

Données nouvelles sur le magmatisme bimodal du massif de Rocroi (Ardenne) *

New data on the bimodal magmatism of the Rocroi Massif (Ardenne)

O. GOFFETTE ⁽¹⁾, F. MEILLIEZ ⁽¹⁾ et C. GAGNY ⁽²⁾

Mots-clés : Dyke, Microgranite, Dolérite, Ordovicien supérieur, Dévonien inférieur.
Analyse majeurs, Analyse éléments-trace, Composition tholéitique, Extension tectonique.
Ardenne (massif de Rocroi).

Résumé

Les filons de microgranite et de diabase du massif de Rocroi (nappe de Dinant, Ardenne) se sont mis en place, soit à l'Ordovicien supérieur, soit au tout début du Dévonien, dans un encaissant déjà plissé.

L'étude géochimique met en évidence d'importantes variations de chimisme au sein de ces filons, dues à la différenciation mécanique primaire, au métamorphisme et aux altérations hydrothermales. Ces processus rendent difficile la détermination des affinités magmatiques de ces roches, surtout dans le cas du microgranite. Les diabases montrent cependant un net caractère tholéitique et une parenté géochimique avec les tholéiites continentales.

L'incertitude relative à l'âge de ces filons conduit à proposer une alternative. Si l'on admet que les filons se sont mis en place à l'Ordovicien supérieur, le magmatisme de Rocroi est contemporain du magmatisme ordovico-silurien du Brabant. Dans ce cas, les données structurales impliquent que tous deux se mettent en place dans un contexte compressif. Si par contre les filons sont d'âge dévonien basal, alors ce magmatisme pourrait caractériser un épisode de distension intracontinentale conduisant à l'initiation du bassin sédimentaire dévono-carbonifère. C'est peut-être ce même épisode distensif qui est responsable du magmatisme important observé dans le massif Schisteux Rhénan du Dévonien moyen au Carbonifère inférieur.

Abstract

Diabasic and microgranitic dykes of the Rocroi Massif (Dinant nappe, Ardenne) were emplaced during the Upper Ordovician or during the Lower Devonian times into previously folded surrounding rocks.

The geochemical study shows large transversal variations of the chemical composition, which are related to primary mechanical differentiation, with green schist metamorphism and hydrothermal alterations. These processes have made difficult to define the petrogenetic affinities of these rocks, particularly in the case of microgranite. However, from the study of stable elements, it appears that diabases have tholeiitic characters and are very similar to the continental tholeiites.

The indefinite age of the Rocroi Massif intrusions lead to propose an alternative. If they are considered as Upper Ordovician, they are contemporaneous with the Ordovician to Silurian magmatism of the Brabant parautochthon. In this case structural data show that both magmatisms are produced in a converging tectonic setting. If the Rocroi Massif dykes have been emplaced during the Silurian to Devonian transition then this magmatism would indicate an intracontinental distensive phase in relation with the Devonian sedimentary basin development. In the German Rheinische Schiefergebirge, this intracontinental rifting phase could be responsible for the Devonian to Carboniferous magmatism.

* Manuscrit déposé le 10 août 1988, accepté le 15 mai 1990.

(1) Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, UA-CNRS, n° 719, Université Sciences et Techniques Lille-Flandres-Artois, 59655 Villeneuve-d'Ascq cedex.

(2) Laboratoire de Pétrologie Structurale et Métallogénie, UA-CNRS n° 728, BP 239, Université Nancy I, 54206 Vandœuvre-les-Nancy cedex.

Introduction

Les filons magmatiques du massif cambro-ordovicien de Rocroi (Ardenne) ont été classiquement décrits comme étant antérieurs à toute structuration de l'Ardenne (Waterlot, 1937 ; Beugnies, 1963). Des travaux routiers réalisés en 1980, ayant dégagé un chevelu filonien sécant sur des plis de l'encaissant, ont conduit F. Meilliez (1981) à relancer le débat sur le calendrier de l'évolution paléozoïque de l'Ardenne.

Les études structurales récentes (Meilliez, 1981 ; Goffette, 1986) ont confirmé que ces intrusions sont tardives ou postérieures à une première phase tectonique, et ont montré que leur mise en place s'est effectuée entre l'Ordovicien supérieur et le Dévonien basal. Dans le massif de Rocroi, cette période coïncide avec un hiatus sédimentaire et est encadrée par deux épisodes bien distincts :

- un épisode de compression qui correspond à la tectogenèse calédonienne ;
- un épisode de distension conduisant au développement du bassin dévono-carbonifère ardennais.

Cette période correspond donc à d'importants changements du contexte géotectonique de l'Ardenne.

La géochimie des intrusions magmatiques du massif de Rocroi, est susceptible d'apporter des informations permettant de mieux comprendre cette évolution. En effet, les études récentes ont souligné l'intérêt de l'analyse des caractéristiques chimiques des roches magmatiques récentes ou anciennes pour définir leur environnement géotectonique d'origine (voir par exemple Pearce, 1983 ; Saunders et Tarney, 1984 ; Briand *et al.*, 1988).

Une première série de données a été recueillie pour tester cette approche, nouvelle dans cette région essentiellement sédimentaire.

Cet article présente les premiers résultats obtenus.

Présentation structurale

Contexte structural du magmatisme de l'Ardenne

En Ardenne, la structure régionale porte l'empreinte dominante de la tectonique tangentielle du Carbonifère supérieur (*in* Robaszynski et Dupuis, 1983 ; *in* Chamley, coord., 1984) (fig. 1 A). Un domaine allochtone, connu sous le nom de nappe de Dinant (Fourmarier, 1913 ; Bless *et al.*, 1980), situé au sud chevauche le domaine parautochtone du Brabant, situé au nord, par l'intermédiaire d'un chevauchement complexe dont la faille du Midi est le toit (Raoult et Meilliez, 1985 ; Meilliez et Raoult, 1987).

Les séries sédimentaires dévono-carbonifères de l'allochtone et du parautochtone reposent en discordance sur un substratum d'âge paléozoïque inférieur. Ce substratum est formé de dépôts fins, siliciclastiques,

puissants et monotones. Ces dépôts sont datés paléontologiquement (Walter, 1980 ; Vanguetstaine, 1986) :

- du Cambrien inférieur au Silurien supérieur dans le parautochtone ;
- de l'Ordovicien au Silurien dans les écaillés frontales de l'allochtone (« Bande condrusienne » de Michot, 1980) ;
- du Cambrien inférieur à l'Ordovicien moyen dans la partie arrière de l'allochtone (massifs de Haute-Ardenne : Rocroi, Stavelot, Givonne).

Dans le parautochtone, la série datée de l'Ordovicien supérieur au Silurien présente des témoins d'un magmatisme différencié (fig. 1 A). Il s'agit de coulées, tufs et necks de basaltes, andésites, dacites et rhyolites. Ces roches ont subi d'importantes altérations hydrothermales (André, 1983 ; André *et al.*, 1986). Ces auteurs ont caractérisé une tendance évolutive géochimique depuis une province calco-alcaline à l'ouest, vers une province tholéiitique à l'est. Dans l'ensemble, le magmatisme du parautochtone débute plus tôt à l'ouest qu'à l'est.

Dans l'allochtone (fig. 1 A) la Bande condrusienne contient quelques coulées basiques et quelques tufs. Ces roches sont mal connues car très mal exposées et très altérées. En Haute-Ardenne, le magmatisme est bimodal. Il est exprimé par des filons de diabase et de microgranite ayant subi une altération hydrothermale ainsi que les effets d'un métamorphisme régional épizonal d'âge hercynien (Beugnies, 1963 ; André, 1983). Ces roches filoniennes posent deux problèmes : celui de leur origine et de leur évolution magmatique ; celui de l'âge de leur mise en place.

De façon générale, c'est l'âge, le type et la signification du magmatisme ardennais au Paléozoïque inférieur qui est à préciser.

Contexte structural du magmatisme du massif de Rocroi

Les relations structurales des filons du massif de Rocroi avec leur encaissant sont un sujet permanent de débat depuis leur découverte au siècle dernier (fig. 1 B).

Fig. 1. - Structural setting of the magmatism from Ardenne (A), from the Rocroi Massif in plan (B), section (C).

A : Map drawn from the data of André (1983), Beugnies (1963, 1976), Robaszynski and Dupuis (1983). 1 : Volcanites (flows, tuffs, pyroclastics) ; 2 : Intrusions (dykes, necks, plutons) ; 3 : Boundary between the calc-alkaline (PCA) and tholeiitic (PTH) geochemical provinces ; 4 : Lower Paleozoic substratum cropping out in the Brabant (BR) ; Condruisian Belt (BC) ; Haute-Ardenne with the Rocroi (MR), Stavelot (MS) and Givonne (MG) massifs ; 5 : Upper Paleozoic ; FM : Midi fault.

B : Outcrop map of the Rocroi Massif, adapted from Beugnies (1963). 1 : Deville Beds (a), capped by the slaty Renaissance vein (c) and overlain by the Revin Beds (b) at the base of which the Folie vein is represented (d) ; 2 : Devonian ; 3 : Mesozoic ; 4 : Magmatic dykes ; 5 : Hercynian thrusts, FCO : Carbonnière fault, FGC ; Grande-Commune fault ; 6 : Boundary between the outer (a) and inner (b) epizonal metamorphic zones, after Beugnies (1986). Ro : Rocroi ; Re : Renwez ; Wi : Willerzie.

C : Cross-section of the Rocroi Massif after Beugnies (1969) ; although the trace of the deep dykes need to be modified, this section shows the spatial association between the Grande-Commune fault and the dykes. Bo : Bogny ; Fé : Fépin ; De : Deville ; La : Laifour.

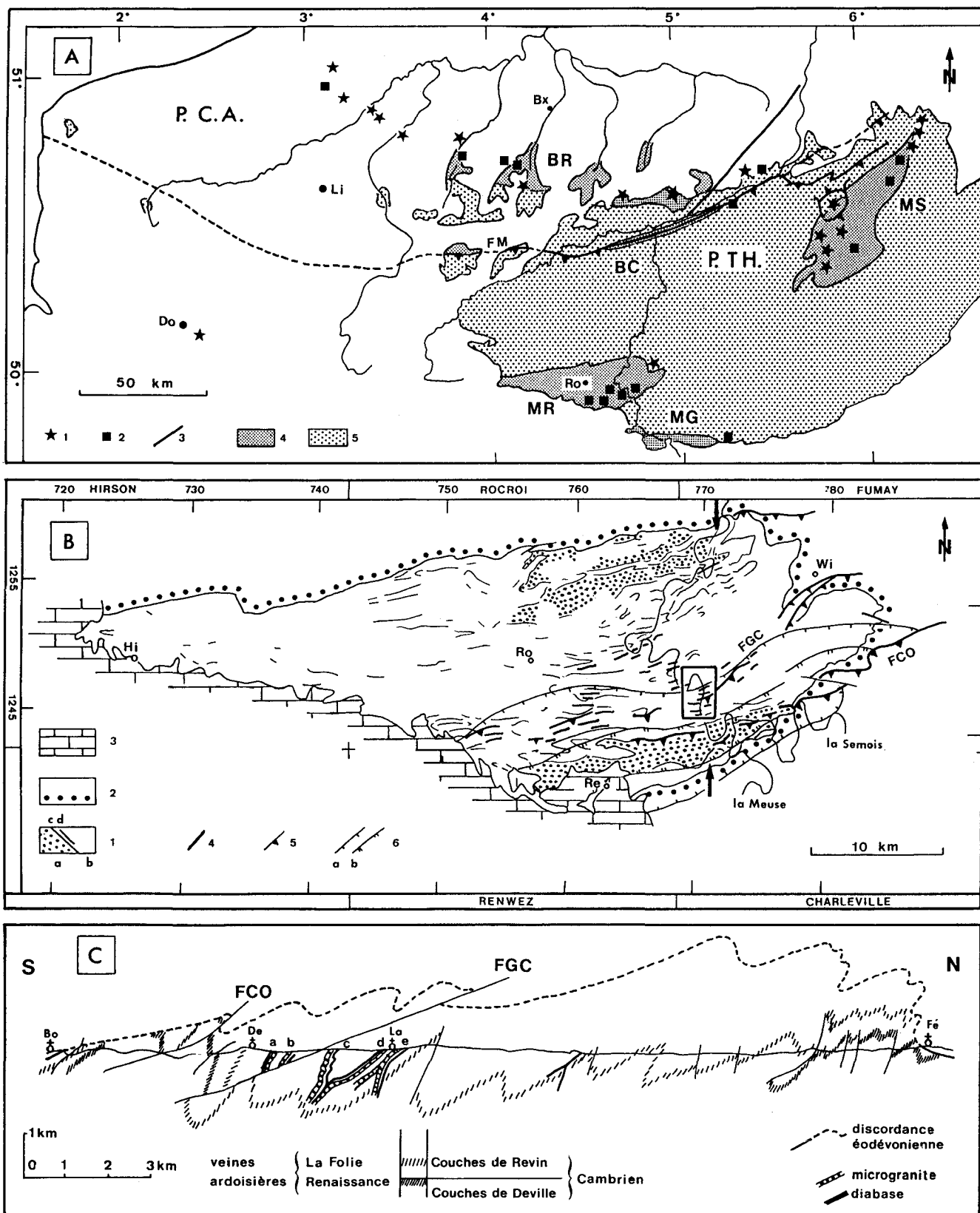


Fig. 1. - Le contexte structural du magmatisme en Ardenne (A), dans le massif de Rocroi en carte (B), en coupe (C).
 A : Carte réalisée d'après les données de André (1983), Beugnies (1963, 1976), Robaszynski et Dupuis (1983). 1 : volcanites (coulées, tufs, pyroclastites) ; 2 : intrusions (filons, necks, plutons) ; 3 : limite entre les provinces géochimiques calco-alcalines (PCA) et tholéitiques (PTH) ; 4 : substratum paléozoïque inférieur connu dans le Brabant (BR), la Bande condrusienne (BC), la Haute-Ardenne, avec les massifs de Rocroi (MR), de Stavelot (MS) et de Givonne (MG) ; 5 : Paléozoïque supérieur. FM : faille du Midi.
 B : Carte d'affleurements dans le massif de Rocroi, modifiée d'après Beugnies (1963). 1 : Couches de Deville (a), coiffées par la veine ardoisière Renaissance (c), et surmontées par les Couches de Revin (b) à la base desquelles la veine de la Folie est représentée (d) ; 2 : Dévonien ; 3 : Mésozoïque ; 4 : filons magmatiques ; 5 : chevauchements hercyniens reconnus, FCO : faille de la Carbonnière, FGC : faille de la Grande-Commune ; 6 : limites de la zone métamorphique épizonale externe (a), interne (b), d'après Beugnies (1986). Ro : Rocroi ; Re : Renwez ; Wi : Willerzie.
 C : Coupe du massif de Rocroi, réalisée par Beugnies (1969) ; bien que la trace des filons en profondeur soit à retoucher, cette coupe montre l'association spatiale entre la faille de la Grande-Commune et les filons. Bo : Bogny ; Fé : Fépin ; De : Deville ; La : Laifour.

Jusqu'en 1980, les talus de routes disponibles ne montraient que des filons parallèles à la stratification, qui ont donc toujours été considérés comme des sills (Waterlot, 1937 ; Beugnies, 1963) (fig. 1 C).

Mais l'élargissement en 1980 du CD 988, au sud de Revin, a dégagé une coupe d'excellente qualité, montrant des filons de diabase sécants sur des plis métriques (Meilliez, 1981). De façon générale, les filons sont des objets plans, parallèles à la surface axiale de plus subisoclinaux, d'où l'impression d'observer des sills dans les flancs de ces plis. Si ce type de relation structurale devait être vérifié à l'échelle du Massif, il faudrait admettre que la mise en place des filons a eu lieu après une phase tectonique, ou à la fin de celle-ci.

Par ailleurs, L. André *et al.* (1986) signalent à titre préliminaire, que des zircons extraits du filon de diabase F (fig. 2) donnent un âge, soit de 459 ± 6 Ma, soit de 396 ± 3 Ma. Ces deux âges possibles sont inclus dans la période de hiatus sédimentaire du massif de Rocroi. Les filons se mettent donc en place à la base de l'Ordovicien supérieur ou au Dévonien basal (échelle d'Odin, 1982, 1986). Selon que l'on retient l'âge le plus ancien ou le plus récent, le magmatisme de Rocroi est soit contemporain, soit tardif par rapport au magmatisme du Brabant.

Contexte structural du magmatisme dans le secteur Deville-Laifour

Dans ce secteur (fig. 2) se situent les deux filons les plus célèbres de la littérature ardennaise (Gosselet, 1980, 1988 ; Waterlot *et al.*, 1973). Le microgranite de Mairut (filon D) a été décrit comme le type des porphyroïdes (de Lapparent, 1909). La diabase de la Grande-Commune (filon F) a été échantillonnée par André (1983 ; voir datations ci-dessus) pour une étude de reconnaissance géochimique et géochronologique du massif de Rocroi.

Une cartographie détaillée (à 1/10 000) de ce secteur a été établie afin de préciser les rapports géométriques des filons d'épaisseur plurimétrique avec leur encaissant cambro-ordovicien. Un échantillonnage a été réalisé pour analyser leur structure interne et amorcer une analyse géochimique détaillée.

Ce secteur est aussi situé sur le tracé supposé de la Faille de la Grande-Commune, un accident important et polyphasé (Beugnies, 1963). La coïncidence entre le tracé de cette faille et l'alignement cartographique des filons n'est sans doute pas aléatoire (fig. 1 B, 1 C). Cet accident était nécessairement une zone de faiblesse ayant facilité et guidé la mise en place des filons.

Les résultats de l'analyse structurale en cours peuvent être résumés comme suit. Les filons apparaissent comme étant des objets plans, sécants sur des plis métriques à décimétriques. Ils ne sont pas affectés par les plis majeurs représentés sur la carte géologique à 1/50 000 (Fumay, 3008). Un clivage schisteux d'origine tectonique affecte inégalement les filons dans leur épaisseur. Statistiquement, les plans des filons, les surfaces axiales des plis analysés, la schistosité, ont la même attitude.

Cette disposition confirme que la mise en place des filons s'est produite après une importante déformation

plicative calédonienne. Les structures acquises lors de cette phase tectonique ont fortement influencé la géométrie des intrusions. Les filons ont été schistosés lors de la déformation hercynienne.

Description pétrographique

Les microgranites

La texture est microgrenue dans la partie centrale des filons. Vers les épontes, la texture schisteuse domine, se traduisant par l'alignement des lamelles de phyllites de la mésostase, ainsi que par la présence d'ombres de pression autour des phénocristaux de quartz et de feldspath.

Au sein d'un même filon, le pourcentage et la taille des phénocristaux diminuent progressivement du cœur vers les épontes. Cette organisation est due aux migrations des phénocristaux vers le centre de la caisse filonienne au cours de la mise en place du magma : c'est l'effet Bagnold (Bagnold, 1954 ; Gagny, 1978 ; André et Gagny, 1982).

D'un filon à l'autre, la taille de ces phénocristaux varie considérablement. Par exemple, le filon D de Mairut présente des cristaux de feldspath de dimension pugilaire, tandis que ceux du filon E de la Grande-Commune ont une taille voisine du centimètre.

La minéralogie a été minutieusement décrite par J. de Lapparent (1909) et par A. Beugnies (1963). L'association quartz, albite, chlorite et calcite témoigne des altérations hydrothermales et métamorphiques subies par ces roches. L'albite résulte de la transformation du plagioclase et du microcline, tandis que la chlorite a pour origine la déstabilisation de micas blancs et de biotites, que l'on rencontre à l'état de reliques. Accessoirement, on observe de l'épidote, de l'apatite, du zircon et des oxydes de fer.

La présence ou l'absence de cristaux de microcline albitisé a conduit J. de Lapparent (1909) à distinguer deux variétés pétrographiques :

- le « type potassique » à fantômes de microcline, représenté dans le secteur Deville-Laifour par les filons A à D ;
- le « type sodique », sans microcline.

Les diabases

Une texture intersertale ou parfois ophitique est conservée au cœur des filons épais (Q, F, G). A proximité des épontes, une texture schisteuse d'origine tectonique, soulignée par l'orientation des lamelles de chlorite, se superpose à la texture doléritique (*s.l.*) ou même l'oblitére.

Comme dans le cas des microgranites, la minéralogie des diabases résulte de transformations secondaires. L'association albite, épidote, chlorite est observée dans tous les filons du massif de Rocroi et forme l'essentiel de la roche. L'actinote est rencontrée au cœur des filons les plus épais du secteur Deville-Laifour, qui appartient à la

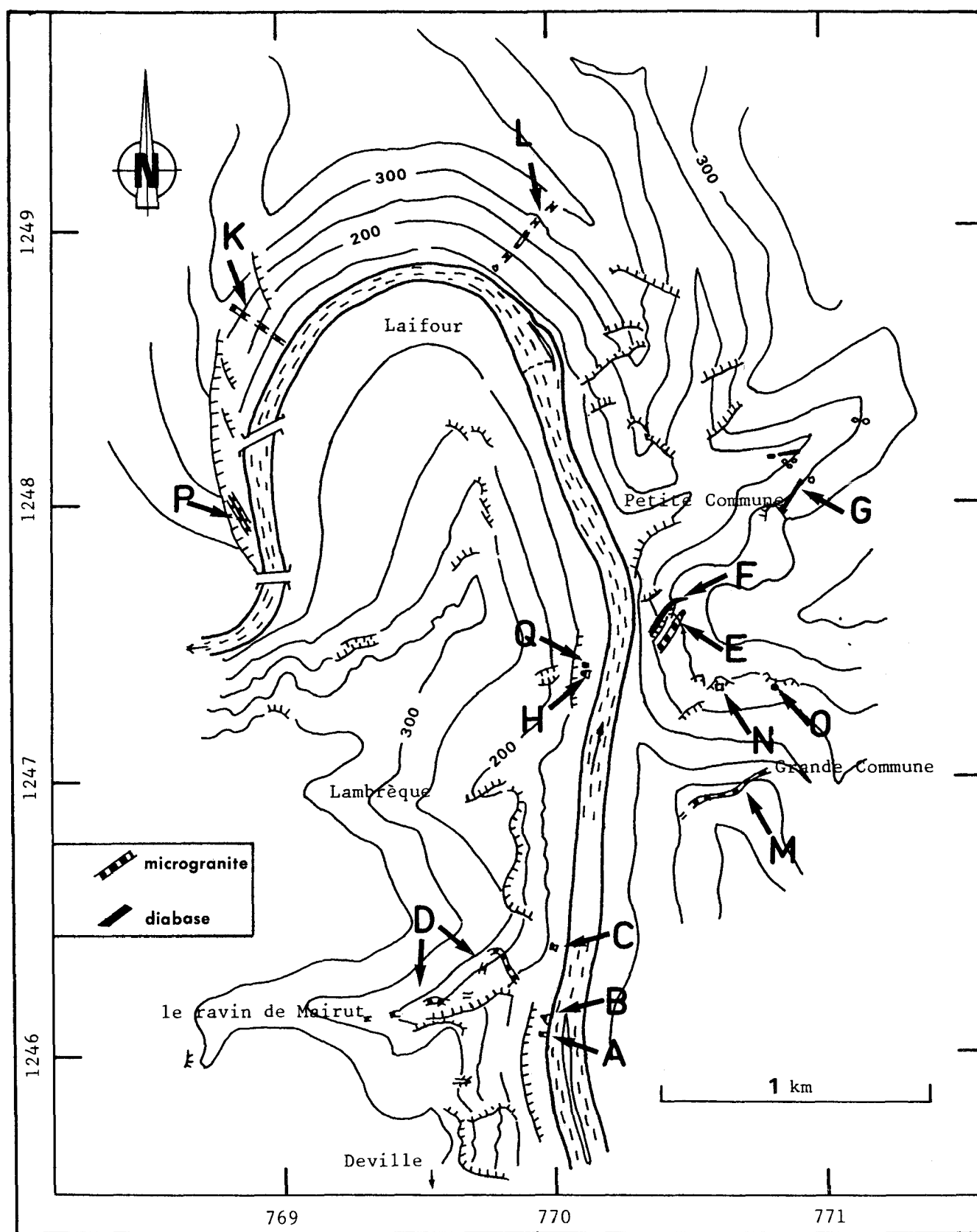


Fig. 2. - Localisation et identification des filons magmatiques dans le secteur Deville-Laifour.

Fig. 2. - Location and identification of the magmatic dykes in the Deville-Laifour area.

zone la plus métamorphique du massif de Rocroi (fig. 1 B). Cette actinote est altérée à des degrés variables et présente généralement une bordure réactionnelle à chlorite, épidote et calcite.

La minéralogie de ces roches filoniennes montre donc l'importance des transformations secondaires, hy-

drothermales et métamorphiques, subies par ces roches. La distinction des parts de ces deux phénomènes ainsi que leurs modalités font l'objet d'études en cours. Comme la minéralogie primaire ne peut pas être reconnue, on ne peut donc pas distinguer plusieurs familles à signification pétrogénétique.

Étude géochimique

Nous disposons de 21 analyses chimiques déjà publiées portant sur les éléments majeurs (de Lapparent, 1909 ; Beugnies, 1963) (tabl. 1), auxquelles s'ajoutent 12 analyses nouvelles (tabl. 2) réalisées par le BRGM à Orléans. Les compositions en éléments majeurs ont été obtenues par fluorescence X et celles en éléments traces par émission plasma (ICP). Les douze échantillons correspondant à ces analyses ont été prélevés dans trois filons différents :

— le filon de microgranite E (fig. 2) : un échantillon à l'éponte (MGC 1), le second à environ 1,5 m de l'éponte (MGC 2) et le troisième au cœur (MGC 3) ;

	DB 229B	DB229B1	DB 334	DB 367	DB 368	DB 422	DB422B
SiO ₂	46,6	45,12	44,83	49,65	48,06	50,7	51,07
Al ₂ O ₃	12,5	11,3	11,98	11,92	11,7	10,25	11,2
Fe ₂ O ₃	5,05	1,33	0	2,2	6,84	4,06	2,64
FeO	9,53	10,01	10,38	12,05	9	10,25	11,2
MgO	7,06	6,23	6,97	5,45	6,66	4,52	4,78
CaO	10,48	10,2	8,94	5,93	8,27	6,48	3,82
Na ₂ O	1,24	2,33	1,01	2,28	1,87	3,4	2,22
K ₂ O	0,07	0,14	0,24	0,04	0,05	0,05	0,01
TiO ₂	2,07	2,78	2,47	2,39	1,43	3,5	4,08
P ₂ O ₅	0,29	0,34	0,39	0,48	0,39	0,5	0,47
PF	5,68	10,57	11,21	7,76	6,15	6,03	6,5
total	100,65	100,44	98,76	100,22	100,50	99,70	100,49

	DB2508	DL 81	ML 193	MB 205	ML229BC	ML229BD	MB 22
SiO ₂	51,77	48	70,8	71,6	74,7	78,8	74,12
Al ₂ O ₃	10,32	17,8	15	12,12	13,3	12,8	11,67
Fe ₂ O ₃	5,56	3,6	4,1	0,57	2,9	1,5	—
FeO	8,3	8,6	—	5,85	—	—	4,98
MgO	4,07	5,8	1	1,28	2,3	0,8	0,73
CaO	7,37	10,5	2,2	0,88	0,4	0,5	1,33
Na ₂ O	2,57	3,4	5,1	2,75	4,6	4,1	4,34
K ₂ O	0,06	0,6	2,3	2,7	2,1	3,4	1,12
TiO ₂	3,5	4,08	4,02	—	—	1	—
P ₂ O ₅	0,38	—	—	0,35	—	—	0,32
PF	0,75	1,9	0,8	2,76	1	0,6	0,82
total	99,25	100,20	101,30	100,9	101,30	100,60	99,87

	ML186B	MB 70	MB 145	ML186B1	MB2411	ML209	ML229BE
SiO ₂	73,9	74,82	75,12	81,1	75,71	77,4	78,1
Al ₂ O ₃	13,9	11,75	10,38	10,8	11,06	13,8	12,8
Fe ₂ O ₃	1,8	—	0,83	1,2	0,26	1,4	1,7
FeO	—	3,52	3,1	—	3,41	—	—
MgO	0,4	0,68	0,36	0,1	2,51	0,5	0,5
CaO	1,1	1,13	1,75	0,5	0,12	0,3	0,6
Na ₂ O	4,1	4,71	4,25	5,9	3,41	6,5	5,4
K ₂ O	4,4	1,69	1,36	0,5	0,78	0,5	0,7
TiO ₂	—	0,35	0,08	—	0,02	—	—
P ₂ O ₅	—	0,37	0,38	—	0,29	—	—
PF	0,9	0,59	1,23	0,4	3,11	0,7	0,5
total	100,50	99,64	98,92	100,50	100,68	101,10	100,50

Tabl. 1. - Analyses chimiques anciennes de filons du massif de Rocroi. Les deux premières lettres en tête indiquent, pour la première la nature de la roche (diabase : D et microgranite : M), pour la seconde l'auteur (B : Beugnies, 1963 ; L : J. de Lapparent, 1909). La numérotation qui suit est celle de Beugnies (1963).

Table 1. - Old chemical analyses of the Rocroi Massif dykes. The first of the two letters at the top indicates the rock type (diabase : D and microgranite : M) and the second indicates the author (B : Beugnies, 1963 ; L : J. de Lapparent, 1909). The subsequent numbers are from Beugnies (1963).

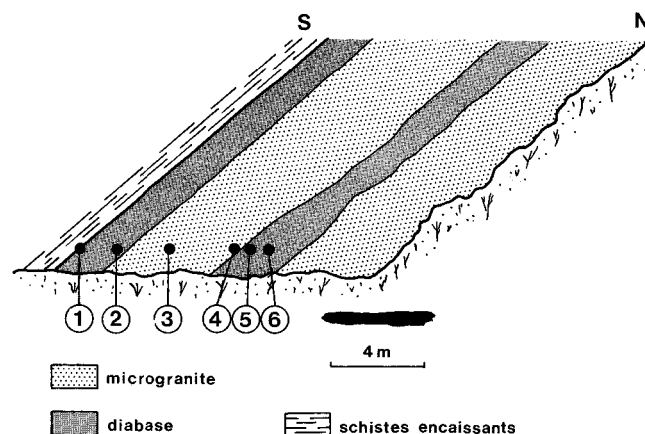


Fig. 3. - Organisation générale vue en coupe du filon composite P (X = 768,87 ; Y = 1 248,95). Les épontes, la schistosité et la stratification de l'encaissant sont orientées N71°E 42°S. 1 à 6 : échantillons analysés.

Fig. 3. - General structure, in section, of the composite dyke P (X = 768.87 ; Y = 1 248.95). The walls, the schistosity and the stratification of the country rock strike N71°E 42°S. 1 to 6 : samples analysed.

— le filon de diabase F (même type d'échantillonnage) ;
— le filon composite P (6 échantillons, voir fig. 3).

Un premier examen montre le caractère souvent anormal de ces compositions (tabl. 1 et 2), en relation avec les transformations subies par ces roches : les fortes pertes au feu et les faibles teneurs en alcalins sont particulièrement remarquables. De plus, les douze analyses nouvelles montrent d'importantes variations de chimisme au sein d'un même filon de microgranite ou de diabase.

Il convient donc d'utiliser ces analyses avec une grande prudence et de se référer en priorité aux éléments que l'on peut considérer comme étant réfractaires aux processus métamorphiques et d'altération.

Différenciation chimique au sein des filons magmatiques

Exemple du filon de microgranite E

L'examen des trois analyses du filon de microgranite E montre qu'il existe, transversalement, d'importantes variations du chimisme (fig. 4). Des épontes vers le cœur :

— les teneurs en silice et en alcalins (Na₂O, K₂O, Li), en Ba et en Pb augmentent fortement ;
— celles en Al₂O₃ restent sensiblement constantes ;
— les éléments de transition (Fe₂O₃, Cr, Co, Ni, Cu, Zn), les alcalino-terreux (MgO, CaO et Sr), les éléments incompatibles (TiO₂, P₂O₅, V, Y, Zr) ont des teneurs en forte diminution, et la perte au feu décroît aussi.

Ces variations chimiques internes sont à mettre en relation, pour une part, avec une différenciation chimique primaire, c'est-à-dire acquise lors de la mise en place du filon. On a vu précédemment que le filon E a subi une différenciation mécanique par effet Bagnold.

	éponte ---->			cœur		
	MGC1	MGC2	MGC3	DGC1	DGC2	DGC3
SiO ₂	45,4	43,3	77,8	45,5	43,1	47,2
Al ₂ O ₃	14,09	14,20	12,34	14,13	13,59	14,34
Fe ₂ O ₃	12,25	13,01	1,31	13,39	11,62	13,23
MnO	0,47	0,26	0,05	0,64	0,18	0,20
MgO	6,71	6,42	0,50	5,87	6,28	6,26
CaO	7,36	8,33	0,58	7,46	9,92	10,26
Na ₂ O	0,30	1,95	4,53	1,63	1,32	2,02
K ₂ O	1,02	0	1,18	0,05	0,40	0,07
TiO ₂	1,74	1,97	0,19	1,73	1,56	2,00
P ₂ O ₅	0,19	0,16	0,15	0,15	0,17	0,17
PF	10,91	10,18	1,26	9,99	11,53	3,43
total	100,44	99,78	99,89	100,54	99,67	99,18
Li	112	74	11	99	114	<10
Be	<2	<2	<2	<2	<2	<2
B	<10	<10	<10	<10	<10	<10
V	227	309	11	269	240	301
Cr	174	199	<10	211	170	16
Co	27	34	<5	40	35	40
Ni	97	70	27	83	104	68
Cu	38	59	20	11	73	71
Zn	112	152	35	184	85	97
As	27	28	<20	59	45	<20
Sr	67	193	94	109	170	267
Y	22	31	<20	24	24	30
Nb	<20	24	<20	<20	<20	24
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Ag	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Sb	<10	<10	13	<10	<10	<10
Ba	102	<10	274	<10	28	15
La	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ce	15	17	<10	13	16	15
W	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Pb	<10	<10	38	<10	<10	<10
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Zr	148	149	89	175	138	258

	éponte ----->						cœur
	DL1	DL2	ML3	ML4	DL5	DL6	
SiO ₂	52,3	47,9	77,0	76,2	45,9	43,8	
Al ₂ O ₃	14,82	13,85	13,21	13,01	13,21	13,39	
Fe ₂ O ₃	15,87	14,22	0,91	2,60	14,35	12,44	
MnO	0,11	0,51	0,04	0,08	0,26	0,19	
MgO	6,23	5,61	0,34	1,14	5,82	5,83	
CaO	0,82	6,80	0,36	0,51	7,49	9,53	
Na ₂ O	0,26	0,56	3,19	3,00	1,62	1,75	
K ₂ O	0,72	1,39	4,37	1,89	0,25	0,19	
TiO ₂	2,68	2,37	0,18	0,23	2,31	1,80	
P ₂ O ₅	0,22	0,23	0,11	0,16	0,21	0,19	
PF	5,63	5,63	1,15	1,93	8,98	10,64	
total	99,66	99,07	100,86	100,75	100,40	99,75	
Li	146	102	27	24	86	90	
Be	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
B	<10	<10	18	<10	<10	<10	
V	381	383	<10	14	332	278	
Cr	190	170	<10	11	161	187	
Co	15	39	<5	<5	37	35	
Cu	53	91	6	15	87	78	
Zn	142	154	14	53	117	89	
As	<20	<20	<20	<20	<20	<20	
Sr	50	120	83	66	197	247	
Y	31	31	20	27	35	26	
Nb	31	28	<20	<20	29	21	
Mo	<5	<5	<5	<5	<5	<5	
Ag	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	
Cd	<2	<2	<2	<2	<2	<2	
Sn	<10	<10	14	13	<10	<10	
Sb	<10	<10	16	13	<10	<10	
Ba	51	187	137	236	19	<10	
La	<20	<20	<20	<20	<20	<20	
Ce	15	19	24	12	24	15	
W	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Pb	<10	<10	48	28	<10	<10	
Bi	<10	<10	<10	<10	<10	<10	
Zr	239	215	121	179	219	157	

Tabl. 2. - Nouvelles analyses chimiques (majeurs en % et traces en ppm). MGC 1 à MGC 3 : microgranite de la Grande-Commune (filon E, X = 770,41 ; Y = 1 247,46) ; DGC 1 à DGC 3 : diabase de la Grande-Commune (filon F, X = 770,37 ; Y = 1 247,55) ; DL 1 à DL 6 : filon composite de Laifour (filon P, X = 768,87 ; Y = 1 247,95). Analyses réalisées par le BRGM à Orléans.

Table 2. - New chemical analyses (major elements in % ; trace elements in ppm). MGC1 to MGC 3 : Grande-Commune microgranite (dyke E, X = 770.41 ; Y = 1 247.46) ; DGC 1 to DGC 3 : Grande-Commune diabase (dyke F, X = 770.37 ; Y = 1 247.55) ; DL 1 to DL 6 : Laifour composite dyke (dyke P, X = 768.87 ; Y = 1 247.95). Analyses carried by the BRGM at Orléans.

La concentration des phénocristaux de quartz et d'albite vers le cœur du filon explique les teneurs plus élevées en SiO₂ et en Na₂O. De même, au cœur, le pourcentage plus faible de mésostase, qui contient les phyllosilicates, l'épidote et les opaques, rend compte des teneurs minimales en magnésium, calcium, fer, titane.

Mais ces variations chimiques internes sont dues, pour une autre part, aux transformations métamorphiques et hydrothermales. En effet, l'éponte, qui est une discontinuité physique, la texture schisteuse de l'encaissant et du microgranite près des épontes, favorisent les circulations de fluides. Le cœur du filon, où la roche est massive, aurait été moins exposé à ce type de transformation. Il semble pour l'instant difficile de quantifier ce processus. Toutefois, la valeur de la perte au feu peut en être un bon indicateur d'intensité.

Exemple du filon de diabase F

L'examen des trois analyses du filon de diabase F (fig. 5) montre qu'à la différence du filon de microgranite E, les variations chimiques transversales sont relativement faibles. Quelques traces présentent des variations notables : V, Sr, Zr et Cu sont plus abondants vers le cœur du filon tandis que Li l'est moins. Comme dans

le cas du filon de microgranite E, la perte au feu, qui augmente fortement vers l'éponte du filon, montre une plus importante transformation en bordure du filon.

Exemple du filon composite P

Le filon P (fig. 3) montre une association complexe microgranite-diabase dans une même caisse filonienne dont on ne peut observer l'éponte inférieure. Ce dispositif pose le problème de la succession des différents épisodes de mise en place.

Les contacts nets et plans entre les différentes unités semblent indiquer une consolidation du magma entre les différents épisodes d'intrusion. L'observation macroscopique des variations texturales montre une symétrie des deux unités de microgranite par rapport à la diabase centrale : la taille moyenne et le pourcentage de phénocristaux augmentent depuis les interfaces externes pour atteindre leur maximum aux interfaces microgranite-diabase. Il est raisonnable d'interpréter cette observation par l'effet Bagnold (comme dans le cas du filon E). Dans ce cas, la mise en place de la diabase centrale serait ici postérieure à celle du microgranite et se serait faite suivant le plan axial d'un premier filon de microgranite.

Le profil de variations chimiques (fig. 6) de la lame supérieure de microgranite montre le même type d'évolution que dans le cas du filon de microgranite E. Les échantillons (4) et (5), prélevés au contact de part et

d'autre de l'interface microgranite supérieur-diabase, montrent d'importantes différences de composition par rapport aux échantillons récoltés à l'intérieur de ces deux unités (respectivement 3 et 6). Comme on

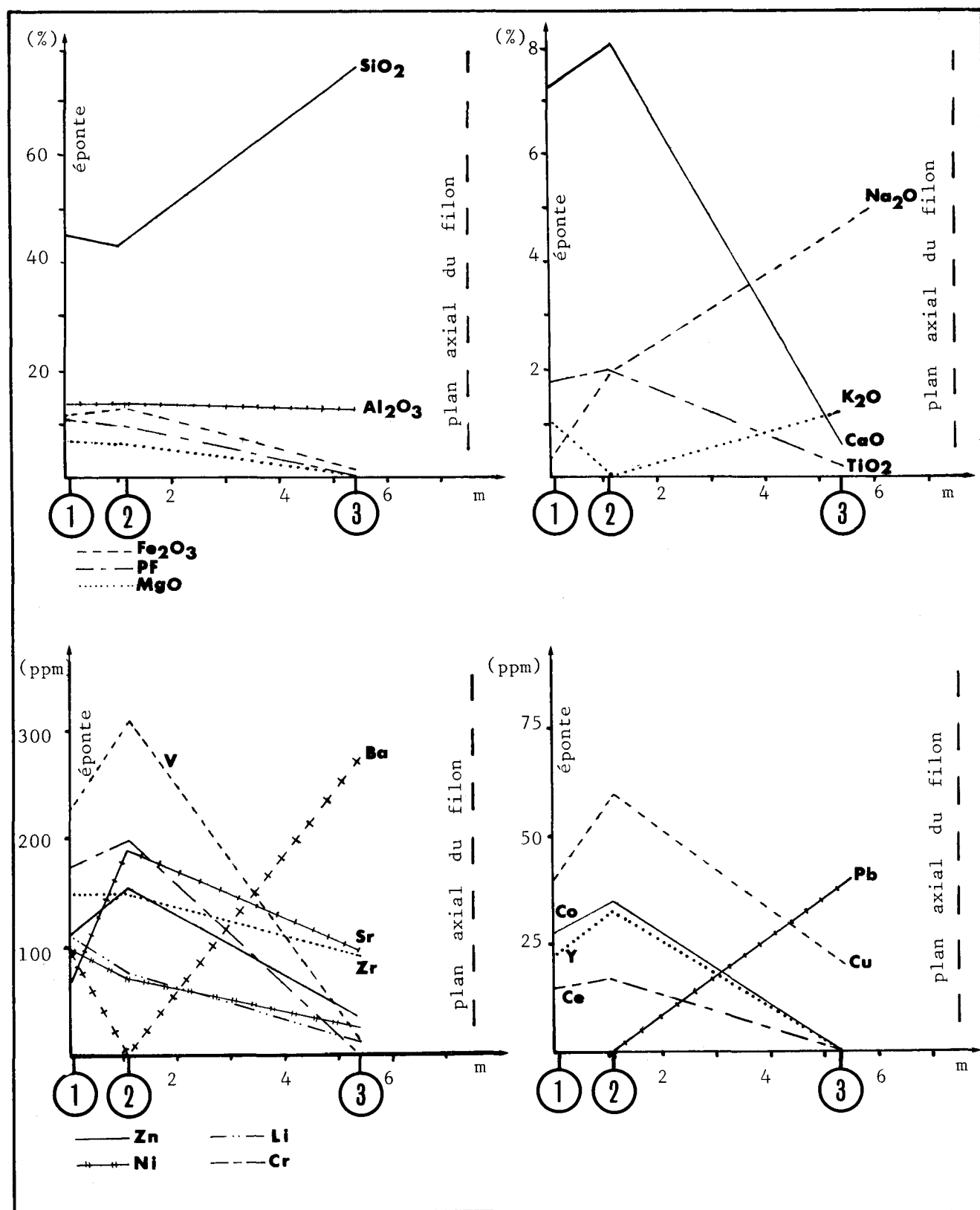


Fig. 4. - Profils de variations chimiques transversales dans le filon de microgranite de la Grande-Commune (filon E, $X = 770,41$; $Y = 1\,247,46$). Échantillons MGC 1 à MGC 3.

Fig. 4. - Profiles of transverse chemical variations in the Grande-Commune diabase dyke (dyke E, $X = 770.41$; $Y = 1\,247.46$). Samples MGC 1 to MGC 3.

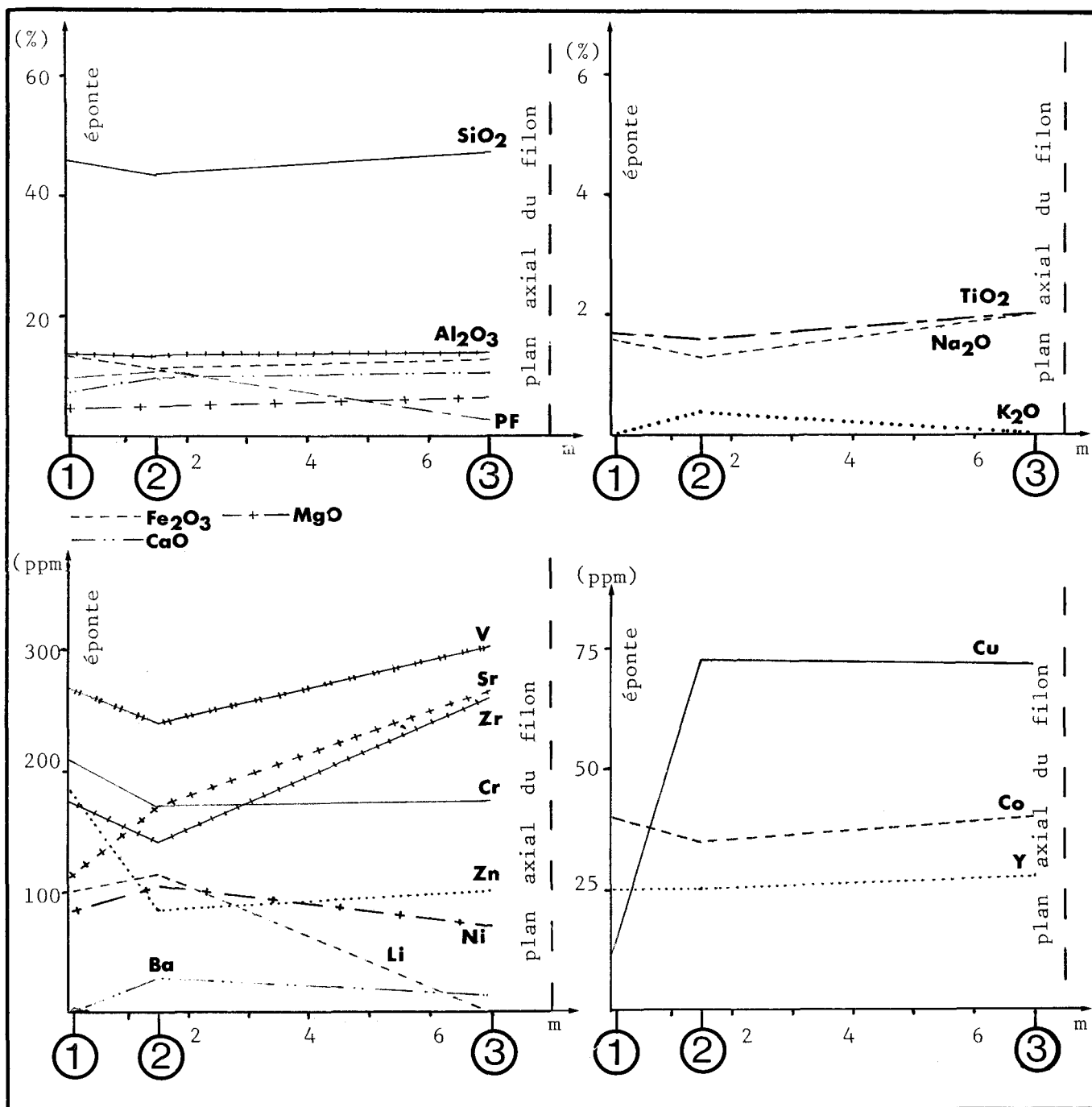


Fig. 5. - Profils de variations chimiques transversales dans le filon de diabase de la Grande-Commune (filon F, X = 770,37 ; Y = 1 247,55). Échantillons DGC 1 à DGC 3.

Fig. 5. - Profiles of transverse chemical variations in the Grande-Commune diabase dyke (dyke F, X = 770.37 ; Y = 1 247.55). Samples DGC 1 to DGC 3.

n'observe pas un enrichissement d'une roche au détriment de l'autre, il faut donc admettre que ces variations sont dues à des altérations par circulations de fluides le long de l'interface dont témoignent des concentrations d'oxydes de fer visibles à l'œil nu.

Les trois filons étudiés montrent donc des variations transversales de chimisme importantes, très accusées dans le cas du microgranite. Ces variations sont en partie primaires, en relation avec la différenciation mécanique par effet Bagnold, et en partie secondaire. Au voisinage des épontes et des interfaces diabase-microgranite, voies privilégiées de la circulation de fluides, les roches présentent les plus fortes altérations,

caractérisées par les valeurs maximales de la perte au feu.

Pour déterminer les affinités magmatiques des diabases et des microgranites, les difficultés sont donc nombreuses :

- la différenciation mécanique primaire dans les filons de microgranite est telle qu'au moment de sa mise en place, la roche n'est plus rigoureusement représentative d'un liquide magmatique ;
- les fortes variations de chimisme dues aux processus secondaires peuvent masquer l'affinité magmatique réelle ;
- enfin, l'échantillonnage joue un rôle important,

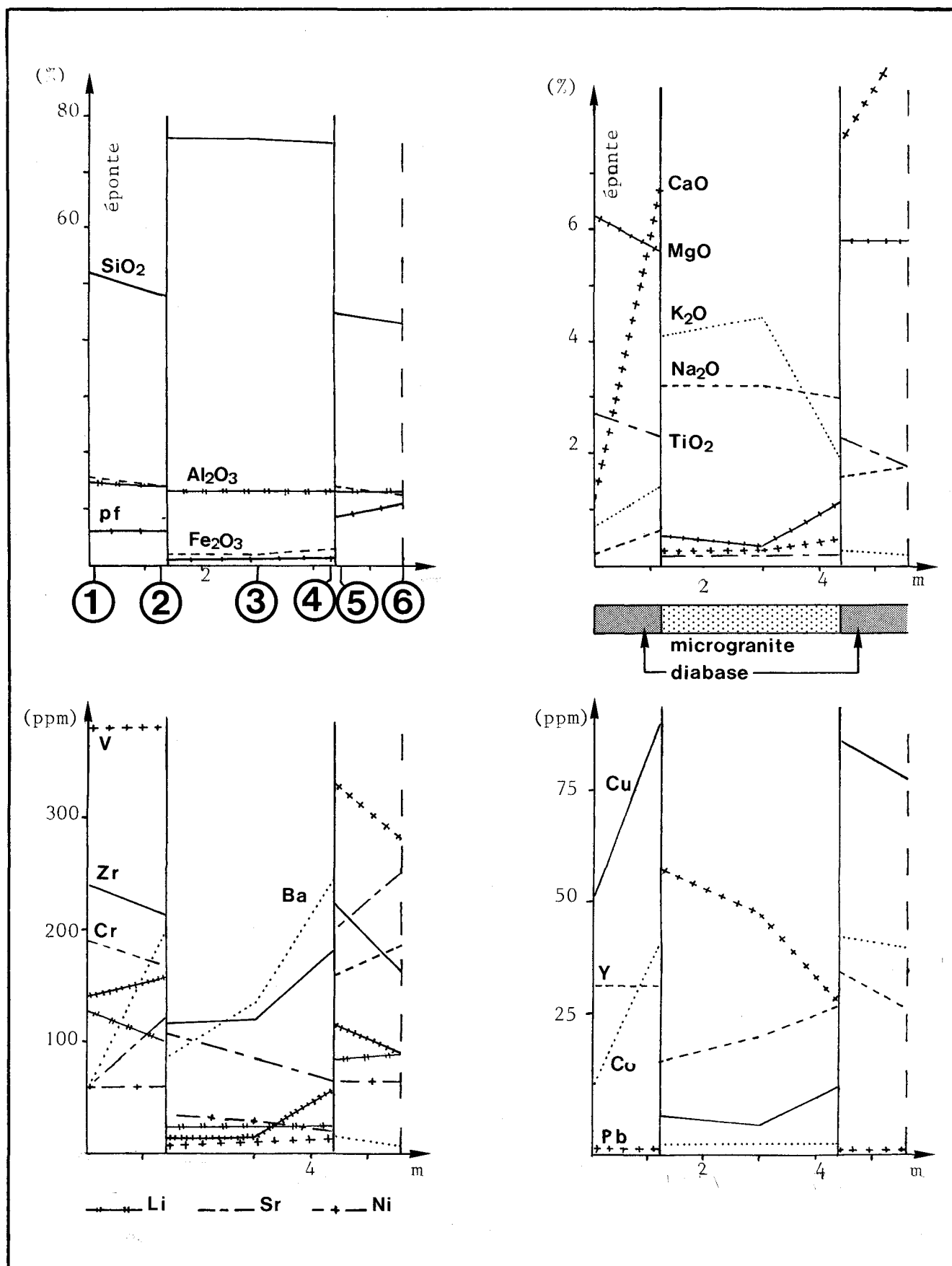


Fig. 6. - Profils de variations chimiques transversales dans le filon composite P ($X = 768,87$; $Y = 1\,247,95$). Échantillons LD 1, LD 2, LM 3, LM 4, LD 5, LD 6.

Fig. 6. - Profiles of transverse chemical variations in the composite dyke P ($X = 768.87$; $Y = 1\,247.95$). Samples LD 1, LD 2, LM 3, LM 4, LD 5, LD 6.

puisque les échantillons présentent un chimisme variable selon leur position transversale dans le filon considéré.

Signification géochimique

L'étude des caractères géochimiques est une démarche fréquente pour déterminer les affinités magmatiques et l'origine géotectonique des roches magmatiques anciennes. Nous avons appliqué cette approche aux roches filoniennes du massif de Rocroi en reportant les résultats des analyses dans les principaux diagrammes discriminants des séries magmatiques et des environnements d'origine.

Le diagramme $\text{TiO}_2\text{-Zr/P}_2\text{O}_5$ de P.A. Floyd et J.A. Winchester (1975) (fig. 7) indique le caractère subalcalin de ces roches. Les échantillons analysés présentent des teneurs en titane très élevées.

Les diabases montrent dans le diagramme AFM de H. Kuno (1968) (fig. 8) une tendance nettement tholéiitique avec un enrichissement en fer modéré. L'évolution suggérée par les microgranites, moins nette, est de type tholéiitique avec peut-être un caractère transitionnel vers la lignée calco-alcaline.

Les diagrammes de A. Miyashiro (1974) (fig. 9) confirment le caractère nettement tholéiitique des diabases. Ces dernières montrent une lignée de différenciation magmatique par enrichissement en FeO total et SiO_2 pour des valeurs croissantes du rapport FeO total/ MgO . Une telle évolution correspond à celle des tholéiites actuelles. Les points figuratifs des échantillons de microgranite sont par contre extrêmement dispersés : ceux qui sont pris aux épontes s'inscrivent suivant la lignée des diabases, tandis que les autres sont dispersés dans le champ tholéiitique et dans le champ calco-alcalin. Cette observation incite à n'accorder qu'un crédit limité aux informations fournies par les analyses de microgranite. En effet, ces filons sont, on l'a vu précédemment, soumis à d'importantes différencia-

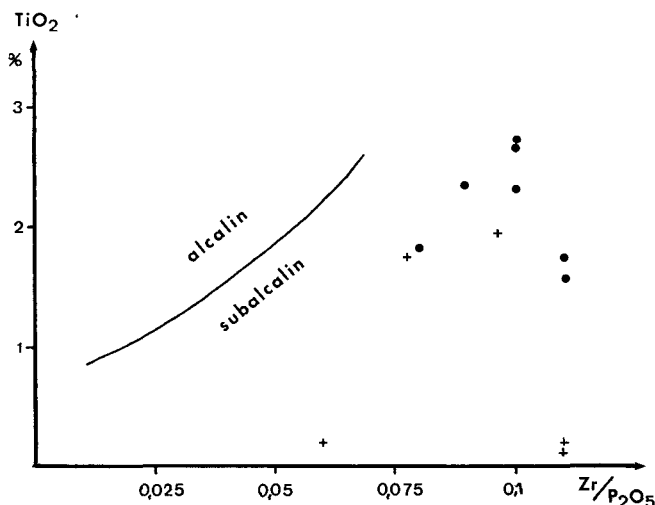


Fig. 7. - Diagramme $\text{TiO}_2\text{-Zr/P}_2\text{O}_5$ de Floyd et Winchester (1975). En trait plein, limite des champs alcalin et subalcalin. Croix : microgranite ; points : diabase.

Fig. 7. - $\text{TiO}_2\text{-Zr/P}_2\text{O}_5$ diagram (Floyd and Winchester, 1975). Solid lines delimit alkaline and subalkaline fields. Crosses : microgranite ; dots : diabase.

tions transversales primaires. De plus, les processus de cristallisation fractionnée dans les termes évolués rendent difficile la détermination des affinités magmatiques.

Les travaux de J.A. Pearce et J.R. Cann (1973), P.A. Floyd et J.A. Winchester (1975) et J.A. Pearce et M.J. Norry (1979) ont montré l'intérêt des éléments incompatibles tels Ti, V, Y, Zr et Nb pour interpréter les roches magmatiques basiques en termes d'environnements géotectoniques. Comme ces éléments sont réputés immobiles au cours des phénomènes de transformations secondaires, ils peuvent être utilisés dans le cas des diabases du massif de Rocroi.

On remarque, avec le diagramme Ti/100-Zr-Y/3 de J.A. Pearce et J.R. Cann (1973) et le diagramme Zr/Y-Zr de J.A. Pearce et M.J. Norry (1979) (fig. 10 et 11), un regroupement des diabases dans le domaine des basaltes intraplaques. Le rapport Zr/Y très élevé (6,9 en moyenne) suggère une origine continentale.

Le rapport Y/Nb peut être un bon indicateur permettant de préciser ces hypothèses (Pearce et Norry, 1979). Les diabases du massif de Rocroi présentent un rapport Y/Nb égal en moyenne à 1,3 qui les rapproche des tholéiites continentales dont le rapport Y/Nb est compris généralement entre 1 et 4,5. Ce même rapport est beaucoup plus élevé (8 à 10) dans les tholéiites océaniques.

D'une manière générale, le chimisme des diabases est voisin des compositions généralement observées dans les tholéiites continentales (tabl. 3), caractérisées notamment par des teneurs en éléments incompatibles très élevées.

Enfin, placées dans le diagramme V/Ti de J.W. Shervais (1982) (fig. 12), les diabases s'ordonnent

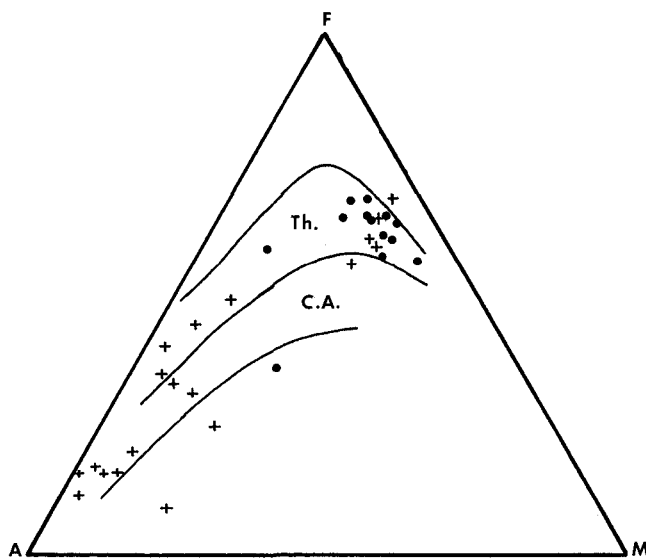


Fig. 8. - Diagramme AFM de Kuno (1968). A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO . En trait plein : limite des champs tholéiitique (TH) et calco-alcalin (CA). Mêmes symboles que pour la figure 7.

Fig. 8. - AFM diagram (Kuno, 1968). A = $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; F = $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$; M = MgO . Solid lines delimit the tholeiitic (TH) and calc-alkaline (CA) fields. Crosses : microgranite ; dots : diabase.

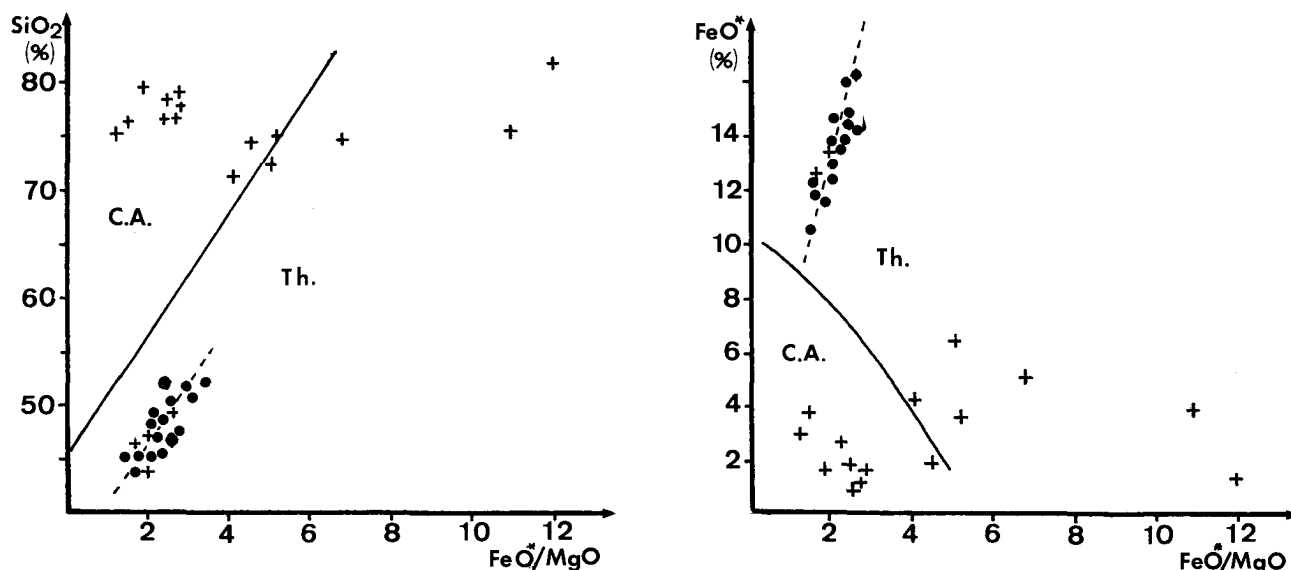


Fig. 9. - Diagrammes de Miyashiro (1974). Variations des % de SiO_2 et de fer total en fonction du rapport fer total/MgO. En trait plein : limite des champs tholéiitiques (TH) et calco-alcalin (CA). Même symboles que pour la figure 7.

Fig. 9. - Miyashiro (1974) diagrams. Variations of the SiO_2 and total iron percentages as a function of the total iron/MgO ratio. Solid lines delimit the tholeiitic (TH) and calc-alkaline (CA) fields. Crosses : microgranite ; dots : diabase.

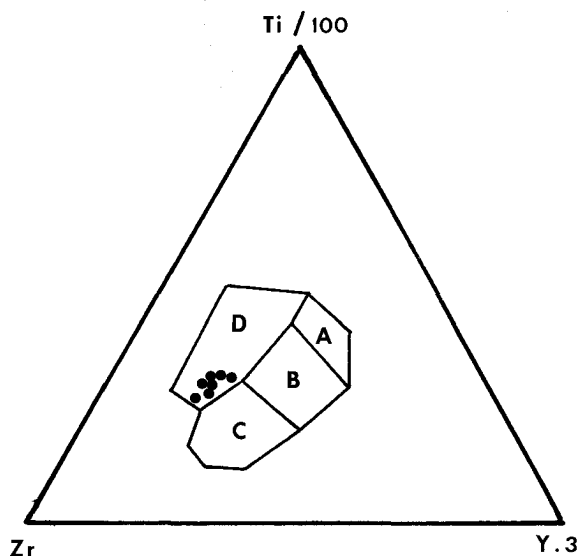


Fig. 10. - Position des diabases dont les éléments en traces ont été analysés dans le diagramme Ti/100-Zr-Y.3 de Pearce et Cann (1973). Basaltes intraplaques : D ; basaltes des fonds océaniques : B ; tholéiites pauvres en potassium : A et B ; basaltes calco-alcalins : B et C.

Fig. 10. - Location of the diabases whose trace elements were analysed in the Ti/100-Zr-Y.3 diagram (Pearce and Cann, 1973). Within plate basalts : D ; Ocean floor basalts : B ; Low-potassium tholeiites : A ; calc-alkali basalts : B and C.

suivant une droite telle que $\text{Ti/V} = 40$. Une telle évolution peut correspondre aux basaltes continentaux, une origine en situation arrière-arc étant également envisageable. On ne peut toutefois pas exclure sur cette base l'hypothèse de tholéiites de rides océaniques mais les teneurs en éléments incompatibles de ces dernières sont bien plus faibles que celles des diabases du massif de Rocroi.

De plus, le contexte géologique, caractérisé notamment par la forte épaisseur et la nature détritique des séries sédimentaires du Dévonien inférieur, pénéc-

	Ardenne	Sauerland	NW Harz	Lahn-Dill	Tholéiites de rides océaniques (b) et (a)	Tholéiites intraplaques (c) et (b)
SiO ₂	47,12	45,62	45,89	45,56	49,14	49,67
TiO ₂	2,47	2,22	1,68	1,70	1,17	2,47
Al ₂ O ₃	12,32	14,79	16,22	14,87	15,64	14,41
Fe ₂ O ₃	13,43	12,43	11,12	11,36	10,15	12,00
MgO	5,83	5,54	7,25	6,67	8,22	5,96
CaO	8,16	6,95	5,96	8,48	11,84	10,05
Na ₂ O	1,94	3,33	4,29	3,87	2,40	2,90
K ₂ O	0,12	1,10	0,92	0,75	0,20	0,95
P ₂ O ₅	0,32	0,37	0,29	0,22	0,12	-
total	91,79	92,37	93,62	93,48	98,88	98,41
V	284	235	189	205	252	251
Cr	181	121	176	144	317	168
Co	37	52	49	50	45	48
Ni	77	98	103	70	144	134
Sr	10	256	270	286	134	328
Y	28	23	24	15	29	28
Zr	200	151	145	76	85	137
Nb	24	18	17	9	11	13

Tabl. 3. - Analyses chimiques, moyennes des diabases de l'Ardenne (massif de Rocroi), des spilites du Sauerland et des vallées de la Lahn et de la Dill (respectivement nord et sud du massif Schisteux Rhénan), des tholéiites de ride océanique et des tholéiites intraplaques. Auteurs : (a) : Wedepohl (1975) ; (b) : Wedepohl (1981) ; (c) : Pearce (1976).

Table 3. - Average chemical analyses of diabase from the Ardenne (Rocroi Massif), spilite from Sauerland and the Lahn and Dill valleys (respectively north and south of the German Rheinische Schiefergebirge), ocean ridge tholeiite and intraplate tholeiite. Authors : (a) : Wedepohl (1975) ; (b) : Wedepohl (1981) ; (c) : Pearce (1976).

temporaires des filons, implique la mise en place en zone continentale et exclut l'hypothèse des basaltes de ride océanique.

Les caractéristiques chimiques des diabases étudiées montrent donc que l'on a affaire à des tholéiites et non à des basaltes alcalins ou calco-alcalins. Il pourrait s'agir de tholéiites continentales, une telle hypothèse s'accordant bien avec le contexte géologique régional. Une origine en situation arrière-arc ensialique est envisageable.

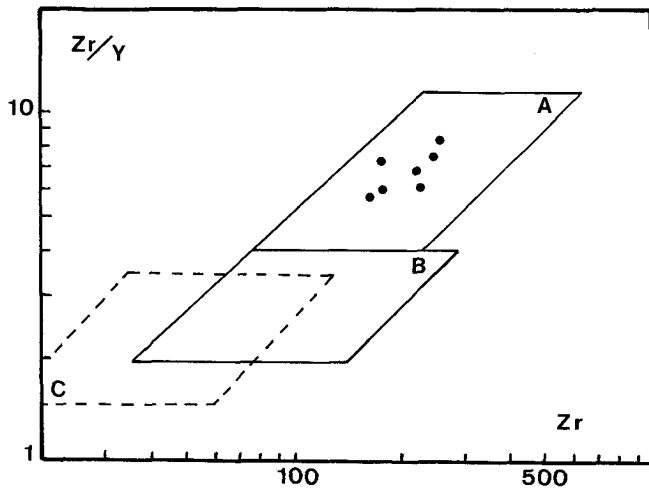


Fig. 11. - Diagramme Zr/Y-Zr de Pearce et Norry (1979). A : domaine intraplaque ; B : domaine des MORB (basaltes des rides océaniques) ; C : domaine orogénique. Mêmes symboles que pour la figure 7.

Fig. 11. - Zr/Y-Zr diagram (Pearce and Norry, 1979). A : intraplate domain ; B : MORB (mid ocean ridge basalts) domain ; C : orogenic domain ; Crosses : microgranite ; dots : diabase.

Ces premiers résultats nous fournissent donc une esquisse des origines possibles du magmatisme du massif de Rocroi. Une étude géochimique plus fine des diabases, fondée notamment sur l'utilisation de diagrammes multi-éléments, est en cours pour préciser ces hypothèses. Enfin, il faut noter que la très grande variabilité chimique des échantillons de microgranite nous gêne considérablement pour déterminer leur parenté magmatique, et pour définir leurs relations avec les diabases.

Discussion des résultats

Relations avec le magmatisme brabançon

Dans le parautochtone du Brabant, L. André (1983) et L. André *et al.* (1986) définissent deux provinces magmatiques. L'une, située au nord-ouest du Brabant, est de nature calco-alcaline tandis que la seconde, qui englobe le sud-est du Brabant est de nature tholéiitique (fig. 1 A). Selon ces auteurs, cette association spatiale caractériserait le fonctionnement durant l'Ordovicien supérieur et le Silurien, d'une zone de subduction plongeant vers le sud-est, la province tholéiitique étant en situation arrière-arc. Cette zone marquerait la limite entre un océan médio-européen au nord, et la plaque continentale armoricaine au sud.

Si l'on retient l'âge le plus ancien (459 Ma) proposé pour le système filonien du massif de Rocroi, alors ce magmatisme serait synchrone de celui du Brabant. Les premiers résultats géochimiques dont nous disposons sont compatibles avec un tel modèle qui suggérerait de placer le massif de Rocroi en situation d'arrière-arc.

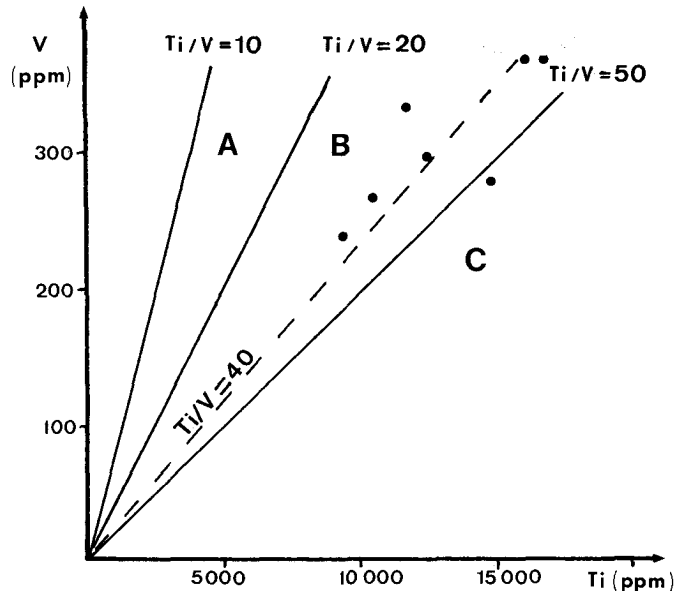


Fig. 12. - Distribution des échantillons de diabase dans le diagramme V-Ti de Shervais (1982). A : basaltes alcalins des îles océaniques ; B : basaltes des bassins marginaux et des rides océaniques ; C : basaltes tholéiitiques des arcs insulaires.

Fig. 12. - Distribution of diabase samples in the V-Ti diagram (Shervais, 1982). A : ocean island alkaline basalts ; B : marginal basin and oceanic ridge basalts ; C : island arc tholeiitic basalts.

Dans ce cadre, le chimisme des diabases et le contexte géologique impliqueraient le développement d'un bassin marginal intracontinental.

Toutefois, ce modèle s'accorde mal avec les données structurales qui montrent que le magmatisme du Brabant est antétectonique alors que celui du massif de Rocroi est tardi- à post-tectonique, et que la tectogenèse elle-même est plus précoce dans le massif de Rocroi (Michot, 1980 ; André *et al.*, 1981).

Si par contre, on retient l'âge le plus récent (396 Ma), alors les filons du massif de Rocroi sont nettement tardifs par rapport au magmatisme brabançon. Dans ce cas, la mise en place des filons pourrait être associée à la distension qui affecte le craton dès la fin du Silurien et qui se traduit par une reprise de sédimentation marine. Le chimisme des diabases s'accorde bien avec cette hypothèse d'une distension intracontinentale. Par ailleurs, la présence de matériel volcano-sédimentaire dévonien au nord-est du massif de Rocroi, dans la région de Willerzie (fig. 1 B), est un argument en faveur de cette hypothèse (Beugnies, 1969 ; Beugnies et Charlet, 1970 ; Dumont et Hanon, 1975 ; Roche *et al.*, 1986).

Relations avec le magmatisme du massif Schisteux Rhénan

Le massif Schisteux Rhénan appartient comme l'Ardenne à la zone externe septentrionale de l'orogène varisque (Matte, 1986 ; Franke et Engel, 1986). Le magmatisme, extrusif ou intrusif, est postérieur à celui du massif de Rocroi puisqu'il a débuté au Dévonien inférieur et s'est terminé au Carbonifère inférieur. Son activité est maximale durant le Givétien. Ce magma-

tisme présente, comme dans le cas de Rocroi, un caractère bimodal net, puisqu'à des spilites *s.l.* sont associés des kératophyres à quartz.

Les caractères géochimiques des spilites du massif Schisteux Rhénan (Sauerland, vallées de la Lahn et de la Dill) ont été étudiés en détail par K. H. Wedepohl *et al.* (1983). Selon ces auteurs, les spilites du Sauerland (nord du Massif) seraient des tholéiites intraplaques continentales tandis que celles de la Lahn et de la Dill (sud du Massif) seraient des tholéiites de ride océanique.

Le tableau 3 permet de comparer le chimisme des spilites de ces régions, celui des tholéiites de ride océanique et des tholéiites intraplaques actuelles, avec celui des diabases du massif de Rocroi. Les diabases se différencient des autres roches par des teneurs très faibles en alcalins. Cette observation peut s'expliquer par la mobilité de ces éléments au cours du métamorphisme et des altérations, et par le fait que dans le cas du massif Schisteux Rhénan, il s'agit de spilites. Si l'on excepte les alcalins, les compositions des diabases ardennaises sont très proches de celles des spilites du Sauerland et des tholéiites intraplaques. Par contre, leur chimisme diffère largement de celui des spilites de la Lahn et de la Dill et des tholéiites de ride océanique.

Cette comparaison montre donc une parenté géochimique des diabases du massif de Rocroi avec les spilites du Sauerland, interprétées comme étant des tholéiites intraplaques continentales. Cette parenté suggère l'hypothèse selon laquelle le magmatisme du massif de Rocroi marquerait avec celui du nord du massif Schisteux Rhénan, des étapes de distension en relation avec l'individualisation et l'évolution d'un grand bassin sédimentaire dévono-carbonifère.

Conclusions

Les profils géochimiques réalisés dans trois types de filons (microgranite, diabase et filon composite) montrent la grande variabilité transversale du chimisme de ces roches. Le rôle des transformations dues au métamorphisme et à l'hydrothermalisme semble important, surtout au voisinage des épontes. Dans le cas du microgranite, la différenciation primaire par effet Bagnold est très accusée. Il en résulte que, prise séparément, les analyses des échantillons prélevés aux épontes comme au cœur sont très différentes du chimisme moyen de ce type de magma.

Références bibliographiques

- ANDRÉ F., GAGNY C. (1982). - Structures d'écoulement dans une caisse filonienne : le mécanisme d'intrusion télescopique et le concept d'intra-éponte. *Can. J. Earth Sci.*, **19**, n° 12, pp. 2387-2399.
- ANDRÉ L. (1983). - Origine et évolution des roches éruptives du Brabant (Belgique). Thèse inédite, Univ. Libre Bruxelles, 422 p.
- ANDRÉ L., HERTOGEN J., DEUTSCH S. (1986). - Ordovician-Silurian provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. *Geology*, **14**, pp. 879-882.
- BAGNOLD R.A. (1954). - Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear. *Proceedings of the Royal Soc. London*, **225**, pp. 49-63.

Il est donc pour l'instant difficile de caractériser les affinités magmatiques des microgranites.

Les diabases, dont les filons sont plus homogènes, se prêtent mieux à une caractérisation géochimique, à condition de se référer aux éléments chimiques les plus stables. Leurs caractéristiques chimiques montrent que nous avons affaire à des tholéiites. Plus précisément, il pourrait s'agir de tholéiites intraplaques continentales.

Les zircons de la diabase de la Grande-Commune donnent un âge, soit de 457 Ma (base de l'Ordovicien supérieur), soit de 396 Ma (Gedinnien inférieur). Si les filons se mettent en place à l'Ordovicien supérieur, le magmatisme de Rocroi est contemporain de celui du Brabant. Tous deux se produisent en contexte compressif : celui du Brabant dans la plaque supérieure d'une zone de subduction, celui de Rocroi dans un contexte géodynamique inconnu, mais tectogénique.

Si la mise en place des filons date du début du Dévonien, elle se fait en contexte distensif, au moment où se différencie la plate-forme sédimentaire ardennaise. A cette époque, le Brabant est en contexte compressif, orogénique. Les données géochimiques disponibles pour l'Ardenne s'accommoderaient d'une mise en place dans un bassin intracontinental en extension. Une situation en contexte arrière-arc est possible. La période éodévonienne serait donc plus vraisemblable. Elle s'accorde avec la présence de dépôts volcano-sédimentaires à la base du Dévonien.

Cette solution implique l'existence, vers le sud, d'un domaine continental au bord duquel se développe le bassin dévonien. Aucune trace de ce domaine n'est connue au sud, à l'affleurement. C'est peut-être l'étirement continu de ce domaine, qui pourrait justifier le magmatisme important observé dans le massif Schisteux Rhénan entre le Dévonien moyen et le Carbonifère inférieur.

Remerciements

Cet article reprend des travaux de D.E.A. réalisés à Nancy au sein du Laboratoire de Pétrologie Structurale et Métallogénie. Les auteurs remercient le BRGM et plus particulièrement le service d'analyses d'Orléans pour la réalisation des analyses chimiques nouvelles. Nos remerciements vont également à MM. Mansy, Guillot, Bossière et Mary pour leurs relectures constructives du manuscrit.

- BEUGNIES A. (1963). - Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 270, 155 p.
- BEUGNIES A. (1968). - Livret guide des excursions dans le Massif cambrien de Rocroi, de Fépin à Bogny suivant la vallée de la Meuse. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol.*, 38 p.
- BEUGNIES A. (1969). - Les roches à quartz dihexaédrique du Franc-Bois de Willerzie. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont. Hydrol.*, **77**, n° 2 et 3, pp. 311-317.
- BEUGNIES A. (1976). - Structure et métamorphisme du Paléozoïque de la région de Muno, un secteur clef du domaine hercynien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belgique*, n° 6, pp. 481-509.
- BEUGNIES A. (1983). - Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. Géol. Nord*, **102**, pp. 165-173.
- BEUGNIES A. (1986). - Le métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne. *Hercynica*, **II**, **1**, pp. 17-33.

- BEUGNIES A., CHARLET J.-M. (1969). - Sur l'âge hercynien des microgranites du massif cambrien de Rocroi. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **93**, pp. 431-452.
- BLESS M., BOUCKAERT J., PAPROTH E. (1980). - Environmental aspects of some pre-permian deposits in NW Europe. In Bless M., Bouckaert J. et Paproth E. eds, Pre-permian around the Brabant Massif in Belgium, The Netherlands and Germany. *Rijks geologische Dienst Nederland*, **32**, pp. 3-13.
- BRIAND B., PIBOULE M., BOUCHARDON J.-L. (1988). - Diversité géochimique des métabasites des groupes leptyno-amphiboliques du Rouergue et de Marvejols (Massif Central). Origine et implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **4**, n° 3, pp. 489-498.
- CHAMLEY H. et coll. (1984). - Chevauchements nord-varisques (Faille du Midi). Actes coll. nat. GPF, thème 1, 1^{re} phase. *Doc. BRGM*, n° 81-1, 82 p.
- DUMONT P., HANON M. (1975). - Données nouvelles sur la nature et la position stratigraphique des porphyroïdes du Franc-Bois de Willerzie (Ardennes belges). *Ass. fr. Avanc. Sci.*, actes 4^e Congr., 6 p.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1975). - Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, pp. 211-218.
- FOURMARIER P. (1913). - Les phénomènes de charriage dans le bassin Sambre-Meuse et le prolongement du terrain houiller sous la Faille du Midi dans le Hainaut. *Bull. Soc. belge Géol.*, **41**, pp. 192-235.
- FRANKE W., ENGEL W. (1986). - Sédimentation synorogénique dans la chaîne varisque d'Europe. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **2**, n° 1, pp. 25-33.
- GAGNY C. (1978). - Quelques réflexions sur la pétrologie structurale appliquée à l'étude des filons. *103^e Congrès nat. Soc. sav.*, Nancy, Sciences, n° 4, pp. 9-20.
- GOFFETTE O. (1986). - Filons magmatiques du Massif de Rocroi (Ardenne française) : relations structurales avec l'encaissant, pétrologie structurale, pétrologie, géochimie. Mém. DEA inédit, Univ. Nancy I, 77 p.
- GOSSELET J. (1880). - Roches cristallines des Ardennes. *Ann. Soc. géol. Nord.*, **7**, pp. 132-160.
- GOSSELET J. (1888). - L'Ardenne. *Mém. Carte géol. Fr.*, 881 p.
- KUNO H. (1968). - Differentiation of basalt magmas. In Basalts, v. 2, Hess H.H. et Poldervaart A. eds. *Interscience*, J. Wiley and sons, pp. 623-688.
- LAPPARENT J. de (1909). - Étude comparative de quelques porphyroïdes françaises. *Bull. Minéral.*, **32**, pp. 174-304.
- MATTE P. (1986). - La chaîne varisque parmi les chaînes péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **2**, n° 1, pp. 9-24.
- MEILLIEZ F. (1981). - Filons magmatiques et structures plissées près de Revin (Ardenne). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **3**, pp. 101-304.
- MEILLIEZ F., RAOULT J.-F. (1987). - Le chevauchement frontal nord-varisque : bilan et perspectives. In Chevauchements nord-varisques, F. Meilliez coord., actes coll. nat. GPF, thème 1, 3^e phase. *Documents du BRGM*, n° 137, pp. 9-17.
- MICHOT P. (1980). - Belgique. In Géologie des pays européens, France, Belgique, Luxembourg, Dunod éd., pp. 485-576.
- MIYASHIRO A. (1974). - Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.*, **274**, pp. 321-355.
- ODIN G.S. (1982). - The phanerozoic time scale revisited. *Episodes*, **3**, pp. 3-9.
- ODIN G.S. (1986). - Recent advances in Phanerozoic time-scale calibration. *Chem. Geol.*, **59**, pp. 103-110.
- PEARCE J.A. (1976). - Statistical analysis of major element patterns in basalts. *J. Petrol.*, **17**, n° 1, pp. 15-43.
- PEARCE J.A. (1983). - Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In Continental basalts and mantle xenoliths, Hawkesworth C.J. et Norry M.J. eds. *Shiva publ.*, pp. 230-249.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973). - Tectonic setting of basic volcanic rocks determining using trace elements analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **24**, pp. 419-426.
- PEARCE J.A., NORRY M.J. (1979). - Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**, pp. 33-47.
- RAOULT J.-F., MEILLIEZ F. (1985). - Commentaires sur une coupe structurale de l'Ardenne suivant le méridien de Dinant. *Ann. Soc. géol. Nord*, **105**, pp. 97-109.
- ROBASZYNSKI R., DUPUIS C. et coll. (1983). - Belgique. *Guide géol. régional*, Masson éd., 204 p.
- ROCHE M. (1985). - Contribution à l'étude du sondage de Willerzie. Mém. Licence inédit, Univ. Libre Bruxelles, 137 p.
- ROCHE M., SABIR M., STEEMANS P., VANGUESTAINE M. (1986). - Palynologie du sondage et de la région de Willerzie. *Aarkundige Mededelingen*, **3**, pp. 149-190.
- SAUNDERS A.D., TARNEY J. (1984). - Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In Marginal basin geology, Kokelaar B.P. et Howells M.F. eds. *Geol. Soc. London sp. Publ.*, n° 16, pp. 59-76.
- SHERVAIS J.W. (1982). - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **59**, pp. 101-118.
- VANGUESTAINE M. (1986). - Essai de corrélation entre le Cambrien de Belgique et le Cambrien des Iles britanniques. *Ann. Soc. géol. Nord*, **105**, pp. 65-76.
- WALTER R. (1980). - Lower Paleozoic paleogeography of the Brabant Massif and its southern adjoining areas. *Meded. Rijks geol. Dienst*, **32-2**, pp. 14-25.
- WATERLOT G. (1937). - Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 195, pp. 77-129.
- WATERLOT G., BEUGNIES A., BINTZ J. (1973). - Ardenne Luxembourg. *Guide géol. régional*, Masson éd., 206 p.
- WEDEPOHL K.H. (1975). - The contribution of chemical data to assumption about the origin of magmas from the mantle. *Fortschr. Miner.*, **52**, pp. 14-172.
- WEDEPOHL K.H. (1981). - Tholeiitic basalts from spreading ocean ridges : the growth of the oceanic crust. *Naturwissenschaften*, **68**, pp. 110-119.
- WEDEPOHL K.H., MEYER K., MUECKE G.K. (1983). - Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian belt of Northwest Germany. In Martin H.R. et Eder F.W., Intracratinal fold belts, Springer Verlag éd., pp. 234-256.