

## DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES CONCERNANT LE DEVELOPPEMENT TECTONO-METAMORPHIQUE DU SEGMENT CALEDONIEN BRABANCON <sup>1</sup>

par

L. ANDRE<sup>2</sup>, S. DEUTSCH<sup>2</sup> et J. MICHOT<sup>2</sup>

(4 figures, 3 tableaux, 2 planches)

**RESUME.**— Trois isochrones Rb-Sr ont été obtenues sur les roches totales de matériaux volcaniques du Massif du Brabant (Belgique), l'une de  $384 \pm 20$  M.A. sur les ignimbrites de Deerlijk, les deux autres de  $376 \pm 24$  M.A. et de  $404 \pm 19$  M.A. sur les brèches méta-andésitiques d'Izegem. Trop jeunes en comparaison de l'âge stratigraphique probable de ces unités volcaniques, ces valeurs résultent de réhomogénéisations isotopiques causées par le léger métamorphisme lié à la phase gedinnienne du plissement calédonien. L'âge de cette dernière est considéré comme compris dans l'intervalle de temps entre 385 M.A. et 400 M.A. On confirme par ailleurs que la méthode Rb-Sr sur roches totales, appliquée à des pyroclastites, constitue un moyen efficace pour la datation des phases métamorphiques de très faible degré.

Une étude pétrographique des roches à biotites d'Opprebaix montre qu'elles ont subi trois phases de recristallisation métamorphique, les deux dernières étant certainement syntectoniques. L'âge (Rb-Sr) de  $401 \pm 13$  M.A., déterminé sur ces biotites (J. Michot, *et al.*, 1973), représente un événement tardi-métamorphique associé à la formation d'un clivage de crénulation et est attribué à la phase gedinnienne du plissement calédonien. La datation de  $450 \pm 21$  M.A. (Rb-Sr sur roches totales, J. Michot, 1976) est ré-interprétée comme l'âge du développement de la schistosité du flux.

**ABSTRACT.**— Three Rb-Sr whole rock isochrones have been obtained from volcanic rocks of the Brabant Massif (Belgium), viz  $384 \pm 20$  M.Y. for ignimbrites from Deerlijk and  $376 \pm 24$  M.Y. and  $404 \pm 19$  M.Y. respectively for meta-andesite breccias from Izegem. These ages appear to be too young with regard to the stratigraphic position of these rocks. This is probably due to an isotopic resetting event caused by the slight metamorphism associated with the Gedinnian Caledonian fold movements, the age of which is considered to lie between 385 M.Y. and 400 M.Y. The present study confirms that the whole rock Rb-Sr method, as applied to pyroclastics, is an appropriate tool for dating very low-grade metamorphic events.

A petrographical study of the Opprebaix biotiteschists shows that these rocks have been affected by three phases of recrystallization, the last two of which are certainly syntectonic. The  $401 \pm 13$  M.Y. biotite age (Rb-Sr, J. Michot *et al.*, 1973) represents a late metamorphic event associated with a crenulation cleavage and is attributed to the gedinnian event of the caledonian folding. The Rb-Sr whole rock age of  $450 \pm 21$  M.Y. (J. Michot, 1976) is reinterpreted here as the time of the flow cleavage development.

### 1.- INTRODUCTION

Le métamorphisme régional du rameau calédonien brabançon est relativement mal connu du fait notamment de la monotonie de la minéralogie qu'il a engendrée, les séricitoschistes et chloritoschistes étant largement dominants. L'apparition de la biotite, à Opprebaix, vers le coeur de l'anticlinal du Brabant en est toutefois une des caractéristiques. Cette dernière avait été datée (J. Michot *et al.*, 1973) à  $401 \pm 13$  M.A. (âge recalculé pour  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42.10^{-11}\text{a}^{-1}$ ). Les données recueillies au sondage de Bolland ont permis depuis de

situer au Gedinnien inférieur (P. Michot, 1976) une des phases du plissement du rameau calédonien brabançon. Ces deux éléments apparaissent a priori concordants et une confirmation de cet âge sur d'autres matériaux s'avérerait importante. En outre, la signification de l'âge de  $450 \pm 21$  M.A. (J. Michot, 1976) mesuré sur

(1) Manuscrit reçu le 23 mai 1981, Communication présentée le 1 décembre 1981.

(2) Laboratoires Associés de Géologie-Pétrologie - Université Libre de Bruxelles, Avenue F.D. Roosevelt, 50 - 1050 Bruxelles.

ces biotitoschistes en roches totales (âge recalculé pour  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42.10^{-11} \text{ a}^{-1}$ ) devait être discutée sur base d'un réexamen pétrographique des échantillons analysés.

Pour dater, sur d'autres matériaux, l'événement métamorphique de 401 M.A., on a tenté d'utiliser le géochronomètre Rb-Sr sur roches totales. Le choix d'une roche fort susceptible de se rééquilibrer isotopiquement est alors essentiel puisque, dans des unités très faiblement métamorphiques, la réhomogénéisation du strontium n'est pas forcément réalisée à grande échelle (N. Clauer, 1979). Il y a lieu aussi de considérer des échantillons qui présentent à l'origine des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  identiques ; on pourra ainsi interpréter les résultats de manière univoque si les points représentatifs ne se disposaient pas selon une isochrone. Les venues pyroclastiques ordo-siluriennes, de fine granulométrie, constituent a priori les systèmes chimiques les plus adéquats au sein du Massif du Brabant, d'autant qu'elles présentent parfois une schistosité. En effet, ces tufs volcaniques sont le plus souvent gorgés d'eau et la composition isotopique du strontium peut être rééquilibrée, au sein d'une unité peu épaisse, suite à une faible élévation de température (R.B. Farquharson et J.B. Richards, 1975).

Par contre, les venues effusives moins poreuses (brèches ou coulées) et non affectées par la schistosité, pourraient ne pas avoir subi la réhomogénéisation isotopique. En effet, cette dernière s'effectuerait alors essentiellement par diffusion à l'état solide. Or, aux températures du métamorphisme de très faible degré, la vitesse de diffusion du strontium au sein des feldspaths doit être extrêmement faible, inférieure à  $100 \mu$  par million d'années (N.K. Misra et V.S. Venkatasubramanian, 1977 ; A.P. Dickin *et al.*, 1980). La méthode Rb-Sr, appliquée aux roches totales, pourrait donc être également utilisée pour dater certaines laves ou brèches volcaniques d'âge inconnu.

La détermination des âges, d'une part de mise en place de certaines unités volcaniques, et d'autre part du métamorphisme régional, fait partie d'un programme de datation des roches éruptives calédoniennes belges, entrepris aux Laboratoires Associés de Géologie-Pétrologie de l'Université Libre de Bruxelles. L'objet de cette note est, outre de présenter les premiers résultats recueillis sur ces roches à l'aide du chronomètre Rb-Sr, de revoir ceux acquis par ailleurs sur les biotites d'Opprebaix.

## 2.- DONNEES RECUEILLIES SUR LES ROCHES ERUPTIVES

### 2.1.- MATERIAUX ERUPTIFS ECHANTILLONNES

Deux roches éruptives de nature différente ont été étudiées : les ignimbrites de la région de Deerlijk et le complexe de brèches méta-andésitiques d'Izegem.

Les deux formations pyroclastiques d'âge ashgilien (R. Legrand, 1961), rencontrées en sondage à Deerlijk (figure 1), débutent par quelques mètres de débris volcaniques grossiers voire graveleux. Des tufs, fins à très fins, succèdent à ces couches de base. On y reconnaît, au microscope, des esquilles de verre, allongées, contournées, parfois bifides, caractéristiques des ignimbrites (C.S. Ross et R.L. Smith, 1961 ; R.V. Fisher, 1966), ce qui justifie l'appellation choisie. Localement, une légère schistosité est définie par une orientation des minéraux phylliteux ; la structure ignimbritique n'est plus alors préservée que sous la forme d'ilôts. Pour autant que la texture orientée soit suffisamment significative du point de vue géochimique, ces roches devraient servir à dater la réhomogénéisation isotopique liée à son développement.

Le complexe éruptif d'Izegem a été carotté lors d'un sondage réalisé à la clinique St Joseph à Izegem (figure 1). Ces brèches volcaniques se composent de blocs sombres, à texture porphyrique, baignant dans un ciment plus clair, généralement plus siliceux. L'âge stratigraphique de ces formations est inconnu. Toutefois, les grands épanchements peuvent être localisés, pour les parties occidentales du Massif du Brabant, entre le Caradocien et le Llandoverien (M.-E. Denaeyer et G. Mortelmans, 1954 ; R. Legrand, 1964, a et b). D'autre part, les méta-andésites d'Izegem présentent, du point de vue géochimique, des traits communs avec les autres manifestations volcaniques de ce secteur du même massif (L. André *et al.*, 1980). On considérera dès lors que ce complexe ne fait pas exception et appartient au même intervalle stratigraphique. Au sein des blocs de la brèche, la minéralogie primaire a disparu au profit d'une association d'albite, de feldspath potassique, de chlorite, d'actinote et d'épidote, qui confère à la roche une paragenèse typique du faciès "schistes verts". Aucune trace de schistosité n'a pu être observée ni dans les blocs, ni dans le ciment de la brèche. Ce faciès métamorphique, par trop élevé au sein de formations ordo-siluriennes, voire siluriennes, ne peut s'expliquer par une

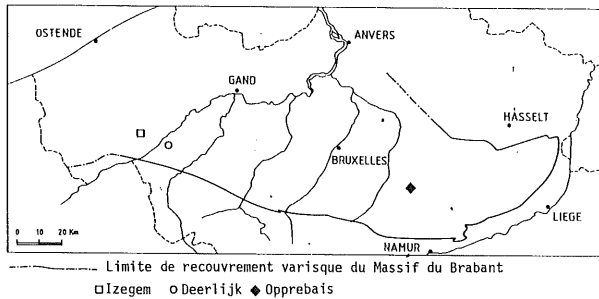


Figure 1.- Carte de localisation des roches étudiées.

recristallisation liée au métamorphisme régional. En effet, celui-ci n'atteint le faciès "schistes verts" que, peut être, vers le coeur de l'anticlinal du Brabant où la biotite s'est développée.

On doit donc admettre que la minéralogie observée est un héritage de l'interaction de ces roches avec l'eau de mer lors de leur mise en place. Aussi, l'étude géochronologique a-t-elle été entreprise dans l'espoir de dater ce phénomène d'"autométamorphisme", et de définir ainsi l'âge du volcanisme.

## 2.2.- RESULTATS GEOCHRONOLOGIQUES.

Sept échantillons d'ignimbrites ont fait l'objet d'analyses. Les résultats des mesures Rb-Sr sur roches totales et les profondeurs de prélèvement dans les sondages sont rassemblés dans le tableau I. Ils définissent une isochrone de  $384 \pm 20$  M.A. ( $2\sigma$ ) (figure 2) dont le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  à l'origine est de  $0.70955 \pm 0.00060$ . La dispersion des points de part et d'autre de l'isochrone, évaluée par le facteur M.S.W.D. (Mean Square of Weighted Deviates) est inférieure à l'unité, indiquant que l'isochrone est significative.

Les données analytiques et les profondeurs d'échantillonnage de onze blocs de brèche provenant du sondage d'Izegem sont regroupées au tableau II. L'ensemble des échantillons ne se disposent pas selon une même droite dans les diagrammes  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (figure 3). Six d'entre eux, appartenant à la partie supérieure du sondage, s'alignent selon une isochrone de  $404 \pm 19$  M.A. ( $2\sigma$ ) dont le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial est de  $0.70643 \pm 0.00052$ . Par contre, les cinq autres, provenant de la partie inférieure du sondage, donnent un âge de  $376 \pm 24$  M.A. ( $2\sigma$ ) [ $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70523 \pm 0.00034$ ]. Dans chacun des cas, l'alignement est satisfaisant (M.S.W.D. < 1).

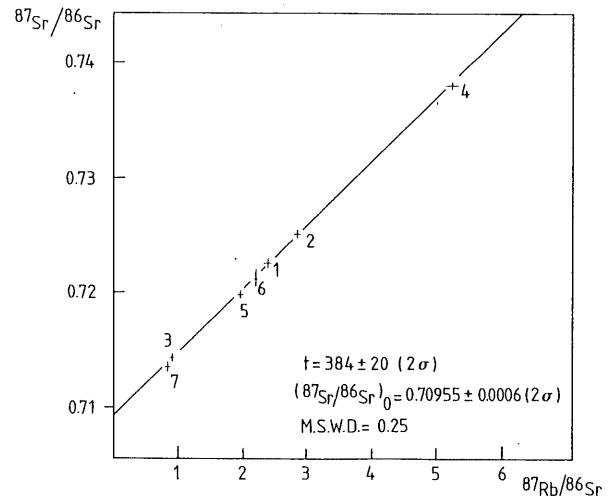


Figure 2.- Isochrone tracée sur base de 7 échantillons représentatifs des ignimbrites de Deerlijk

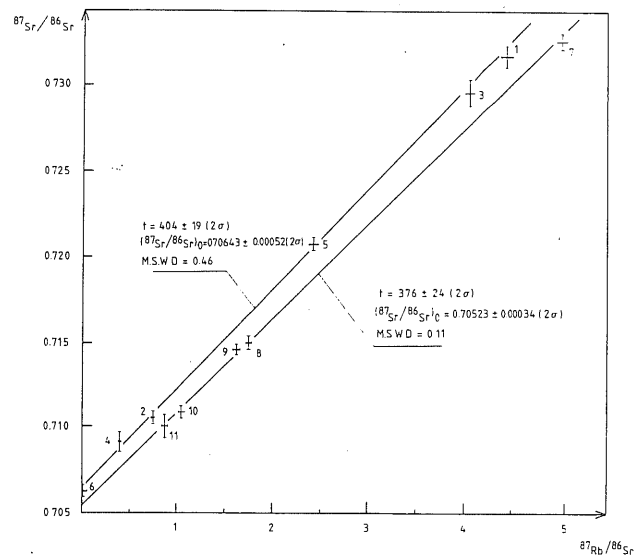


Figure 3.- Diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  reprenant l'ensemble des données relatives aux blocs de la brèche volcanique d'Izegem

## 2.3.- INTERPRETATION DES RESULTATS

### 2.3.1.- Les âges

La méthode la plus adéquate pour vérifier si l'âge mesuré correspond ou non à la mise en place de l'unité volcanique considérée est de le comparer avec l'âge probable de l'unité stratigraphique à laquelle elle

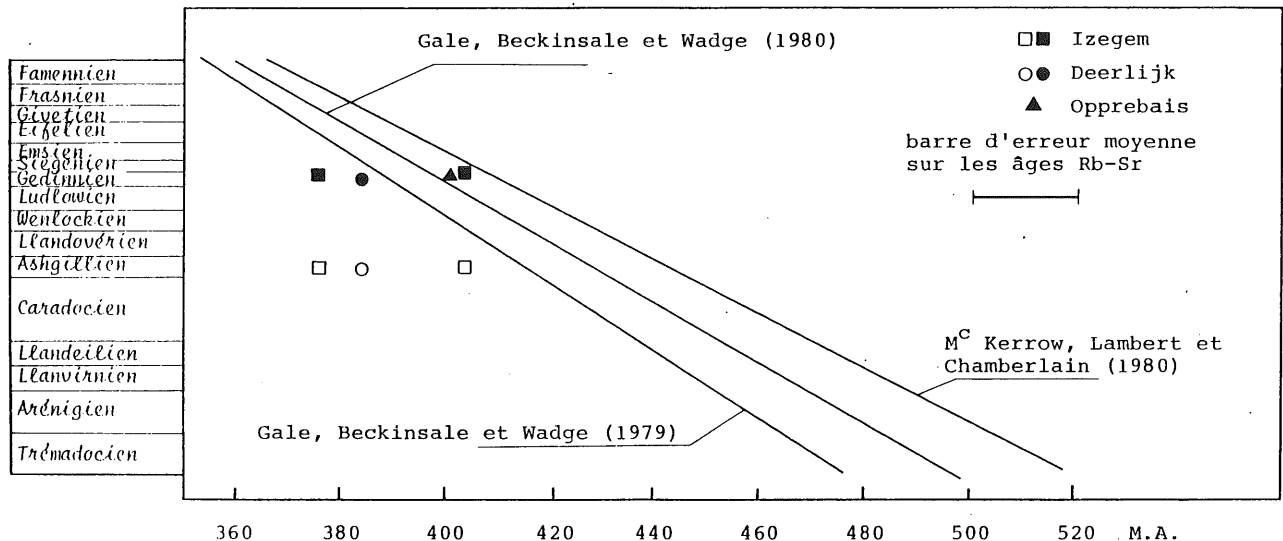


Figure 4.- Echelles de temps de référence proposées par divers auteurs pour l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien. Les symboles vides représentent la position des âges mesurés sur les roches éruptives de Deerlijk et d'Izegem en supposant une mise en place à l'Ashgillien. Les symboles pleins correspondent à la position de ces âges et de celui des biotites d'Opprebais en admettant une réhomogénéisation isotopique au Gedinnien.

appartient. Deux échelles de temps de référence viennent d'être publiées pour les périodes ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes, l'une par N.H. Gale *et al.* (1979), l'autre par W.S. M<sup>c</sup> Kerrow *et al.* (1980). Elles divergent nettement (figure 4) car les seconds auteurs rejettent systématiquement les datations Rb-Sr réalisées sur les roches éruptives acides, susceptibles d'être réhomogénéisées lors d'un événement métamorphique, alors que les premiers exploitent essentiellement ces résultats. Dans un article récent, N.H. Gale *et al.* (1980) définissent une échelle de temps intermédiaire. Toutefois, comme certaines des mesures utilisées sont peu précises, ils ne pensent pas pouvoir assurer sa validité. Les âges recommandés s'appuient, pour chacune des trois propositions, sur une corrélation entre les âges absolus mesurés et la durée relative d'accumulation des différents étages géologiques. L'estimation de cette dernière est fort incertaine (1) et ces échelles doivent être affectées d'une erreur qu'il est difficile de chiffrer mais qui ne doit pas dépasser 20 M.A. pour la proposition de N. H. Gale *et al.* (1980).

La comparaison des valeurs obtenues avec ces échelles de référence (figure 4), permet de constater qu'elles ne peuvent, en aucun cas, correspondre aux âges stratigraphiques de ces unités volcaniques. Dès lors, comme nous l'avions supposé, la composition isotopique du strontium des ignimbrites a été réhomogénéisée. Par contre, pour le complexe d'Izegem, notre

hypothèse, à savoir l'absence de réhomogénéisation, a été infirmée. La cause de ce phénomène est sans doute à rechercher dans le processus même d'"autométamorphisme". On doit admettre en effet que, lors de l'interaction avec l'eau de mer, les blocs de brèche ont été profondément hydratés, ce qui aurait facilité le rééquilibrage isotopique ultérieur.

Les deux parties du complexe d'Izegem ont dû subir l'une et l'autre, à la même époque, cette réhomogénéisation isotopique. On peut dès lors affirmer que l'âge réel de ce phénomène s'inscrit dans le chevauchement des limites d'erreur de chacune des deux isochrones, c'est-à-dire dans l'intervalle 385 M.A. - 400 M.A. Celui-ci est tout à fait compatible avec l'âge de  $384 \pm 20$  M.A. évalué sur les ignimbrites et attribué à un développement local de la schistosité dans ces roches. On peut en conclure que les deux venues éruptives étudiées

(1) Pour fixer un ordre d'idée, les données utilisées dans la figure 4 correspondent approximativement à celle de A.J. Boucot (1975). Elles diffèrent nettement de celles définies par M. Churkin *et al.* (1977) et C. Carter *et al.* (1980). Par exemple, le premier auteur obtient les rapports respectifs de 1/2.5, 1/2.5, 1/1.5 pour les durées relatives d'accumulation du Llanvirnien, du Llandeilien et du Llandovérien comparées à celle du Caradocien tandis que les seconds considèrent des valeurs de 1/5, 1/14 et 1/3 pour ces mêmes rapports.

ont été réhomogénéisées par le même épisode tectono-métamorphique.

Les données géochronologiques de la littérature (tableau III) permettent de fixer la limite Silurien-Dévonien aux alentours de 400 M.A. D'autre part, sur base des données du sondage de Bolland, P. Michot (1976) situe une des phases de plissement du segment Condruco-brabançon au Gedinnien inférieur. C'est donc très vraisemblablement cette phase tectonique que nous datons.

### 2.3.2.- Les rapports initiaux

L'obtention de deux isochrones sub-parallèles à rapport initial différent implique que les parties supérieure et inférieure du complexe d'Izegem se sont réhomogénéisées en systèmes clos. La composition isotopique moyenne, établie dans chacune de ces deux roches au moment du plissement gedinnien, dépend du rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  moyen et de la durée de l'évolution crustale antérieure de chacun des matériaux. En admettant une mise en place à l'Ashgillien, on peut, dès lors, évaluer le taux de strontium 87 accumulé dans les deux zones entre 435 M.A. et l'âge mesuré pour la réhomogénéisation et définir ainsi, dans chaque cas, le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  originel. Pour effectuer le calcul, on a considéré le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  moyen de chaque isochrone. Ces deux moyennes sont fort proches et les rapports initiaux recalculés restent très distincts (0.7055 et 0.7037 respectivement pour les parties supérieure et inférieure). On ne peut donc pas attribuer l'écart entre les rapports initiaux, significatif dans les limites d'erreur, au rééquilibrage isotopique métamorphique. Il résulte donc d'un processus plus ancien, soit de différences dans les quantités relatives d'eau et de roche impliquées lors de l'interaction avec l'eau de mer, soit d'une contamination crustale inégale des deux matériaux (1). En tout état de cause, ces rapports initiaux sont relativement bas et compatibles avec une origine, en majeure partie, mantélique du magma andésitique.

Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initial des ignimbrites, estimé pour un âge ashgillien, est assez élevé (0.708). Il peut être également interprété de deux manières. Le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de l'eau océanique a été établi à 0.7077 (J. Viezer et W. Compston, 1974), pour la limite Silurien-Ordovicien. La valeur obtenue pourrait donc résulter d'une interaction de ces roches avec l'eau de mer. L'autre hypothèse, plus classique, reviendrait à considérer ces matériaux comme des produits de la fusion de la croûte continentale (2).

## 3.- DONNEES APORTEES PAR LES BIOTITOSCHISTES D'OPPREBAIS.

### 3.1.- LITHOLOGIE ET PETROGRAPHIE

Les biotitoschistes appartiennent à l'assise de Blanmont (Devillien inférieur, Dv 1). On les observe dans la grande carrière d'Opprebaix, au sein d'intercalations phylladeuses et quartzophylladeuses comprises entre des bancs sub-verticaux de quartzite (W. Zimmerle et J. Ottemann, 1971 ; I. de Magnée, 1977).

Au microscope, la biotite apparaît sous trois habitus. Elle se rencontre, le plus souvent, sous forme de paillettes synschisteuses ou de porphyroblastes poeciloblastiques contournés, étirés, voire recoupés par la schistosité de flux (photographie 2 et 3, planche I). Parfois, l'une et l'autre sont affectées par un clivage de crénulation, fréquemment réfracté au niveau des horizons à biotites (photographie 1, planche I). Elles peuvent alors recristalliser (photographie 1, planche II) ou se réorienter en épousant des textures microplissées (photographie 2, planche II) mais restent stables. Localement, des porphyroblastes de chlorite à structure poeciloblastique (photographie 4, planche II), se forment aux dépens des biotites.

Ces observations montrent que ces roches ont subi trois stades de recristallisation métamorphique. Le premier est anté-schisteux et ponctué par le développement des porphyroblastes poeciloblastiques de biotite. Le second est synschisteux et le troisième se reconnaît au réarrangement des biotites dans le clivage de crénulation.

- (1) *Microscopiquement, les deux ensemble d'échantillons diffèrent uniquement par la présence, dans ceux de la partie inférieure, d'un liseré d'épidote millimétrique ceinturant les blocs de brèche. Ceci indique sans doute un contraste dans la réactivité entre les fluides et ces blocs durant l'interaction avec l'eau de mer. D'autre part, le matériel andésitique de la partie supérieure, dont le rapport initial est le plus élevé, est nettement appauvri en éléments hygromagmatophyles (Y, Zr, Terres rares, . . .) et enrichi en éléments de transition vis-à-vis de son homologue de la partie inférieure. Ces observations rendent peu probable l'hypothèse d'une contamination crustale inégale.*
- (2) *Des résultats géochimiques, encore incomplets, tendent à confirmer la seconde hypothèse.*

### 3.2.- INTERPRETATION DES RESULTATS GEOCHRONOLOGIQUES

La température de fermeture du système "biotite" pour le strontium est relativement basse, de l'ordre de  $300 \pm 50^{\circ}\text{C}$  (M.H. Dodson, 1979). Dès lors, les datations Rb-Sr sur biotites fournissent des âges caractéristiques de la période de refroidissement succédant au paroxysme du métamorphisme (E. Jäger, 1979). L'âge de  $401 \pm 13$  M.A., mesuré sur les biotites extraites des biotitoschistes (J. Michot *et al.*, 1973) représente dès lors un événement tardi-métamorphique. Comme la biotite a partiellement recristallisé dans la crénulation, il date cette dernière phase de déformation ou constitue une estimation minimale de l'âge de cet épisode tectonique. Cette datation de 401 M.A. ne peut être distinguée, dans les limites d'erreur, de l'intervalle de temps 385-400 M.A. où s'inscrit, selon les données recueillies sur les roches éruptives, l'âge du plissement gedinnien inférieur du rameau calédonien brabançon. Elle correspond donc aussi vraisemblablement à cette phase orogénique qui s'exprimerait par un clivage de crénulation à Opprebais et une schistosité peu marquée à Deerlijk.

L'âge de  $450 \pm 21$  M.A., évalué sur les roches totales des mêmes biotitoschistes (J. Michot, 1976) est-il significatif ? Dans l'affirmative, il indiquerait un événement métamorphique suffisamment intense pour réhomogénéiser l'association minérale dans son ensemble ; il daterait dès lors le développement de la schistosité de flux. Pour les roches éruptives, un métamorphisme de très faible degré a suffi pour rééquilibrer la totalité des phases minérales. A Opprebais, la schistosité de flux est très marquée et l'intensité du métamorphisme nettement plus prononcée. Aussi, vu que les échantillons ont été prélevés à des endroits très proches (quelques mètres), il est très probable que cette datation soit réellement représentative de l'âge de la schistosité de flux. En toute rigueur, la phase tectonique responsable de cette dernière serait ordovicienne et se localiserait, dans les limites d'incertitude de l'âge mesuré et selon les échelles de référence (figure 4), entre le Trémadocien et le Llandovérien.

### 4.- CONCLUSIONS

Les résultats géochronologiques acquis sur les roches éruptives fixent dans l'intervalle de temps compris entre 400 M.A. et 385 M.A. l'âge d'une réhomogénéisation isotopique provoquée au sein des ignimbrites de Deerlijk par le développement d'une schistosité peu

marquée. On date vraisemblablement ainsi le plissement gedinnien inférieur du rameau calédonien condruso-brabançon.

Une étude pétrographique des formations à biotites d'Opprebais montre que ces roches sont passées par trois stades de recristallisation métamorphique. L'âge des biotites établi à  $401 \pm 13$  M.A. a été corrélé avec la dernière phase de recristallisation à laquelle est associée un clivage de crénulation. La mesure de  $450 \pm 21$  M.A., déterminée sur les mêmes biotitoschistes mais en roches totales est fort probablement significative. Elle daterait la seconde phase de recristallisation marquée par la schistosité de flux et indiquerait un épisode de déformation anté-Gedinnien, d'âge ordovicien.

Sur le plan minéralogique, on ne peut mettre en valeur l'incidence de la phase de plissement gedinnienne sur la roche d'Izegem ; celle-ci est révélée par le rééquilibrage isotopique. La méthode de datation Rb-Sr en roches totales, appliquée à des matériaux pyroclastiques, constitue donc une approche très intéressante pour dater les réhomogénéisations isotopiques induites par un métamorphisme de très faible degré. En revanche, elle se révélera impuissante à déceler des âges de mise en place sur de telles formations lorsque celles-ci ont subi une phase tectono-métamorphique même peu intense. En particulier, il serait vain d'espérer dater ainsi les manifestations pyroclastiques calédoniennes de la Belgique.

### REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans le cadre du Centre Belge de Géochronologie groupant les Laboratoires Associés de Géologie-Pétrologie de l'Université Libre de Bruxelles et le Département de Géologie et de Minéralogie du Musée Royal de l'Afrique Centrale (Tervuren).

Notre gratitude s'adresse au Service Géologique de Belgique en la personne de R. LEGRAND qui nous a permis de prélever dans les collections du Service Géologique les échantillons nécessaires à cette étude.

### BIBLIOGRAPHIE

- ANDRE, L., DEUTSCH, S. et MICHOT, J. (1980). On the nature of the volcanism in the caledonian Brabant Massif (Belgium). 26e Congrès Géologique International, Paris, 1980. Résumés, vol. 1, p. 11.
- BOUCOT, A.J. (1975). Evolution and extinction rate controls. Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 1 (Elsevier, Amsterdam), 428 pages.

- CARTER, C., TREXLER, J.H. et CHURKIN, M. (1980). Dating of graptolite zones by sedimentation rates ; implications for rates of evolution. *Lethaia*, 13, pp. 279-287.
- CHURKIN, M., CARTER, C. et JOHNSON, B.R. (1977). Subdivisions of Ordovician and Silurian time scale using accumulation rates of graptolite shales. *Geology*, 5, pp. 452-456.
- CLAUER, N. (1979). A new approach to Rb-Sr dating of sedimentary rocks. Lectures in isotope geology. (Springer-Verlag) 329 pages, pp. 30-51.
- DENAEYER, M.-E., MORTELMANS, G. (1954). Les roches éruptives. Prodrôme d'une description de la Belgique. Liège, 1954, 826 pages, pp. 747-792.
- DICKIN, A.P., EXLEY, R.A. et SMITH, B.M. (1980). Isotopic measurement of Sr and O exchange between meteoric-hydrothermal fluid and the Coire Uaigneich granophyre, Isle of Skye, N.W. Scotland. *Earth Planet. Sci. Letters*, 51, pp. 58-70.
- DODSON, M.H. (1979). Theory of cooling ages. Lectures in isotope geology. (Springer-Verlag) 329 pages, pp. 207-214.
- FISHER, R.V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments. *Earth Sci. Rev.*, 6, pp. 287-298.
- FARQUHARSON, R.B. et RICHARDS, J.R. (1975). Isotopic remobilisation in the Mount Isa Tuff Beds. *Chemical Geology*, 16, pp. 73-88.
- FULLAGAR, P.D. et BOTTINO, M.L. (1970). Rb-Sr whole rock ages of Silurian-Devonian volcanics from eastern Maine. *Maine. Geol. Surv. Bull.*, 23, pp. 49-52.
- GALE, N.H., BECKINSALE, R.D. et WADGE, A.J. (1979). A Rb-Sr whole rock isochron for the Stockdale Rhyolite of the English Lake District and a revised mid-Palaeozoic time-scale. *J. Geol. Soc. London*, 136, pp. 235-242.
- GALE, N.H., BECKINSALE, R.D. et WADGE, A.J. (1980). Discussion of a paper by M<sup>c</sup> Kerrow, Lambert and Chamberlain on the Ordovician, Silurian and Devonian Time-Scales. *Earth Planet. Sci. Letters*, 51, pp. 9-17.
- JÄGER, E. (1979). Introduction to geochronology. Lectures in isotope geology. (Springer-Verlag). 329 pages, pp. 1-12.
- M<sup>c</sup> KERROW, W.S., LAMBERT, R.S.J. et CHAMBERLAIN, V.E. (1980). The Ordovician, Silurian, Devonian Time-Scales. *Earth Planet. Sci. Letters*, 51, pp. 1-8.
- LEGRAND, R. (1964 a). Le forage de Lichtervelde (1935-1939). La coupure faunique entre Silurien et Ordovicien par rapport à l'unité géologique de l'Ashgillien. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, 73, pp. 53-64.
- LEGRAND, R. (1964,b). Mise au point concernant l'Ashgillien de la Belgique. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, 73, pp. 191-192.
- LEGRAND, R. (1966). Sondages à Deerlijk. *Serv. Géol. de Belgique, Bruxelles, Professional Paper n° 4*, 17 pages.
- de MAGNEE, I. (1977). Glauconie transformée en biotite dans les phyllades et quartzophyllades du massif cambro-ordovicien du Brabant (Note préliminaire). *Bull. Soc. belge de Géol.*, 86, p. 25.
- MICHOT, J. (1976). Géochronologie du paléozoïque en Belgique (Résumé). 4<sup>ème</sup> Réunion Ann. Sci. Terre, Paris, 1976, p. 295.
- MICHOT, J., FRANSSSEN, L. et LEDENT, D. (1973). Preliminary age measurements on metamorphic formation from the Ardennes anticline and the Brabant Massif (Belgium). *Fortschr. Miner.*, 50, pp. 107-109.
- MICHOT, P. (1976). Le segment varisque et son antécédent calédonien. Beiträge zur Kenntnis der europäischen Varisziden. Franz-Kossmat-Symposium 1974. *Nova Acta Leopoldina. Abh. der Deutsch. Akad. der Naturforsch. Leopoldina. Neue Folge*, 45, 224, pp. 201-228.
- MISRA, N.K. et VENKATASUBRAMANIAN, V.S. (1977). Strontium diffusion in feldspars - a laboratory study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, pp. 837-838.
- ROSS, C.S. et SMITH, R.L. (1961). Ash-flow tuffs ; their origin, geologic relations and identification. *U.S. Geol. Survey. Prof. Paper*, 366, 77 pages.
- VEIZER, J. et COMPSTON, W. (1974). <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, pp. 1461-1484.
- ZIMMERLE, W. et OTTEMANN, J. (1971). Die kambrischen Quarzite von Opprebais (Belgien), ihre monazitführenden Quarz-Chlorit-Gänge und die geotektonische Bedeutung solcher Gangintrusionen im paläozoischen Sockel Westeuropas. *N. Jb. Miner. Abh.*, 114, pp. 109-135.

N° sondage	Profondeur en m	Numéro échantillon	Rb* ppm	Sr* ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma_M$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\%$
83E401	127	1	112	136	$0.7227 \pm 0.0003$	2.387
	130	2	111	113	$0.7253 \pm 0.0002$	2.848
	151.25	3	58.3	184	$0.7147 \pm 0.0004$	0.918
83E403	165	4	181	99.4	$0.7382 \pm 0.0002$	5.284
	176	5	76.6	113	$0.7202 \pm 0.0004$	1.964
	185.5	6	89.2	117	$0.7216 \pm 0.0008$	2.209
	193	7	53.3	183	$0.7139 \pm 0.0004$	0.843

Tableau 1 : Teneurs en Rb\*, Sr\* et compositions isotopiques\*\* du Sr des échantillons d'ignimbrite de Deerlijk ( $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ )

\* : les teneurs en Rb et Sr ont été mesurées par fluorescence de rayons X par M. Delvigne (M.R.A.C. - Tervuren)

\*\* : le standard de  $\text{SrCO}_3$  Eimer et Amend donne pour le spectromètre TH5 de Varian un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0.70807 \pm 0.00006$  (corrigé pour  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ ).

Profondeur en m	Numéro échantillon	Rb* ppm	Sr* ppm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma_M$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\%$
156.6	1	223	146	$0.7317 \pm 0.0006$	4.430
158.5	2	44	169	$0.7106 \pm 0.0003$	0.754
168.8	3	192	138	$0.7293 \pm 0.0008$	4.036
191	4	33.5	239	$0.7092 \pm 0.0005$	0.405
200	5	116	139	$0.7207 \pm 0.0003$	2.418
205.6	6	** 2.75	474	$0.7064 \pm 0.0004$	0.017
213	7	76.8	247	$0.7326 \pm 0.0004$	5.133
219.4	8	93.8	154	$0.7147 \pm 0.0003$	1.762
229.7	9	151	265	$0.7142 \pm 0.0002$	1.650
235	10	65.8	178	$0.7108 \pm 0.0003$	1.060
251.6	11	154	87.1	$0.7100 \pm 0.0006$	0.900

Tableau II : Teneurs en Rb\*, Sr\* et compositions isotopiques\*\*\* du Sr des blocs de la brèche volcanique d'Izegem ( $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ )

\* : les teneurs en Rb et en Sr ont été déterminées par fluorescence de rayons X par M. Delvigne (M.R.A.C. - Tervuren)

\*\* : Teneur en Rb mesurée par dilution isotopique

\*\*\* : le standard de  $\text{SrCO}_3$  Eimer et Amend donne pour le spectromètre TH5 de Varian un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de  $0.70807 \pm 0.00006$  (corrigé pour  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ ).

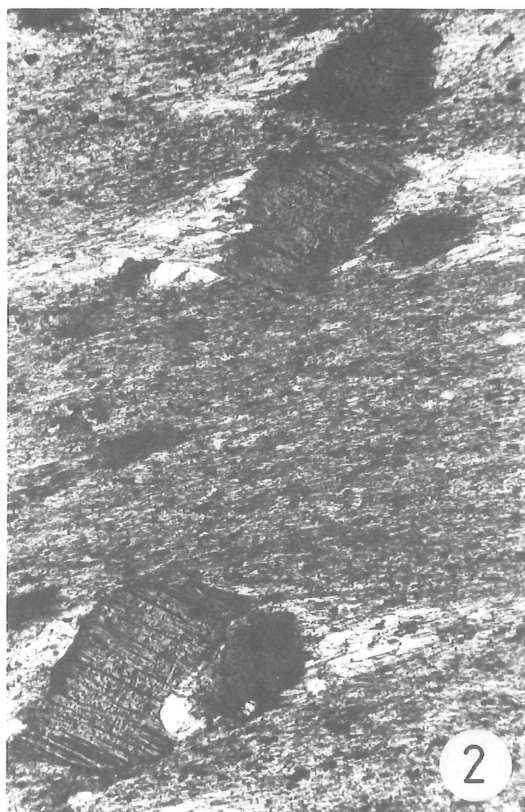


Formation	Etage	Age	Méthode	Références
Shiphead formation Quebec	Siegenien	395 <sup>±</sup> 16	K/Ar sur sanidines	H. Baadsgaard in W.S. Mc Kerrow et al (1980)
Hedgehog formation Maine	Gedinnien supérieur	405 <sup>±</sup> 10(1) 400 <sup>±</sup> 10(2)	Rb/Sr sur roches totales (andésites - rhyolites)	(1) P.D. Fullagar et M.L. Bottino (1970) (2) recalculé par N.H. Gale et al (1980)
Eastport formation Maine	Gedinnien moyen	394 <sup>±</sup> 6 (1) 408 <sup>±</sup> 10(2)	Rb/Sr sur roches totales volcaniques acides	(1) P.D. Fullagar et M.L. Bottino (1970) (2) recalculé par N.H. Gale et al (1980)
Pembroke formation Maine	fin Silurien	399 <sup>±</sup> 3 (1) 397 <sup>±</sup> 18(2)	Rb/Sr sur roches totales volcaniques acides	(1) P.D. Fullagar et M.L. Bottino (1970) (2) recalculé par N.H. Gale et al (1980)
Bringewood beds Grande-Bretagne	Ludlowien moyen	407 <sup>±</sup> 20 419 <sup>±</sup> 5	Traces de fission sur zircons K/Ar sur biotites	C.W. Naeser et J.D. Obradovich in in N.H. Gale et al (1980)

Tableau III : Données géochronologiques existant dans la littérature pour des formations de la fin du Silurien et du début du Dévonien

**PLANCHE I**

1. Ech. B.R. 25/69. Echantillon de phyllade montrant une schistosité de flux parallèle à la stratification. Le clivage de crénulation est oblique à la stratification et réfracté sous forme de "microplis" au niveau des horizons à biotites qui apparaissent plus clairs.
2. Ech. B.R. 25/69. Halos d'étirement dans la schistosité de flux autour de porphyroblastes de biotite. Des paillettes de biotites (sombres sur la photo) sont étirées dans la schistosité. Lum. Pol. (36 x).
3. Ech. B.R. 16/72. Porphyroblastes de biotite. L'un est transverse vis-à-vis de la schistosité de flux et ses bordures sont digitalisées parallèlement à cette dernière ; l'autre est recoupé par la texture orientée. Lum. Pol. (105 x).



**PLANCHE II**

1. Ech. B.R. 25/69. Porphyroblastes de biotite à structure poeciloblastique recoupés par le clivage de crénulation. On constate que sur son passage, la biotite a recristallisé et les inclusions ont disparu. Lum. Pol. (85 x).
2. Ech. B.R. 15/66. Paillettes de biotite étirées dans la schistosité de flux et microplissées par le clivage de crénulation. Lum. Pol. (210 x).
3. Ech. B.R.7d/71. Schistosité de plan axial vis-à-vis d'un microplis dessiné dans un straticule quartzeux. Lum. Pol. Nic. + (15 x).
4. Ech. B.R.14/72. Porphyroblaste de chlorite à structure poeciloblastique contourné par la schistosité de flux. Lum. Pol. (210 x).

