	500	3,62	0,62		1,178	19 152	
550	81,51	2,61		5,639	112 11	600	67,42	3,50		12,029	184 8	
630	88,55	7,06		15,519	292 6	700	95,19	8,79		22,622	330 6	
680	96,41	11,83		15,149	285 5	800	93,20	17,62		21,606	317 2	
700	98,46	8,43		16,134	303 4	850	93,62	8,68		21,878	320 6	
730	97,60	11,49		16,779	314 6	900	87,99	5,65		21,795	319 11	
770	31,09	5,99		17,798	331 18	925	7,13	2,42		16,418	246 27	
810	97,88	4,19		16,876	315 4	950	17,38	6,10		20,920	307 11	
860	87,23	4,68		17,124	320 8	1000	35,36	16,85		21,066	309 5	
900	98,07	7,00		18,093	336 6	1050	36,60	17,53		21,645	317 4	
960	99,50	9,02		17,919	333 4	1100	25,51	5,23		21,299	313 9	
1000	99,09	16,82		17,462	325 4	1150	13,22	3,24		21,399	314 21	
1050	99,24	6,24		17,337	323 4	1250	0,59	0,26		14,805	223 430	
1090	97,34	3,25		17,035	318 8	1500	2,93	3,51		23,962	348 52	
1140	94,47	0,80		16,934	316 9	<i>Age intégré = 309±2 Ma</i>						
1190	47,70	0,13		13,443	255 125	J = 0,008881						
1500	1,58	0,04		10,410	201 586	J = 0,008881						
<i>Age intégré = 309±2 Ma</i>						<i>Age intégré = 309±2 Ma</i>						
J = 0,011314						J = 0,011314						
Muscovite CS10 (Bilstein)						Muscovite CS9 (Brézouard)						
J = 0,011314						J = 0,011314						
450	76,26	0,96		7,351	144 43	450	0,97	0,24		3,359	67 31	
550	92,45	1,69		13,656	259 5	550	80,02	0,76		13,972	265 24	
660	97,13	3,68		16,565	310 6	660	73,75	2,99		18,032	335 13	
740	97,82	8,04		17,226	321 4	740	96,96	18,93		17,953	334 4	
800	98,75	5,57		18,028	335 4	800	95,18	16,95		17,935	333 5	
830	96,49	7,73		17,551	327 8	830	98,27	11,59		17,341	323 5	
860	99,39	22,06		18,015	335 4	860	95,41	5,23		17,774	331 9	
900	98,84	11,41		17,887	333 4	900	98,54	7,60		17,896	333 5	
950	99,12	9,07		17,927	333 5	950	95,46	7,75		17,970	334 7	
1000	99,48	11,66		18,060	335 4	1000	98,99	14,84		18,069	336 4	
1050	98,94	10,16		17,942	333 4	1050	53,74	8,59		18,427	342 10	
1090	97,75	3,99		17,329	323 4	1090	96,68	2,54		17,278	322 5	
1140	94,15	1,09		17,165	320 8	1140	5,46	0,68		25,586	459 20	
1190	82,93	0,77		15,904	299 64	1190	35,80	0,44		7,641	141 220	
1500	30,10	2,13		17,273	322 54	1500	4,47	0,88		20,560	377 18	
<i>Age intégré = 327±2 Ma</i>						<i>Age intégré = 324±1 Ma</i>						
J = 0,011314						J = 0,008945						
Biotite I SMM5						Biotite II SMM5						
J = 0,011314						J = 0,008945						
600	90,11	34,43				450	62,73	2,28		16,197	244 30	
750	79,80	27,06				550	85,01	16,53		9,818	152 2	
900	71,97	25,50				630	78,68	17,74		10,142	157 3	
1000	66,55	13,01				680	79,40	11,70		22,103	326 10	
<i>Age intégré = 271±8 Ma</i>						<i>Age intégré = 279±4 Ma</i>						
J = 0,008945						J = 0,008404						
600	90,11	34,43				550	45,63	1,72		5,01028	14,509	208 48
750	79,80	27,06				700	66,02	3,39		3,18275	18,111	256 14
900	71,97	25,50				800	30,36	2,59		3,08048	15,982	227 28
1000	66,55	13,01				900	65,13	5,98		2,98396	15,298	218 31
<i>Age intégré = 324±1 Ma</i>						<i>Age intégré = 279±4 Ma</i>						
J = 0,008945						J = 0,008404						
600	90,11	34,43				1000	94,27	17,92		6,48120	24,632	339 5
750	79,80	27,06				1050	96,26	10,72		6,76228	24,473	337 3
900	71,97	25,50				<i>Amphibole SMM4</i>						
1000	66,55	13,01				J = 0,008404						
<i>Age intégré = 324±1 Ma</i>						J = 0,008404						
J = 0,008945						J = 0,008404						
600	90,11	34,43				550	45,63	1,72		5,01028	14,509	208 48
750	79,80	27,06				700	66,02	3,39		3,18275	18,111	256 14
900	71,97	25,50				800	30,36	2,59		3,08048	15,982	227 28
1000	66,55	13,01				900	65,13	5,98		2,98396	15,298	218 31
<i>Age intégré = 324±1 Ma</i>						<i>Age intégré = 279±4 Ma</i>						
J = 0,008945						J = 0,008404						
600	90,11	34,43				1000	94,27	17,92		6,48120	24,632	339 5
750	79,80	27,06				1050	96,26	10,72		6,76228	24,473	337 3

* Suite à un problème d'introduction de l'échantillon dans le four à induction il a été impossible de déterminer la température de chaque palier.

Temp. (°C)	⁴⁰ A* / ⁴⁰ A _{total} x100	³⁹ A (%)	³⁷ A _{Gz} / ³⁹ A _K	⁴⁰ A* / ³⁹ A _K	Age apparent ± 2σ (Ma)	Temp. (°C)	⁴⁰ A* / ⁴⁰ A _{total} x100	³⁹ A (%)	³⁷ A _{Gz} / ³⁹ A _K	⁴⁰ A* / ³⁹ A _K	Age apparent ± 2σ (Ma)
1100	93,63	10,31	7,08733	24,340	336 4	Chlorite SMM3b					
1150	89,68	5,76	6,83803	23,640	327 15	630	19,89	7,39	J = 0,008576	1,766	27 22
1200	91,31	10,22	6,26440	22,900	318 5	680	13,95	3,22		4,231	64 18
1250	96,47	19,14	6,93105	26,181	359 2	750	64,09	2,32		20,953	298 24
1300	89,45	10,93	7,82011	25,876	355 2	830	50,29	2,25		19,896	284 30
1500	29,04	1,32	8,54293	17,220	244 54	950	65,08	4,66		4,07159	307 23
Amphibole SMM3a						1050	70,76	3,36		5,75332	334 14
Age intégrée = 325±4 Ma						1150	87,96	10,10		4,62037	350 17
J = 0,008969						1500	94,34	66,70		4,84920	340 2
550	39,91	1,82		10,678	165 15	Biotite SMM6					
650	68,69	2,55		14,412	219 10	Age intégrée = 307±4 Ma					
725	82,07	2,51		20,011	298 8	J = 0,008969					
800	69,36	2,53		19,387	289 30	550	30,87	2,82		9,793	152 5
900	90,22	3,52	0,96791	18,785	281 15	630	92,65	8,49		21,161	314 3
950	87,77	4,47	6,51399	19,688	293 8	680	98,49	11,48		22,699	334 3
1000	91,78	11,08	7,36444	21,129	313 5	720	96,71	10,57		22,139	327 3
1050	90,89	10,72	5,21334	21,116	313 4	760	92,92	4,17		21,897	324 4
1100	94,23	8,74	4,94395	21,208	314 4	800	85,11	2,71		22,495	332 6
1150	97,69	16,68	5,10366	21,766	322 3	850	89,65	2,81		22,447	331 7
1200	97,23	11,57	4,79588	21,658	320 3	900	93,63	4,25		22,687	334 4
1250	95,62	14,40	5,41817	22,696	334 3	950	98,07	9,61		23,686	348 4
1300	94,56	7,84	9,44218	22,766	335 5	1000	98,43	13,03		22,626	333 3
1350	74,51	1,46	101,19382	25,702	374 29	1050	99,01	11,23		22,102	326 3
1500	23,53	0,12	208,46019	33,521	760 444	1100	98,24	12,12		21,970	325 3
Chlorite SMM3a						1150	98,41	5,17		21,865	323 4
Age intégrée = 314±2 Ma						1200	88,91	1,46		20,283	302 13
J = 0,008969						1300	34,87	0,08		17,875	268 195
550	25,78	2,88		2,142	34 33	Biotite VMat					
630	31,13	24,45		1,635	26 3	Age intégrée = 324±4 Ma					
680	54,68	6,48		16,131	244 26	J = 0,012323					
720	87,39	4,48		30,985	442 8	450	45,27	0,54		6,736	144 27
760	35,57	0,72		18,651	279 145	550	75,57	4,01		6,492	139 2
800	70,62	2,32		25,215	368 30	630	95,55	9,49		15,395	313 2
850	92,47	4,15		28,814	415 9	680	98,10	13,94		19,468	388 3
900	92,98	3,36		28,755	414 22	720	98,98	9,30		19,800	394 2
950	94,34	8,83	2,38186	35,570	500 11	760	95,46	3,01		19,094	381 3
1000	97,53	16,30	2,35230	28,368	409 5	800	94,42	1,96		18,021	362 10
1050	93,45	14,20	2,61383	23,230	342 6	840	93,41	2,66		19,139	382 5
1100	98,06	8,04	3,58044	22,245	328 6	870	98,45	7,95		20,080	399 3
1150	84,13	1,86		20,807	309 44	900	97,84	7,54		17,957	361 3
1250	80,90	1,61		19,619	292 44	950	98,88	11,29		19,257	384 2
1500	22,55	0,33		25,114	367 142	1000	99,15	12,81		18,953	379 2
Amphibole SMM3b						1050	99,31	10,15		18,852	377 2
Age intégrée = 289±4 Ma						1100	98,12	4,42		19,323	385 3
J = 0,008576						1200	94,85	0,91		17,875	359 14
550	36,45	0,52	4,32151	8,621	129 41	Muscovite VMat					
700	86,94	2,49	1,19495	16,046	233 13	Age intégrée = 365±2 Ma					
800	9,63	0,20		12,643	186 164	J = 0,012323					
900	49,17	1,49	1,08965	15,937	231 17	450	48,64	0,38		7,566	161 58
950	73,85	1,05	1,60654	16,627	241 24	550	84,70	1,86		9,063	191 6
1000	79,70	1,72	5,66867	18,385	264 18	630	96,96	4,26		12,788	264 3
1100	42,60	1,61	7,50604	15,967	232 26	680	93,94	4,29		15,687	319 6
1150	9,02	1,19	7,71109	32,120	439 36	730	97,70	5,24		17,476	352 3
1200	9,70	1,77	6,98368	24,959	350 18	780	97,59	7,51		18,302	367 3
1250	38,17	10,19	6,85065	23,806	335 5	820	98,90	9,95		18,101	363 2
1300	52,45	29,35	5,17711	23,089	326 3	860	98,31	8,80		17,949	361 2
1350	43,10	17,83	4,92351	24,920	349 2	900	98,69	18,72		17,587	354 2
1400	41,17	29,06	5,03666	24,302	342 2	950	97,52	12,44		17,434	351 2
1450	3,73	0,05		540,803	3120 186	1000	98,27	8,93		17,160	346 2
1500	7,41	1,46	5,64341	53,765	684 48	1050	97,46	12,50		17,353	350 2
Age intégrée = 337±4 Ma						1100	96,94	3,16		17,138	346 5
Age intégrée = 337±4 Ma						1150	84,79	1,11		14,830	303 7
Age intégrée = 337±4 Ma						1300	86,04	0,84		16,253	329 33
Age intégrée = 337±4 Ma						Age intégrée = 345±2 Ma					

Tabl. 3. - Données ³⁹Ar-⁴⁰Ar.

Table 3. - ³⁹Ar-⁴⁰Ar data.

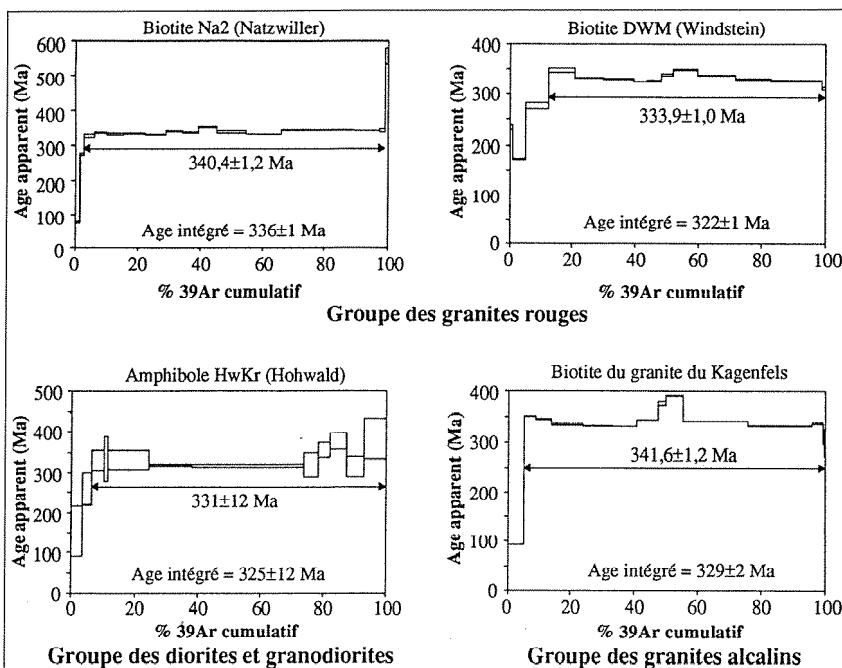


Fig. 3. - Spectres d'âges ³⁹Ar-⁴⁰Ar de minéraux de quelques granitoïdes des Vosges du Nord. Les âges spécifiés sur les flèches ne sont pas des âges plateaux mais seulement des âges intégrés sans les premiers paliers.

Fig. 3. - ³⁹Ar-⁴⁰Ar age spectra of separated minerals from some granitoids of the northern Vosges. The ages marked by arrows do not represent plateau ages, but integrated ages without the first steps.

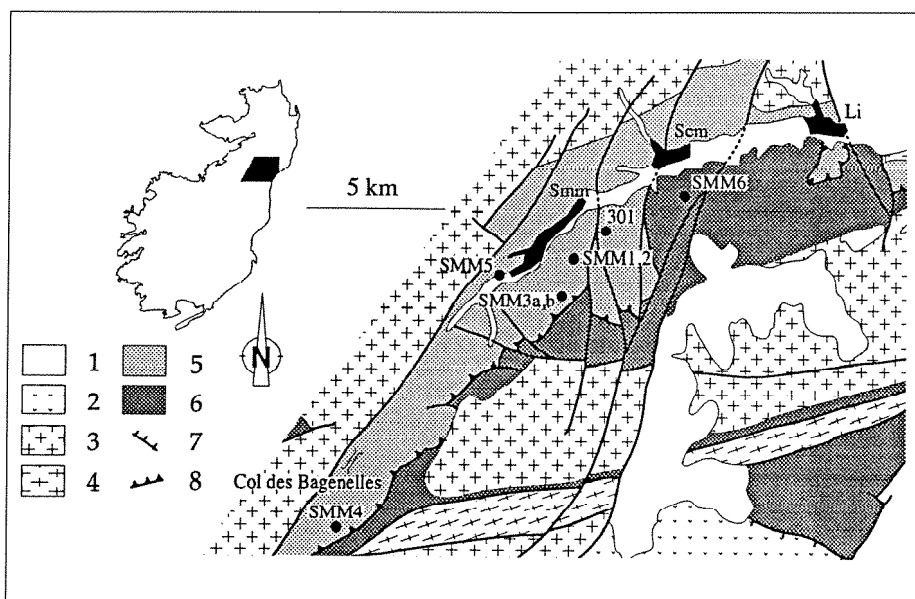


Fig. 4. - Carte géologique simplifiée des séries métamorphiques de Sainte-Marie-aux-Mines (d'après Rey *et al.*, 1989) et localisation des échantillons.

1 - couverture sédimentaire ; 2 - migmatites ; 3 - granites ; 4 - granites syntectoniques ; 5 - unité supérieure des gneiss ; 6 - unité inférieure des gneiss ; 7 - failles normales ductiles ; 8 - contacts chevauchants. Li - Lièpvre ; Scm - La-Croix-aux-Mines ; Smm - Sainte-Marie-aux-Mines.

Fig. 4. - Simplified geological map of the Sainte-Marie-aux-Mines metamorphic series (after Rey *et al.*, 1989) and sample locations.

1 - sedimentary cover ; 2 - migmatites ; 3 - granites ; 4 - syntectonic granites ; 5 - upper unit of the metamorphic series ; 6 - lower unit of the metamorphic series ; 7 - ductile normal faults ; 8 - thrust contacts. Li - Lièpvre ; Scm - La-Croix-aux-Mines ; Smm - Sainte-Marie-aux-Mines.

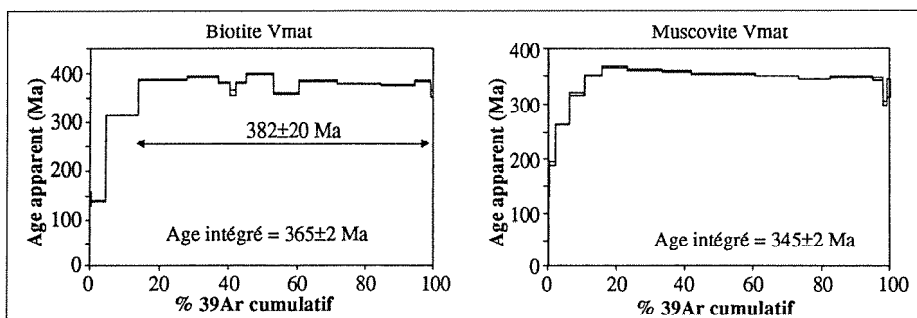


Fig. 5. - Spectres d'âges ³⁹Ar-⁴⁰Ar d'une biotite et d'une muscovite d'un échantillon de gneiss emballé dans la série volcano-sédimentaire d'Oderen.

Fig. 5. - ³⁹Ar-⁴⁰Ar age spectra of a biotite and a muscovite from a gneiss sample from the Oderen volcano-sedimentary sequence.

Les faits saillants des âges obtenus sur la série de Sainte-Marie-aux-Mines sont les suivants :

- l'âge ³⁹Ar-⁴⁰Ar par fusion totale obtenu sur le phlogopite du skarn SMM1 est de 332 ± 4 Ma ;

- les autres échantillons de la série donnent en ³⁹Ar-⁴⁰Ar par paliers de température croissante sur amphibole, biotite et chlorite des spectres chaotiques, sur lesquels il n'est pas possible de calculer d'âge plateau au sens de R.J. Fleck *et al.*

(1977). Néanmoins, il est permis de dégager un certain nombre de caractéristiques (fig. 6) :

- les mesures faites sur des générations différentes de biotite dans les granulites fournissent des spectres semblables (SMM2) ;

- l'ensemble des spectres converge vers des âges situés entre 330 et 340 Ma. Ceci est vrai pour les minéraux de première génération, biotite et amphibole mais aussi pour le plus tardif (chlorite) qui sont les produits de déstabilisation des premiers ;

- seule l'amphibole issue de l'éclogite amphibolitisée SMM4 présente pour les paliers de haute température des âges plus anciens que 340 Ma. Il est possible de calculer entre les paliers 1250°C et à 1300°C un âge de 357 ± 4 Ma pour 30 % de l'³⁹Ar total dégazé ;

- les amphiboles, minéraux possédant les températures de fermeture les plus élevées, environ 550°C (Berger et York, 1981), sont logiquement et systématiquement plus anciennes (≈340 Ma) que les micas (≈320-330 Ma) qui ont des températures de fermeture plus faibles (entre 300-400°C pour les biotites : Dodson, 1979; Harrison *et al.*, 1985) ;

- les chlorites dans les amphibolites indiquent des âges que l'on ne peut distinguer de ceux des amphiboles mères (SMM3b) ;

- les analyses sur biotite provenant de l'unité supérieure (SMM2, 327 ± 6 Ma) ou de l'unité inférieure (SMM6, 330 ± 7 Ma) donnent des résultats identiques.

Il ressort de ce constat que les fermetures des horloges K-Ar enregistrées à 330-340 Ma dans les gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines sont contemporaines de la chloritisation en accord avec les températures de chloritisation des granulites de l'unité supérieure et postérieures à la superposition des deux unités. On a une cohérence entre les températures de fermeture de l'amphibole et la température de chloritisation des amphibolites à 550°C (Rey *et al.*, 1989). Les âges des paragenèses syn-phase 1 et 2 sont totalement effacés. On peut toutefois supposer que les paliers de haute température de l'amphibole SMM4 (357 ± 4 Ma) sont les seuls témoins du métamorphisme de haute température associé à E2 mais ne fournissent alors qu'une estimation par défaut de son âge.

L'âge K-Ar sur l'amphibole 301 est de 373 ± 11 Ma. Nous devons noter la convergence qui existe entre cet âge et celui obtenu en Rb-Sr (386 ± 15 Ma) par M. Bonhomme et P. Fluck (1981) et celui du galet de gneiss VMat (cette étude). Cependant, il est opposé aux observations faites sur les autres échantillons. Il n'est donc pas impossible d'écarter la présence d'un argon hérité.

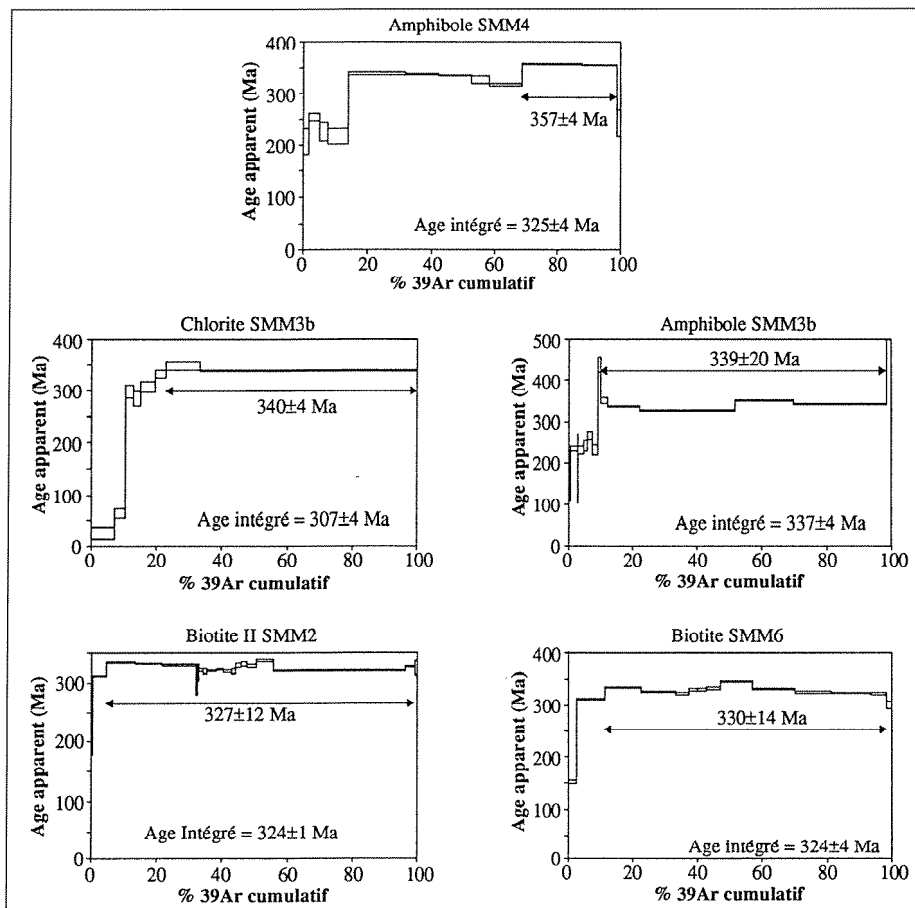
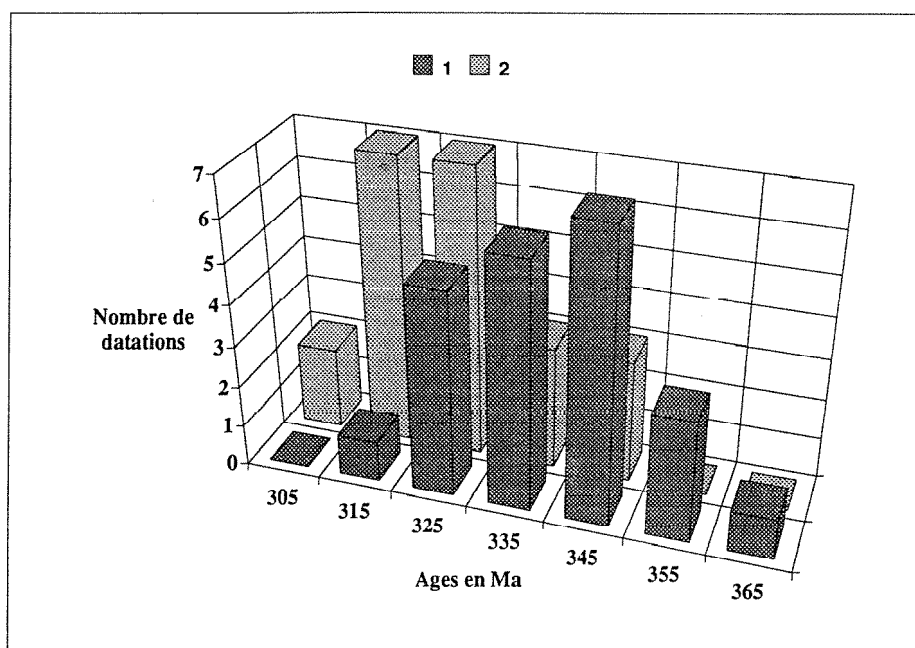


Fig. 6. — Spectres d'âges ³⁹Ar-⁴⁰Ar de minéraux provenant de l'unité gneissique de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges moyennes. SMM2, SMM3b et SMM4 - unité supérieure de gneiss ; SMM6 - l'unité inférieure. Les âges spécifiés sur les flèches ne sont pas des âges plateaux.

Fig. 6. — ³⁹Ar-⁴⁰Ar age spectra of separated minerals from the gneissic unit of Sainte-Marie-aux-Mines in the middle Vosges. SMM2, SMM3b and SMM4 - upper unit; SMM6 - lower unit. The ages marked by arrows do not represent plateau ages.



Les roches magmatiques

Un certain nombre de datations Rb-Sr (Pagel, 1981; Bonhomme, 1967; Hameurt et Vidal, 1973) et K-Ar (Montigny *et al.*, 1983; cette étude, tabl. 1) ont été effectuées sur différents massifs vosgiens. Bien que ces données ne permettent pas de préciser la chronologie de mise en place des différents massifs, elles suggèrent la séquence suivante : 366 ± 11 Ma pour le magmatisme de la bordure nord des Ballons, 345-335 Ma pour les granites d'anatexie et intrusifs viséo-namuriens et 325-315 Ma pour les granites calco-alkalins (fig. 7). Les résultats ³⁹Ar-⁴⁰Ar remettent en cause une partie de ce schéma. Une amphibole extraite d'un gabbro de la bordure nord des Ballons, VS84, confirme, avec un âge plateau de 360 ± 6 Ma, l'âge de 366 ± 11 Ma obtenu par la méthode K-Ar classique (fig. 8a). Cet âge de 360 ± 6 Ma correspond à l'intrusion de ces corps basiques. En revanche, à l'exception du filon de Teufelsloch, les granites, quelle que soit leur nature, livrent des âges plateaux compris entre 331 ± 4 et 334 ± 4 Ma (fig. 8b et 8c). On n'observe plus de hiatus temporel entre la mise en place des granites d'anatexie et intrusifs viséo-namuriens et celle des granites calco-alkalins. De même la chronologie relative établie entre les différents granites n'apparaît pas à l'analyse (fig. 9). Ceci montre que la mise en place de ces massifs s'est faite dans un intervalle de temps inférieur à la limite de résolution de la méthode (environ 10 Ma). L'âge plateau de 307 ± 6 Ma fourni par le filon de Teufelsloch peut correspondre à un âge de mise en place (fig. 8d). Il est indicatif en tout cas de l'existence d'événements thermiques postérieurs à la granitisation des Vosges du Sud.

Fig. 7. — Histogramme des âges K-Ar obtenus sur les granites de Vosges moldanubiennes. 1 - granites subalkalins (granites d'anatexie crustale et intrusifs viséo-namuriens); 2 - granites calco-alkalins (granites à mégacristsaux et leucogranites grossiers).

Fig. 7. — Histogram of K-Ar ages obtained on the granites from the Moldanubian Vosges. 1 - subalkaline granites (ultrametamorphic and Viseo-Namurian intrusive granites); 2 - calc-alkaline granites (megacryst granites and coarse-grained leucogranites).

Discussion

Plusieurs faits saillants émergent de nos résultats. Nous constatons tout d'abord la similitude des âges des granites de part et d'autre de la faille de Lalaye-Lubine, ensuite, la corrélation nette dans les Vosges du Sud entre les âges des roches métamorphiques de Sainte-Marie-aux-Mines et celui de la granitisation majeure que l'on peut situer vers 330-340 Ma. Nous montrons que l'évolution rétro-morphique du socle se termine au plus tard vers 330-340 Ma et que la phase rétro-morphique de haute température est sans doute du Dévonien moyen (≈ 380 Ma). Enfin l'évolution orogénique du segment Vosges a totalement oblitéré l'âge argon des éclogites et des granulites qui doivent être toutefois plus anciennes que 380 Ma. Nous allons maintenant examiner les implications de ces données et de celles existant sur les segments varisques voisins, Massif central et Forêt-Noire, pour reconstituer l'histoire géologique des Vosges.

Structuration du socle des Vosges

Dans les Vosges moldanubiennes, l'analyse d'un galet de socle dans les conglomérats du Viséen inférieur montre que les bassins sédimentaires se développent sur un bâti varisque structuré vers 380 Ma lors de la collision intra-continental. Au Dévonien terminal-Viséen inférieur, des bassins volcano-sédimentaires s'ouvrent de part et d'autre de la faille de Lalaye-Lubine. La similitude de ces formations dévono-dinantiennes des Vosges du Nord et des Vosges méridionales (Fluck *et al.*, 1991) suppose que l'ensemble des Vosges évolue de concert depuis au moins le Dévonien supérieur. Cette évolution cohérente est confirmée durant le Viséen par la similitude du Nord au Sud des chimismes de certaines unités magmatiques (exemple : les granites rouges ; Fluck, 1980b) et par l'étroitesse de la fenêtre d'âge de mise en place des granitoïdes (340-330 Ma) sur l'ensemble du massif.

Métamorphisme et granitisation principale

La convergence des âges obtenus sur les roches métamorphiques de la série de

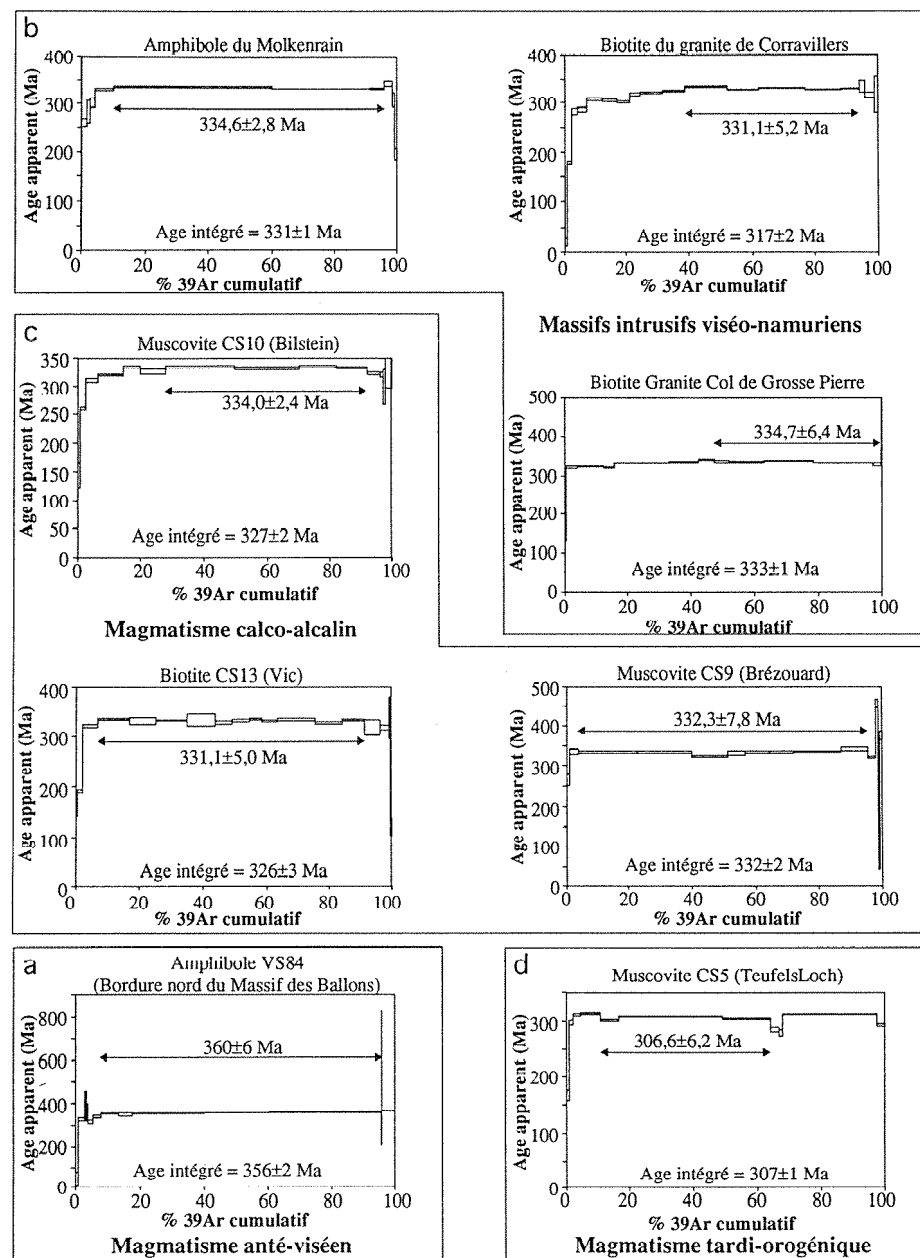


Fig. 8. — Spectres d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar de minéraux de granitoïdes des Vosges moldanubiennes. a - magmatisme basique anté-viséen (bordure nord du Massif de Ballons) ; b - granites subcalcalins (granites intrusifs viséo-namuriens) ; c - granites calco-alcalins ; d - magmatisme tardi-orogénique.

Fig. 8. — ^{39}Ar - ^{40}Ar age spectra of separated minerals from granitoids of the Moldanubian Vosges. a - mafic magmatism prior to the Viséan (northern edge of the Massif des Ballons) ; b - Viséan-Namurian intrusive granites ; c - calc-alkaline granites ; d - late orogenic magmatism.

Sainte-Marie-aux-Mines et sur les divers granites qui sont intrusifs pour partie dans ces formations implique nécessairement que les âges de 340-330 Ma des phases de métamorphisme de haute température ne sont pas significatifs de la formation de ces dernières. Deux scénarios peuvent être envisagés pour expliquer ces phénomènes de rajeunissement.

Le premier, que l'on peut qualifier de rajeunissement actif, suppose que le

bâti métamorphique affleurant actuellement était déjà dans la partie supérieure de la croûte continentale. Il constituait le substratum sur lequel se sont déposées, en régime de transtension, les séries sédimentaires dévono-dinantiennes. Les granitoïdes, d'origine profonde, lors de leur mise en place, ont provoqué un réchauffement massif du socle encaissant au point de remettre à zéro toutes les horloges K-Ar.

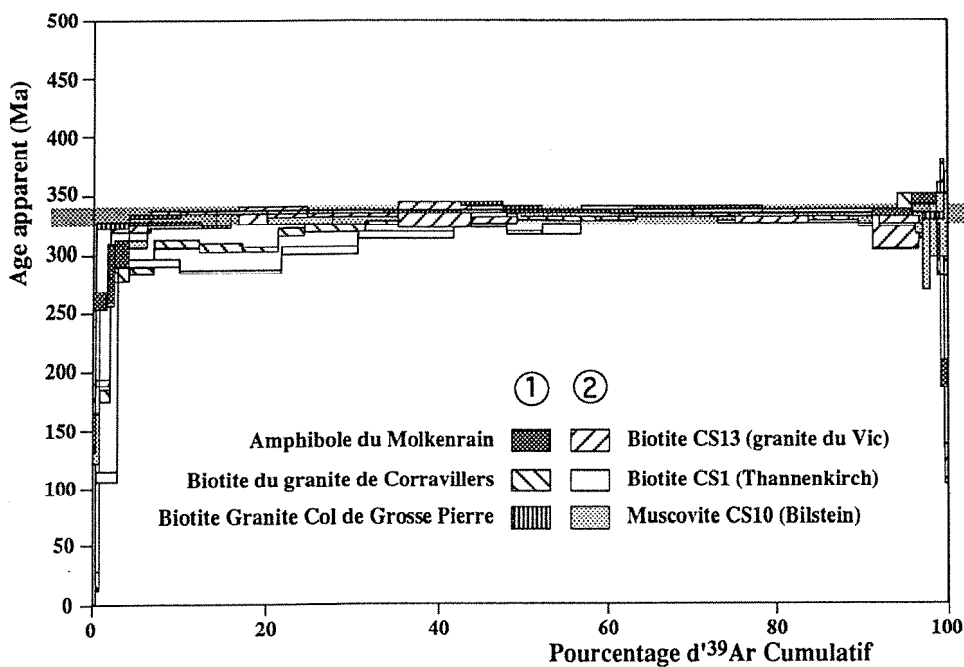


Fig. 9. — Diagramme synthétique des spectres d'âges ^{39}Ar - ^{40}Ar des minéraux des granitoïdes des Vosges moldanubiennes.

La convergence des âges apparents vers 340-330 Ma est remarquable. 1 - granites subalcalins (granites intrusifs viséo-namuriens) ; 2 - granites calco-alcalins (granites à mégacristsaux et leucogranites grossiers).

Fig. 9. — Synthetic diagram of ^{39}Ar - ^{40}Ar age spectra of the separated minerals from granitoids of the Moldanubian Vosges.

1 - subalkaline granites (Viseo-Namurian intrusive granites); 2 - calc-alkaline granites (megacryst granites and coarse-grained leucogranites).

L'argument le plus sérieux en faveur de cette hypothèse est constitué par l'existence au sud des Vosges d'une sédimentation marine pélagique au Viséen inférieur (Schneider, 1990). Ce serait la preuve d'un retour à une croûte d'épaisseur normale dès le Dévonien supérieur, voire même d'un début d'océanisation (Pin, 1990). La mise en place des granites surviendrait lors un épisode thermo-tectonique tardif, essentiellement distensif au regard des données structurales récentes (Latouche *et al.*, 1992).

Toutefois, dans un tel schéma, on voit mal comment un tel volume granitique aurait pu prendre naissance dans une croûte d'épaisseur normale, à moins d'attribuer une origine mantellique à l'essentiel de ce matériel. Or, si le composant mantellique est indubitable dans le granite des Crêtes et des Ballons (Gagny, 1968), il est absent ou peu représenté dans les autres types de granites (Hameurt et Vidal, 1973) qui sont volumétriquement majoritaires. Par ailleurs, on remarque que l'auréole de métamorphisme, lorsqu'elle est observable dans les sédiments (Fourquin, 1966), demeure relativement modeste. Il est donc difficile d'admettre qu'en certains endroits, parfois bien éloignés des corps granitiques, leur impact thermique ait été suffisamment intense pour remettre les horloges K-Ar des amphiboles à zéro.

Les deux raisons énoncées ci-dessus nous conduisent à ne pas retenir ce premier scénario.

Dans le second scénario, le métamorphisme est considéré comme un événement continu susceptible de durer plusieurs dizaines de millions d'années. Sa fin et la mise en place des granites sont pénécotemporains et constituent les derniers événements spectaculaires d'une chaîne de collision. Cette hypothèse implique que le socle, aujourd'hui à l'affleurement, soit resté pendant une période longue au-dessus de la température de fermeture des amphiboles, 550 ± 40 °C (Harrison et McDougall, 1980). Selon nos résultats ce laps de temps, dont le début est associé à la paragenèse amphibole, biotite, sillimanite, grenat serait plus ancien que 357 Ma et sans doute proche de 380 Ma comme le montrent certains âges obtenus. Il prend fin vers 340 Ma avec la paragenèse biotite, sillimanite cordiérite. Il est suivi d'une période de refroidissement rapide entre 340 et 330 Ma, contemporaine de la mise en place des granites.

Ce schéma est en fait dérivé du modèle des chaînes de collision proposé par Y. Gaudemer *et al.* (1988). Sur la base d'observations géologiques confortées par un modèle numérique ces auteurs démontrent que dans les chaînes de montagne plus larges que 300 km, les températures de la croûte épaissie peu-

vent demeurer élevées pendant plusieurs dizaines de millions d'années. Si la production de chaleur est importante une large anatexie et un métamorphisme de haute température, 700°C, doivent survenir. Par ailleurs ces températures élevées ont pour effet de diminuer la résistance au cisaillement de la lithosphère. Si le taux de convergence diminue et le manteau sous-jacent joue un rôle actif, une phase d'extension se produit, tardive par rapport à la collision.

La principale objection à ce scénario est constituée par la présence de bassins sédimentaires marins profonds à partir du Viséen inférieur, alors que le régime extensif dans les Vosges se situe au Viséen supérieur. Cependant, la nature tholéiitique du magmatisme de la bordure nord des Ballons qui est intrusif dans les séries inférieures de ces bassins et daté à 360 Ma correspondrait selon F. André (1983) à une ouverture en transtension. Par ailleurs H. Schneider (1990) considère que la sédimentation du Viséen inférieur a dû se dérouler dans un régime globalement compressif.

Plusieurs arguments nous font pencher en faveur de ce modèle.

— P. Rey *et al.* (1989), L. Latouche *et al.* (1992) ont mis en évidence dans les Vosges moyennes et méridionales une phase tectonique tardive de type extensif ;

– les granites et la dernière phase métamorphique de basse pression et de température modérée sont contemporains ;

– l'essentiel du volcanisme viséen des Vosges du Sud est de même âge que les granites, soulignant le rôle actif du manteau dans le phénomène d'extension tardif.

Examinons maintenant les implications thermochronologiques de ce scénario. On reporte sur la trajectoire Pression-Température établie par P. Rey *et al.* (1989) les âges obtenus sur amphibole, biotite et chlorite qui correspondent à leur température respective de fermeture (fig. 10). Dans l'unité supérieure, l'équilibre du rétro-morphisme de HT se fait à des températures de l'ordre de 700-800°C (Rey *et al.*, 1989) à un âge plus ancien que 357 Ma (échantillon SMM4). En prenant en compte la fermeture à 340 Ma du système K-Ar des amphiboles vers 550°C, on obtient une vitesse maximale de refroidissement de 7 à 8°C/Ma. Elle tombe à 3-4°C/Ma, si l'on admet que le rétro-morphisme de haute température a un âge dévonien moyen (380 Ma) comme le suggèrent quelques unes des données radiochronologiques. En revanche le processus s'accélérait entre 340 et 330 Ma, compte tenu des âges de 330-334 Ma obtenus sur biotite et muscovite des gneiss des unités supérieure et inférieure et des granites voisins qui correspondent à des températures de l'ordre de 300°C. La vitesse de refroidissement est alors de 20 à 25°C/Ma. Il n'est pas déraisonnable de penser que durant cette période le processus extensif conduit à une montée rapide de formations métamorphiques profondes.

Corrélations avec la Forêt-Noire et le Massif central

Si l'on compare les données géochronologiques existant sur les Vosges à celles existant sur des formations analogues des massifs voisins, Massif central et Forêt-Noire, les similitudes sont frappantes et permettent d'intégrer les Vosges dans un schéma d'évolution global. Notons cependant la limite représentée par le Sillon Houiller dans le Massif central, dont J.P. Burg *et al.* (1990) et S. Costa (1992), soulignent le rôle de transfert entre deux régions où l'extension post orogénique a eu des directions et des amplitudes différentes.

Métamorphisme et déformation

Les études pétrostructurales effectuées sur les gneiss de ces massifs permettent de décrire une évolution métamorphique comparable. Ainsi, celles résumées par L. Mercier *et al.* (1990) pour le Massif central, celles des Vosges (Rey *et al.*, 1989 ; Latouche *et al.*, 1992 ; Rey *et al.*, 1992) ou celles accomplies en Forêt-Noire (Wimmenauer, 1986 ; Stenger *et al.*, 1989 ; Wimmenauer et Stenger, 1989) débutent toujours par un métamorphisme de haute pression conservé sous forme de reliques dans les formations gneissiques. Ensuite l'ensemble est soumis à une rétro-morphose d'abord de haute température dans les faciès amphibolite puis de basse pression-basse température.

Les écloğites

Faute d'une couverture géochronologique suffisante dans les Vosges, les âges obtenus sur les reliques écloğitiques ne peuvent être comparés qu'avec le Massif central et Forêt-Noire. L'analyse des zircons des roches HP-HT du groupe leptyno-amphibolite de Marvejols a livré un intercept supérieur dans le diagramme concordia de 415 ± 6 Ma (Pin, 1979 ; Pin et Lancelot, 1982). Un résultat identique de 432 ± 20 Ma (Ducrot *et al.*, 1983) a été obtenu sur des zircons extraits d'une écloğite du Haut Allier. Dans les deux cas, les auteurs interprètent ces âges comme ceux du métamorphisme HP-HT. En Forêt-Noire sur le même type de matériel et avec la même méthode A. Kalt *et al.* (1994) ont obtenu un intercept supérieur de 462 Ma. Cependant au vu de leurs isochrones clinopyroxène-grenat en Sm-Nd qui donnent des âges de 332 ± 13 Ma et 337 ± 6 , ils négligent les résultats U-Pb et considèrent les valeurs Sm-Nd comme celles de l'écloğitisation. En fait dans cette dernière méthode le grenat détermine seul l'âge. Or ce minéral montre souvent des indices de remaniement. Il est donc vraisemblable que les couples clinopyroxène-grenat en Sm-Nd soient assimilables à un couple donneur-accepteur tel que biotite-apatite en Rb-Sr (Allègre et Dars, 1965). Si la température du dernier événement thermique est assez élevée, 600-700°C, on détermine son âge et non celui de l'écloğitisation.

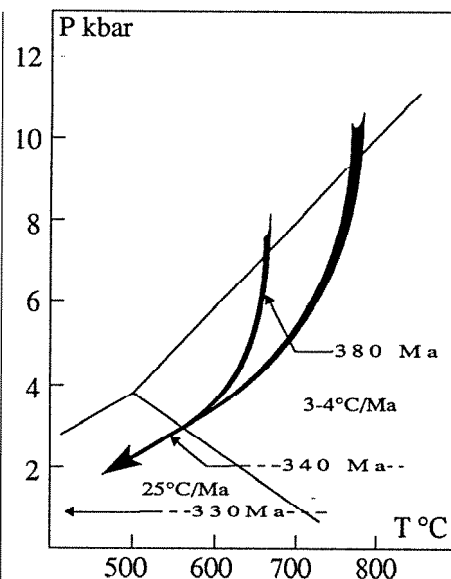


Fig. 10. – Evolution Pression-Température-temps des séries gneissiques de Sainte-Marie-aux-Mines et taux de refroidissement estimés (courbe P-T d'après Rey *et al.*, 1989)

Fig. 10. – Pressure-Temperature-time path of the gneissic units of Sainte-Marie-aux-Mines and estimated cooling rate (P-T path after Rey *et al.*, 1989).

Les orthogneiss

Les âges anciens obtenus sur les orthogneiss du Massif central, essentiellement en Rb-Sr, tombent dans l'intervalle 480-540 Ma (voir la revue dans Duthou *et al.*, 1984). Des valeurs similaires ont été trouvées en Forêt-Noire sur des matériels orthodérivés en Rb-Sr, 460-470 (Hofmann et Köhler, 1973 ; Hofmann, 1979) et en U-Pb sur Zircon, 520 ± 15 Ma (Todt et Büsch, 1981). Ils sont généralement considérés comme ceux des protolithes.

Les roches basse pression-haute température (BP-HT)

On dispose de nombreuses données sur les faciès BP-HT dans le Massif central. A l'ouest du Sillon Houiller, Limousin, Marche, Sioule, les données radiométriques lui confèrent un âge de 390-370 Ma (Bernard-Griffiths, 1975 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1977 ; Duthou, 1977 ; Lafon, 1986 ; Costa et Maluski, 1988 ; Costa, 1990 ; Boutin et Montigny, 1993). Selon C. Pin et J.J. Peucat (1986), l'évolution tectono-métamorphique majeure du Limousin est certainement terminée à la fin du Dévonien.

Ces deux auteurs après une revue critique des données estiment que la culmination du métamorphisme est intradévonienne dans le nord et l'ouest du Massif central. Notons que ces âges sont à comparer à celui de 380 Ma obtenu dans les Vosges sur le galet de gneiss de la série d'Oderen. Dans la partie est du Massif central, J.L. Duthou *et al.* (1994) obtiennent sur les migmatites du Lyonnais un âge Rb-Sr de 384 ± 16 Ma cohérent avec les données obtenues à l'ouest. En revanche, C. Pin (1979) a obtenu pour un paragneiss à sillimanite de la région de Marvejols un intercept inférieur sur zircon de 340 ± 5 Ma et une valeur concordante identique sur une monazite. La méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar (Costa 1990 ; 1992 ; Costa *et al.*, 1993) livre des âges de 360-340 Ma pour le métamorphisme rétrograde polyphasé de haut grade des Monts du Lyonnais, de Marvejols et du Rouergue. Aucune différence d'âge significative n'a été mesurée par cette méthode entre les différentes générations de métamorphisme, depuis celui de haute température jusqu'à la phase finale basse pression-basse température. Cette caractéristique se retrouve sur nos résultats de la série de Sainte-Marie-aux-Mines et en Forêt-Noire. Dans ce massif, les âges de métamorphisme dans les zones de cisaillement de haute température sont de 340-330 Ma (Lippolt *et al.*, 1986 ; Krohe et Eisbacher, 1988). De même de nombreuses isochrones internes en Rb-Sr (Stenger, 1983) sur des orthogneiss et des paragneiss indiquent le même ordre de grandeur. W. Todt et W. Büsch (1981), sur du même matériel, et A. Kalt *et al.* (1994), sur des migmatites obtiennent en U-Pb respectivement sur apatite et sur monazite des âges concordants à 333 Ma et 330 ± 1 Ma.

Seuls, la Montagne Noire et le Velay (voir pour une revue Pin et Peucat, 1986) sont le siège d'un métamorphisme intense tardi-hercynien, 300-280 Ma.

Les études tectoniques récentes sur les bâtis métamorphiques montrent l'existence d'une importante tectonique ductile en faille normale. Dans le Massif central il faut citer les travaux de J. Van Den Driessche et J.P. Brun (1989), J.P. Burg *et al.* (1990), J. Malavieille *et*

al. (1990), P. Rolin et J.M. Stussi (1990), M. Faure *et al.* (1993), ceux de P. Rey *et al.* (1991), P. Rey (1992), P. Rey *et al.* (1992) dans les Vosges et ceux de H. Echter et A. Chauvet (1992) dans la Forêt-Noire. Selon G. Menard et P. Molnar (1988) puis J.F. Becq-Giraudon et J. Van Den Driessche (1993), ces trois massifs subissent au Permien une importante tectonique en extension de type "Basin and Range" qui scelle l'histoire de la chaîne. Leur argumentation s'appuie sur la distribution des bassins post-carbonifères.

Dans le cadre de cette tectonique tardi-hercynienne qui s'étale du Namurien à l'Autunien la direction de l'extension passe de WNW-ESE dans le Limousin à NE-SW dans l'est du Massif central par l'intermédiaire du Sillon Houiller qui joue le rôle de faille de transfert (Burg *et al.*, 1990 ; 1994). Remarquons que la direction d'extension de la partie orientale du Massif central se retrouve dans les Vosges et la Forêt-Noire.

Magmatisme

Dans l'ouest du Massif central, la fin du métamorphisme de faciès amphibolite s'accompagne de la mise en place de tonalites entre 370 et 360 Ma (Duthou *et al.*, 1984 ; Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Ce magmatisme se retrouve dans le Morvan et dans les Vosges avec la bordure nord du Massif des Ballons ou une amphibole a livré un âge plateau ³⁹Ar-⁴⁰Ar de 360 Ma (cette étude).

Le diachronisme observé dans les âges de métamorphisme entre les parties ouest et est du Massif central se retrouve au niveau du magmatisme (Costa, 1992). Ainsi trouve-t-on dans la partie nord-ouest des granodiorites, monzonites et leucogranites entre 360 et 350 Ma (Duthou *et al.*, 1984). En revanche, dans la partie est, l'essentiel de ce type de roche est plus jeune que 340 Ma avec un pic aux alentours de 325-330 Ma. Il faut signaler enfin la présence de petits plutons dont la mise en place s'effectue entre 320 et 290 Ma dans l'ensemble du massif (Duthou *et al.*, 1984).

Nous avons vu que pour les Vosges, l'essentiel des plutons se met en place

entre 340 et 330 Ma. L'activité filonienne postérieure est mal datée. Il faut cependant souligner l'importance du magmatisme effusif dans les Vosges du Nord (Lippolt et Hess, 1983) bien daté à 295 Ma.

En Forêt-Noire, l'âge le plus ancien trouvé sur le granite de Klemmbach-Schlättenhaus de 363 ± 19 Ma (Brewer et Lippolt, 1974) est sujet à caution (Hofmann, 1979). On constate d'après de nombreuses données obtenues sur minéraux (voir pour une revue Lippolt *et al.*, 1986) un étalement des âges entre 330 et 300 Ma. Il est vraisemblable compte tenu de l'importance du volcanisme ignimbrétique permien, que l'étalement des âges soit dû à cet événement. On est en droit de penser que l'essentiel du plutonisme est de même âge que dans les Vosges c'est-à-dire entre 330 et 340 Ma. H. Schleicher *et al.* (1983) ont bien daté, entre 290 et 320 MA, les diverses manifestations filoniennes et effusives postérieures à la mise en place des granites. Les dernières sont de même nature que celle du Nideck.

Les bassins volcano-sédimentaires dévono-dinantiens

Ils sont très nombreux à l'est du Sillon Houiller, Morvan, Roannais, Beaujolais, mais aussi à l'ouest avec toutefois une extension plus modeste, Combrailles. Ces bassins se retrouvent dans les Vosges et la Forêt-Noire avec une évolution similaire (Schneider, 1990). La sédimentation marine jusqu'à la base du Viséen supérieur est associée à un volcanisme bimodal de type "spilite kératophyre". Au Viséen supérieur, la sédimentation évolue rapidement vers l'émergence et s'accompagne de l'émission d'importants volumes ignimbrétiques.

Reconstitution de la chaîne

L'ensemble des convergences décrites ci-dessus permet de situer les Vosges comme une prolongation vers l'est de la branche sud de l'orogène varisque. On retrouve dans ce petit segment hercynien l'ensemble des grands événements ayant participé à l'élaboration de la chaîne.

Il est difficile de lire l'histoire anté-varisque des Vosges et de la corrélérer à celle des autres massifs. Cependant à partir du Dévonien moyen, vers 380 Ma, le bâti vosgien comme le Massif central est structuré par la collision continentale.

A la fin du Dévonien, vers 360 Ma, la convergence s'amortit le long de décrochements en limitant l'épaississement de la croûte. Ces mouvements latéraux vont permettre la mise en place des premiers granitoïdes post collisionnels, notamment dans le Massif central occidental, et parfois entraîner de véritables déchirures crustales facilitant dans les Vosges la mise en place de la bordure nord des Ballons. De la même façon, ils sont responsables de l'ouverture des bassins volcano-sédimentaires (Fluck *et al.*, 1991) qui vont fonctionner pendant tout le Viséen. Au cours du Viséen inférieur malgré ces ouvertures le système reste globalement compressif (Schneider, 1990 ; Echtler et Chauvet, 1992).

Vers 340-330 Ma, s'amorce la distension syn- à tardi-convergence (Van Den Driessche et Brun, 1989 ; Burg *et al.*, 1990 ; Malavieille *et al.*, 1990 ; Rolin et Stussi, 1990 ; Faure *et al.*, 1993 ; Burg *et al.*, 1994) qui va se manifester par une tectonique tangentielle en faille normale ductile importante dans les zones internes de la chaîne. Elle va engendrer une exhumation et un refroidissement très rapide de zone profonde. Ceci va provoquer un resserrement des âges apparents des différentes unités tectoniques ou métamorphiques du socle.

Comme toute datation géochronologique les âges mesurés sont des âges de refroidissement, qui dans ce cas représentent les remontées simultanées de différents niveaux structuraux et non leur âge propre. On peut alors les regarder comme les témoins d'un véritable rajeunissement du socle provoqué par l'extension. Cette dernière est accompagnée d'un magmatisme très varié chimiquement qui occupe parfois de très grandes surfaces. Les dépôts volcano-sédimentaires enregistrent aussi ce changement dynamique au cours du Viséen supérieur (Schneider, 1990).

Enfin, au Carbonifère supérieur-Permien inférieur entre 320 et 290 Ma se produit l'effondrement de la chaîne (Ménard et Molnar, 1988 ; Becq-Giraudon et Van Den Driessche, 1993 ; Burg *et al.*, 1994). Cette extension post épaississement se manifeste essentiellement par la mise en place de dômes gneissiques, l'ouverture des bassins sédimentaires stéphaniens et permien le long de décrochements (exemple du Sillon Houiller) et un magmatisme acide. Dans les Vosges, cet épisode est représenté par quelques bassins houillers le long de la dislocation de Lalaye-Lubine et dans le Belfortais, par les bassins stéphano-permiens de Saint Dié et de Villé et par quelques événements magmatiques effusifs (Nideck : 294,2 ± 4,8 Ma) ou filoniens (Teufelsloch : 306,6 ± 3,1 Ma).

Conclusion

Cette étude nous a permis de caler radio-chronologiquement les événements majeurs médiovarisques dans les Vosges. Tout d'abord la collision intra-continente qui est consommée vers 380 Ma puis l'extension syn à tardi-convergence qui est très fortement active à 340 Ma. L'amorce de cette extension est enregistrée par les changements dans le chimisme des volcanites et dans la dynamique de dépôt des bassins volcano-sédimentaires (Fluck *et al.*, 1991) à la limite Viséen inférieur-Viséen supérieur. La quasi-totalité du magmatisme vosgien s'injecte à cette occasion. On ne retrouve pas de hiatus temporel entre les mises en place des différents granites. Ces dernières se font sur une courte période de dix millions d'années, entre 340 et 330 Ma. L'histoire de ce segment varisque est analogue à celle des segments les plus proches, Massif central à l'ouest et Forêt-Noire à l'est. Ces évolutions s'inscrivent dans un même schéma géodynamique depuis la collision continentale jusqu'à l'extension post-épaississement. Cependant, des études supplémentaires par les radio-chronomètres U-Pb, Pb-Pb ou Sm-Nd sont nécessaires pour espérer reconstituer l'histoire pré-varisque de ce massif.

Remerciements

Nous tenons à remercier les Dr C. Pin et P. Rey pour les remarques constructives qu'ils ont formulées à la lecture de cette note.

Références

- ALLEGRE C., DARS R. (1965). – Chronologie au rubidium-strontium et granitologie. *Geol. Rdsch.*, **55**, 226-237.
- ALBAREDE F. (1976). – Géochronologie comparée par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar de deux régions d'histoire post-hercynienne différente : la Montagne Noire et les Pyrénées orientales. *Thèse doc. Etat*, Université de Paris VI, 155 p.
- ANDRÉ F. (1983). – Pétrologie structurale et pétrogenèse des formations plutoniques septentrionales du massif des Ballons (Vosges, France). *Thèse 3^e cycle*, Université de Nancy I, 247 p.
- ANDRÉ F., BEBIEN J. (1983). – Minéralogie et pétrologie des cumulats gabbro-dioritiques situés en bordure septentrionale du massif des Ballons (Vosges méridionales, France) : cristallisation d'un magma basique en domaine "orogénique" intracontinental. *Bull. Mineral.*, **160**, pp. 341-351.
- ANDRÉ F., GAGNY C. (1982). – Proposition d'un âge namurien pour le granite porphyroïde des Ballons, témoin vosgien du plutonisme à potentialité molybdénifère au Carbonifère supérieur. *106^e Congr. Nat. Soc. Sav.*, Perpignan 1981, **3**, pp. 287-296.
- BARD J.P., BURG J.P., MATTE P., RIBEIRO A. (1980). – La chaîne hercynienne d'Europe en terme de tectonique des plaques. - 26^e C. G. I. Paris, Coll. C6, Paris 1980, *Mém. BRGM Fr.*, n° 108, pp. 315-340.
- BEBIEN J., GAGNY C. (1978). – Le plutonisme viséen des Vosges méridionales : un nouvel exemple de combinaison magmatique entre roches tholéitiques et calco-alkalines. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **286**, pp. 1045-1048.
- BECCQ-GIRAUDON J.F., VAN DEN DRIESSCHE J. (1994). – Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif central : témoins de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **318**, pp. 675-682.

- BEHR H.J., ENGEL W., FRANKE W., VIESE P., WEBER K. (1984). – The Variscan belt in central Europe. Main structures, geodynamic implications, open question. *Tectonophysics*, **109**, pp. 15-40.
- BERGER G.W., YORK D. (1981). – Geothermometry from ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, pp. 795-811.
- BERNARD-GRIFFITHS J. (1975). – Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique. Le Bas-Limousin (Massif central français). *Ann. Fac. Sci.*, Université de Clermont-Ferrand, **55**, 243 p.
- BERNARD-GRIFFITHS J., CANTAGREL J.M., DUTHOU J.L. (1977). – Radiometric evidence for an Acadian tectono-metamorphic event in western French Massif central. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **61**, pp. 199-212.
- BERNARD-GRIFFITHS J., GEBAUER D., GRÜNENFELDER M., PIBOULE M. (1985). – The tonalite belt of Limousin (French central Massif): U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, pp. 523-529.
- BLUMMENFELD P. (1986). – Déformation et fusion partielle dans la croûte continentale. Migmatites et granites de l'unité occidentale des Vosges moyennes (France). Thèse 3^e cycle, Université de Nancy I.
- BONHOMME M. (1967). – Ages radiométriques de quelques granites des Vosges moyennes. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, **20**, pp. 101-106.
- BONHOMME M., FLUCK P. (1974). – Complément de pétrographie et analyse isotopique rubidium-strontium des gneiss granulitiques de Sainte-Marie-aux-Mines. Mise en évidence et datation de deux époques de métamorphisme. *Sci. Géol. Bull.*, **27**, pp. 271-283.
- BONHOMME M., FLUCK P. (1981). – Nouvelles données isotopiques Rb-Sr obtenues sur les granulites des Vosges. Age protérozoïque terminal de la série volcanique calco-alcaline et âge acadien du métamorphisme régional. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **293**, pp. 771-774.
- BOUTIN R. (1992). – Histoire de deux segments de la chaîne varisque (le Plateau d'Aigurande, Massif central français et les Vosges) à travers une étude ⁴⁰Ar-³⁹Ar. Aimantations, réaimantations tardi-hercyniennes et leur datation. Thèse Université de Strasbourg, 267 p.
- BOUTIN R., MONTIGNY R. (1993). – Datation ³⁹Ar-⁴⁰Ar de la collision varisque dans le Nord-Ouest du Massif central français à travers les amphibolites du complexe leptyno-amphibolique du Plateau d'Aigurande. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **316**, (2), pp. 1391-1398.
- BREWER M.S., LIPPOLT H.J. (1974). – Petrogenesis of basement rocks of the upper Rhine elucidated by Rb-Sr systematics. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, pp. 123-141.
- BURG J.P., BALÉ P., BRUN J.P., GIRARDEAU J. (1987). – Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the Siluro-Devonian collision. *Geodin. Acta*, **1**, pp. 71-87.
- BURG J.P., BRUN J.P., VAN DEN DRIESSCHE J. (1990). – Le Sillon Houiller du Massif central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne varisque ? *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **311**, pp. 147-152.
- BURG J.P., VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.P. (1994). – Syn- to post-thickening extension: Mode and consequences. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **319**, pp. 1019-1032.
- CLAUER N., BONHOMME M. (1970). – Datations rubidium-strontium dans les schistes de Steige et la série de Villé (Vosges). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace Lorraine*, **23**, pp. 191-208.
- CORSIN P., COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.-C. (1977). – Découverte d'une nouvelle flore viséenne dans le massif du Molkenrain (Haut Rhin), son intérêt paléobotanique et ses implications paléogéographiques. In : "5^e Réunion Annuelle de Sciences de la Terre", Abstracts, Rennes, 165.
- COSTA S. (1990). – De la collision continentale à l'extension tardi-orogénique : 100 millions d'années d'histoire varisque dans le Massif central français. Une étude chronologique par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar. Thèse Université de Montpellier, 441 p.
- COSTA S. (1992). – East-West diachronism of the collisional stage in the French Massif Central: Implications for the European Variscan Orogen. - *Geodyn. Acta*, **5**, pp. 51-68.
- COSTA S., MALUSKI H. (1988). – Datations par la méthode ³⁹Ar-⁴⁰Ar de matériel magmatique et métamorphique paléozoïque provenant du forage de Couy-Sancerre (Cher, France). Programme G. P. F. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **306**, pp. 351-356.
- COSTA S., MALUSKI H., JARDEFAIX J.M. (1993). – ³⁹Ar-⁴⁰Ar chronology of Variscan tectono-metamorphic events in an exhumed crustal nappe: The Monts du Lyonnais complex (Massif central, France). *Chem. Geol.*, **105**, pp. 339-359.
- COULON M., FOURQUIN C., PAICHELER J.C., POINT R. (1975). – Contribution à la connaissance du tectorogène varisque dans les Vosges méridionales. II - Le Culm de la région comprise entre Giromagny et Bourbach-le-Bas. *Sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, **28**, pp. 109-139.
- COX A., DALRYMPLE G.B. (1967). – Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *J. Geophys. Res.*, **72**, pp. 2603-2614.
- DAHIRE A (1988). – Le volcanisme permien dans les Vosges du Nord : témoin d'une évolution dans le cycle varisque de l'Europe moyenne. Thèse Université de Nancy I
- DODSON M.H. (1979). – Theory of cooling ages. In : Jäger E. & Hunziker J.C. (Eds), "Lecture in Isotope Geology", Springer-Verlag, Berlin, pp. 194-202.
- DUBOIS G., DUBOIS C. (1955). – La géologie de l'Alsace. *Mem. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, **13**, 310 p.
- DUCROT J., LANCELOT J.R., MARCHAND J. (1983). – Datations U-Pb sur zircons de l'éclotite de la Borie (Haut Allier, France) et conséquences sur l'évolution anté-hercynienne de l'Europe occidentale. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **62**, pp. 385-394.
- DUTHOU J.L. (1977). – Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque, relation avec le métamorphisme : le Nord-Limousin (Massif Central Français). *Ann. Fac. Sci.*, Université de Clermont-Ferrand, **63**, 294 p.

- DUTHOU J.L., CANTAGREL J.M., DIDIER J., VIALETTE Y. (1984). – Palaeozoic granitoids from the French Massif Central: Age and origin studied by 87Rb-87Sr system. *Physics Earth Planet. Inter.*, **35**, pp. 131-144.
- DUTHOU J.L., CHENEVOY M., GAY M. (1994). – Age Rb-Sr Dévonien moyen des migmatites à cordiérite du Lyonnais (Massif central français). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **319**, pp. 791-796.
- ECHTLER H., CHAUVET A. (1992). – Carboniferous convergence and subsequent crustal extension in the southern Schwarzwald (SW Germany). *Geodynamica. Acta*, **5**, pp. 37-49.
- EDEL J.B., MONTIGNY R., ROYER J.Y., THUIZAT R., TROLARD F. (1986). – Paleomagnetic investigations and K-Ar dating on the Variscan plutonic massif of the Champ du Feu and its volcanic-sedimentary environment, northern Vosges, France. *Tectonophysics*, **112**, pp. 165-185.
- EISBACHER G.H., LÜSCHEN E., WICKERT F. (1989). – Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. *Tectonics*, **8**, pp. 1-21.
- FAUL H., JAEGER E. (1963). – Ages of some granitic rocks in the Vosges, the Schwarzwald, and the Massif Central. *J. Geophys. Res.*, **68**, pp. 3293-3299.
- FAURE M., GROLIER J., PONS J. (1993). – Extensional ductile tectonics of the Sioule metamorphic series (Variscan French Massif Central). *Geol. Rundsch.*, **82**, pp. 461-474.
- FLECK R.J., SUTTER J.F., ELLIOT D.H. (1977). – Interpretation of discordant ³⁹Ar-⁴⁰Ar age spectra of Mesozoic tholeites from Antarctica. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, pp. 15-32.
- FLUCK P. (1980a). – Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. *Mém. Sci. Géol.*, 248 p.
- FLUCK P. (1980b). – Les granitoïdes des Vosges. In : "Les granitoïdes de France" (Collectif), 26^e C. G. I. Paris, Coll. C6, Paris 1980, *Mém. BRGM Fr.*, n° 108, pp. 83-86.
- FLUCK P., EDEL J.B., GAGNY C., MONTIGNY R., PIQUE A., SCHNEIDER J.L., WHITECHURCH H. (1987). – Le socle vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. Documents du BRGM, n° 146, 97 p.
- FLUCK P., EDEL J.B., GAGNY C., MONTIGNY R., PIQUE A., SCHNEIDER J.L., WHITECHURCH H. (1989). – Une géotransverse de la chaîne varisque au niveau des Vosges. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **309**, pp. 907-912.
- FLUCK P., PIQUÉ A., SCHNEIDER J.-L., WHITECHURCH H. (1991). – Le socle vosgien. *Sci. Géol., Bull.*, **44**, pp. 207-235.
- FOURQUIN C. (1966). – Données géologiques précisant l'âge des différentes phases de mise en place du granite du Ballon d'Alsace. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **262**, pp. 1509-1512.
- FOURQUIN C. (1969). – Observations sur l'histoire et la stratigraphie anté-sudètes des Vosges méridionales. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **269**, pp. 6-9.
- FRANKE W. (1989). – Variscan plate tectonics in Central Europe: current ideas and open questions. *Tectonophysics*, **169**, pp. 221-228.
- FRANKE W., ENGEL W. (1986). – Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, (2), pp. 25-33.
- GAGNY C. (1968). – Pétrogenèse du granite des Crêtes. Vosges méridionales. Thèse Université de Nantes, 456 p.
- GAUDEMER Y., JAUPART C., TAPPONNIER P. (1988). – Thermal control on post-orogenic extension in collision belts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**, pp. 48-62.
- GELDRON A. (1987). – Genèse et contexte magmatique des stockwerks à molybdénite de la chaîne hercynienne française : étude comparative des gisements à Mo-W de Breitenbach (Bas-Rhin), à Mo-Cu de Beauvain (Orne) et à Mo-W-Sn-Ag-Sb-Bi de la Rousselière (Loire-Atlantique). Thèse Université d'Orléans, 253 p.
- GUÉRIN H. (1967). – Les faciès de bordure du granite du Ballon d'Alsace et de Servance (Vosges méridionales). *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, **20**, pp. 37-58.
- HAHN-WEINHEIMER P., PROPACH G., RASCHKA H. (1971). – Zur Genese des Kagenfels Granits. *Bull. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, **24**, 1, pp. 5-56.
- HAMEURT J., VIDAL P. (1973). – Contribution de la géochimie isotopique du strontium à la connaissance du socle des Vosges moyennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, **15**, pp. 246-251.
- HAMEURT J. (1967). – Les terrains cristallins et crystallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. *Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine*, **26**, 402 p.
- HARRISON T.M., DUNCAN I., McDUGALL I. (1985). – Diffusion of ⁴⁰Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, pp. 2461-2468.
- HARRISON T.M., McDUGALL I. (1980). – Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand. - II. Diffusion of radiogenic and excess ⁴⁰Ar in hornblende revealed by ³⁹Ar/⁴⁰Ar age spectrum analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, pp. 2005-2020.
- HESS J. C., LIPPOLT H. J., WIRTH R. (1987). – Interpretation of ³⁹Ar/⁴⁰Ar spectra of biotites: evidence for hydrothermal degassing experiments and TEM studies. *Isot. Geosci.*, **66**, pp. 137-149.
- HOFMANN A.W. (1979). – Geochronology of the crystalline rocks of the Schwarzwald. In : Jäger E. & Hunziker J.C. (Eds), "Lecture in Isotope Geology", Springer-Verlag, Berlin, pp. 215-221.
- HOFMANN A.W., KÖHLER H. (1973). – Whole rock Rb-Sr ages of anatectic gneisses from the Schwarzwald, SW Germany. *N. Jb. Mineral. Abh.*, **119**, pp. 163-187.

- KALT A., HANEL M., SCHLEICHER H., KRAMM U. (1994). – Petrology and geochronology of eclogites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115**, pp 287-302.
- KOSSMAT F. (1927). – Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. *Abh. Sächs. Geol. Landesamt*, **1**, pp. 1-39.
- KROHE A., EISBACHER G.H. (1988). – Oblique crustal detachment in the Variscan Schwarzwald, southwestern Germany. *Geol. Rundsch.*, **77**, pp. 25-43.
- LAFON J.M. (1986). – Géochronologie U-Pb appliquée à deux segments du Massif central français. Le Rouergue oriental et le Limousin central. Thèse Université de Montpellier, 152 p.
- LATOUCHE L., FABRIES J., GUIRAUD M. (1992). – Retrograde evolution in the Central Vosges mountains (northeastern France): implications for the metamorphic history of high-grade rocks during the Variscan orogeny. *Tectonophysics*, **205**, pp. 387-407.
- LEDRU P., LARDEAUX J.M., SANTALLIER D., AUTRAN A., QUENARDEL J.M., FLOC'H J.P., LEROUGE G., MAILLET N., MARCHAND J., PLOQUIN A. (1989). – Où sont passées les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, V, pp. 605-618.
- LIPPOLT H.J., HESS J.C. (1983). – Isotopic evidence for stratigraphic position of the Saar-Nahe Rotliegende volcanism I. ³⁹K/⁴⁰Ar and ³⁹Ar/⁴⁰Ar investigations. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **12**, pp. 713-730.
- LIPPOLT H.J., KOBER B., HRADEZKY H., MERTZ D.F. (1986). – Schwarzwald, geochronologische Studien an Metamorphiten und Mineralisation. *In* : 2te Kontinentale Tiefbohrung Koll., Seeheim.
- LOVERA O.M., RICHTER F.M., HARRISON M. (1989). – The ³⁹Ar/⁴⁰Ar thermochronometry for slowly cooled samples having a distribution of diffusion domain sizes. *J. Geophys. Res.*, **94**, pp. 17917-17935.
- MALAVIELLE J., GUIHOT P., COSTA S., LARDEAUX J.M., GARDIEN V. (1990). – Collapse of a thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and Saint-Etienne upper-carboniferous basin. *Tectonophysics*, **177**, pp. 139-149.
- MALUSKI H. (1985). – Méthode argon 39-argon 40. Principes et applications aux minéraux des roches terrestres. - in : Roth E. & Poty B. (Eds), "Méthodes de Datation par les Phénomènes Nucléaires Naturels. Applications", Masson, *Collection CEA*, pp. 341-372.
- MATTAUER M. (1959). – Découverte d'une faune viséenne près de Rimbach (Vosges méridionales). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **248**, pp. 433-435.
- MATTE P. (1986). – Tectonics and plate tectonics model for Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, pp. 329-374.
- MENARD G., MOLNAR P. (1988). – Collapse of a Hercynian Tiberian Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range province. *Nature*, **334**, pp. 235-237.
- MERCIER L., LARDEAUX J.M., DAVY P. (1991). – On the tectonic significance of retrograde P-T-t paths in eclogites of the French Massif Central. *Tectonics*, **10**, pp. 131-140.
- MONTIGNY R., LEMER O., THUIZAT R., WHITECHURCH H. (1988). – K-Ar and ³⁹Ar-⁴⁰Ar study for metamorphic rocks associated with the Oman ophiolite. Tectonic implications. *Tectonophysics*, **151**, pp. 345-362.
- MONTIGNY R., SCHNEIDER C., ROYER J. Y., THUIZAT R. (1983). – K-Ar dating of some plutonic rocks of the Vosges, France - 2nd Meet. E. U. G., Strasbourg, *Terra Cognita*, **3**, 2-3, 201.
- MOUILLAC J. (1974). – Géologie du granite des Ballons et de ses minéralisations cuivre-molybdène associées (Vosges méridionales). Essai de contrôle métallogénique des résultats de la prospection. Thèse. Université de Nancy I, 243 p.
- MÜLLER H.D. (1989). – Geochemistry of metasediments in the Hercynian and pre-Hercynian crust of the Schwarzwald, Vosges and Northern Switzerland. *Tectonophysics*, **157**, pp. 97-108.
- PAGEL M. (1981). – Facteurs de distribution et de concentration de l'uranium et du thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. - Thèse doc. Etat, Université de Nancy, 566 p.
- PAGEL M., LETERRIER J. (1980). – The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*, **13**, pp. 1-10.
- PIN C. (1979). – Géochronologie U-Pb et microtectonique des séries métamorphiques anté-stéphaniennes de l'Aubrac et de la région de Marvejols (Massif central). Thèse 3^e cycle, Université de Montpellier, 205 p.
- PIN C. (1990). – Variscan oceans: ages, origins and geodynamic implications inferred from geochemical and radiometric data. *Tectonophysics*, **177**, pp. 215-227.
- PIN C., LANCELOT J.R. (1982). – U/Pb dating of an early Paleozoic bimodal magmatism in the French Massif Central and of its further metamorphic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **79**, pp. 1-12.
- PIN C., PEUCAT J.J. (1986). – Ages des épisodes de métamorphismes paléozoïques dans le Massif central et le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, (2), pp. 461-469.
- REVE J.M. (1985). – Répartition de l'Uranium et du Thorium dans les roches alcalines des Vosges du Nord. Thèse 3^e cycle, Université Paris-Sud, 136 p.
- REY P. (1992). – Effondrement de la chaîne Varisque dans les Vosges et fabrique sismique de la croûte continentale. Thèse. Université de Grenoble, 270 p.
- REY P., BURG J.P., CARON J.M. (1991). – Tectonique extensive ductile et plutonisme viséo-namurien dans les Vosges. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **312**, pp. 1609-1616.

- REY P., BURG J.P., CARON J.M. (1992). – Middle and late Carboniferous extension in the Variscan Belt: structural and petrological evidences from Vosges massif (Eastern France). *Geodyn. Acta*, **5**, pp. 17-36.
- REY P., BURG J.P., LARDEAUX J.M., FLUCK P. (1989). – Evolutions métamorphiques contrastées dans les Vosges orientales : témoins d'un charriage dans la chaîne varisque. *C. R. Acad. Sci Fr.*, (2), **309**, pp. 815-821.
- ROLIN P., STUSSI J.M. (1990). – Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **162**, pp. 123-130.
- SCHLEICHER H., LIPPOLT H.J., RACZEK I. (1983). – Rb-Sr systematics of Permian volcanites in Schwarzwald (SW-Germany). Part I: Space of time between plutonism and late orogenic volcanism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **84**, pp. 272-280.
- SCHNEIDER C. (1984). – Les granitoïdes de la partie nord-est des Vosges moldanubiennes : évolution magmatique et structurale. Thèse 3^e cycle, Université de Strasbourg, 202 p.
- SCHNEIDER J.L. (1990). – Enregistrement de la dynamique varisque dans les bassins volcano-sédimentaires dévono-dinantiens : exemples des Vosges du Sud (Zone moldanubienne). Thèse. Université de Strasbourg, 222 p.
- SCHNEIDER J.L., HASSENFORDER B., PAICHELER J.C. (1990). – Une ou plusieurs "Lignes des Klippes" dans les Vosges du sud (France) ? Nouvelles données sur la nature des "klippes" et leur signification dans la dynamique varisque. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **311**, pp. 1221-1226.
- STEIGER R. II., JÄGER E. (1977). – Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, pp. 359-362.
- STENGER R. (1983). – Die variskischen Granite des Schwarzwaldes. *Vorstudie Schwarzwald 1. KTB Programm*, pp. 31-68.
- STENGER R., BAATZ K., KLEIN H., WIMMENAUER W. (1989). – Metamorphic evolution of the pre Hercynian basement of the Schwarzwald (Federal Republic of Germany). *Tectonophysics*, **157**, pp. 117-121.
- TODT W., BÜSCH W. (1981). – U-Pb investigations on Zircon from pre-Variscan gneisses. A study from the Schwarzwald, West Germany. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, pp. 1789-1801.
- VAN DEN DRIESSCHE J., BRUN J.P. (1989). – Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif central. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, (2), **309**, pp. 1607-1613.
- VON ELLER J.P. (1960). – Sur l'extension des "durbachites" et autres roches basifiées au sein des gneiss de Sainte-Marie-aux-Mines dans les Vosges (Haut-Rhin). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **1**, (2), pp. 5-18.
- 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. *Memoir. Istit. Geol. Min. Univ. Padova*, **30**, pp. 1-27.
- WÉBER K. (1986). – The Mid-European Variscides in terms of allochthonous terrains. In : Freeman R., Mueller S. & Giese P. (Eds.), "Proc. 3rd Workshop E. G. T Project" ESF, Strasbourg, pp. 73-81.
- WICKERT F., EISBACHER G.H. (1988). – Two-sided Variscan thrust tectonics in the Vosges mountains, northeastern France. *Geodyn. Acta*, **2**, pp. 101-120.
- WIMMENAUER W. (1986). – Pre-Variscan metamorphic basement of the Schwarzwald. In : Freeman R., Mueller S. & Giese P. (Eds.), "Proc. 3rd Workshop E. G. T Project" ESF, Strasbourg, pp. 73-81.
- WIMMENAUER W., STENGER R. (1989). – Acid and intermediate HP metamorphic rocks in the Schwarzwald (Federal Republic of Germany). *Tectonophysics*, **157**, pp. 109-116.

Chronique de la RECHERCHE MINIERE Chronicle of MINERAL RESEARCH & EXPLORATION

REVUE EUROPEENNE DE LA RECHERCHE MINIERE INTERNATIONALE

Fondée en 1932, la **Chronique de la recherche minière** est une revue trimestrielle diffusée dans une centaine de pays. Elle a pour objectif de promouvoir les travaux consacrés à la géologie des gîtes minéraux (métaux, roches et minéraux industriels, combustibles solides) et à la prospection minière et pour ambition de servir de trait d'union entre les géologues d'exploration et les géologues universitaires. Elle publie, en français ou en anglais, des articles couvrant un large éventail thématique, de la géologie des gîtes minéraux à l'économie minière, en passant par les techniques de prospection. Elle contient également diverses rubriques présentant une sélection des nouveautés de l'actualité scientifique et minière, ainsi qu'un inventaire des thèses et diplômes en cours concernant les thématiques du périodique.

EUROPEAN JOURNAL OF INTERNATIONAL MINERAL EXPLORATION

Launched in 1932, the **Chronique de la recherche minière** is a quarterly scientific and technical journal distributed in over 100 countries. Its aims are to promote all work concerning the geology and exploration of mineral deposits (metals, industrial minerals and rocks solid fuels) and to act as a link between the economic exploration geologist and the applied research geologist.

The journal publishes, in French or English, articles on a wide range subjects, from the geology of mineral deposits to mineral economics, not forgetting exploration techniques. It also contains several columns outlining a selection of scientific and technical news items, together with an inventory of theses relating to topics dealt with by the journal.

SOMMAIRE

- Articles scientifiques
- Communications scientifiques et techniques
- Notes de lecture
- Sélection bibliographique
- Manifestations scientifiques et techniques
- Actualité minière internationale
- Informations économiques



CONTENTS

- Scientific papers
- Scientific and technical contributions
- Literature reviews
- Selection of recent articles and publications
- Scientific and technical meetings
- International mining news
- Economic spot light

COMITÉ DE DIRECTION

(Editorial Board)

Mircea BORGOS,
Institut de Géologie et
de Géophysique de Bucarest

Michel CUNEY,
CREGU, Nancy

Dominique DELORME,
COGEMA

Alfredo FERRARIO,
Université de Milan

Luis FONTBOTÉ,
Université de Genève

Philippe FREYSSINET,
BRGM

Robert NESBITT,
Université de Southampton

François ROBERT,
Commission géologique Canada, Ottawa

Zdenek POUBA,
Université Charles, République tchèque

Friedrich-Wilhelm WELLMER,
BGR, Hannover

Fouad ZARGOUNI,
Service géologique de Tunisie

RÉDACTEUR EN CHEF
(Chief Editor)

Thierry AUGÉ,
BRGM

RÉDACTEURS EN CHEF ASSOCIÉS
(Associate Chief Editor)

Michel JEBRAK,
Université du Québec, Montréal

Christian MARNIGNAC,
École des Mines, Nancy

DIRECTEUR DE LA PUBLICATION
(Director of Publication)

Gérard SUSTRAC

**PENSEZ A RENOUELER
VOTRE ABONNEMENT
POUR 1995
REMEMBER
TO RENEW YOUR
SUBSCRIPTION FOR 1995**

BON DE COMMANDE - (ORDER FORM TO): CDR, 11 rue Gossin, 92543 Montrouge Cedex, France

Veuillez trouver ci-joint le paiement/m'envoyer la facture de * FF
(Please accept my payment of/invoice me for *)
pour abonnement à **Chronique de la recherche minière** (for my 1995... subscription) ou (or)
veuillez m'envoyer un spécimen de la **Chronique de la recherche minière** (please send me a sample copy)

NOM (NAME)

ADRESSE (ADDRESS)

VISA/CARTE BLEUE EUROCARD MASTER CARD

Expiration. Date:/...../.....

Signature:

* Rayer la mention inutile. Établir le chèque à l'ordre de CDR
(please delete as appropriate. Checks to be made payable to CDR).

CHRONIQUE DE LA RECHERCHE MINIERE

4 numéros par an
(4 issues per year)

Abonnement 1995

(Annual subscription 1995):

France FF 650 - (FF 455*)

Étranger (Abroad) FF 700 - (FF 490*)
(frais de port inclus - postage included)

* - 30 % pour les membres de la SGA
et les étudiants
(30 % discount for SGA members and
Registered Students)