

Bulletin de la Société belge de Géologie Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie	T. 93 V. 93	fasc. 4 deel 4	pp. 375-384 blz. 375-384	Bruxelles 1984 Brussel 1984
--	----------------	-------------------	-----------------------------	--------------------------------

## LES PORPHYRES DE QUENAST ET DE LESSINES : GEOCHRONOLOGIE, GEOCHIMIE ISOTOPIQUE ET CONTRIBUTION AU PROBLEME DE L'AGE DU SOCLE PRECAMBRIEN DU MASSIF DU BRABANT (BELGIQUE)

par L. ANDRE (\*) et S. DEUTSCH (\*)

RESUME.- Les âges U-Pb des zircons du neck de Quenast et Rb-Sr des roches totales des sills de Lessines sont respectivement de 433 M.A. et 419 M.A. Ils caractérisent la mise en place de ces intrusions de porphyre dacitique qui se révèlent ainsi antérieures au plissement calédonien et contemporaines du volcanisme ordovicien supérieur. Les zircons d'une enclave microgrenue de Quenast fournissent un âge de 434 M.A. La cristallisation du magma basaltique parental du porphyre, dont ce type d'enclave est un échantillon représentatif (L. ANDRE, 1983), est donc contemporaine de celle du Porphyre de Quenast.

Une différence importante apparaît, du point de vue de la composition isotopique initiale du Sr, entre le porphyre de Lessines (0.7084) et ses enclaves basaltiques microgrenues (0.7027). Le magma basaltique parental du porphyre a donc assimilé des matériaux appartenant aux parties moyenne ou supérieure de la croûte continentale avant de donner naissance au magma dacitique. L'importance du phénomène de contamination crustale dans le développement des porphyres étudiés est confirmée par la découverte de plomb radiogénique hérité dans les zircons extraits du neck de Quenast. L'âge minimum de ces vieux zircons a été évalué à 870 M.A., et on peut raisonnablement admettre la présence de roches antérieures au cycle orogénique cadomien au sein du soubassement crustal précambrien du Massif du Brabant.

ABSTRACT.- The U-Pb ages of the zircons from the Quenast neck and the Rb-Sr ages measured on whole rocks from the Lessines sills, are respectively of 433 M.Y. and 419 M.Y. They characterize the emplacement of these dacitic intrusions, which thus appear prior to the Caledonian deformation and are related to the upper Ordovician volcanism. The zircons of a microgranular inclusion from the Quenast intrusion yield an age of 434 M.Y. This type of autolith, which is a representative sample of the basaltic parental magma of the porphyry (L. ANDRE, 1983), thus crystallized very shortly before the Quenast intrusion.

With regard to the initial Sr isotopic composition, a great difference occurs between the Lessines porphyry (0.7084) and its microgranular autoliths (0.7027). This indicates that the basaltic parental magma of this porphyry had assimilated rocks from the middle or upper parts of the continental crust before it gave rise to the dacitic magma. The importance of the crustal contamination phenomenon in the generation of studied porphyritic rocks is confirmed by the inherited radiogenic lead found in the zircons of the Quenast neck. The minimum age of these old zircons has been evaluated at 870 M.Y. and the presence of pre-Cadomian rocks in the Precambrian basement of the Brabant Massif can be reasonably assumed.

### I. INTRODUCTION.

Les manifestations magmatiques du Massif du Brabant sont concentrées dans la partie méridionale de ce massif où elles dessinent un alignement d'allure concave vers le nord (fig. 1). Ces roches se

regroupent en trois ensembles géographiques. Le premier, occidental, s'étire de Lichtervelde jusqu'à Berchem-lez-Audenaarde; le deuxième, central, est compris entre Deftinge et Nivelles; le troisième,

(\*) Laboratoires associés de Géologie-Pétrologie-Géochronologie; Université Libre de Bruxelles; avenue Franklin Roosevelt 50 - B-1050 Bruxelles (Belgique)

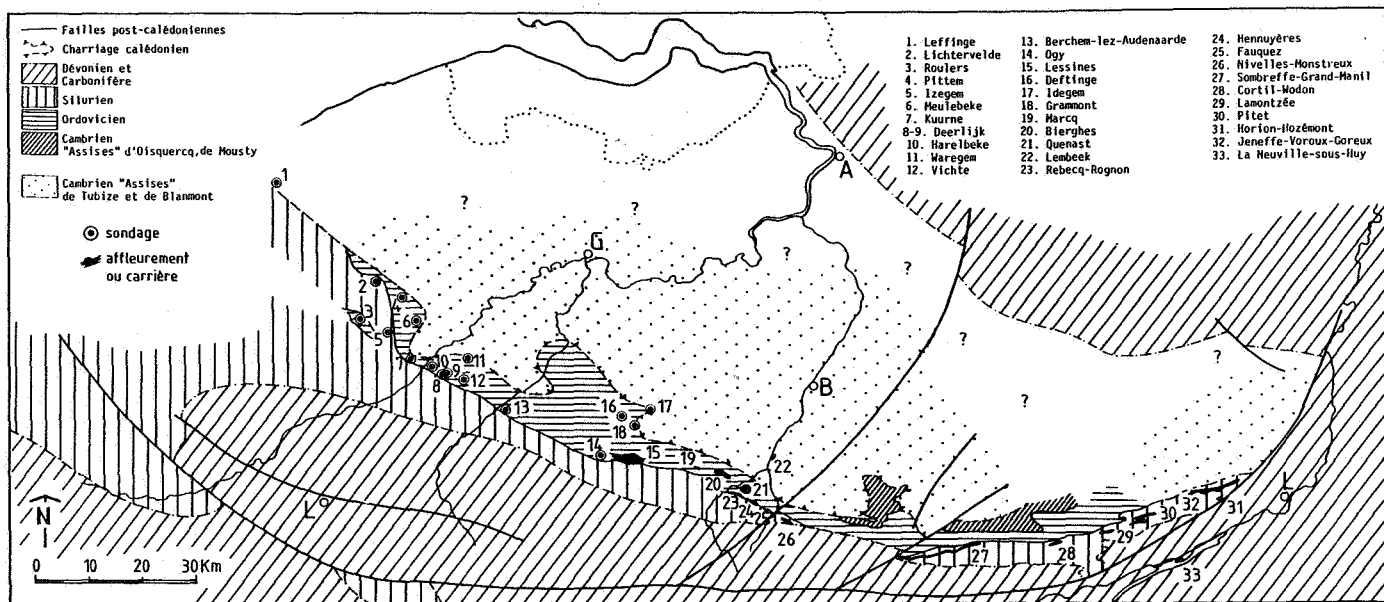


Fig. 1 - Localisation des roches éruptives du Massif du Brabant.

oriental, s'étend de Grand-Manil jusqu'à Voroux-Goreux. L'âge du volcanisme est Ashgillien à l'ouest (R. LEGRAND, 1964, a et b; F. MARTIN, 1974), Ordovicien supérieur, Caradocien ou Ashgillien, au centre (G. MORTELMANS, 1952; M. E. DENAYER et G. MORTELMANS, 1954; R. LEGRAND, 1967, 1968; A. BEUGNIES, 1973) et Silurien, à l'est (M. E. DENAYER et G. MORTELMANS, 1954; J. VERNIERS, 1983). Il s'avère donc nettement antérieur à l'orogénèse calédonienne d'âge Gedinnien inférieur (L. ANDRE *et al.*, 1981).

Plusieurs intrusions de roches granitoïdes microgrenues de composition dacitique, communément dénommées "porphyre", apparaissent au niveau de la partie centrale de la ceinture des roches effusives. Les mieux connues, celles de Quenast, de Lessines et de Bierghes sont exploitées en carrières. Les autres ont été découvertes en sondage à Defdinge et à Grammont. Le neck de Quenast et, par extension, les sills de Lessines et de Bierghes ont d'abord été considérés comme anté-tectoniques (M. LERICHE, 1921), ensuite comme post-tectoniques (G. MORTELMANS, 1937), puis enfin comme syntectoniques tardifs (J. JEDWAB, 1950; M. E. DENAYER et G. MORTELMANS, 1954). Dans le cadre de ces deux dernières conceptions, l'étroite relation géochimique existant entre les porphyres et les manifestations éruptives caradociennes de la région, notamment les coulées métadacitiques de Fauquez (L. ANDRE, 1983), représenterait une coïncidence surprenante, puisqu'environ 55 millions d'années séparent alors ces deux épisodes magmatiques. Par ailleurs, aucun signe d'effacement du clivage schisteux, par métamorphisme de contact, n'a pu être observé au niveau des contacts schiste-porphyre dégagés dans la partie orientale de la carrière actuelle de Quenast. Au contraire, le réseau serré de diaclases recoupant le porphyre au voisinage des contacts se révèle en harmonie avec la schistosité de l'encaissant (J. JEDWAB, 1950). Enfin, F. CORIN (1965, p. 122) remarque que: "les alignements du Silurien s'incurvent autour des massifs de Bierghes et de

Quenast, comme si ceux-ci avaient joué le rôle de blocs résistants pendant le plissement, ce qui reporterait l'intrusion à une époque plus ancienne". Ces faits d'observation nous ont conduit à remettre en question les conclusions des études minutieuses de G. MORTELMANS (1937, 1954, *in* M. E. DENAYER et G. MORTELMANS, 1954), et à envisager des études géochronologiques pour préciser l'âge de mise en place des intrusions de porphyre. Seules celles de Quenast et de Lessines ont été sélectionnées à cette fin, celle de Bierghes ayant été écartée, car la foliation schisteuse associée à la mylonitisation caractéristique de ce gisement (F. CORIN *et al.*, 1964) pouvait compliquer l'interprétation des données isotopiques. La présentation de ces résultats géochronologiques, leur discussion et leur implication concernant l'âge du soubassement précambrien du Massif du Brabant constituent la matière de cette note.

## 2. LE NECK DE QUENAST.

### 2.1. DESCRIPTION GEOLOGIQUE.

De section elliptique, le neck de Quenast est composé, dans sa partie septentrionale, visible en carrière, d'une roche très homogène tant par sa structure que par la nature de ses phénocristaux primaires. Ces derniers composaient du quartz, du plagioclase (labrador-andésine) et des ferromagnésiens (amphiboles et pyroxènes). Tous ont été transformés en diverses paragenèses minéralogiques de basse température, par interaction avec des fluides hydrothermaux, au cours du refroidissement de la roche magmatique. Ces phénocristaux baignent dans une mésostase finement à très finement grenue, composée de quartz, d'albite, de feldspath potassique, de chlorite et de biotite.

Bien que la proportion, la nature ou les caractéristiques chimiques des minéraux d'origine hydrothermale varient nettement d'un endroit à l'autre du neck, on peut néanmoins reconnaître, au sein de

de l'intrusion, quatre zones minéralogiques principales, grossièrement distribuées en anneaux concentriques dans une coupe horizontale. On rencontre successivement, du bord vers le centre de l'intrusion, une zone à calcite-muscovite-chlorite, une zone à épidote zonée, caractérisée localement par la présence de biotite, une zone à nodules d'épidote et une zone centrale à épidote-chlorite-feldspath potassique. Les passages entre ces quatre régions s'effectuent de manière graduelle et leurs limites sont généralement assez floues.

La roche contient de nombreuses enclaves magmatiques basiques très finement grenues, dénommées "microgrenues" en suivant une appellation proposée par J. DIDIER (1973). Leur minéralogie primaire a été modifiée durant le processus à caractère hydrothermal. Le plus souvent, elles sont composées de microlithes de plagioclase entourés de chlorite ou d'épidote, ces deux minéraux apparaissant en remplacement soit d'une mésostase vitreuse, soit de minéraux ferromagnésiens non identifiables.

## 2.2. CHOIX D'UN GEOCHRONOMETRE.

Les transformations hydrothermales survenues à Quenast ont entraîné une redistribution du Rb et du Sr tout en modifiant les caractéristiques isotopiques des roches étudiées (L. ANDRE et S. DEUTSCH, 1985). Dès lors, vu le caractère hasardeux d'une utilisation du géochronomètre Rb-Sr, nous avons tenté une datation de la roche par la méthode U-Pb appliquée à des zircons.

L'étude de la répartition des éléments-traces dans le porphyre et dans les enclaves microgrenues (L. ANDRE, 1983), a permis de démontrer que ces roches représentent des liquides magmatiques cogénétiques, respectivement dacitique et basaltique, dérivant l'un de l'autre par un mécanisme de cristallisation fractionnée. L'ensemble des processus de différenciation et de cristallisation s'effectue en général rapidement à l'échelle des temps géologiques, puisqu'on trouve dans la littérature géochronologique de nombreuses isochrones Rb-Sr regroupant des échantillons de roches diverses, différenciées à partir d'un même magma. Dès lors, a priori, les zircons des enclaves microgrenues et du porphyre pouvaient être considérés comme pénécotemporains. Pour comparer l'âge des zircons de ces deux roches, nous avons prélevé des échantillons très frais dans la zone centrale à épidote-chlorite-feldspath potassique du neck, d'une part 50 kg d'une enclave microgrenue, d'autre part 30 kg de porphyre.

## 2.3. DESCRIPTION DES ZIRCONS.

Les zircons de porphyre sont de petites tailles (100 à 200  $\mu$ ), idiomorphes à épidiomorphes. Selon M. FIEREMANS (1982), ils constituent, du point de vue typologique, une population assez homogène. Cependant, l'usage du séparateur magnétique de Frantz a permis de scinder les zircons recueillis en quatre fractions de susceptibilité magnétique différente. Ceci implique une certaine hétérogénéité de la population des cristaux qui apparaît clairement lors d'un

examen microscopique comparé de ces fractions. Ce dernier aboutit en effet à l'identification de deux types de zircon. Le premier, plus fréquent dans la fraction la plus magnétique, est caractérisé par des cristaux sombres, allongés, riches en inclusions d'apatite et de minéraux opaques xénomorphes (figure 2). Le second, majoritaire dans la fraction la moins magnétique, est constitué de zircons plus clairs, plus trapus et moins riches en inclusions (figure 2).

La faible quantité de zircons récoltés à partir de l'enclave n'a pas permis d'envisager une séparation magnétique, et donc de tester l'homogénéité de la population des zircons. Sous le microscope, la plupart des cristaux apparaissent transparents et clairs, idiomorphes à épidiomorphes, plus trapus que ceux du porphyre et de plus grande taille ( $L > 250 \mu$ ); ils sont en outre presque dépourvus d'inclusions.

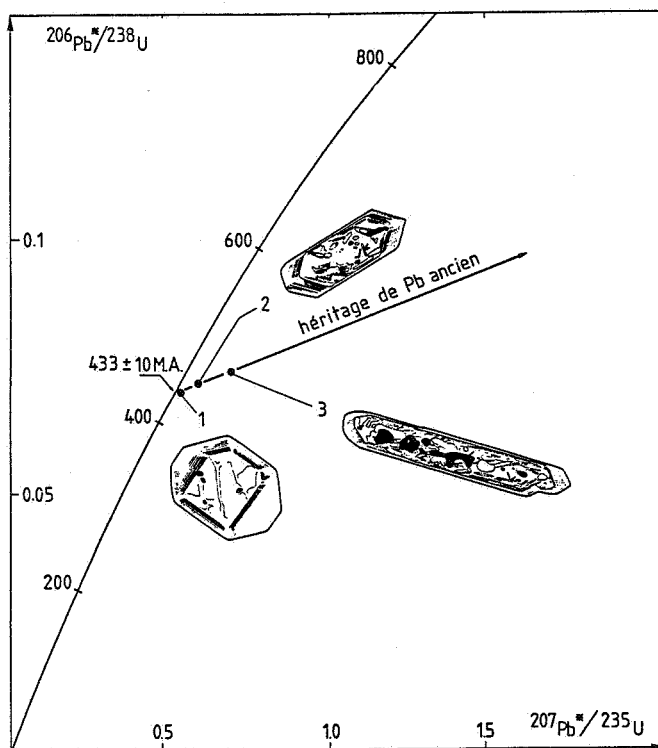


Fig. 2 - Diagramme  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  des fractions de zircons extraits des roches de Quenast.

1. Fraction recueillie dans une enclave microgrenue.
- 2 et 3.

Fractions extraites du porphyre (2. zircons non magnétiques à 1.5 A et 0.5° de contre pente; 3. zircons magnétiques à 1.5 A et 2.5° de contre pente.

## 2.4. DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES.

Les compositions isotopiques du Pb et les teneurs en Pb et U ont été déterminées dans 3 fractions de zircons, celle provenant de l'enclave et deux fractions du porphyre, la plus magnétique et la moins magnétique. Les résultats analytiques sont rassemblés au tableau I et reportés dans la figure 2; l'indice \* se

réfère chaque fois à la fraction radiogénique du plomb.

La proportion de plomb radiogénique diffère nettement d'une fraction à l'autre et semble directement liée à la proportion d'inclusions dans les zircons; elle atteint en effet respectivement 52%, 73% et 86% pour les zircons fort et peu magnétiques du porphyre et ceux de l'enclave. Dès lors, si le choix du plomb commun de correction a peu d'influence sur les âges déduits à partir des zircons de l'enclave, il représente une source d'incertitude dans l'estimation des âges des zircons du porphyre. En effet, le plomb commun étant, semble-t-il, essentiellement incorporé dans les inclusions de ces zircons, il n'est pas possible de définir sa composition isotopique, et dès lors, d'effectuer la correction du plomb total de manière rigoureuse. Néanmoins, la composition isotopique du plomb de ces inclusions pourrait être fort proche de celle du magma dacitique dont dérive le porphyre. En effet, il s'agit, soit de minéraux cristallisés par le liquide magmatique, soit de corps étrangers qui ont pu plus ou moins s'équilibrer chimiquement avec le magma avant leur incorporation dans les zircons. Nous avons donc choisi, pour la correction du plomb commun, une composition isotopique du plomb aussi proche que possible de celle du magma dacitique : celle d'une pyrite prélevée au sein du neck de Quenast

$$\left( \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 18.89, \quad \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 15.70, \right.$$

$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 39.48$ , S. CAUET, communication personnelle, 1981). La plus grande partie du plomb contenu dans ce minéral doit en effet provenir du lessivage hydrothermal de la roche éruptive qui est survenu peu après la mise en place du magma.

Dans le diagramme  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  -

$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  (figure 2), les points représentatifs des deux fractions de zircon du porphyre se disposent en dehors de la courbe concordia. Au contraire, la fraction extraite de l'enclave se place sur cette courbe, la concordance des âges indépendants

$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ ,  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  et de l'âge Pb/Pb soulignant que ces zircons ont constitué un système clos depuis leur cristallisation datée à environ 440 M.A. Dans ce cas, on peut raisonnablement admettre que l'histoire des zircons du porphyre s'est aussi déroulée en système clos, puisque les deux roches ont évolué conjointement depuis la mise en place de l'intrusion. Le caractère discordant des âges des zircons du porphyre ne résulte donc vraisemblablement pas d'un processus postérieur à la cristallisation de la roche (métamorphisme régional ou hydrothermal). Il doit par conséquent être attribué à un héritage d'une faible quantité de plomb radiogénique ancien, liée à la présence de zircons antérieurs à 440 M.A. Ceci n'est pas un phénomène rare, puisqu'il a été observé à plusieurs reprises pour des zircons de roches granitiques ou granodioritiques (D. GEBAUER et G. GRUNENFELDER, 1979), et a été généralement attribué à une contamination du magma par des matériaux crustaux. Dans ce cas, la droite

joignant les diverses fractions de zircon dans le diagramme concordia classique,  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  -  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ , est couramment interprétée comme représentative de la ligne des mélanges possibles entre les zircons hérités et ceux cristallisés par le magma. Son intercept inférieur avec "concordia" date la cristallisation du magma tandis que son intercept supérieur avec cette courbe définit l'âge moyen des zircons contaminants. C'est donc l'âge  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  de la fraction de zircons du porphyre la moins discordante qui se rapproche le plus de celui de la mise en place de l'intrusion. Cet âge varie peu quelles que soient les caractéristiques isotopiques du plomb utilisé pour corriger la fraction de plomb commun des zircons. En effet, en utilisant, pour la correction, des valeurs très différentes de la composition isotopique du plomb telles que celles de la pyrite de Quenast (cf plus haut) et celles d'un gneiss lewisien ( $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 13.41$ ,  $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 14.53$ ,  $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = 33.15$ , H. J. CHAPMAN et S. MOORBATH, 1977), les âges  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$

obtenus dans la fraction la moins discordante sont respectivement de 435 M.A. et 458 M.A. En conclusion, même si la composition isotopique du plomb commun des zircons du porphyre diffère légèrement de celle de la pyrite, l'erreur introduite sur la mesure de l'âge de l'intrusion est très faible.

Dans les limites d'erreur analytique, les âges  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  des zircons du porphyre et de l'enclave sont identiques (tableau I), ce qui démontre le caractère pénécemporain des deux roches. En outre, nous référant à leur origine co-génétique, nous considérons la datation de 433±10 M.A., définie par l'intercept inférieur de la "discordia" joignant les trois fractions de zircon (figure 2), comme la meilleure estimation de l'âge du neck. Les points figuratifs des différentes fractions du zircon étant très proches de "concordia", l'intercept supérieur de la droite discordia est très imprécis; il est donc illusoire de vouloir dater ainsi les zircons hérités, et par là, le contaminant crustal du magma parental du porphyre. L'âge minimum de ces zircons est cependant déterminable; il doit être supérieur à l'âge  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  de la fraction de zircon la plus discordante, et dès lors, dépasser 870 M.A. (cf. tableau I).

### 3. LES SILLS DE LESSINES.

#### 3.1. DESCRIPTION GEOLOGIQUE.

Le complexe magmatique de Lessines, interstratifié dans les schistes carado-ciens (M. LECOMPTE, 1950; M. E. DENAYER et G. MORTELMANS, 1954), est épais d'environ 800 mètres (R. LEGRAND et G. MORTELMANS, 1948) et constitué d'une succession de sills d'épaisseur variable séparés par des brèches d'intrusion à débris de porphyre plus ou moins jointifs (figure 3). Nous avons montré ailleurs (L. ANDRE, 1983) que :

1. la partie inférieure du complexe, visible dans les carrières en cours d'exploitation au nord-ouest de Lessines, est composée de plusieurs sills dont

l'épaisseur oscille entre 20 et 100 mètres;

- ces sills peuvent être regroupés en unités (figure 3) selon leurs caractéristiques lithologiques (prédominance des faciès bréchiformes sur les faciès homogènes) ou leur particularités pétrographiques (pourcentage de phénocristaux de quartz, type de transformation hydrothermale, type de mésostase).

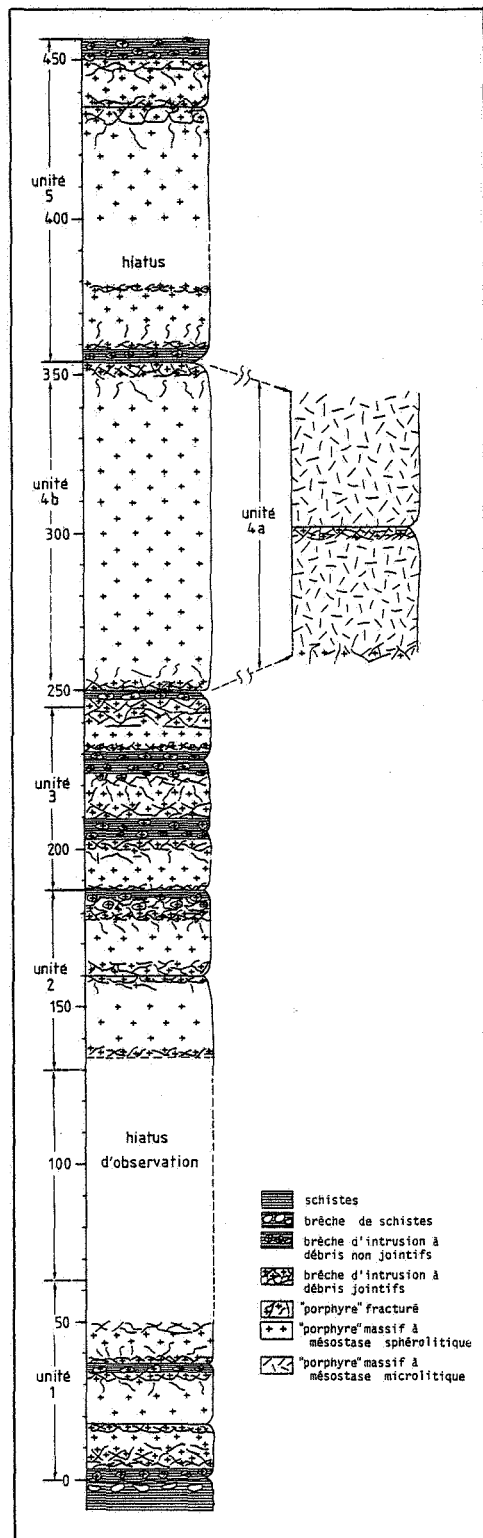


Fig. 3 - Epaisseurs relatives des sills constituant les 450 mètres inférieurs du complexe magmatique de Lessines.

La roche est constituée de phénocristaux de quartz, de plagioclase et de ferromagnésiens baignant dans une mésostase holocristalline, finement à très finement grenue, de structure parfois microlithique, mais le plus souvent sphérolithique. La minéralogie primaire est entièrement transformée et remplacée par des associations de basse température avec, au centre (unités 2, 3, 4 et 5), une paragenèse quartz - albite - chlorite - épidote, et, dans la partie inférieure du complexe (unité 1) une paragenèse quartz - albite - chlorite - muscovite avec apparition de calcite et de pyrite dans les sills inférieurs. A Quenast, les très nombreuses variations minéralogiques témoignent d'une situation de déséquilibre physico-chimique, à l'échelle du neck, lors de l'interaction roche-fluide. A Lessines, au contraire, les unités centrales (2, 3, 4 et 5) présentent la même minéralogie secondaire, ce qui traduit une certaine cohérence physico-chimique lors de la transformation hydrothermale de ces parties du complexe magmatique.

Comme le porphyre de Quenast, celui de Lessines comporte un grand nombre d'enclaves microgrenues où la minéralogie primaire est remplacée par des paragenèses secondaires. Il s'agit d'associations albite - chlorite - muscovite + calcite + pyrite ou albite - chlorite - quartz + épidote selon que ces enclaves appartiennent à l'unité inférieure (unité 1) ou aux unités centrales (unités 2, 3, 4 et 5). Dans ce dernier cas, la proportion d'épidote de l'association secondaire permet de scinder les enclaves microgrenues en deux groupes, l'un pauvre en épidote (<1%), l'autre riche (>5%), avec une proportion d'épidote dépassant fréquemment 20% du volume de la roche.

### 3.2. CHOIX DU GEOCHRONOMETRE.

L'équilibre minéralogique atteint dans la partie centrale du gisement suggère que la composition du fluide responsable des transformations hydrothermales a dû y être partout identique. Dans ce cas, le géochronomètre Rb-Sr peut être utilisé pour dater la redistribution hydrothermale du Rb et du Sr, l'âge de cette dernière devant correspondre à quelques dizaines de milliers d'années près, à celui de la cristallisation du porphyre.

### 3.3. DONNEES GEOCHRONOLOGIQUES.

Les teneurs en Rb, Sr et les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , mesurés sur trois échantillons de porphyre trois échantillons d'enclaves microgrenues riches en épidote et quatre enclaves microgrenues pauvres en épidote, sont regroupés au tableau II. La localisation des échantillons est précisée à la figure 4. Lorsqu'un échantillon a été prélevé dans un sondage, les deux premiers chiffres indiquent le numéro du sondage, les deux ou trois suivants, la profondeur en mètres. Le calcul des isochrones a été effectué selon la méthode de J. H. WILLIAMSON (1968). Pour cette opération, le pourcentage d'erreur sur le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  mesuré est considéré comme constant et fixé à 2% (D. DEMAÏFFE *et al.*, 1979). L'erreur admise pour le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  correspond à un écart de  $2\sigma_M$  sur la valeur mesurée, ce qui est habituellement de l'ordre de grandeur de la moyenne des erreurs relatives des échantillons analysés en double (L. ANDRE, 1983).

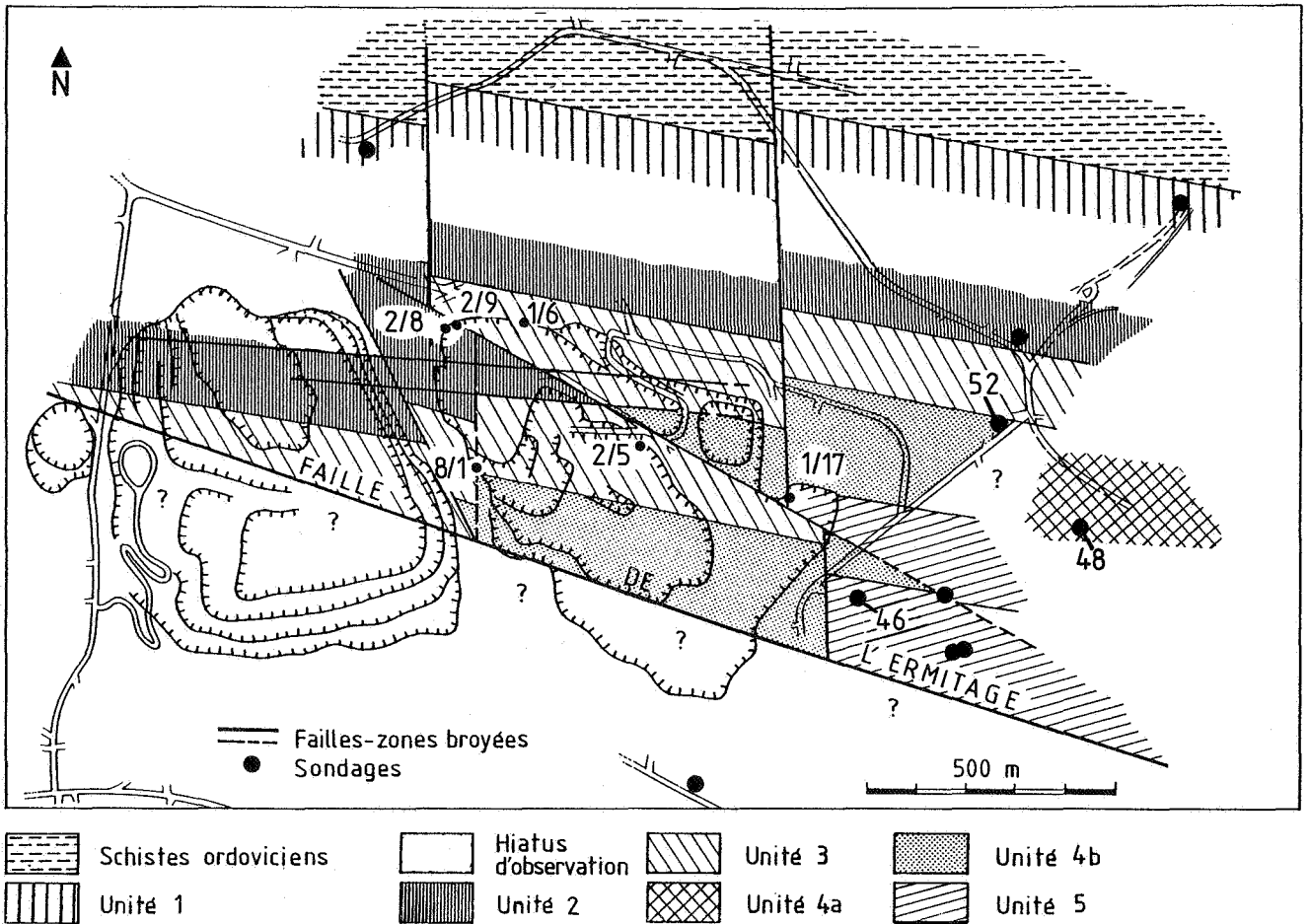


Fig. 4 - Esquisse cartographique du secteur nord-est du complexe magmatique de Lessines et localisation des échantillons analysés.

Dans le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (figure 5), les points figuratifs des échantillons de porphyre et d'enclaves riches en épidote se disposent selon une isochrone (M.S.W.D. = 0.1) de  $414 \pm 16$  M.A. présentant un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  à l'origine ( $R_i$ ) de 0.7084. Les enclaves pauvres en épidote définissent une autre isochrone (M.S.W.D. = 0.5), parallèle à la précédente, de  $423 \pm 33$  M.A. et de  $R_i$  plus faible (0.7027). Les enclaves riches et pauvres en épidote présentent des teneurs tout à fait identiques tant en éléments hygromagmatophiles (terres rares, U, Th, Y, Zr, Hf) qu'en éléments compatibles (Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni) (L. ANDRE, 1983); elles correspondent donc au même magma. Par conséquent, la différence de rapport initial entre les deux groupes d'enclaves n'est pas d'origine magmatique, mais résulte du processus hydrothermal. Les deux datations obtenues constituent ainsi deux évaluations indépendantes de l'âge de l'autométamorphisme, et leur moyenne (419 M.A.) est une bonne datation de la mise en place du porphyre de Lessines.

Le fait que des échantillons provenant d'unités différentes (2, 3, 4 et 5) se disposent le long d'une même isochrone (isochrone supérieure) a une implication importante à propos des interactions hydrothermales survenues dans la partie centrale du gisement. En effet, il prouve soit que la composition

isotopique du Sr des fluides hydrothermaux a été semblable partout, soit que le rapport massique entre le fluide et la roche, à l'issue de l'interaction hydrothermale, a été approximativement identique en tous lieux. La présence, dans les enclaves, d'assemblages minéralogiques sans actinote, tantôt riches, tantôt pauvres en épidote, suggère des rapports fluides/roches élevés (> 30) mais variables (M. J. MOTTI, 1983). Par conséquent, le rapport initial de cette isochrone (0.7084) est probablement une mesure de la composition isotopique du Sr transporté par ces fluides. La solution hydrothermale exhalée du magma était la plus apte à présenter, pour chacun des sills, une composition isotopique du Sr identique (\*), car les sills sont géochimiquement très comparables et dérivent des magmas fort similaires (L. ANDRE, 1983). Nous admettons dès lors que le rapport initial de cette isochrone (0.7084) est équivalent à celui du magma dacitique qui a engendré le complexe magmatique de Lessines.

(\*) En présence de fluides mixtes (solution expulsée du magma + eau connée provenant des sédiments encaissants), on doit s'attendre, en fonction des proportions respectives des deux types de fluide, à des fluctuations, dans le temps et dans l'espace, de la composition isotopique du Sr de la phase aqueuse hydrothermale (L. ANDRE et S. DEUTSCH, 1985).

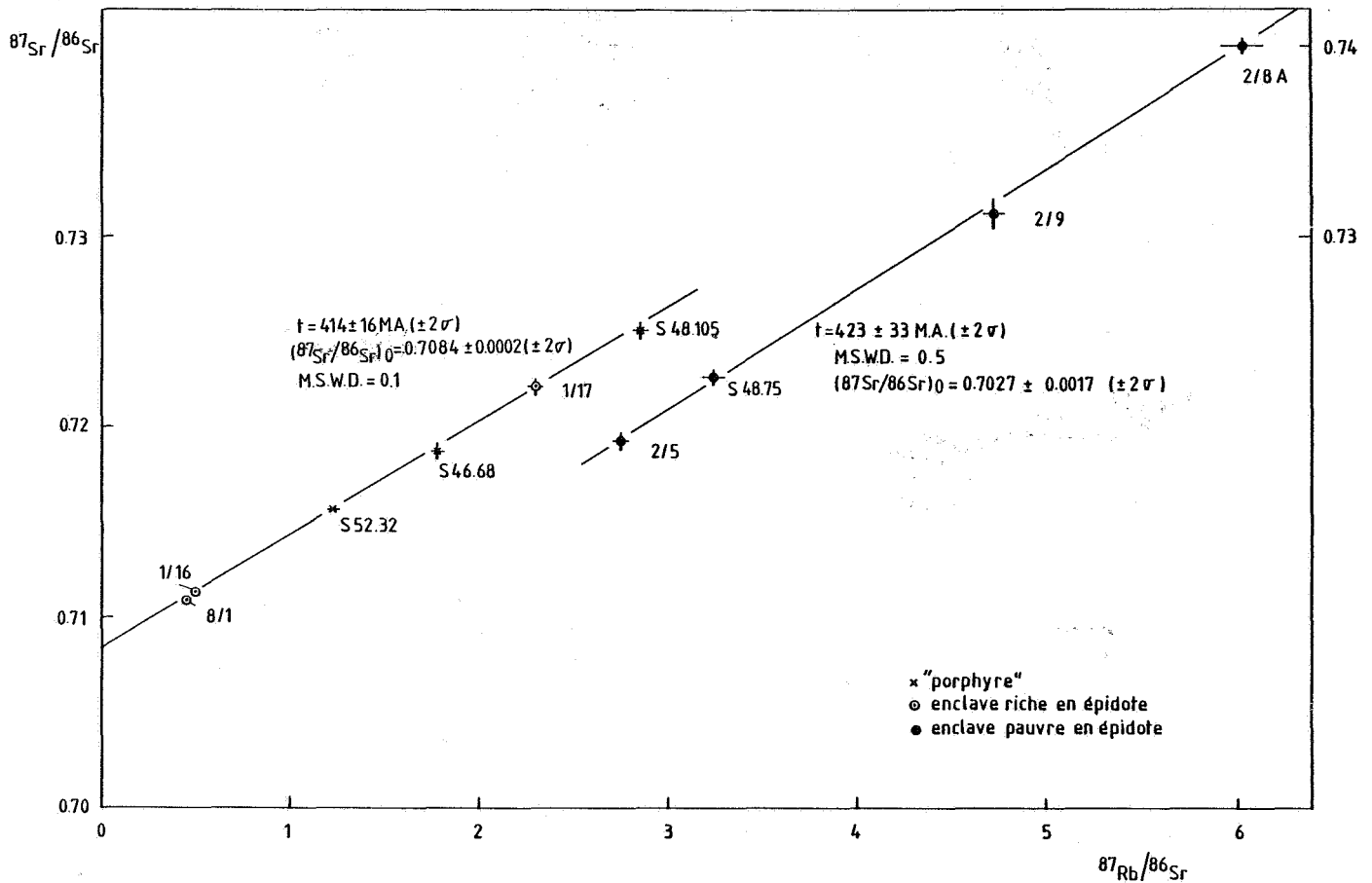


Fig. 5 - Diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  -  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  pour les enclaves microgrenues et le porphyre de Lessines.

La composition isotopique initiale du strontium des enclaves riches en épidote a été entièrement réajustée à celle du porphyre, puisque ces deux roches présentent le même rapport initial (0.7084). Cette équilibration isotopique témoigne sans doute de la précipitation sélective, au sein de l'épidote, du Sr du fluide hydrothermal. En effet, ce minéral a incorporé, au cours de l'interaction hydrothermale, de fortes teneurs en SrO (\*) (figure 6). A l'opposé, à défaut de cristalliser un minéral capable de piéger le Sr du fluide, les enclaves pauvres en épidote n'ont pas été isotopiquement contaminées par du Sr hydrothermal. Elles ont ainsi conservé un Sr de rapport isotopique initial très faible (0.7027) qui reflète l'origine mantélique du magma basique dont elles dérivent.

(\*) Le dosage du SrO a été effectué à la Microsonde Camebax (analyste J. WAUTIER) du Centre d'analyse par Microsonde des Sciences de la Terre (C.A.M.S.T., U.C.L.) (Raie : La ; cristal : T.A.P.; intensité du faisceau : 7.5  $10^{-8}$  A, 15 K.V.; temps de comptage : 100 secondes; standard : strontianite; limite de détection : 160 ppm).

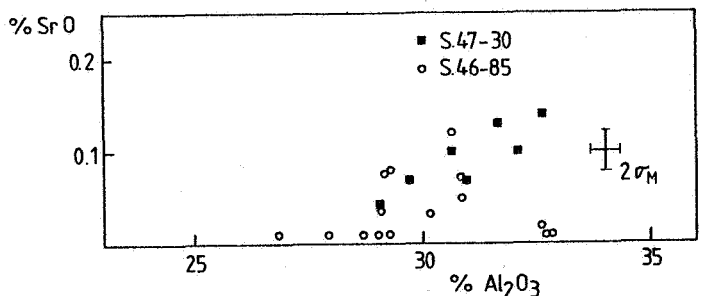


Fig. 6 - Teneurs en SrO et en  $\text{Al}_2\text{O}_3$  des épidotes des unités 4 et 5 du gîte de Lessines.

#### 4. INTERPRETATION GEOLOGIQUE DES RESULTATS.

Les âges respectifs de cristallisation des porphyres de Quenast et de Lessines ont été établis à 433 M.A. et 419 M.A. D'après l'échelle des temps proposée par G. S. ODIN (1982) (figure 7), les magmas dacitiques dont ils dérivent se seraient respectivement mis en place au Caradocien et vers la limite Ordovicien-Silurien. Ils sont donc contemporains des manifestations volcaniques et volcano-sédimentaires de l'Ordovicien supérieur observées à Fauquez, Hennyères, Marcq, etc... Ils ont pénétré dans des formations sédimentaires déposées depuis peu, puisque les schistes encaissant

les intrusions sont caradociens à Lessines (M. LECOMPTE, 1950; M. E. DENAYER et G. MORTELMANS, 1954) et post-arénigiens à Quenast (M. VANGUESTAINE, 1977). La présence, localement, sur quelques centimètres aux interfaces schiste-porphyre, de brèches de schiste cimentées par du matériel pélitique très fin, corrobore cette déduction. En effet, selon B.P. KOKELAAR (1982), ce type de brèche se développe lorsque le magma se met en place, à basse pression ( $p < 312$  bars), dans des sédiments non consolidés, gorgés d'eau. Ces observations tendent à démontrer que les neck et sills étudiés représentent les conduits hypovolcaniques par lesquels les magmas dacitiques de l'Ordovicien supérieur ont atteint la surface.

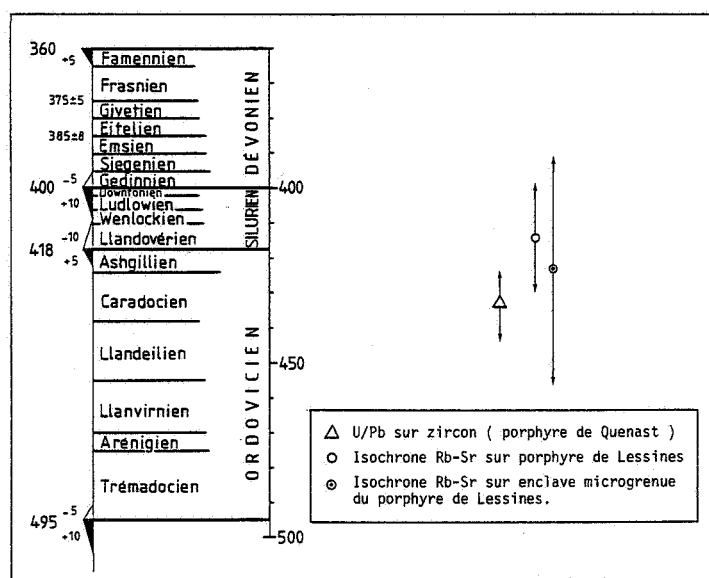


Fig. 7 - Comparaison des datations des roches éruptives à l'échelle des temps absolus proposée par G.S. ODIN (1982).

La phase dynamométamorphique gedinienne, responsable du plissement calédonien du massif du Brabant, a été datée à  $401 \pm 13$  M.A. sur les biotites d'Opprebaix et à  $384 \pm 20$  M.A. sur les ignimbrites de Deerlijk (L. ANDRE *et al.*, 1981). Les intrusions étudiées sont donc indubitablement anté-tectoniques à l'échelle de ce massif. Cependant, dans le cadre de l'ensemble du domaine calédonien belge, ce magmatisme s'inscrit entre les phases orogéniques ardennaise (Caradocien moyen : 440-430 M.A., et condruso-brabançonne (400-385 M.A., L. ANDRE *et al.*, 1981). On ne peut donc exclure une relation possible entre le développement de ces deux phases de plissement et le magmatisme calédonien du Massif du Brabant.

Le caractère discordant des zircons du porphyre de Quenast a été mis en relation avec l'observation, dans ces minéraux, de nombreuses inclusions. Il est attribué à la présence d'une très faible quantité de zircons hérités, plus anciens que la roche; il témoigne ainsi de la contamination d'un des magmas parentaux du porphyre par du matériel crustal. Le contraste observé à Lessines, entre les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  initiaux du porphyre (0.7084) et des enclaves microgreunues (0.7027) indique qu'un phénomène analogue est intervenu dans l'élaboration du

porphyre de Lessines. Il démontre en effet que la différenciation, survenue entre le liquide basaltique (enclave microgreunue) et le liquide dacitique (porphyre) (L. ANDRE, 1983), a été accompagnée de l'assimilation de produits crustaux, à rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  élevé ( $> 0.710$ ), dès lors originaires des parties moyenne ou supérieure de la croûte continentale. La datation  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  de 870 M.A., mesurée sur la fraction de zircon la plus discordante, constitue une première estimation de l'âge minimum des zircons émanant de ces contaminants crustaux. A priori, ces zircons peuvent être contemporains de la roche assimilée, ou antérieurs, si cette dernière était d'origine sédimentaire et contenait des zircons détritiques. Ayant démontré ailleurs (L. ANDRE, 1983) que le produit assimilé devait être anté-devillien, nous admettons que l'âge des zircons hérités est approximativement équivalent à celui du matériel contaminant même si celui-ci correspondait à d'anciens sédiments. En effet, la découverte de débris de mica-schistes et de phyllades à double schistosité dans les niveaux grossiers du Devillien (J. VANDER AUWERA, 1983) suggère que les roches anté-devilliennes étaient déjà métamorphosées à l'Ordovicien. Or, même dans des conditions de faible métamorphisme, les zircons recristallisent partiellement et tendent habituellement à perdre une partie importante de leur plomb radiogénique, leurs âges U-Pb devenant alors plus proches de l'âge du métamorphisme que celui des sources des matériaux détritiques (D. GEBAUER et M. GRÜNENFELDER, 1979). C'est pourquoi, nous considérons la mesure de 870 M.A. comme une bonne estimation de l'âge minimum de la roche assimilée. Ceci indiquerait l'existence, sous le segment condruso-brabançon, d'un socle fondamental anté-calédonien dont l'édification serait, au moins partiellement, antérieure au cycle orogénique cadomien (700-580 M.A., A. E. WRIGHT, 1980).

## 5. CONCLUSION.

Les données isotopiques recueillies sur les porphyres de Quenast et de Lessines démontrent que ces intrusions sont anté-tectoniques et contemporaines du volcanisme ordovicien supérieur, auquel elles ont probablement servi de cheminées d'accès. De ce fait, l'ensemble du magmatisme du Massif du Brabant apparaît caractéristique du stade précoce, géosynclinal, du cycle orogénique calédonien du rameau condruso-brabançon.

Si les magmas parentaux des porphyres se révèlent d'origine mantélique (cf. aussi L. ANDRE, 1983), ils ont été contaminés lors de leur traversée des parties moyenne ou supérieure de la croûte continentale. L'âge minimum des zircons associés à ces contaminants a été évalué à 870 M.A. Poussant jusqu'au bout la portée de nos résultats, et acceptant l'idée d'une identité des âges des zircons hérités et de la roche assimilée, il faut admettre l'existence de roches anté-cadomiennes dans le soubassement crustal du segment calédonien condruso-brabançon. Ces résultats préliminaires font entrevoir la possibilité d'obtenir des informations concernant la nature et l'âge du socle précambrien du Massif du Brabant, au travers de l'étude géochimique du magmatisme calédonien.



## REMERCIEMENTS.

Ce travail a été réalisé dans le cadre du Centre belge de Géochronologie groupant les Laboratoires Associés de pétrologie-géologie de l'Université Libre de Bruxelles et le Département de Géologie et de Minéralogie du Musée royal de l'Afrique centrale (Tervuren).

Cette recherche eut été impossible sans l'esprit de collaboration de MM. BOMBAY, Directeur de la Carrière de Quenast et MATHOT, directeur de la Carrière de l'Ermitage à Lessines, dont l'accueil aimable ne s'est jamais démenti.

## BIBLIOGRAPHIE.

- ANDRE, L. (1983) - Origine et évolution des roches éruptives du Massif du Brabant (Belgique). Implications au niveau de l'étude des roches magmatiques transformées et de la géologie calédonienne du nord-ouest de l'Europe. *Thèse de doctorat, U.L.B., tome 1, 299 pages.*
- ANDRE, L. and DEUTSCH, S. (1985) - Primary  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  preserved in some caledonian magmatic rocks from Belgium, altered by meteoric-hydrothermal fluids : the role of epidote as a Sr filter. *A paraître.*
- ANDRE, L., DEUTSCH, S. et MICHOT, J. (1981) - Données géochronologiques concernant le développement tectono-métamorphique du segment calédonien brabançon. *Ann. Soc. Géol. de Belgique, 104, 241-253.*
- BEUGNIES, A. (1973) - Le Cambro-Silurien brabançon et le Dévono-Carbonifère du flanc septentrional de Namur. *in WATERLOT, G., BEUGNIES, A. et BINTZ, J. : Ardennes-Luxembourg, Masson, 206 p., 89-98.*
- CHAPMAN, H. J. and MOORBATH, S. (1977) - Lead isotope measurements from the oldest recognized Lewisian gneiss of north-west Scotland. *Nature, 268, 41-42.*
- CORIN, F. (1965) - Atlas des roches éruptives de Belgique. *Serv. Géol. de Belg., Mém. n°4, 148 pages et 21 planches photographiques.*
- CORIN, F., FRANCAERT, J. P. et VAN TASSEL, R. (1964) - Etude géologique de la carrière de Bierghes. Les filons carbonatés. *Bull. Soc. belge de Géologie, 72, 150-182.*
- DEMAIFFE, D., DELVIGNE, L. et DUREZ, F. (1979) - Détermination du Rb et du Sr par spectrométrie de fluorescence X et dilution isotopique en vue d'applications géochronologiques. *Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren (Belg.) - Dépt. Géol. Min., Rapp. Ann. 1978, 53-63.*
- DENAYER, M. E. et MORTELMANS, G. (1954) - Les roches éruptives. *in "Prodrome d'une description géologique de la Belgique". Soc. Géol. Belg., Liège, 747-792.*
- DIDIER, J. (1973) - Granites and their enclaves. *in : Developments in petrology, Elsevier, 393 pages.*
- FIEREMANS, M. (1982) - Sedimentologie, tektoniek en metamorfose van het gedinnian langs de zuidrand van het Massief van Stavelot. *Thèse de doctorat, K.U.L., 165 pages.*
- GEBAUER, D. and GRÜNENFELDER, M. (1979) - U-Th-Pb dating of minerals. *in : JÄGER, E. and HUNZIKER, J.C. (Ed.) - Lectures in isotope geology. Springer-Verlag. 329 p., 105-131.*
- JEDWAB, J. (1950) - Introduction à l'étude structurale de la microdiorite de Quenast. *Bull. Soc. belge de Géol., 59, 225-230.*
- KOKELAAR, B. P. (1982) - Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *J. Geol. Soc. London, 139, 21-33.*
- LECOMPTE, M. (1950) - L'Ordovicien de la carrière de la Dendre, à Lessines. *Bull. Soc. belge de Géol., 59, 47-52.*
- LEGRAND, R. (1964a) - 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, 53-64.*
- LEGRAND, R. (1964b) - Mise au point concernant l'Ashgillien de la Belgique. *Bull. Soc. belge de Géol., 73, 191-192.*
- LEGRAND, R. (1967) - Ronquières. Documents géologiques. *Serv. Géol. de Belgique, Mém. n° 6, 59 pages.*
- LEGRAND, R. (1968) - Le Massif du Brabant. *Serv. Géol. de Belgique, Mém. n° 9, 148 pages.*
- LEGRAND, R. et MORTELMANS, G. (1948) - Un contact de la diorite quartzifère de Lessines et de l'Ordovicien. *Bull. Soc. belge de Géol., 57, 642-674.*
- LERICHE, M. (1921) - Excursion à Quenast et dans la vallée de la Senne de Tubize à Rebecq-Rognon. *in : Livret-guide des excursions géologiques organisées par l'Université de Bruxelles, 121 pages, 88-94.*
- MARTIN, F. (1974) - Ordovicien supérieur et Silurien inférieur à Deerlijk (Belgique). Palynofaciès et microfaciès. *Mém. Inst. R. Sc. Nat. Belg., 174, 71 pages.*
- MICHOT, P. (1978) - La faille Mosane et la phase hyporogénique bollandienne d'âge emsien dans le Rameau Calédonien condruso-brabançon. *Ann. Soc. Géol. de Belgique, 101, 321-335.*
- MORTELMANS, G. (1937) - Le métamorphisme de contact à Quenast. *Bull. Soc. belge de Géol., 47, 164-207.*
- MORTELMANS, G. (1952) - Observations nouvelles sur les "porphyroïdes" caradociens de la gare d'Hennuyères. *Bull. Soc. belge de Géol., 61, 176-197.*
- MOTTL, M. J. (1983) - Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Bull. Geol. Soc. Amer. 94, 161-180.*
- ODIN, G.S. (1982) - The phanerozoic time scale revisited. *Episodes 3, 3-9.*

VANDER AUWERA, J. (1983) - Étude pétrographique, sédimentologique et géochimique de l'Assise de Tupize (Dv. 2) - Massif du Brabant, Belgique. *Mémoire U.L.B., inédit, 95 pages.*

VANGUESTAINE, M. (1977) - Données palynologiques nouvelles dans l'Ordovicien inférieur du bassin de la Senne. Massif du Brabant, Belgique. *Ann. Soc. Géol. de Belgique, 100, 193-198.*

VERNIERS, J. (1983) - The Silurian of the Mehaigne area (Brabant Massif, Belgium); lithostratigraphy and features of the sedimentary basin. *Prof. Paper Belgische Geol. Dienst, nr. 2, 1983/8, 117 pages, 3 cartes.*

WILLIAMSON, J. H. (1968) - Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys. 46, 1845-1847.*

WRIGHT, A. E. (1980) - The Precambrian of England and Wales. in OWEN, T. R. (ed.). United Kingdom. Introduction to general geology. Livret-guide n° 7 des excursions du 26e congrès géologique international, 177 pages, 14-18.

Tableau I : Résultats U-Pb des zircons extraits du porphyre de Quenast et d'une enclave microgrenue du même gisement.

Fraction de zircon	Pb p.p.m.	Pb* p.p.m.	U p.p.m.	Compositions isotopiques du Pb			$\frac{207_{Pb}^*}{206_{Pb}^*}$	$\frac{206_{Pb}^*}{238U}$	$\frac{207_{Pb}^*}{235U}$	Age (M.A. + 2σ)		
				$\frac{204_{Pb}}{206_{Pb}}$	$\frac{207_{Pb}}{206_{Pb}}$	$\frac{208_{Pb}}{206_{Pb}}$				$\frac{207_{Pb}^*}{206_{Pb}^*}$	$\frac{206_{Pb}^*}{238U}$	$\frac{207_{Pb}^*}{235U}$
M. à 1.5 A et 2.5° de C.P.	32.4	16.8	214.5	0.012286 +0.000011	0.24365 +0.00012	0.6509	0.06800 +0.00033	0.07069 +0.00073	0.6629 +0.0097	870 ± 10	440 ± 4	516 ± 6
N.M. à 1.5 A et 0.5° de C.P.	19.6	14.4	186.8	0.005496 +0.000006	0.14075 +0.00007	0.4159	0.06111 +0.00022	0.06987 +0.00071	0.5838 +0.0079	640 ± 10	435 ± 4	470 ± 5
Enclave	65.5	56.2	616.0	0.003163 +0.000031	0.10219 +0.00009	0.5612	0.05607 +0.00098	0.06959 +0.00076	0.5380 +0.0095	455 ± 20	434 ± 5	437 ± 10

M. : Magnétique

N.M. : non magnétique

C.P. : contre-pente

$$\lambda^{238}U = 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$\lambda^{235}U = 9.8485 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1}$$

$$^{238}U/^{235}U = 137.88$$

erreurs :  $2\sigma_M$

Tableau II : Teneurs en Rb, Sr et rapports  $^{87}Rb/^{86}Sr$ ,  $^{87}Sr/^{86}Sr$  des échantillons d'enclaves et de porphyre de Lessines.

Nature des échantillons	N° éch.	Rb p.p.m.	Sr p.p.m.	$^{87}Rb/^{86}Sr$ ± 2%	$^{87}Sr/^{86}Sr$ ± $2\sigma_M$
Enclaves pauvres en épidotes	S 48-75	41.4	37.0	3.24	0.7226 ± 0.0004
	2/5	48.6	50.9	2.77	0.7192 ± 0.0003
	2/9	92.4	56.6	4.73	0.7312 ± 0.0006
	2/8A	105	48.9	6.23	0.7401 ± 0.0004
Enclaves riches en épidotes	1/16	39.9	231	0.500	0.7114 ± 0.0002
	1/17	56.3	70.9	2.30	0.7221 ± 0.0003
	8/1	27.0	167	0.465	0.71116 ± 0.00008
"Porphyre"	S 48-105	102.4	104.2	2.85	0.7251 ± 0.0004
	S 46-68	85.1	139.2	1.77	0.7188 ± 0.0004
	S 52-32	98.2	230	1.24	0.7157 ± 0.0001

La détermination des teneurs en Rb et en Sr a été effectuée, au Musée Royal de l'Afrique Centrale, par fluorescence X. Le standard de  $SrCO_3$  Eimer et Amend donne pour le spectromètre de masse TH 5 de Varian un rapport  $^{87}Sr/^{86}Sr$  de  $0.70807 \pm 0.00006$  (corrigé pour  $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ ).  $\lambda^{87}Rb = 1.42 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ .