

Bulletin de la Société belge de Géologie	T. 93	fasc. 1-2	pp. 55-70	Bruxelles 1984
Bulletin van de Belgische Vereniging voor Geologie	V. 93	deel 1-2	blz. 55-70	Brussel 1984

LA SCHISTOSITE HERCYNIENNE ET LE METAMORPHISME ASSOCIE DANS LA VALLEE DE LA MEUSE, ENTRE CHARLEVILLE-MEZIERES ET NAMUR (ARDENNES FRANCO-BELGES)

par Alain PIQUÉ, Sylvain HUON et Norbert CLAUER (1)

RESUME. - La disposition des minéraux néoformés et recristallisés dans la fabrique schisteuse montre que le développement de celle-ci est contemporain du métamorphisme. L'évolution des paramètres morphologiques de la schistosité le long de la coupe étudiée suggère une décroissance de la déformation du Sud vers le Nord. Cette déformation symméta-morphique est hercynienne. Elle se développe plus précocement au Sud (336 Ma) qu'au Nord de la coupe (297 Ma).

ABSTRACT. - The study of the recrystallized and newly formed minerals and their distribution into the tectonic fabric suggest that the development of cleavage was contemporaneous with the metamorphism. The distinction of the cleavage morphological parameters shows that the deformation decreased toward the North. This symmetamorphic deformation is hercynian. It developed earlier in the South (336 Ma) than in the North (297 Ma).

INTRODUCTION.

La coupe de la vallée de la Meuse entre Charleville et Namur est classique en géologie. A la suite des premiers travaux, parmi lesquels ceux de DUMONT (1848); GOSSELET (1860, 1888) puis ASSELBERGHS (1946), de nombreux stratotypes ont été décrits dans la région et la série stratigraphique y a été particulièrement étudiée. Elle a été synthétisée récemment par FOURMARIER et coll. (1954) puis MICHOT (1980). Parallèlement aux études stratigraphiques, les levés cartographiques et les recherches structurales mettaient en évidence deux épisodes majeurs de déformation correspondant aux orogènes calédonienne et hercynienne. Dans la coupe étudiée, compte tenu des discordances et des plissements observés à l'affleurement, le plissement calédonien est placé entre le Cambrien probable et le Dévonien inférieur, et le plissement hercynien est postérieur au Namurien. Des études structurales ont été consacrées récemment au massif cambrien de Rocroi (BEUGNIES, 1963; BOUABDELLI, 1978;

HUGON et LE CORRE, 1979; HUGON, 1982; DELVAUX de FENFFE et LADURON, 1982). Les interprétations diffèrent avec les auteurs : pour DELVAUX de FENFFE et LADURON (1982), une part au moins de la déformation pénétrative des roches cambriennes du massif est due à la Phase calédonienne; pour d'autres (BOUABDELLI, 1978; HUGON et LE CORRE, 1979; HUGON, 1982), au contraire, l'essentiel de la déformation dans le massif de Rocroi est d'âge hercynien et les déformations calédoniennes n'y ont été qu'un simple événement paléogéographique qui n'a engendré aucune structure pénétrative.

Le métamorphisme, épizonal dans le massif de Rocroi et dans sa bordure éodévonienne (BEUGNIES, 1963; BOUABDELLI, 1978; GROSS et THORETTE, 1980; DANDOIS, 1981) décroît vers le Nord et, au flanc nord du synclinorium de Dinant et dans le synclinorium de Namur, les séries ne sont pas métamorphiques mais affectées par une légère recristallisation

(*) Institut de Géologie, 1 rue Blessig F-67084 Strasbourg Cédex (France)

diagénétique. La concordance assez nette au premier abord le long de la coupe de la Meuse, entre l'épaisseur de la colonne stratigraphique du Paléozoïque et donc l'enfouissement auquel ont été soumises les séries paléozoïques d'une part, et le degré de leur évolution diagénétique et métamorphique d'autre part, a conduit certains auteurs (BEUGNIES, 1963; DANDOIS, 1981) à conclure que le métamorphisme est dû à l'enfouissement et qu'ainsi il est antérieur à la tectonique hercynienne.

La présente note est précisément consacrée à l'étude du métamorphisme dans ses rapports avec la déformation. On se propose d'examiner la déformation synschisteuse et ses variations le long de la coupe de la vallée de la Meuse (Fig. 1 et 2), de discuter ses relations avec le métamorphisme et, finalement, de préciser, par des datations isotopiques K-Ar (HUON, 1982), l'âge de cette déformation.

LA DEFORMATION.

1. Aspects morphologiques de la schistosité.

Si, le long de la coupe étudiée, comme dans le reste des Ardennes, le style des plis et la schistosité de plan axial associée sont à présent bien connus grâce aux travaux récemment synthétisés par MICHOT (1980), notre connaissance de la déformation intime de ces roches est encore partielle. On va la décrire dans quelques échantillons étudiés à l'échelle des microscopes optique et électronique à balayage.

A. LE CAMBRIEN DU MASSIF DE ROCROI.

Les schistes cambriens sont constitués essentiellement par des petits cristaux de micas blancs, chlorite, quartz et opaques. La fabrique sédimentaire, représentée par l'alternance de minces lits gréseux et micacés n'est souvent plus visible au microscope, surtout dans les niveaux devilliens. Au contraire, l'anisotropie dominante de la roche est réalisée par l'arrangement, bien visible au microscope optique, des minéraux phylliteux, micas blancs et chlorites, qui présentent leurs plans (001) parallèles les uns aux autres et parallèles au plan d'aplatissement des cristaux de quartz (pl. I). Ce parallélisme détermine une schistosité cristallographique ou schistosité continue (POWELL, 1979). A leurs extrémités, les grains de quartz présentent souvent des "barbes de micas" (WILLIAMS, 1972) qui témoignent d'une croissance simultanée des minéraux phylliteux et du cristal de quartz dans le plan de schistosité. La planéité de cette fabrique n'est interrompue que par quelques agrégats lenticulaires de chlorite et de micas blancs dont les plans de clivage (001) sont obliques sur la schistosité, et par des cristaux de magnétite bordés d'ombres de pression où cristallisent chlorite et quartz.

Le parallélisme des phyllosilicates dans la schistosité, les contacts nets et souvent plans entre deux cristaux adjacents, l'interpénétration de pointes siliceuses et de cristaux de micas aux extrémités des cristaux de quartz et la

croissance de chlorites et de quartz néoformés dans les zones abritées des magnétites montrent que ces phyllosilicates ont recristallisé dans un champ de contraintes orientées, que la fabrique tectonique s'est surimposée au litage stratigraphique au cours du développement du métamorphisme et que, autrement dit, l'individualisation de la fabrique schisteuse est contemporaine du métamorphisme épizonal.

Le microscope électronique montre, entre les plans de schistosité déterminés par l'arrangement préférentiel des phyllosilicates, des intervalles larges d'environ 5 à 10 μm , véritables microlithons, dans lesquels les plans (001) des phyllites sont perpendiculaires ou obliques au plan de la schistosité cristallographique (pl. I). Ces minéraux, tordus et brisés à l'intérieur des microlithons, sont d'origine détritique et ils ont recristallisé en conditions symmétamorphiques. Par conséquent, la fabrique tectonique n'est pas parfaite et, comme c'est souvent le cas dans les ardoises (KNIPE et WHITE, 1977; WEBER, 1981), la schistosité n'est pas continue à l'échelle du microscope électronique.

B. LE DEVONIEN INFÉRIEUR DU BORD SUD DU SYNCLINAL DE DINANT.

Dans les schistes gédinniens de Mondrepuis, d'Oignies et de Saint-Hubert comme dans les lits pélitiques de la grauwacke siegenienne de Montigny, la schistosité observée au microscope optique est espacée. C'est la même disposition, à une autre échelle, que celle observée au microscope électronique à balayage dans les schistes cambriens. Deux plans de schistosité voisins délimitent une tranche de roche d'environ 50 μm d'épaisseur : le microlithon, où la fabrique sédimentaire initiale, quoique profondément transformée, est encore discernable (pl. II). A l'intérieur des microlithons, les phyllosilicates détritiques, disposés dans le litage stratigraphique, sont souvent microplissés et ils tendent ainsi à se réorienter, par rotation mécanique, parallèlement à la schistosité. Certains des grains de quartz, eux aussi détritiques, entament cette rotation, mais la plupart subissent simultanément un changement de forme : leurs bords, limités par des plans de schistosité, apparaissent nets et plans alors que leurs autres extrémités montrent des pointes hérissées de barbes de micas disposés parallèlement aux plans de schistosité (pl. II, 1). Ce changement de forme est dû à une dissolution sous pression (WILLIAMS, 1972; GRAY, 1978; PIQUE, 1981) contemporaine du métamorphisme épizonal. Limitant les microlithons, les plans de schistosité, plus ou moins réguliers, parfois légèrement anastomosés, sont soulignés par des films opaques et ils sont occupés par des phyllosilicates dont certains, les plus grands, sont des minéraux détritiques réorientés au terme d'une torsion mécanique mais dont d'autres, plus petits, de 1 à 20 μm , peuvent être néoformés. Ces plans de schistosité sont typiquement dépourvus de cristaux de quartz. Au total, déjà

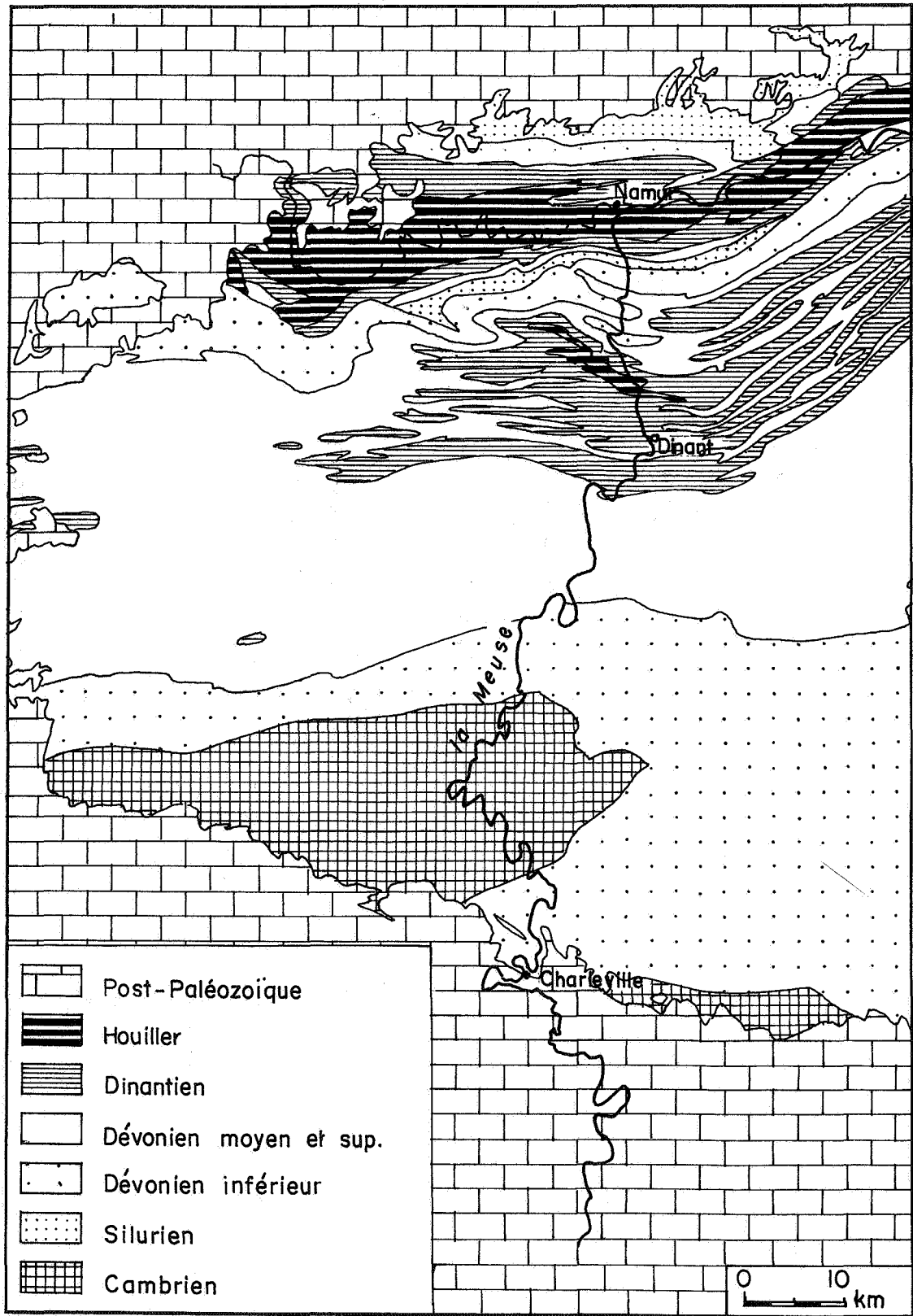


Fig. 1 - Schéma cartographique de la vallée de la Meuse entre Charleville et Namur.

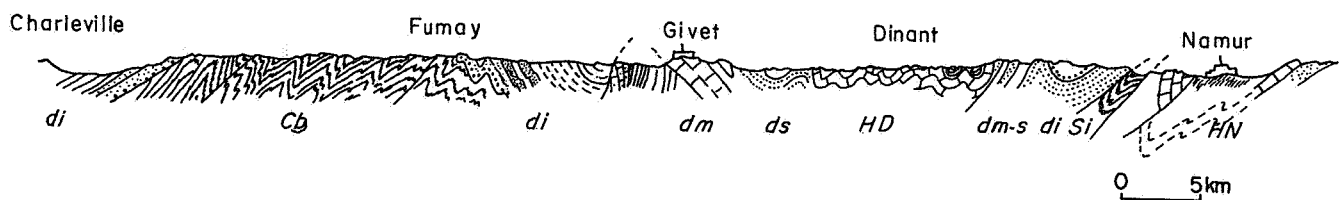


Fig. 2 - Coupe de la vallée de la Meuse entre Charleville et Namur.

à l'échelle du microscope optique, la fabrique tectonique est ici imparfaitement réalisée, même si elle tend à masquer la fabrique sédimentaire à l'intérieur des microlithons.

C. LE FAMENNIEN DE L'ANTICLINAL D'ANSEREMME.

Les psammites famenniennes de l'anticlinal d'Anseremme sont des grès à matrice qui contiennent une forte proportion de micas détritiques disposés à plat dans le litage stratigraphique. A la différence des échantillons précédents, c'est la fabrique sédimentaire qui détermine l'anisotropie principale de la roche. La schistosité, ici, est grossière (GRAY, 1978; POWELL, 1979) : toujours soulignés par des traînées d'opaques, les plans de schistosité sont localisés seulement en bordure des grains détritiques, micas et quartz. Ils sont peu développés et en tout cas insuffisamment étendus pour délimiter des microlithons (pl. III, 3, 4).

Dans les schistes de Dave, à lithologie plus fine, les plans de schistosité, irréguliers et anastomosés, ont une extension plus grande que dans les psammites. A l'intérieur des microlithons, les micas détritiques, peu abondants, sont mécaniquement déformés sans toutefois être réorientés parallèlement à la schistosité. Les grains de quartz gardent le plus souvent leur forme sédimentaire, preuve qu'ils n'ont pas été remodelés par les mécanismes de dissolution sous pression; en particulier, ils ne présentent que rarement des barbes de micas. Le fond de la roche est constitué d'un feutrage de fines particules phylliteuses, de 1 à 20 µm de diamètre : micas blancs et chlorites, dont beaucoup sont disposées parallèlement au plan de schistosité.

Par sa fabrique sédimentaire très apparente, jamais oblitérée par une fabrique tectonique irrégulièrement développée, le stade de déformation atteint ici, toujours symmétamorphique, est moins évolué que celui des roches précédentes, cambriennes et éodévonniennes.

D. LE NAMURIEN DU SYNCLINAL DE NAMUR.

Les grésopélites qui forment le soubassement de la citadelle de Namur montrent, à l'affleurement, un débit fruste superposé au litage stratigraphique. Avec celui-ci, il découpe la roche en parallépipèdes de section centimétrique. En plaque mince, le litage stratigraphique est bien visible, marqué tant par les alternances de fines passées pélitiques ou gréseuses que par la disposition, à plat, des micas et des quartz détritiques (pl. IV, 3, 4). La schistosité est très discrète quand elle est visible. Elle n'est indiquée que par l'alignement de quelques traînées d'opaques et on n'y distingue aucune trace de rotation mécanique des phyllosilicates détritiques ni d'un aplatissement des cristaux de quartz. La matrice fine, de 1 à 20 µm, ne présente aucune orientation particulière et aucun signe évident de recristallisation. Ici, la fabrique sédimentaire est pratiquement intacte.

2. Variations régionales du type de la schistosité.

Fondée sur l'observation de la schistosité réalisée sur les bases décrites ci-dessus, une estimation qualitative de la déformation a été effectuée tout au long de la coupe étudiée. Quatre paramètres, définis par POWELL (1979), sont utilisés pour la caractérisation morphologique de la schistosité : l'espacement et la forme des domaines schistifiés, la fabrique des microlithons et une évaluation du pourcentage de la roche affecté par la schistosité (fig. 3). Cette méthode permet d'obtenir une estimation assez correcte du "degré de pénétrativité" de la schistosité, suffisante en tout cas pour déceler une variation régionale (PIQUÉ, 1979, 1981; HUON, 1982; WYBRECHT, trav. en cours.

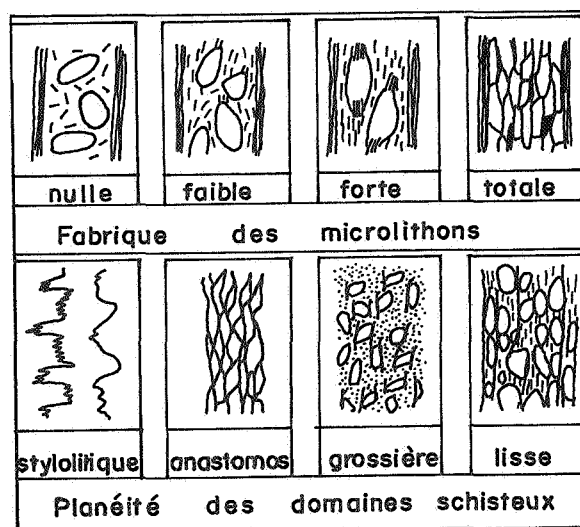


Fig. 3 - Les paramètres morphologiques de la schistosité (d'après POWELL, 1979).

L'évaluation de ces paramètres a été effectuée, en lames minces, sur des échantillons de grès à matrice ou de schistes gréseux prélevés dans divers secteurs de la coupe par RINGELÉ et WYBRECHT (1980), DANDOIS (inédit) et nous-mêmes. Les observations sont résumées sur le tableau 1, les figures 4, 5 et 6 et illustrées par les photographies des planches I à IV.

On constate que l'ensemble des paramètres présentent, d'une manière générale, une évolution marquée du Sud vers le Nord : la fabrique schisteuse, très accentuée dans les roches cambriennes du massif de Rocroi, se retrouve aussi nette dans les premiers niveaux dévoniens du bord sud du synclinorium de Dinant. Vers le Nord, l'espacement des plans de schistosité s'accroît, leur planéité et leur extension latérale diminuent, la réorganisation à l'intérieur des microlithons s'estompe, et le pourcentage de roche affectée par la fabrique schisteuse diminue. Autrement dit, la schistosité est de moins en moins pénétrative vers le Nord où, finalement, elle disparaît.

Dans le détail cependant, la diminution de la "pénétrativité" de la

TABLEAU 1

	Espacement des domaines schistifiés (mm)	fabrique des microlithons	Planéité des domaines schistifiés	Pourcentage de la roche affectée
1	0,01	forte	lisse	50-60
2	0,01	forte-totale	lisse (continue)	70
3	0,05	totale	lisse (continue)	90-100
4	0,02	totale	lisse (continue)	80
5	0,02	totale	lisse (continue)	80-90
6	0,01	totale	lisse (continue)	80-90
7	0,01	totale	lisse (continue)	90
8	0,02	forte	lisse	60
9	0,05	forte-faible	lisse-grossier	50
10	0,1	forte	lisse	60
11	0,03	forte-faible	lisse-grossier	50-60
12	0,04	forte	lisse	60
13	0,03	forte-faible	lisse-grossier	60
14	0,02	forte-faible	grossier	20-30
15	0,04	faible	grossier	20
16	0,02	faible	lisse-grossier	50
17		crénulation zonale (espacement 0,1 mm)		
18	0,05	faible	lisse-grossier	40
19	0,1	nulle	grossier	10
20	0,2	nulle	grossier	20
21	0,2	nulle	grossier	20
22	0,2	faible	grossier	30
23		microcrénulation zonale		
24	< 2	nulle	styl. anast.	05
25	< 2	nulle	styl. anast.	05
26		pas de débit schisteux		
27		pas de débit schisteux		
28	0,5	nulle	grossier-anast.	10
29		pas de débit schisteux		

Légende du TABLEAU 1

- 1 grès gédinniens : entre Bogny et Nouzonville.
- 2 phyllade (Revinien) : NW de Bogny.
- 3 phyllade grise (Revinien inf.) : route Rocroi-Fumay.
- 4 phyllade verte (Devillien sup.) : route Rocroi-Fumay.
- 5 phyllade mauve (Devillien inf.) : route Rocroi-Fumay.
- 6 phyllade grise (Devillien sup.) : Fumay.
- 7 phyllade mauve (Devillien sup.) : Fumay.
- 8 schiste fin gris (Gédinnien) : Haybes.
- 9 schiste de Mondrepuis (Gédinnien) : N de Fépin.
- 10 grès de Mondrepuis (Gédinnien) : N. de Fépin.
- 11 schiste d'Oignies (Gédinnien) : Moulin de Fétrogne.
- 12 schistes de St-Hubert (Gédinnien) : S de Montigny s/Meuse.
- 13 grauwacke de Montigny (Siegenien) : Montigny s/Meuse.
- 14 grauwacke de Hierges (Emsien) : SW de Vireux.
- 15 grauwacke de Hierges (Emsien) : NE de Vireux.
- 16 schistes à Calcéoles (Couvinien) : NW Ham s/Meuse.
- 17 schistes verdâtres (Famennien inf.) : Bois de la Haie.
- 18 schiste (Famennien inf.) : Agimont.
- 19 psammites et schistes (Famennien sup.) : Hastières.
- 20 schistes et grès (Famennien) : Anticlinal d'Anseremme.
- 21 schistes et grès (Famennien) : Anticlinal d'Anseremme.
- 22 schistes et grès (Famennien) : S de la Roche à Bayard.
- 23 schistes et grès (Famennien) : Hun.
- 24 schistes (Famennien) : région de Dave.
- 25 schistes (Famennien) : région de Dave.
- 26 grès (Emsien inf.) : Dave.
- 27 grès (Emsien inf.) : Dave.
- 28 schistes (Namurien) : Namur.
- 29 schistes (Namurien) : Namur.
- 30 schistes (Namurien) : Namur.

Localisations : cartes topographiques et géologiques de France (1:50.000) et de Belgique (1:25.000); guide Ardenne-Luxembourg (Waterlot *et al.*, 1973).

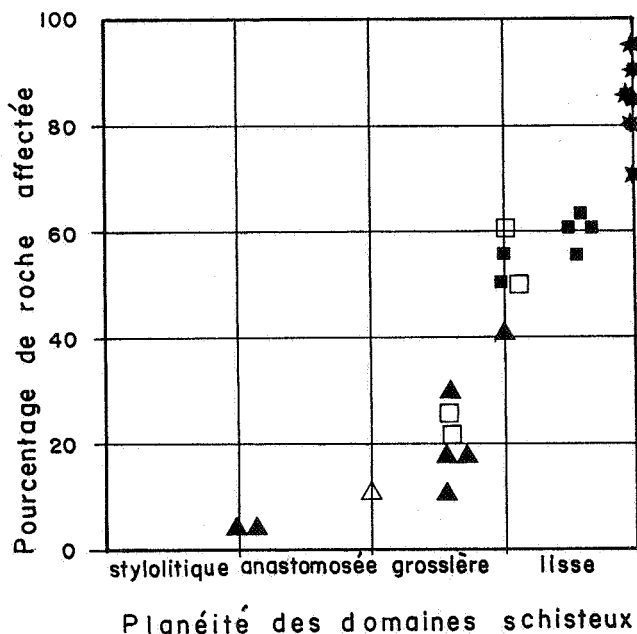


Fig. 4 - Variations régionales des paramètres morphologiques de la schistosité : le pourcentage de roche affectée.

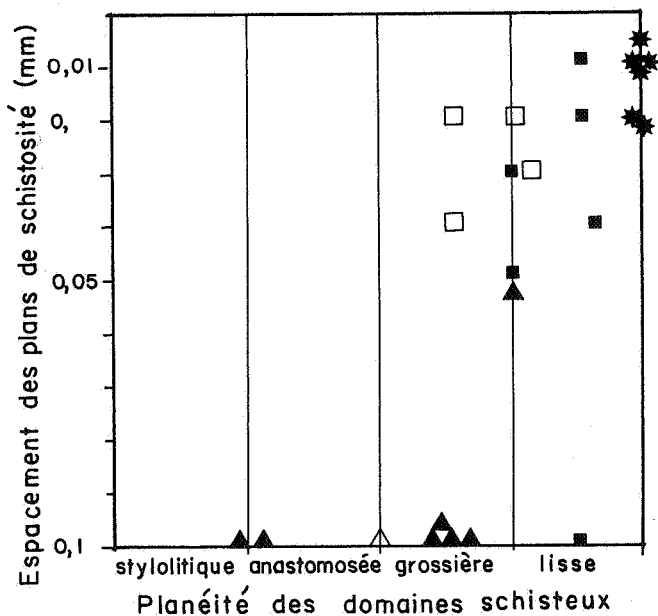


Fig. 5 - Variations régionales des paramètres morphologiques de la schistosité : la fabrique des microlithons.

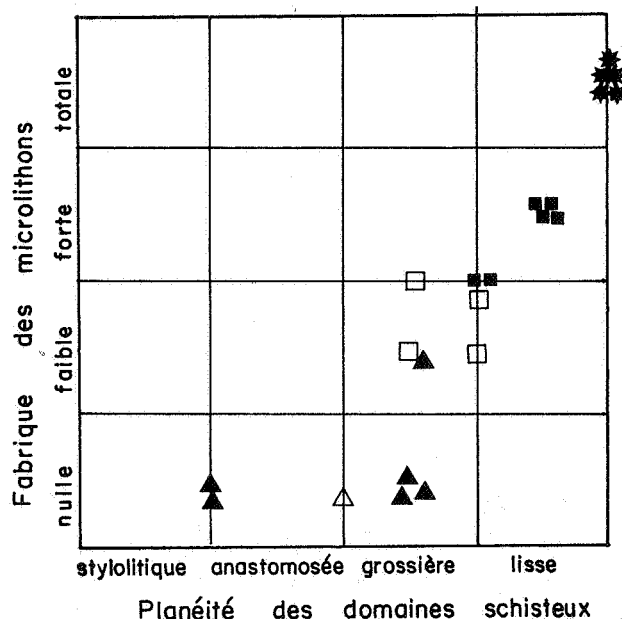


Fig. 6 - Variations régionales des paramètres morphologiques de la schistosité : l'espacement des plans de schistosité.

schistosité vers le Nord est irrégulière. Ceci provient, en grande part, de différences dans la nature lithologique des échantillons, en particulier dans la quantité de matrice fine : on sait que, toutes choses étant égales par ailleurs, un fort pourcentage de matrice argileuse facilite et accroît l'individualisation de la schistosité. Ceci est illustré par la photographie III, 2 et par la figure 6 : là, l'espacement des plans de schistosité varie beaucoup d'un niveau à l'autre, passant par exemple de quelques dizaines de microns pour les schistes gédinniens à une centaine de microns pour les niveaux gréseux voisins de même âge. Il est probable, cependant, que ce facteur n'explique pas toutes les irrégularités constatées dans la décroissance vers le Nord de l'intensité de la schistosité et que vraisemblablement intervient la place de l'échantillon au sein de grandes structures plissées.

3. Conclusions.

- Entre les séries cambriennes de l'anticlinal de Rocroi et les niveaux gédinniens les plus proches, l'intensité de la déformation, appréciée par la pénétrativité de la schistosité, est très peu différente. Ceci implique que ces niveaux ont été placés dans le même niveau structural au cours de l'orogénèse hercynienne. Le raccourcissement tectonique est maximum au Sud; il décroît plus ou moins régulièrement vers le Nord.
- Partout où la schistosité est suffisamment marquée pour être étudiée au microscope, la disposition des minéraux néoformés et recristallisés montre, on l'a vu, que le développement de la schistosité s'est effectué en conditions symmétamorphiques. Par conséquent, l'âge de la déformation synschisteuse est celui du métamorphisme.

AGE DU METAMORPHISME.

1. Méthode employée.

La méthode de datation isotopique K-Ar a été utilisée pour des fractions granulométriques $< 2 \mu\text{m}$ extraites de 5 échantillons répartis sur l'ensemble de la coupe. Les fractions $< 2 \mu\text{m}$ ont été séparées par une méthode classique de sédimentation, séchées à température ambiante, analysées aux Rayons X, puis leurs teneurs en K et Ar ont été dosées selon une méthode décrite par BONHOMME *et al.* (1975). Une étude récente (HUNZIKER *et al.*, 1981) a montré que les systèmes K-Ar et Rb-Sr de ces fractions enregistrent complètement les effets du métamorphisme dès que celui-ci atteint un stade anchizonal.

2. Résultats.

Ils apparaissent, corrélés avec les indicateurs de l'intensité du métamorphisme, sur le tableau 2.

Tableau 2

Echantillons	% 2 M / 1 M de l'illite	Largeur de Scherrer * ("cristallinité de l'illite")	Âge apparent (Ma)
1. Devillien inf.	100	2,3	336 \pm 8
2. Devillien sup.	100	2,3	335 \pm 7
3. Gédinnien inf.	90	3	326 \pm 7
4. Famennien sup.	100	5	297 \pm 7
5. Namurien	100	7	356 \pm 8

* $< 3,5$: épizone; $3,5 - 5,7$ = anchizone; $> 5,7$: diagenèse

Le pourcentage important de polymorphes 2 M et les valeurs de l'indice de cristallinité de l'illite des 4 premiers échantillons permettent d'envisager que leurs âges K-Ar sont le résultat d'une réhomogénéisation isotopique produite au cours du métamorphisme. En effet, quel que soit leur site structural, les particules $< 2 \mu\text{m}$ de ces échantillons, et particulièrement celles des phyllades du Cambrien, présentent des formes régulières et des surfaces (001) planes, indiquant un stade avancé de recristallisation. La réhomogénéisation isotopique y est donc, comme la réorganisation métamorphique et structurale, vraisemblablement achevée.

Au contraire, l'âge de 356 \pm 8 Ma fourni par l'échantillon namurien ne peut indiquer l'âge de sa recristallisation métamorphique puisqu'il est antérieur même au dépôt de la série namurienne. L'indice de cristallinité des illites montre ici l'absence de recristallisation intenses et, par ailleurs, la présence de 100 % de polymorphes 2 M indique que la fraction illitique est essentiellement détritique. Par conséquent, la valeur de 356 \pm 8 Ma indique plutôt l'âge de ce matériel hérité.

3. Implications régionales.

- Dans l'ensemble des échantillons étudiés, l'âge du métamorphisme est hercynien. C'est le cas, en particulier,

des phyllades cambriennes de l'anticlinal de Rocroi même s'il est possible, voire probable, que la déformation calédonienne se soit accompagnée là d'une certaine évolution diagénétique ou anchizonale.

- L'âge du métamorphisme varie dans l'espace. On peut considérer que le pic du métamorphisme s'est déplacé du Sud vers le Nord entre 339 et 300 Ma environ. Ce résultat prolonge et corrobore parfaitement les âges fournis plus à l'Est, dans le Massif schisteux rhénan, par AHRENDT *et al.* (1978 et 1983).

CONCLUSIONS.

1. Le long de la coupe étudiée, l'intensité du métamorphisme semble particulièrement contrôlée par la position stratigraphique, les terrains cambriens étant les plus métamorphiques et ceux du Namurien les moins évolués. Aussi, certains travaux (BEUGNIES, 1963; DANDOIS, 1981) concluent que ce métamorphisme est lié à l'enfouissement et qu'il est, par conséquent, antérieur à la tectonique hercynienne. Trois raisons s'opposent, cependant, à cette manière de voir :

- Le contrôle stratigraphique du métamorphisme n'est ni strict ni général : les roches éodévonniennes du bord nord du synclinal de Dinant, par exemple, sont affectées tout au plus par une évolution diagénétique, au contraire des niveaux équivalents du bord sud du synclinal, qui sont épizonaux. S'il est vrai que l'épaisseur de la colonne sus-jacente se réduit, du Sud au Nord, cette réduction ne peut, à elle seule, expliquer la disparition du métamorphisme sur cette distance et il faut admettre que le Sud de la coupe a connu, au cours du métamorphisme, un gradient géothermique plus élevé que dans les autres régions.
- Les observations microscopiques montrent que les réorganisations microstructurales qui réalisent l'individualisation de la schistosité s'effectuent en même temps que les recristallisations et les croissances minérales et que, par conséquent, le métamorphisme est contemporain de la déformation synschisteuse.
- L'âge du métamorphisme synschisteux correspond à un événement hercynien d'âge carbonifère inférieur dans le Sud de la coupe et Carbonifère moyen-supérieur dans le Nord.

2. Au plan régional, une conclusion intéressante est la mise en évidence d'une sorte d'onde de déformation symmétrique qui traverse la coupe du Sud au Nord. Si l'on admet que la différence de 30 Ma obtenue entre l'échantillon le plus septentrional et l'échantillon le plus méridional correspond au temps qu'a mis cette onde pour traverser le massif ardennais, on peut calculer sa vitesse de propagation. Estimant à 40 % le raccourcissement tectonique le long de la coupe étudiée, valeur égale à celle calculée dans le

P L A N C H E I

Photo 1 - Schistosité continue. La schistosité cristallophylienne est déterminée par la disposition planaire des micas et des cristaux de quartz. Des cristaux de magnétite déterminent des zones d'ombre. Le litage stratigraphique n'est pas visible.

Devillien du massif de Rocroi (cliché M. BOUABDELLI)
LN x 25

Photo 2 - Schistosité lisse. Le litage stratigraphique est marqué par les alignements des cristaux de chlorite.

Revinien du massif de Rocroi (cliché M. BOUABDELLI)
LN x 10

Photo 3 - Vue au microscope électronique à balayage (MEB). Des microlithons où la fabrique sédimentaire est encore visible, marquée par les phyllites obliques sur les plans de schistosité, sont séparés par des plans de schistosité où les phyllosilicates ont recristallisé.

Devillien du massif de Rocroi (cliché S. HUON)

Photo 4 - Même vue que le cliché 3. La forme ordonnée des phyllosilicates, même de ceux situés au coeur des microlithons, traduit leur recristallisation synschisteuse.

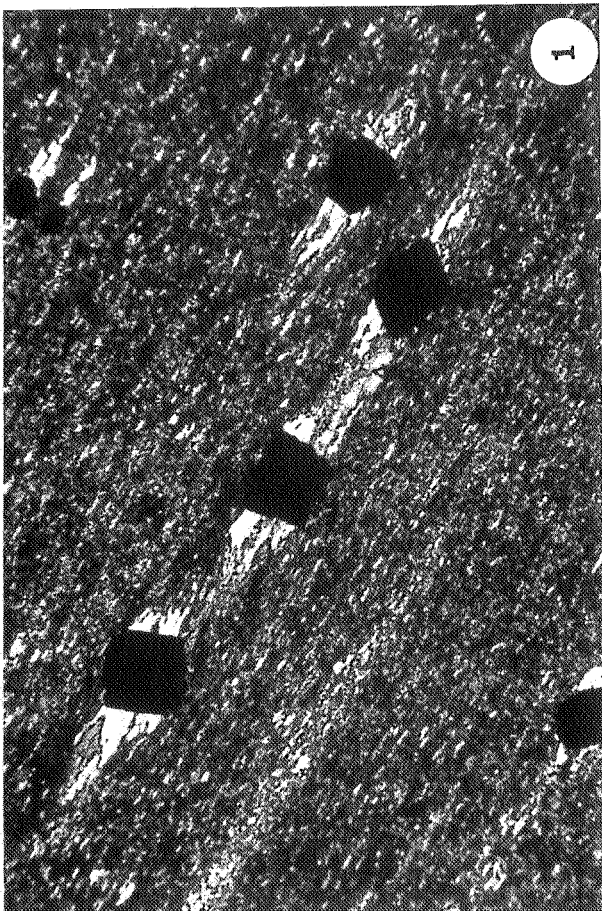
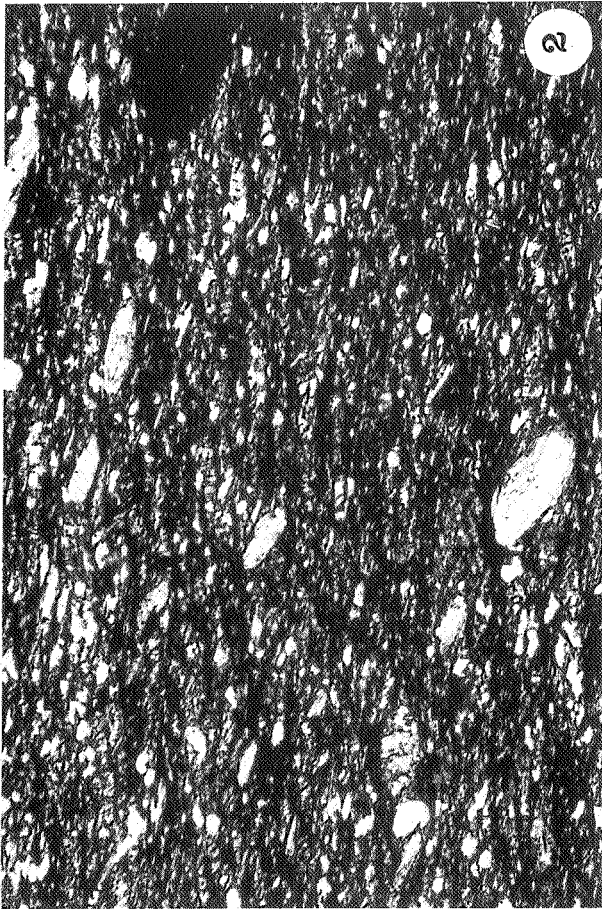


PLANCHE II

Photo 1 - Schistosité lisse. Entre les plans de schistosité, encore soulignés par des traînées d'opaques, les microlithons présentent une forte fabrique tectonique, caractérisée par la réorientation des grains détritiques, quartz et phyllosilicates, bien visible sur le cliché, par le changement de la forme des grains de quartz détritiques, et par des croissances de "barbes de micas" sur les faces des grains de quartz exemptes de dissolution.

schistes de Mondrepuis (Gédinnien)
LN x 50

Photo 2 - Schistosité intermédiaire entre le type grossier et le type lisse : les plans, soulignés par des opaques, n'ont pas une grande extension latérale. A l'intérieur des microlithons, fabrique tectonique moyenne : grains de quartz peu allongés, mais réorientation (mal visible sur le cliché) des petits éléments phylliteux de la matrice. Le raccourcissement tectonique est souligné ici par les micas détritiques, initialement déposés à plat dans le litage, actuellement tordus entre deux plans de schistosité adjacents.

schistes d'Oignies (Gédinnien)
LN x 50

Photo 3 - Schistosité lisse (légèrement anastomosée). Les plans de schistosité sont distribués en faisceaux qui délimitent des microlithons. A l'intérieur des microlithons, la fabrique tectonique est forte : grains de quartz réorientés et aplatis parallèlement au clivage schisteux sur lesquels on note, peu visibles sur le cliché, la présence de "barbes de micas".

schistes de St-Hubert (Gédinnien)
LN x 50

Photo 4 - Schistosité lisse-grossière, soulignée par d'épaisses traînées d'opaques. Dans les microlithons, début de réorientation des minéraux détritiques parallèlement à la schistosité; la forme des grains détritiques de quartz est peu changée.

grauwacke de Montigny (Siegenien)
LN x 80.

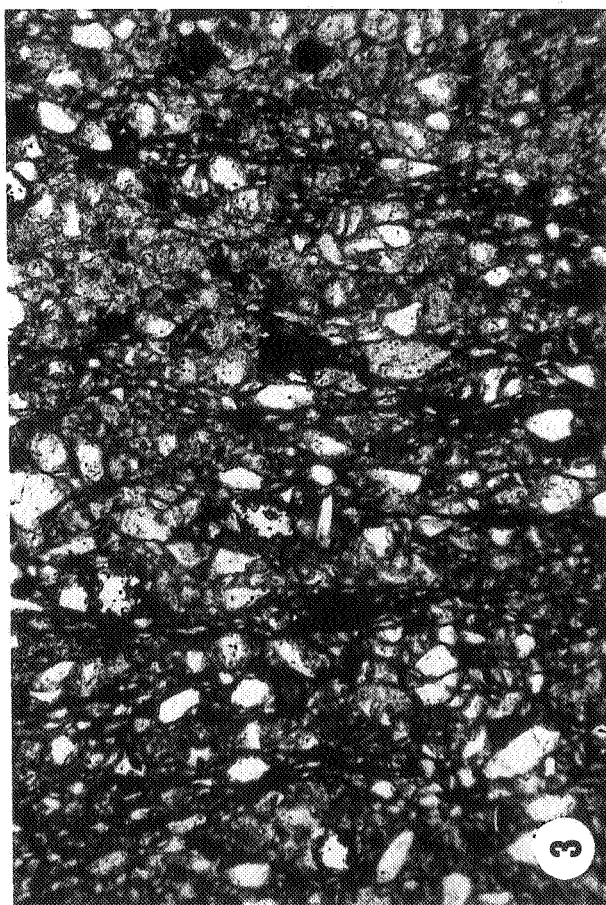
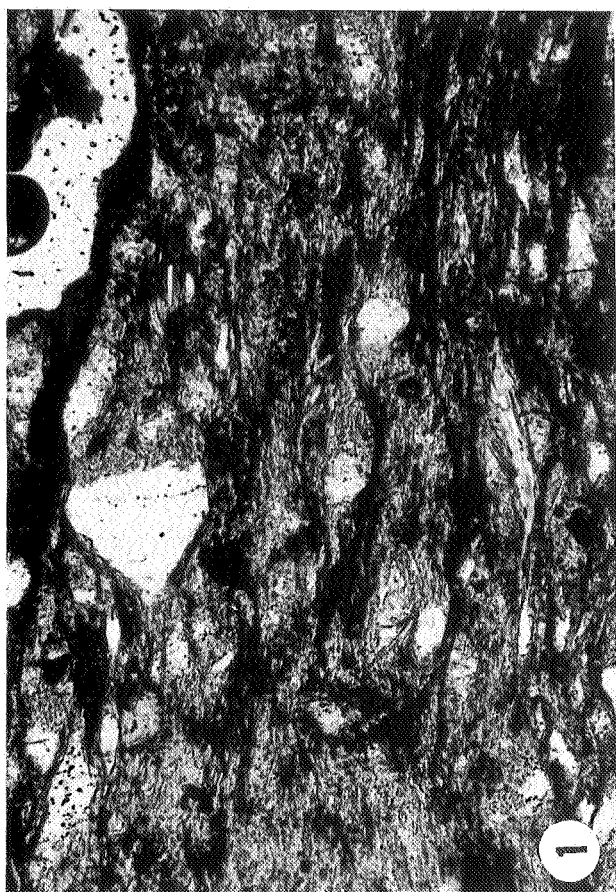


PLANCHE III

Photo 1 - Schistosité grossière à anastomosée. Les plans sont bien individualisés. Plus ou moins regroupés en faisceaux, ils délimitent des microlithons dans lesquels la fabrique tectonique est visible : les grains détritiques sont réorientés parallèlement à la schistosité, mais la matrice phylliteuse est peu affectée.

grauwacke de Hierges (Emsien); SW de Vireux
LN x 80

Photo 2 - Variation du type de la schistosité en fonction de la lithologie. Dans les lits pélitiques, plans de crénulation zonale; là, la schistosité est pénétrative. Dans les lits plus gréseux, la schistosité est grossière et la fabrique des microlithons est faible; la schistosité y est peu pénétrative.

grauwacke de Hierges (Emsien); NE de Vireux
LN x 20

Photo 3 - Schistosité grossière : le débit, souligné par des traînées d'opaques, n'est présent qu'aux extrémités des éléments détritiques, quartz et micas. De ce fait, la fabrique tectonique n'est pas développée à l'intérieur des microlithons : les minéraux détritiques, en particulier, restent disposés dans le plan de stratification dont la trace est parallèle à la grande dimension du cliché.

grès psammitique de l'anticlinal d'Anseremme (Famennien)
LN x 80

Photo 4 - Schistosité grossière : plans peu développés, localisés aux extrémités des minéraux détritiques : quartz, muscovites, chloro-biotites. Aucune fabrique tectonique n'apparaît entre les plans de schistosité.

grès psammitique de l'anticlinal d'Anseremme (Famennien)
LN x 80

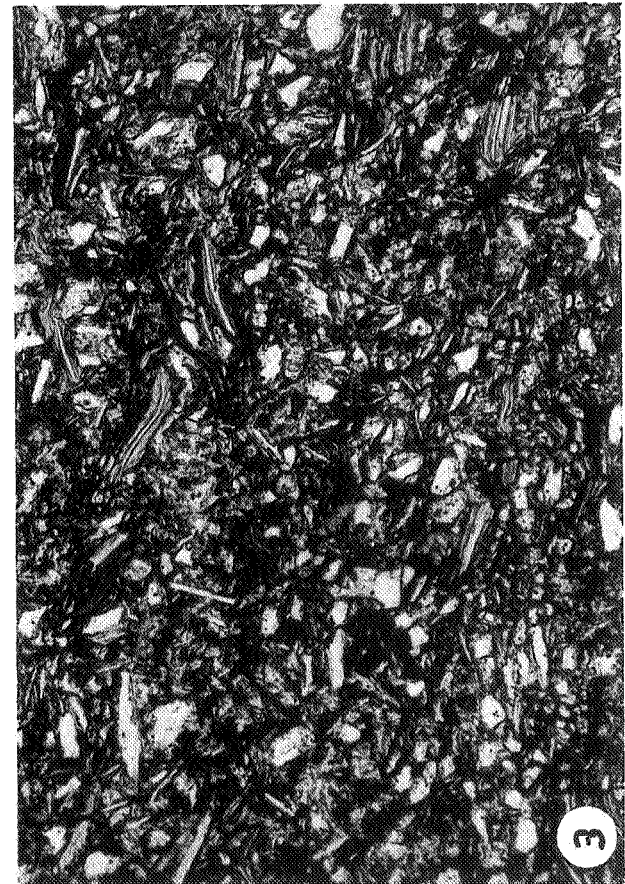
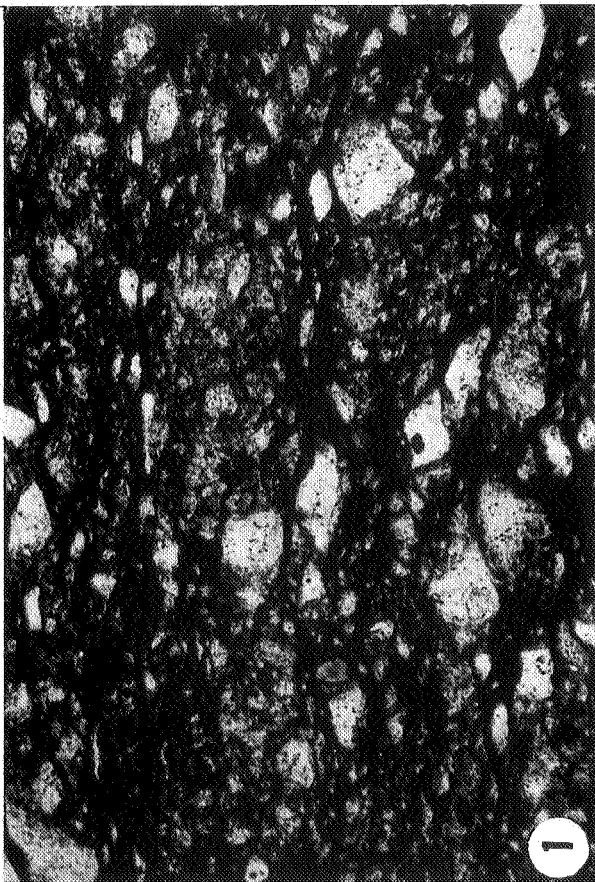
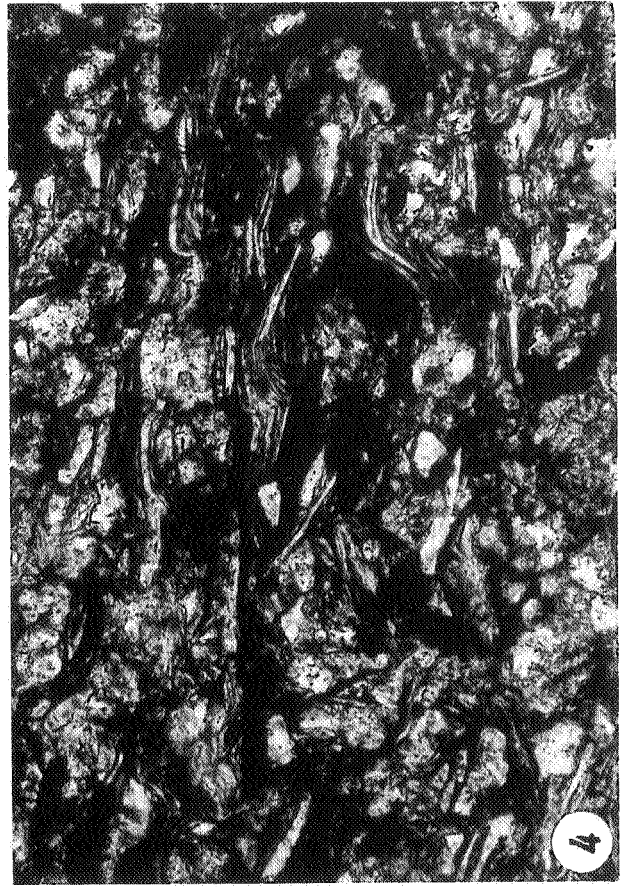
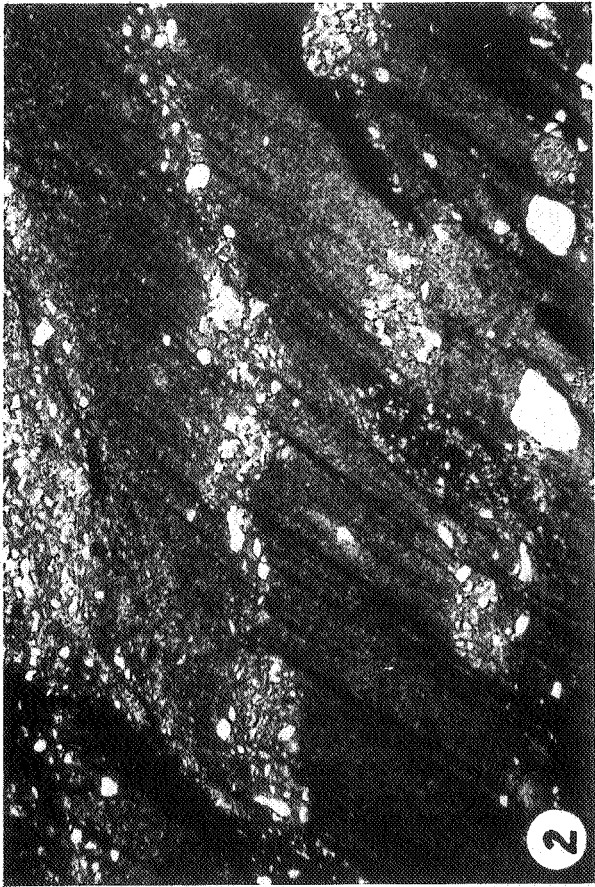


PLANCHE IV

Photo 1 - Schistosité grossière. Dans les microlithons, fabrique tectonique faible, constituée par le début de réorientation des phyllites détritiques.

Sud de la Roche à Bayard (Famennien)
LN x 80

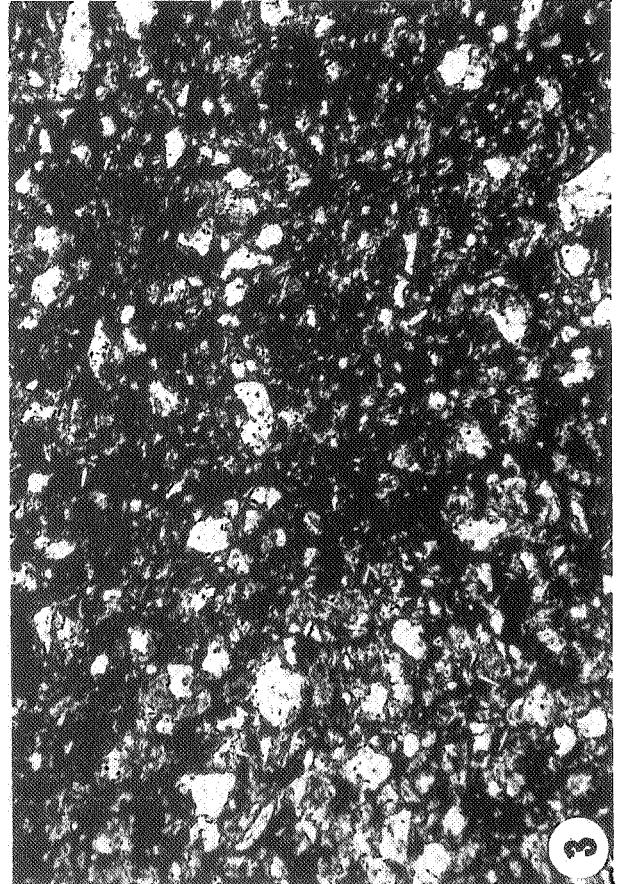
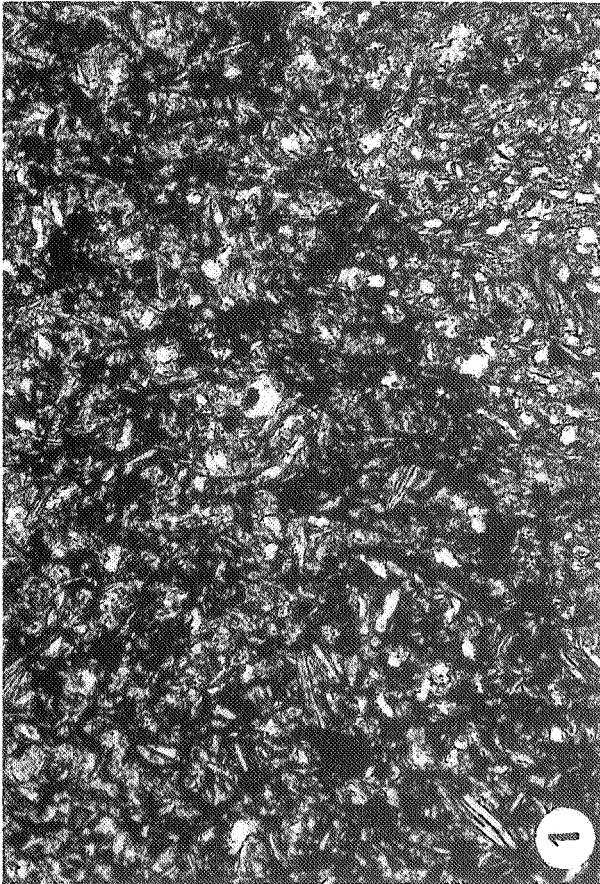
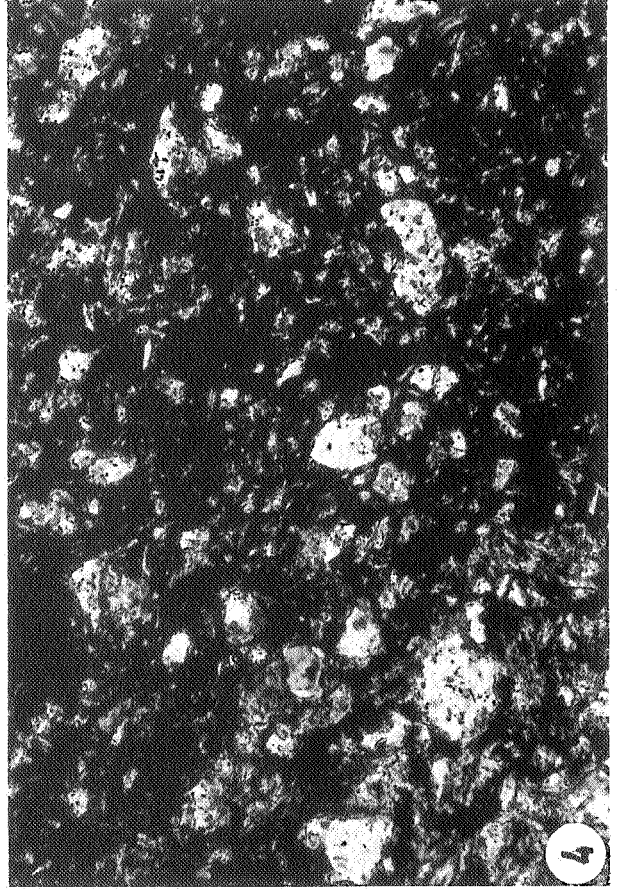
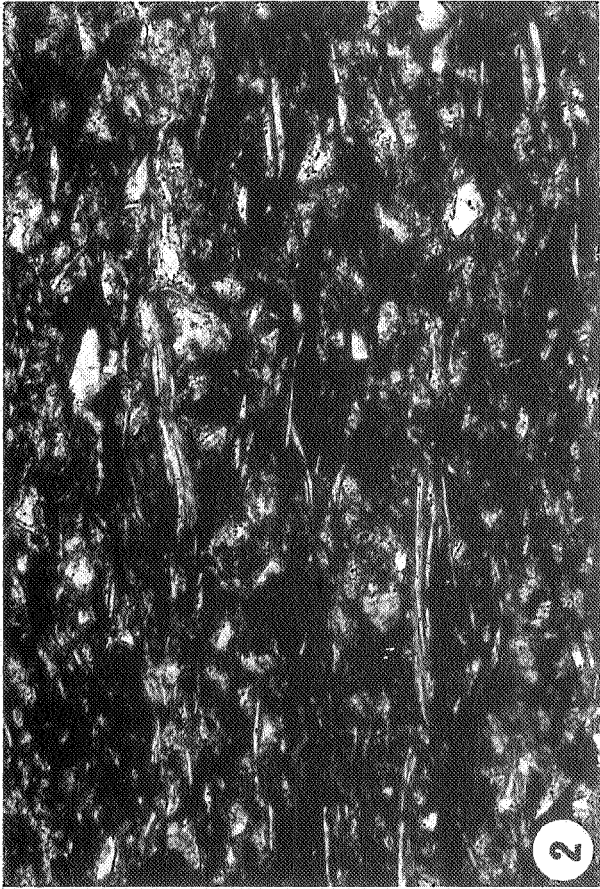
Photo 2 - Aucune schistosité. Le seul débit visible, marqué par la disposition des éléments détritiques : phyllites, quartz et opaques, est la stratification. Comparer avec les échantillons contemporains mais plus méridionaux ARD 13 et ARD 21 (Pl. II, 1 et 2).

grès de Dave (Emsien inférieur)
LN x 80.

Photo 3 - La trace de litage stratigraphique est parallèle à la grande dimension du cliché. Oblique sur elle, et soulignée par des traînées noires plus ou moins continues d'opaques, une schistosité grossière qui s'accompagne rarement d'une réorientation des éléments détritiques.

Citadelle de Namur (Namurien)
LN x 50.

Photo 4 - Portion du champ représenté sur le cliché précédent.
LN x 80.



Massif schisteux rhénan (WUNDERLICH, 1964), on obtient pour les Ardennes une vitesse de propagation de l'ordre de 0,4 cm/an, tout à fait comparable à celle calculée dans le Massif rhénan (AHRENDT *et al.*, 1978, 1983). C'est donc sur une grande étendue du front varisque et à une vitesse voisine que la déformation hercynienne progresse en direction des zones les plus externes de la chaîne.

BIBLIOGRAPHIE.

- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. et WEBER, K. (1978) - K/AR-Alter Bestimmungen an Schwachmetamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. *Z. dt. geol. Ges.*, 129, p. 229-247.
- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J. et WEBER, K. (1983) - Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. *Vol. Deutsche Forschungs-gemeinschaft* (à paraître).
- ASSELBERGHS, E. (1946) - L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Louvain*, 14, 598 p.
- BEUGNIES, A. (1963) - Le Massif cambrien de Rocroi. *Bull. Carte géol. de France*, 59, p. 1-155.
- BONHOMME, M., THUIZAT, R., PINAULT, Y., CLAUER, N., WENDLING, A. et WINKLER, R. (1975) - Méthode de datation potassium-argon. Appareillage et technique. *Notes techn. Inst. Géol. Strasbourg*, 3, 53 p.
- BOUABDELLI, M. (1978) - Déformations et métamorphisme dans le Paléozoïque de la vallée de la Meuse, entre Bogny et Fépin. *Mém. D. E. A., Univ. L. Pasteur, Strasbourg*, inédit.
- DANDOIS, P. (1981) - Diagenèse et métamorphisme des domaines calédonien et hercynien de la vallée de la Meuse entre Charleville-Mézières et Namur (Ardennes franco-belges). *Bull. Soc. belge de Géol.*, 90, p. 299-316.
- DELVAUX de FENFFE, D. et LADURON, D. (1982) - Analyse structurale au bord sud du Massif de Rocroi. *9ème Réun. ann. Sci. Terre, Paris, Soc. géol. Fr. édit. Paris (rés.)*.
- DUMONT, A. (1848) - Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Coudroy. Seconde partie : Terrain rhénan. *Mém. Acad. roy. Belgique*, 22, 451 p.
- FOURMARIER, P., ANCION, C., ANTUN, P., ASSELBERGHS, E., BELLIERE, J., BOURGUIGNON, P., CALEMBERT, L., DELMER, A., DENAEYER, M., DUBRUL-DUMON, P., GRAULICH, J.M., GULINCK, M., HACQUAERT, A., LEGRAYE, M., MACAR, P., MARLIÈRE, R., MAUBEUGE, P., MICHOT, P., MORTELMANS, G. et TAVERNIER, R. (1954) - Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Soc. géol. Belgique, édit., Liège*, 826 p.
- GOSSELET, J. (1888) - L'Ardenne. *Mém. Carte géol. France*, 889 p.
- GRAY, D. (1978) - Cleavage in deformed psammitic rocks from southeastern Australia : their nature and origin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 29, p. 171-182.
- GROSS, C. et THORETTE, J. (1980) - Métamorphisme hercynien dans le Dévonien ardennais. *Mém. Maîtrise, Univ. L. Pasteur, Strasbourg*, inédit.
- HUGON, H. (1982) - Structures et déformations du Massif de Rocroi (Ardennes). Approche géométrique, quantitative et expérimentale. *Thèse 3ème cycle, Univ. Rennes*, inédit.
- HUGON, H. et LE CORRE, C. (1979) - Mise en évidence d'une déformation hercynienne en régime cisailant progressif dans le Massif cambrien de Rocroi (Ardennes). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 289, p. 615-618.
- HUNZIKER, J., CLAUER, N., DALLMEYER, R., FREY, M. et FRIEDRICHSEM, H. (1981) - The evolution of illite to muscovite in low grade metamorphism. *VII European Colloquium of Geochronology, Jerusalem, 31 août-4 sept.*
- HUON, S. (1982) - Déformation et métamorphisme associé dans le Paléozoïque de l'Ardenne : arguments microstructuraux et géochimiques. *Mém. D. E. A., Univ. L. Pasteur, Strasbourg*, inédit.
- KNIFE, R. et WHITE, S. (1977) - Microstructural variation of an axial plane cleavage around a fold; a H. V. E. M. study. *Tectonophysics*, 30, p. 355-381.
- MICHOT, P. (1980) - Belgique. *in* : Géologie des pays européens : France, Belgique, Luxembourg, *Dunod édit. Paris*, p. 485-576.
- PIQUE, A. (1979) - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. *Thèse Sci. Univ. L. Pasteur, Strasbourg et Sci. Géol.*, *Mém.* 56, 243 p.
- PIQUÉ, A. (1981) - Développement de la schistosité dans les grauwackes cambriennes de la Meseta côtière (Maroc). *Sci. Géol., Bull.*, 34, p. 107-116.
- POWELL Mc A. (1979) - A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, p. 21-34.
- RINGELÉ, H. et WYBRECHT, E. (1980) - Evolution de la schistosité dans le Massif des Ardennes. *Mém. Maîtrise, Univ. L. Pasteur, Strasbourg*, inédit.
- WEBER, K. (1981) - Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. *Tectonophysics*, 78, p. 291-306.
- WILLIAMS, P. (1972) - Development of metamorphic layering in the low-grade metamorphic rocks at Bermagui, Australia. *Am. J. Sci.*, 272, p. 1-47.
- WUNDERLICH, H. (1964) - Mass, Ablauf und Ursachen orogener Einengung am Beispiel des Rheinischen Schiefergebirges, Ruhrkarbons und Harzes. *Geol. Rundsch.*, 54, p. 561-882.