

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CII

1982

3^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

Extraits des Statuts

Article 2.

— Cette Société a pour objet de concourir à l'avancement de la géologie en général, et particulièrement de la géologie de la région du Nord de la France.

— La Société se réunit de droit une fois par mois, sauf pendant la période des vacances. Elle peut tenir des séances extraordinaires décidées par le Conseil d'Administration.

— La Société publie des Annales et des Mémoires. Ces publications sont mises en vente selon un tarif établi par le Conseil. Les Sociétaires bénéficient d'un tarif préférentiel (1).

Article 5.

Le nombre des membres de la Société est illimité. Pour faire partie de la Société, il faut s'être fait présenter dans l'une de ses séances par deux membres de la Société qui auront signé la présentation, et avoir été proclamé membre au cours de la séance suivante.

Extraits du Règlement Intérieur

§ 7. — Les Annales et leur supplément constituent le compte rendu des séances.

§ 13. — Seuls les membres ayant acquitté leurs cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un même auteur, ne peut dépasser le total de 10 pages, 1 planche simill étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

Le Conseil peut, par décision spéciale, autoriser la publication de notes plus longues.

§ 17. — Les notes et mémoires originaux (texte et illustration) communiqués à la Société et destinés aux Annales doivent être remis au Secrétariat le jour même de leur présentation. A défaut de remise dans ce délai, ces communications prennent rang dans une publication postérieure.

§ 18. — Les mémoires sont publiés par fascicules après décision du Conseil.

Avertissement

La Société Géologique du Nord ne peut en aucun cas être tenue pour responsable des actes ou des opinions de ses membres.

Tirages à part

Conformément au paragraphe 14 du Règlement Intérieur (Tome LXXXI, p. 12), les tirages à part sont à la charge des auteurs qui doivent en faire par écrit la déclaration expresse en tête des épreuves du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1981)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	20,00 F	105,00 F H.T.	125,00 F H.T.
AUTRES PAYS	Personnes physiques	20,00 F	120,00 F H.T.	140,00 F H.T.

Abonnement des non-membres : FRANCE : 240,00 F H.T. — ETRANGER : 280,00 F

Pour tous renseignements et règlements, s'adresser à : Secrétariat S.G.N., Sciences de la Terre,
59655 Villeneuve d'Ascq Cedex — Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 5247

ANNALES DE LA SOCIETE GEOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entiers aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément. Leur liste figure en fin de fascicule.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXII, XXXIV à XXXVI, XXXIX, à XLIII, XLV, XLVII à LVIII)	170,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI)	220,00 F H.T.
Tomes XCVI et suivants	240,00 F H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale du 10 Janvier 1974.

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (58,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CII

1982

3^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1982 —

<i>Président</i>	M. J. CHARVET
<i>Premier Vice-Président</i>	M. V. PRUDHOMME
<i>Vice-Présidents</i>	M. J.J. FLEURY
	M. I. GODFRIAUX
<i>Secrétaire</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. J. FERRIÈRE
<i>Directeur de la Publication</i> .	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Trésorier</i>	M. l'Abbé TIEGHEM
<i>Archiviste-Bibliothécaire</i>	M. J.L. MANSY
<i>Conseillers</i>	M. B. CLÉMENT
	J. CHALARD
	H. CHAMLEY
	M. P. CELET
	M. J. LEPLAT
	M. J. SOMMÉ

COMITE DE LECTURE

— 1982 —

M^{me} Paule CORSIN, Directeur de la publication
M. J.M. CHARLET
M. Ch. DELATTRE
M. P. CELET
M. I. GODFRIAUX

A N N A L E S
D E L A
S O C I É T É G É O L O G I Q U E D U N O R D

Société fondée en 1870 et autorisée par arrêtés en date des 3 Juillet 1871 et 28 Juin 1873

Secrétariat : Société Géologique du Nord
Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. 91.92.22 — C.C.P. Lille 52-47

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE ORDINAIRE DU 5 MAI 1982

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Premier Vice-Président

M. PRUDHOMME fait part à l'assemblée du décès de M. G. WATERLOT et donne la parole à M. Ch. DELATTRE qui rappelle très brièvement ce que fut l'œuvre scientifique du défunt.

Communication orale

F. MEILLIEZ. — Textures sédimentaire et tectonique du poudingue dévonien de Montcornet-en-Ardenne.

Communication écrite

P. RACHEBŒUF. — Révision des syntypes de *Chonetes nana* Verneuil, 1845 (Chonetacea, Brachiopoda).

SEANCE ORDINAIRE DU 2 JUIN 1982

Présidence de M. J. CHARVET, Président

Monsieur le Président ouvre la séance et fait procéder à l'élection de nouveaux membres. Il s'agit de :

M. BALOGÉ Alain, Université de Madagascar, EESP, B.P. 4031 à Antananarivo (Rép. Dém. de Madagascar), présenté par M^{lle} L. Beltan et M. M. Waterlot.

M. CARLIER Eric, Etudiant de 3^e Cycle, Laboratoire de Géologie Appliquée, U.E.R. des Sciences de la Terre, Université de Lille I, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présenté par MM. J. Charvet et J.M. Dégardin.

L'assemblée assiste à une conférence donnée par M. C. BECK sur le sujet : « La Chaîne Caraïbe : constitution géologique, tectogénèse, relations avec l'Arc des Petites Antilles ».

EXCURSION DU 13 JUIN 1982

Présidence de M. J. CHARVET, Président

Les membres de la Société Géologique du Nord ont été invités à s'éloigner quelque peu du terrain d'élection de ladite Société à l'occasion de la Réunion extraordinaire, puisque celle-ci s'est déroulée le Dimanche 13 Juin 1982 dans le Hurepoix et le Gâtinais. Le but en était l'étude de quelques aspects stratigraphiques et paléogéographiques des formations paléogènes du Sud du Bassin de Paris.

Sous la direction de J. CHARVET, Président pour 1981-1983, de G. PIERRE et de J.H. THOMASSIN, tous trois de l'Université d'Orléans, les participants ont été invités, au cours de la matinée, à visiter des affleurements caractéristiques du Stampien de la région type. Ils furent ainsi conduits au bord de la D 148 près d'Etrechy, à Auvers-Saint-Georges (faluns d'Auvers-Saint-Georges, sommet du Stampien inférieur) et près du Château de Longue-toise entre Etampes et Châlo-Saint-Mars (Stampien supérieur: alternance de faciès marins et lacustres).

Après le déjeuner pris à Malesherbes, l'après-midi fut consacré à la région de Nemours. La dépression fermée de Larchant, où les eaux superficielles s'échappent par un gouffre dans le calcaire de Château-Landon, substratum des sables de Fontainebleau, fut d'abord examinée du point de vue morphologique et hydrogéologique. Puis une carrière de sable ouverte près de Puiset permit l'observation des paléochenaux du calcaire d'Etampes (ou calcaire du Gâtinais) et la récolte des curieuses concrétions calcaréo-gréseuses ("cristaux belle-croix") développées au sommet des sables. Enfin, à l'entrée de Gandelles, au Sud de Nemours, les faciès continentaux de l'Eocène ont été analysés grâce à une coupe dans les poudingues de Nemours, reposant sur la craie, et les calcaires lacustres de Château-Landon (Eocène supérieur) qui les surmontent.

Après une récapitulation de la stratigraphie des terrains paléogènes de la région parcourue et des problèmes de datation qui demeurent, l'excursion s'est terminée sur un rappel synthétique et une discussion de l'évolution paléogéographique de ce secteur méridional du Bassin de Paris; cette évolution est dominée par une ambiance essentiellement continentale, interrompue de manière significative par la grande transgression oligocène du Stampien, alors que l'alignement correspondant à l'actuel anticlinal de la Remarde jouait un rôle de barrière haute. La bonne trentaine de personnes se sépara alors, les participants venus de Lille repartant pour un long voyage de retour en car.

ASSEMBLEE EXTRAORDINAIRE DU 3 NOVEMBRE 1982

Présidence de M. J. CHARVET, Président

A l'ordre du jour, l'examen de la nouvelle tarification des Abonnements et des Cotisations pour l'année 1983.

Le quorum n'étant pas atteint, l'ordre du jour est reporté à la prochaine séance.

SEANCE ORDINAIRE DU 3 NOVEMBRE 1982

Présidence de M. J. CHARVET, Président

M. le Président fait part à l'assemblée du décès de Monsieur Raymond PETIT, Ingénieur E.C.P., membre à vie de notre Société, décédé le 27 Août 1982 dans sa 84^e année.

Trois nouveaux membres sont ensuite élus :

M. NDZIBA Maurice, Etudiant de 3^e Cycle. Laboratoire de Géologie Fondamentale, U.E.R. des Sciences de la Terre, Université de Lille I. à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex. présenté par MM. J.M. Charlet et J.M. Dégardin.

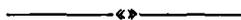
- M. HEITZ Jean-Marie, Professeur de Sciences Naturelles, 17, Avenue Suzanne, à 59110 La Madeleine, présenté par MM. V. Prudhomme et J.P. Colbeaux.
- M. LEBRET Patrick, Etudiant de 3^e Cycle, Université de Paris VI, 265, rue de Paris, Ecole Jules Ferry, à 76800 Saint-Etienne-du-Rouvray, présenté par MM. J. Dercourt et J.L. Mansy.

Communications orales

- Ch. DELATTRE. — L'œuvre de G. WATERLOT.
- L. VOISIN. — Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne Occidentale.
- F. MEILLIEZ. — La Formation de Fépin (Ardennes): un marqueur régional lithostratigraphique et structural (*).
- J.F. DECONINCK, H. CHAMLEY, P. DEBRABANT et J.P. COLBEAUX. — Le Boulonnais au Jurassique supérieur: Données de la minéralogie des argiles et de géochimie.
- H. MAILLOT, M. DEBEY, F. DI COLA, P. REMY, Ch. VERWEIRDE et F. MEILLIEZ. — Prospection géophysique appliquée à la reconnaissance de gisements de matériaux sur le plateau de Rocroi (Ardennes).
- A. BEUGNIES. — Structure de la zone anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont.

Communications écrites

- S. CRASQUIN. — Ostracodes viséens du Nord de la France (Etude paléontologique et analyse de la fraction argileuse) (*).
- B. MISTIAEN et J. PONCET. — Evolution sédimentologique de petits biohermes à Stromatolithes et Vers dans le Givécien de Ferques (Boulonnais) (*).



(*) Notes à paraître dans le prochain fascicule.

Révision des syntypes de *Chonetes nana* Verneuil, 1845 (Chonetacea, Brachiopoda)

par Patrick R. RACHEBŒUF (*)

(Planche III)

Résumé. — Huit coquilles et deux fragments de *Chonetes nana* Verneuil, 1845 ont été retrouvés dans la collection de l'auteur. Ces échantillons, qui ont le statut de syntypes, sont décrits et figurés pour la première fois depuis 1845 ; un lectotype est désigné et l'attribution au genre *Rhyssochonetes* Johnson, 1970 est discutée.

Abstract. — Ten specimens of *Chonetes nana* Verneuil, 1845 were recently discovered in the Verneuil's collection. These syntypes are described and figured here for the first time since 1845. a lectotype is selected and the assignment of the species to the genus *Rhyssochonetes* Johnson, 1970 is discussed.

Introduction.

Depuis la description de l'espèce par E. de Verneuil en 1845 (*in* Murchison, de Verneuil et Keyserling), le matériel-type de *Chonetes nana* n'a fait l'objet d'aucune révision. Trois figures, montrant une coquille complète en vues ventrale, dorsale et latérale (Pl. 15, fig. 12a, b, c) accompagnent la description originale ; il s'agit, très vraisemblablement, d'une reconstitution, grandeur nature, n'apportant guère de renseignements complémentaires à la description de l'auteur (p. 245).

Aucune des huit coquilles complètes retrouvées dans la collection E. de Verneuil, aujourd'hui conservée à Lyon, ne peut être reconnue dans la fig. 12 de la Pl. 15 ; un lectotype a donc dû être désigné, le choix se portant sur le spécimen dont l'ensemble des caractères coïncide le mieux avec la description de de Verneuil.

L'absence de valves isolées ou de moules internes bien préservés ne m'a pas permis d'étudier les structures internes de façon satisfaisante ; pour cette raison, l'attribution de l'espèce au genre *Rhyssochonetes* Johnson, 1970 ne peut être actuellement envisagée qu'avec réserve.

En dépit de ce fait, il m'a semblé utile de redécrire et de figurer objectivement *Chonetes nana* Verneuil

1845 à partir du seul matériel-type ; je n'ai pu, en effet, obtenir de matériel complémentaire (topotypes en particulier), l'espèce étant originaire du Dévonien supérieur des bords du Don, en Russie centrale, et la localité-type étant inconnue.

Les échantillons sont inventoriés dans la collection de l'Ecole des Mines conservée à l'Université de Lyon.

Superfamille CHONETACEA Bronn., 1862

Famille CHONETIDAE Bronn., 1862

Sous-famille DAGNACHONETINAE Rachebœuf, 1981

Genre *RHYSSOCHONETES* Johnson, 1970

Espèce-type : *Rhyssochonetes aurora solox* Johnson, 1970. v. 1979. *Cedulia* n. g. Rachebœuf, p. 256.

Remarque.

J'ai défini le genre *Cedulia* en 1979 sur la base, notamment, de l'existence de fines crêtes sinueuses sur le pourtour de l'intérieur de la valve pédonculaire. Cette structure était alors inconnue chez l'espèce-type du genre *Rhyssochonetes*. Johnson ayant observé cette structure dans un spécimen (*in litt.* du 4-12-1979), la définition d'un nouveau taxon devient caduque et *Cedulia* Rachebœuf, 1979 doit être considéré comme un synonyme de *Rhyssochonetes* Johnson, 1970.

(*) Université de Bretagne Occidentale, Faculté des Sciences, Laboratoire de Paléontologie et de Stratigraphie du Paléozoïque, 6. Avenue Le Gorgeu, 29283 Brest Cedex et GRECO 130007 C.N.R.S.

Note présentée le 5 Mai 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 5 Janvier 1983.

RHYSSOCHONETES ? NANUS (Verneuil, 1845)

SYNONYMIE :

- v. 1845. *Chonetes nana* nov. sp. - de Verneuil, in Murchison, de Verneuil et Keyserling, p. 245, Pl. 15, fig. 12.
- 1847. *Chonetes nana* Verneuil - de Koninck, p. 213-214, Pl. 20, fig. 9.
- 1947. *Chonetes nana* Verneuil - Nalivkin, p. 72, Pl. 14, fig. 11-12.
- 1949. *Plicochonetes nanus* (Verneuil) - Sokolskaja, Pl. I, fig. 2.
- 1950. *Plicochonetes nanus* (Verneuil) - Sokolskaja, p. 69-73, Pl. 10, fig. 11-12.

MATÉRIEL : Huit coquilles complètes, un fragment de valve pédonculaire et un fragment de moule interne.

LECTOTYPE : Je désigne ici le spécimen n° EM 20006, figuré Pl. III, fig. 1, comme lectotype, du fait de ses caractéristiques morphologiques et biométriques qui se rapprochent le plus de celles énoncées dans la description originale.

PARALECTOTYPES : Les neuf autres spécimens de la collection de l'auteur, n° EM 20001 à 20005 et 20007 à 20010.

LOCUS TYPICUS ET STRATUM TYPICUM : Lors de la description de l'espèce (p. 245), de Verneuil indique que *Chonetes nana* "...est une espèce purement dévonienne, et qui a été découverte par l'un de nous sur les bords du Don, dans les environs de Voroneje, au centre de la Russie". Effectivement, le matériel retrouvé dans la collection de l'auteur ne porte, pour toute indication, que Voroneje. Nalivkin (1947, p. 72) précise que l'espèce appartient au Dévonien supérieur et qu'elle est commune dans le niveau à *Cyrtospirifer archiaci*, à la partie supérieure du Frasnien ; plus loin (p. 72), l'auteur ajoute que l'espèce est également présente dans le Famennien.

Sokolskaja (1950, p. 73) donne une liste de localités, dont plusieurs sur les bords du Don, mais sans indiquer de localité-type ; l'auteur précise que l'espèce est d'âge dévonien supérieur (D₃zd).

Le niveau à *Cyrtospirifer archiaci*, sensu Nalivkin, et le D₃zd sont actuellement placés dans le Famennien

inférieur. Dans l'éventualité où l'attribution générique proposée ici se révélerait exacte, la répartition stratigraphique du genre *Rhyssochonetes* se trouverait donc étendue à une partie du Famennien.

Description.

Extérieur. — La coquille est de petite taille (largeur maximale de l'ordre de 9 mm), allongée transversalement (L/l compris entre 0.71 et 0.74 ; cf. tableau) et modérément concavo-convexe (L/H compris entre 2.3 et 3.1). La largeur maximale se situe au niveau de la charnière chez les spécimens dont les extrémités cardinales ne sont pas brisées ; celles-ci sont aiguës, légèrement mucronées ; les oreillettes sont petites et triangulaires. La commissure antérieure est rectimarginée, faiblement convexe vers l'avant ; les commissures latérales sont sinueuses. L'interarea ventrale est apsacline ; fortement concave au voisinage du crochet, elle s'aplanit rapidement vers l'avant ; l'ouverture delthyriale est proportionnellement large ; elle est obturée, dans son tiers supérieur, par un pseudodeltidium fortement convexe. L'interarea dorsale est hypercline et environ trois fois moins élevée que celle de la valve pédonculaire ; le notothyrium est obturé par le myophore du processus cardinal dont la base est recouverte par un chilidium (cette structure est manifestement brisée sur les échantillons). Le myophore est typiquement bilobé et en position postérodorsale ; ses lobes, modérément déprimés au niveau des insertions musculaires, sont coalescents.

Les épines sont au nombre de 5 de chaque côté du crochet. Un seul spécimen montre des bases d'épines ; les autres coquilles, dont le bord postérieur est usé, ne permettent d'observer que les ouvertures des canaux. Les bases des épines paraissent former un angle α d'autant plus grand qu'elles sont plus éloignées du crochet.

L'ornementation rayonnante est constituée de fines côtes arrondies, peu élevées et séparées par des sillons intercostaux plus étroits qu'elles. Sur l'un des spécimens, les côtes n'atteignent pas le bord de la coquille qui porte de fortes lignes de croissance irrégulières. Le

N° Ech.	Longueur L		Largeur l	Hauteur H	Lvp/l	Lvb/l	L/H	Nc lmm	Nc total
	vp	vb	mm	mm					
EM 20001	4.6	4.2	6.45	1.7	0.71	0.65	2.7	5	44
EM 20002	?	5.7	9.?	?	-	0.63	-	4	48
EM 20003	5.4	4.9	7.5	1.9	0.72	0.65	2.84	6	?
EM 20004	5	4.8	6.7	1.6	0.74	0.71	3.12	6.	51
EM 20005	5.8	5.2	7.8	2.4	0.74	0.66	2.41	?	52
EM 20006	5.0	4.5	6.8	1.7	0.73	0.66	2.9	5	42
Lectotype									
EM 20007	6.7	6.0	9.1	2.7	0.73	0.66	2.4	4	36
EM 20008	5.6	5.3	7.5	2.4	0.74	0.70	2.3	5	?

Tableau. I. — Caractéristiques biométriques de huit syntypes de *Rhyssochonetes ? nanus* (Verneuil, 1845).

N° Ech.	5'	4'	3'	2'	1'	1	2	3	4	5
EM 20003	?	?	1.2	0.65	0.3	0.3	0.7	1.1	1.8	2.7
EM 20004	3	2.1	1.3	0.7	0.4	0.4	0.7	1.2	2	?
EM 20005	3	2	1.3	0.7	0.3	0.3	0.6	1.1	2.2	3.1

Tableau II. — Répartition des épines chez trois coquilles (syntypes) de *Rhyssochonetes ? nanus* (Verneuil, 1845).

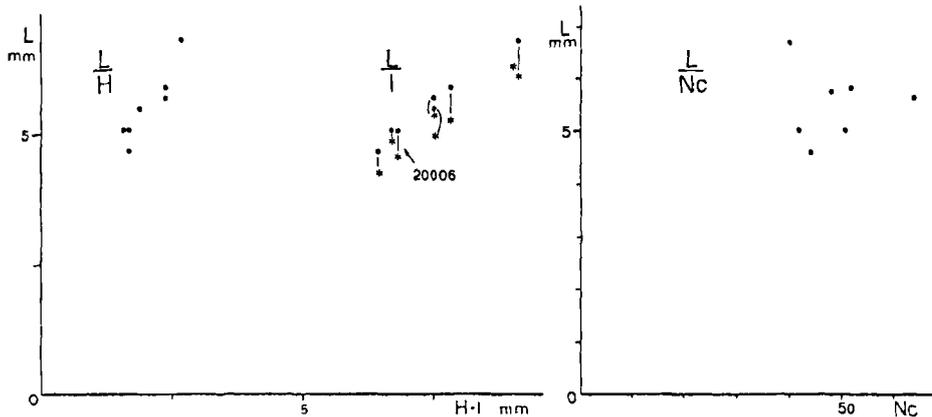


Fig. 1. — Caractéristiques biométriques des syntypes de *Rhyssochonetes ? nanus* (Verneuil, 1845). Pour le rapport Longueur/largeur (L/l), il a été tenu compte de la longueur de la valve pédonculaire (°) et de la valve brachiale (*) de chaque coquille. Le lectotype (n° EM 20006) est indiqué par une flèche.

nombre total de côtes observées varie de 36 à 52 sur le pourtour de la coquille; à 1 millimètre en avant du crochet, on compte de 15 à 18 côtes primaires. Les côtes se divisent une première fois vers le milieu de la valve pédonculaire et une seconde fois à proximité du bord de la coquille; presque toutes les côtes présentent deux bifurcations à la valve pédonculaire, une ou deux seulement naissant par intercalation. A la valve brachiale, par contre, les côtes se multiplient uniquement par intercalation. Au bord antérieur de la coquille, on compte de 4 à 6 côtes par millimètre. Du fait de leur mode de multiplication, les côtes sont un peu plus étroites au bord antérieur de la coquille qu'au niveau du crochet.

L'ornementation concentrique, constituée de fines lignes onduleuses qui recoupent côtes et sillons, est toujours bien visible. On compte 15 lignes concentriques en moyenne au millimètre; vers l'arrière, celles-ci divergent légèrement du plan de symétrie et recoupent obliquement le bord postérieur de la valve pédonculaire.

Intérieur de la valve pédonculaire. — Un fragment de la moitié gauche d'une valve isolée (n° 20009) montre une dent cardinale épaisse, courte, allongée

transversalement et disposée parallèlement par rapport à l'interarea. La partie visible du champ musculaire laisse voir une empreinte lisse, convexe vers l'avant. Le bord postéro-latéral des muscles diducteurs présente une faible courbure, régulière et convexe vers l'arrière. La région postéro-latérale de la valve porte de fortes endospines, peu nombreuses et séparées les unes des autres; la région antérieure de la cavité viscérale en est également ornée. Le pourtour de la valve montre des endospines plus petites et l'empreinte de l'ornementation rayonnante externe; l'ornementation concentrique n'est pas visible. Un fragment de moule interne d'une coquille complète (n° 20010, Pl. III, fig. 17) montre, en outre, de fortes endospines, disposées en files radiales dans la région médiane de la coquille.

Intérieur de la valve brachiale. — Le seul échantillon utilisable est le fragment de moule interne (n° 20010, Pl. III, fig. 18); il ne permet d'observer que des endospines éparses, plus ou moins disposées en files rayonnantes ou en rangées plus ou moins nettement concentriques; une petite dépression longitudinale, située dans le plan de symétrie permet de supposer l'existence d'un septum (brevisseptum?).

Discussion.

Attribution spécifique des spécimens étudiés. — En 1845 (p. 245), de Verneuil donne quelques caractères dimensionnels de sa nouvelle espèce : “ largeur : 9 mm. Par rapport à la largeur : longueur : 0,70 à 0,72 ; épaisseur : 0,25 à 0,30 ”. Ces données sont tout à fait comparables à celles obtenues dans ce travail (voir tableau de mesures). Les coquilles retrouvées dans la collection de Verneuil montrent cependant, tout au moins pour certaines d’entre elles, un nombre total de côtes plus élevé ; dans la description originale, de Verneuil indique de 35 à 45 côtes alors que les échantillons étudiés possèdent respectivement 36, 42, 44, 48, 51 et 52 côtes. De ce fait, seuls les trois premiers semblent en accord avec la description originale de l’espèce. Aucune distinction formelle ne peut cependant être établie, au moins au niveau de la morphologie externe, entre les spécimens et il est raisonnable de penser que toutes les coquilles ne proviennent pas rigoureusement du même niveau (la couleur des coquilles, certaines parfaitement blanches, les autres brunes, plaide en faveur de cette hypothèse). En conséquence, je considère que l’augmentation du nombre de côtes est à mettre au compte des variations intraspécifiques, les coquilles possédant de 48 à 52 côtes pouvant provenir d’un niveau stratigraphique légèrement plus élevé que les autres. Cette hypothèse, si elle était vérifiée, s’accorderait avec les observations faites chez plusieurs Chonetacés dévoniens du Sud-Ouest de l’Europe (Rachebœuf, 1981).

Attribution générique. — En 1949, puis en 1950, Sokolskaja rapporte l’espèce *nana* au genre *Plicochonetes* Paeckelmann, 1930 ; l’auteur note cependant l’absence de septum médian dorsal qui caractérise *Plicochonetes* et considère que cela est dû au fait que les coquilles de l’espèce *nana* sont jeunes (1950, p. 69) ; un peu plus loin (même page), Sokolskaja constate que *Plicochonetes nanus* est la seule espèce dévonienne du genre *Plicochonetes* à posséder une fine ornementation concentrique qui recoupe les côtes radiales. Sokolskaja a été abusée par la petite taille de *Chonetes nana* ; cela a conduit l’auteur à interpréter l’absence de septum médian dorsal, qui caractérise *Plicochonetes*, comme un caractère juvénile. *Chonetes nana* possède une morphologie et une ornementation rayonnante très différentes de celles du genre *Plicochonetes* (Muir-Wood, 1962, Pl. 15) ; par ailleurs, les structures dorsales internes de *Chonetes nana* (Sokolskaja, 1950, Pl. 10) éloignent formellement l’espèce du genre *Plicochonetes* (Muir-Wood, 1962, Pl. 15).

En 1962 (p. 63), Muir-Wood rapporte l’espèce *C. nana* au genre *Retichonetes* Muir-Wood, 1962 ; plus loin (p. 81), Muir-Wood signale que Sokolskaja l’a attribuée au genre *Plicochonetes*, mais dans l’un et l’autre cas, l’auteur n’expose aucun argument. Je ne partage pas l’opinion de Muir-Wood qui place *Chonetes nana* dans le genre *Retichonetes* ; en effet, si extérieurement *Chonetes nana* ne se différencie de *Chonetes*

armata (espèce-type de *Retichonetes*) que par un contour plus allongé transversalement et une ornementation rayonnante présentant des côtes qui se multiplient régulièrement par bifurcation, les structures internes apparaissent bien distinctes. Les intérieurs de valves dorsales figurés par Sokolskaja (Pl. 10, fig. 8-9), dont je ne doute pas de l’appartenance à l’espèce *nana*, montrent clairement l’existence d’un alvéole en avant du processus cardinal et l’absence de septum médian (il semble néanmoins qu’il existe un brevisseptum réduit, cf. fig. 8) ; ces caractères, ainsi que la réduction des cristae internes, éloignent *Chonetes nana* du genre *Retichonetes* dont le processus cardinal est supporté par un septum médian bien développé. Par ailleurs, les cristae internes ne portent pas les petites dépressions typiques de *Retichonetes* ; enfin, à la valve pédonculaire, les dents sont fortement allongées transversalement et parallèles à l’interarea, alors que chez *Retichonetes* elles sont arrondies et aussi larges que longues.

Outre le genre *Retichonetes*, les Chonetacés sont représentés par trois genres au Givétien et au Frasnien, tous pourvus d’une fine ornementation concentrique : *Rhyssochonetes* Johnson, 1970 (= *Cedula* Rachebœuf, 1979) pendant le Givétien et le Frasnien ; *Striatochonetes* Mikrjukov, 1968 et *Corbicularia* Ljaschenko, 1973, du Frasnien d’U.R.S.S.

Dans la diagnose du genre *Striatochonetes*, Mikrjukov (1968, p. 90) ne précise aucun caractère qui permette d’identifier formellement son nouveau genre. La diagnose du genre *Corbicularia*, bien que plus longue, reste très vague ; Ljaschenko (1973, p. 29) précise cependant que *Corbicularia* se différencie de *Striatochonetes* par l’absence de septum médian dorsal ; Balinski (1979, p. 30) ajoute que *Corbicularia* possède des septa accessoires dorsaux longs.

Chez *Chonetes nana*, il n’y a pas de septa accessoires (Sokolskaja, 1950, Pl. 10, fig. 8-9). Par ailleurs, l’ornementation très caractéristique de cette espèce, avec ses côtes qui se multiplient uniquement par bifurcation, diffère de celle des espèces rapportées tant à *Striatochonetes* qu’à *Corbicularia* qui montrent de nombreuses côtes naissant par intercalation. Ce type d’ornementation, avec des côtes rayonnantes qui présentent presque toutes une, voire deux bifurcations, est également exprimé chez le genre *Rhyssochonetes* Johnson, 1970.

L’attribution de *Chonetes nana* au genre *Rhyssochonetes* est dictée par le fait que les spécimens de la série-type présentent la plupart des caractères énoncés dans la diagnose du genre : “ Small, gently concavo-convex chonetids with fine, closely spaced concentric corrugations ; alveolus present, accessory septa lacking ” (Johnson, 1978, p. 124). En outre, les caractères internes des spécimens figurés par Sokolskaja en 1950 sont en accord avec cette diagnose. Cependant, étant donné l’absence, parmi le matériel-type, de valves isolées permettant d’observer les structures internes, cette attribution générique ne peut être faite sans réserve.

Comparaison. — La comparaison avec les autres espèces rapportées au genre *Rhysochonetes* est rendue particulièrement délicate par l'absence quasi-totale de données biométriques (rapports, nombre de côtes, nombre d'épines, etc...) dans les descriptions. *R. ? nanus* (Verneuil) paraît se différencier de *R. aurora solox* Johnson (espèce-type) par des côtes sensiblement plus larges séparées par des sillons plus étroits et relativement plus profonds. *Rhysochonetes johnsoni* Cooper et Dutro, 1982 possède une coquille plus grande, ornée

de côtes plus fines. La comparaison avec les autres espèces rapportées avec plus ou moins de certitude au genre *Rhysochonetes* (cf. Johnson, 1978 ; Cooper et Dutro, 1982) reste subordonnée à une révision détaillée de ces taxons.

Remerciements. — Le Dr J.G. Johnson (Oregon State University, Corvallis, U.S.A.) a bien voulu relire le manuscrit et me faire part de ses commentaires. Il trouvera ici l'expression de ma reconnaissance.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BALINSKI A. (1979). — Brachiopods and Conodonts from the Frasnian of the Debnik anticline, Southern Poland. *Palaeontologica polonica*, 39, p. 3-95.
- 2) COOPER G.A. et DUTRO J.T. (1982). — Devonian Brachiopods of New Mexico. *Bull. Amer. Paleontology*, 82 et 83, 315, p. 1-215, 45 pl.
- 3) JOHNSON J.G. (1970). — Taghanic Onlap and the End of North American Devonian Provinciality. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, p. 2077-2106, 4 pl.
- 4) JOHNSON J.G. (1978). — Devonian, Givetian age Brachiopods and biostratigraphy, central Nevada. *Geologica Palaeontologica*, 12, p. 112-150, 8 pl.
- 5) KONINCK L. (de) (1847). — Recherches sur les animaux fossiles. 1^{re} partie. monographie des Genres *Productus* et *Chonetes*. Imp. Dessain, 245 p., 20 pl.
- 6) LJASCZENKO A.I. (1973). — Brachiopody i stratigraphya nignefranskikh otlopeni jujioigo timana i volgoralskoï neftegazonosnoï provintsii. *Tr. Min. Geol. SSSR, Nedr.*, 134. p. 1-229, 58 pl.
- 7) MIKRJUKOV M.F. (1968). — Otriad Chonetida. In *Novye vidy drevnikh rastenii i bespozvonotchnyich SSSR*, II, 2, *Tr. Min. Geol. SSSR, Nedr.*, p. 90-92, Pl. 33.
- 8) MUIR-WOOD H.M. (1962). — On the morphology and classification of the Brachiopod Suborder Chonetoida. *Brit. Mus. Nat. Hist.*, 132 p., 16 pl.
- 9) MURCHISON R.L., VERNEUIL E. (de) et KEYSERLING R. (de) (1845). — Géologie de la Russie d'Europe et des Montagnes de l'Oural. Imp. Lemerrier, Paris. XXXII + 396 p., Pl. 119.
- 10) NALIVKIN D. (1947). — Brachiopodes. In Atlas des formes guides des faunes fossiles d'U.R.S.S., vol. III (en russe), p. 63-134, Pl. 13-33.
- 11) RACHEBŒUF P.R. (1978). — Chonetacea (Brachiopodes) du Dévonien du Boulonnais (Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVIII, p. 247-261. Pl. 20 à 22.
- 12) RACHEBŒUF P.R. (1981). — Chonetacés (Brachiopodes) siluriens et dévoniens du Sud-Ouest de l'Europe. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 27, p. 1-294, 35 pl.
- 13) SOKOLSKAJA A.N. (1949). — Age changes in the Chonetids and their significance (en russe). *Tr. Paleont. Inst. AN, SSSR*, 20 (Borissiak Memorial Volume), p. 268-279, 2 pl.
- 14) SOKOLSKAJA A.N. (1950). — Chonetidae Rousskoï platformy. *Tr. Paleont. Inst. AN, SSSR*, 27, p. 1-107, 13 pl.

* * *

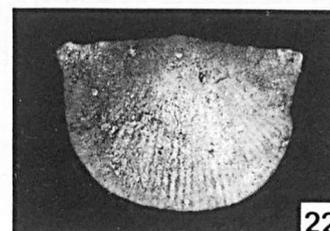
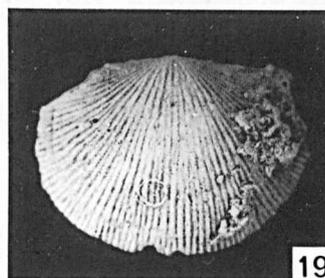
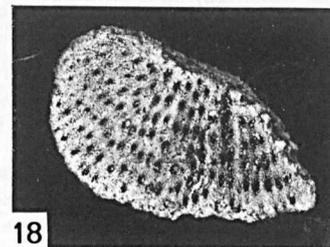
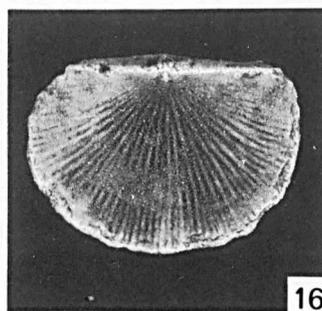
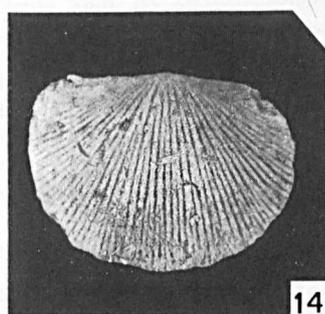
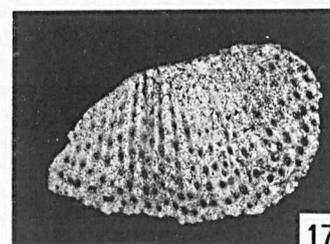
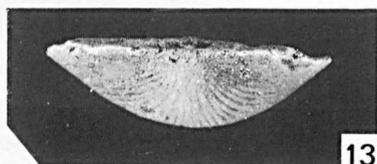
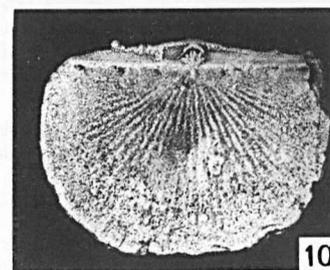
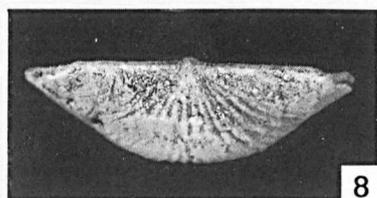
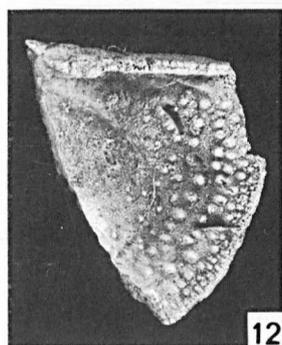
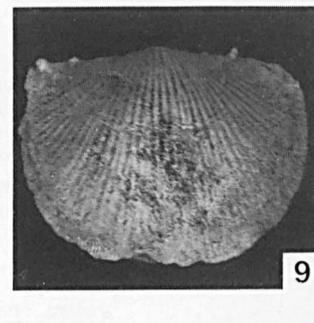
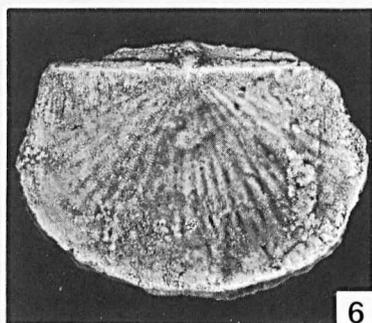
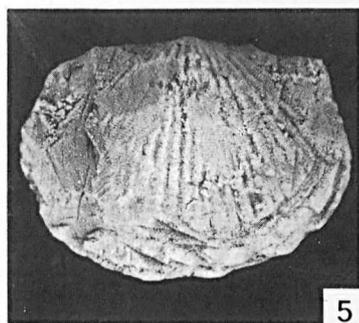
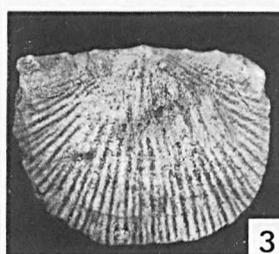
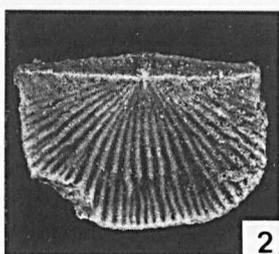
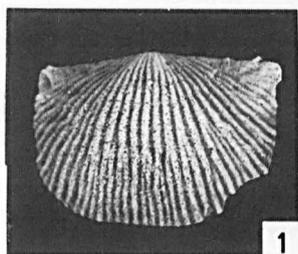
EXPLICATION DE LA PLANCHE III

Rhysochonetes ? nanus (Verneuil, 1845)

Famennien inférieur (?) des environs de Voroneje. Ukraine (U.R.S.S.). Gr. = 5

- Fig. 1, 2. — Lectotype. N° EM 20006. Notez la régularité de la bifurcation des côtes à la valve pédonculaire.
1. - Vue ventrale.
 2. - Vue dorsale.
- Fig. 3, 4. — Coquille complète. N° EM 20003.
3. - Vue ventrale.
 4. - Vue dorsale.
- Fig. 5 à 8. — Coquille complète de grande taille, usée, dont la périphérie est dépourvue de côtes. N° EM 20007.
5. - Vue ventrale.
 6. - Vue dorsale.
 7. - Vue latérale.
 8. - Vue postérieure.
- Fig. 9 à 11. — Coquille complète. N° EM 20008.
9. - Vue ventrale.
 10. - Vue dorsale.
 11. - Vue latérale.
- Fig. 12. — Fragment d'une valve pédonculaire. N° EM 20009. Vue interne.
- Fig. 13 à 16. — Coquille complète. N° EM 20005.
13. - Vue postérieure.
 14. - Vue ventrale.
 15. - Vue latérale.
 16. - Vue dorsale.
- Fig. 17, 18. — Fragment de moule interne d'une coquille bivalve. N° EM 20010.
17. - Intérieur de la valve pédonculaire.
 18. - Intérieur de la valve brachiale correspondante.
- Fig. 19, 20. — Coquille complète. N° EM 20004.
19. - Vue ventrale.
 20. - Vue latérale.
- Fig. 21, 22. — Coquille complète. N° EM 20001.
21. - Vue dorsale.
 22. - Vue ventrale.

-----«»-----



Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne occidentale

par L. VOISIN (*)

Résumé. — En dépassant les idées classiques, admises ou discutées, sur l'élaboration des surfaces d'érosion et la mise en place du réseau hydrographique en Ardenne occidentale, il semble important de ne pas perdre de vue que, pour une large part, le relief actuel dans cette région est conditionné par les altérations chimiques ameublissantes durant le Tertiaire et par l'exhumation récente, plus ou moins poussée du crypto-relief qui leur est associé.

Evacuation des produits meubles et dénudation des roches saines sont les effets majeurs des actions mécaniques durant le Quaternaire et ont été elles-mêmes renforcées par une néotectonique positive.

Ces idées pourraient orienter les recherches futures.

Abstract. — By going beyond conventional ideas, either accepted ones of those under discussion, on the elaboration of erosion surfaces and the positioning of the hydrographic network in the occidental Ardenne, it seems important to us not to lose sight of the fact that most of the present relief in this region is a result of chemical alterations which caused the area to loosen during the tertiary era, and of the recent exhumation, which was more or less elaborate, of the crypto-relief associated with them.

Evacuation of the running products and denudation of the unaltered rocks are the major effects of mechanical actions during the Quaternary and themselves are strengthened by positive neotectonic.

These ideas might be useful as a guide in future research.

I. — QUELQUES POINTS D'HISTOIRE EN GUISE D'INTRODUCTION

Les études géomorphologiques en Ardenne s'ordonnent autour de deux thèmes fondamentaux (qui n'ont d'ailleurs rien de spécifiquement ardennais) : l'élaboration des surfaces d'érosion depuis la post-hercynienne, elle-même complexe, jusqu'aux dernières retouches plio-quaternaires et la mise en place du réseau hydrographique dont l'encaissement conditionne la raideur et l'ampleur des versants dans les vallées.

Il s'agit donc d'un schéma simple et banal dans ses grandes lignes.

1) Le réseau hydrographique et son évolution.

Ce sont les questions relatives au réseau hydrographique et surtout à la Meuse qui paraissent avoir suscité les premières réflexions géomorphologiques. Ainsi, Charles De La Vallée-Poussin explique, dès la fin de l'année 1875, « comment la Meuse a pu traverser le

terrain ardoisier de Rocroi ». « Le cours de la Meuse, écrit-il, indépendant aujourd'hui de l'orographie de son bassin, est l'expression posthume d'un relief ancien qui remonte à l'ère tertiaire... La pente du sol, telle qu'elle existait en ces temps reculés, a déterminé pour toujours les grands traits du cours adopté par le fleuve et par ses principaux affluents » et si le mot d'antécédence ne figure pas dans le détail de l'explication, le mécanisme évoqué par De La Vallée-Poussin est bien celui de l'antécédence.

Plus tard, Davis emploiera l'expression « rivière antécédente » à propos de la Meuse dans une conférence prononcée à Harvard en mars 1895.

L'idée d'antécédence de la Meuse, admise par Gosselet et de Lapparent, ne sera pas reçue sans réticences par des esprits aussi distingués que l'étaient ceux de Cornet et Baulig. Ce dernier estimait le soulèvement récent de l'Ardenne peu démontré et considérait que la surimposition à partir d'une topographie tertiaire en plan incliné pouvait suffire à tout expliquer dans le cas de la Meuse. Il faudra attendre les études détaillées sur des déformations des niveaux de terrasses fluviales menées après 1935 et particulièrement la thèse de Pissart sur *Les terrasses de la Meuse et de la Semois*, en 1961, pour que cessent les doutes à ce sujet.

(*) Département Géographie, Université Nancy II, B.P. 33.97, 54015 Nancy Cedex.

Note présentée le 3 Novembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 5 Janvier 1983.

Plus longue fut la querelle : surimposition simple ou accompagnée de capture, c'est-à-dire l'opposition entre les partisans (Davis, Cornet...) d'un enfoncement général du réseau ancien à partir d'une topographie tertiaire en plan incliné et les défenseurs d'une extension du réseau mosan inférieur par captures de la Semois et de la Meuse "lorraine" (Dolfuss, 1900 ; Stevens, 1922-1955 et, en dernier, Pissart, 1961... avec des nuances).

Où en est-on aujourd'hui ?

Il ne semble pas que l'hypothèse d'une extension par capture repose sur des arguments très solides (Bustamante et Voisin, 1975). Elle implique une évolution nécessairement très ancienne (fin du Miocène ?) et donc assez imaginaire sinon invraisemblable.

2) L'élaboration des surfaces.

" La plate-forme ardennaise est en réalité un assemblage d'éléments distincts. Chaque grande phase continentale y a développé une surface d'érosion tronquant à la fois le massif hercynien et la bordure secondaire ou tertiaire. Cette surface, recouverte en partie par la transgression consécutive et déprimée dans les régions marginales, s'y conserva à l'état fossile, tandis qu'au centre elle était supprimée par les progrès des surfaces plus récentes ". C'est la façon dont Baulig expliquait, dès 1926, la formation de la surface ardennaise "à facettes", en partie fossile et en partie dénudée.

C'était mettre en évidence le polygénisme (*) de la surface du massif ancien formée par l'adjonction des restes de la surface post-hercynienne (*s. str.*), de la surface infracrétacée et des éléments successifs des surfaces tertiaires.

L'analyse de Baulig, non remise en cause depuis lors dans la partie occidentale de l'Ardenne, fixait l'essentiel et fournissait une base solide aux recherches ultérieures.

Les plus connues, sinon les plus importantes, furent sans doute celles de Macar et de ses élèves, que l'étude statistique appliquée aux replats topographiques a conduits à admettre la multiplicité et l'emboîtement des surfaces dues aux aplanissements récents. Ainsi, "à l'aide de raccords minutieux", Macar, Alexandre, Pissart et de nombreux autres chercheurs, liégeois ou non, ont distingué une douzaine de niveaux tertiaires en Ardenne centrale et sud-occidentale, s'accordant de la sorte, au moins en partie, avec les conclusions de Stickel en Eifel (1927).

L'adversaire le plus constant des idées émises à Liège fut le Major Stevens qui défendit l'hypothèse d'un colmatage de dépressions préexistantes par des dépôts tertiaires et celle d'une pénéplaine unique plio-pléistocène.

(*) Au sens où l'entendait Chapat : "série de surfaces élémentaires modelées successivement" (U.G.I., 1928).

Bien entendu, il ne peut être question en quelques lignes de rappeler toutes les recherches relatives à l'élaboration de la surface polygénique ardennaise. Seules ont été rapportées dans ce court chapitre celles qui ont fait date et ont abouti à des prises de position affirmées sinon reconnues.

II. — QUESTIONS EN SUSPENS

1) Questions concernant le dégagement de la surface post-hercynienne (au sens strict).

C'est sans doute, dans l'ensemble polygénique, la partie la mieux connue, car les lambeaux de couverture secondaire qui la scellent et la limitent en permettent, au moins localement, une restitution assez fine.

Les facettes, pré-triasique à l'Est de Muno et pré-liasique à l'Ouest de cette localité, apparaissent comme prolongeant vers le Nord, sur quelques kilomètres, la surface de base du Secondaire. La pente de cette surface est variable ; très faible à l'Ouest (moins de 2"), plus accentuée à l'Est, elle est surtout modifiée par l'intervention de nombreuses failles qui accélèrent l'enfouissement du socle primaire vers le Sud (500 m de couverture secondaire à Boulzicourt). Gosselet, dans *l'Esquisse géologique du Nord de la France* (1880, Pl. X B) et dans *L'Ardenne* (1888, p. 806), signalait déjà "un certain nombre de petites failles le long des anciens rivages primaires...".

Ce dispositif est tout à fait sensible dans la région de Charleville, où l'analyse élémentaire des paysages met en évidence le butoir primaire boisé en limite des affleurements secondaires le plus souvent cultivés à Gernelle, la Grandville, Arreux, etc... Plus précisément, des ouvertures de tranchées ou de carrières ont permis de localiser une partie des fractures (Voisin, 1969, p. 59-61) (fig. 1).

Il n'est pas invraisemblable de supposer que les galets de forte taille (plusieurs kilos) et à l'éroussé très achevé qui couronnent le front de taille nord de la carrière de la Fontaine-Marin, près de Montcornet, sont des restes de conglomérat hettangien analogues à ceux qui parsèment les lisières forestières au nord de Montcy ou de Renwez et qu'ils doivent leur situation perchée au jeu d'une faille. Le mouvement ainsi

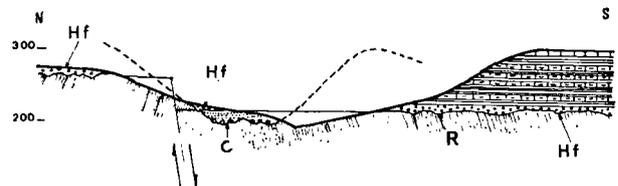


Fig. 1. — Contact massif primaire - couverture secondaire au nord de Villers-Cernay.

C, conglomérat continental. — Hf, Hettangien fossilifère. R, Revinien.

constaté peut d'ailleurs être exprimé en terme de néotectonique. C'est du moins une idée suggérée par les déformations des niveaux de terrasses mosanes à la traversée du Massif primaire (Voisin, 1978, p. 726). En particulier, la position des dépôts de la haute terrasse à dragées et conglomérats ferrugineux ("Trainée mosane" des auteurs belges), considérée ou non comme un ensemble complexe relevant du Pliocène ou du Quaternaire ancien, est significative. Le fait important est la culmination des dépôts en question à plus de trois-cents mètres d'altitude entre la lisière sud du Massif et la région de Revin (Voisin, 1978, p. 730).

A défaut de preuves tout à fait indiscutables, l'idée d'un soulèvement récent affectant l'Ardenne occidentale pourrait encore être illustrée par la position étagée des conglomérats ferrugineux sur le flanc nord de la "cuvette" de Sécheval et par l'évolution morphologique de cette dernière : les seuls secteurs soulevés récemment aux approches de la Meuse ont été débarrassés complètement des altérites anciennes.

En outre, si la probabilité de mouvements positifs plio-quaternaires à la lisière méridionale de l'Ardenne occidentale est admise, les remaniements du réseau hydrographique secondaire dans le même secteur deviennent clairs. Entre autres, la capture du haut ruisseau de Meillier-Fontaine par celui d'Arreux, celle de la haute rivière de Faux par la Sormonne elle-même et, plus globalement, l'extension du bassin de cette rivière favorisée en tant que cours d'eau subséquent par l'exhaussement du Massif ardennais.

Il paraît logique également de supposer que des mouvements tectoniques positifs et récents, s'ils ont existé, ont accéléré le dégagement de la "facette" préliasique. Il reste cependant, de place en place, des lambeaux de couverture secondaire. Ce furent pendant longtemps des cailloutis "énigmatiques" pour reprendre une expression de Pissart. Leur nature et leur mode de gisement incitent à la réflexion. Certains excitent la curiosité des chercheurs depuis de nombreuses années à Villers-Cernay, La Chapelle, Saint-Menges, La Grandville, le Deuxième Chaineau au nord de Charleville, près du cimetière d'Arreux... Des progrès ont été accomplis dans leur connaissance grâce à la découverte de fossiles marins à Villers-Cernay en sommet de dépôt (fig. 2) et de débris végétaux probablement hettangiens à La Grandville.

Une grande partie des cailloutis en question, dont la fraction grossière est constituée en totalité de galets issus du socle primaire, sont des sédiments continentaux piégés dans les creux d'une topographie irrégulière sur laquelle s'est effectuée ultérieurement la transgression hettangienne marquée par un conglomérat de base à ciment calcaire (fig. 1).

Il est donc vraisemblable que les accumulations détritiques résiduelles dont il vient d'être question sont pré-hettangiennes... mais une datation précise paraît, du moins dans l'état actuel des connaissances, à peu

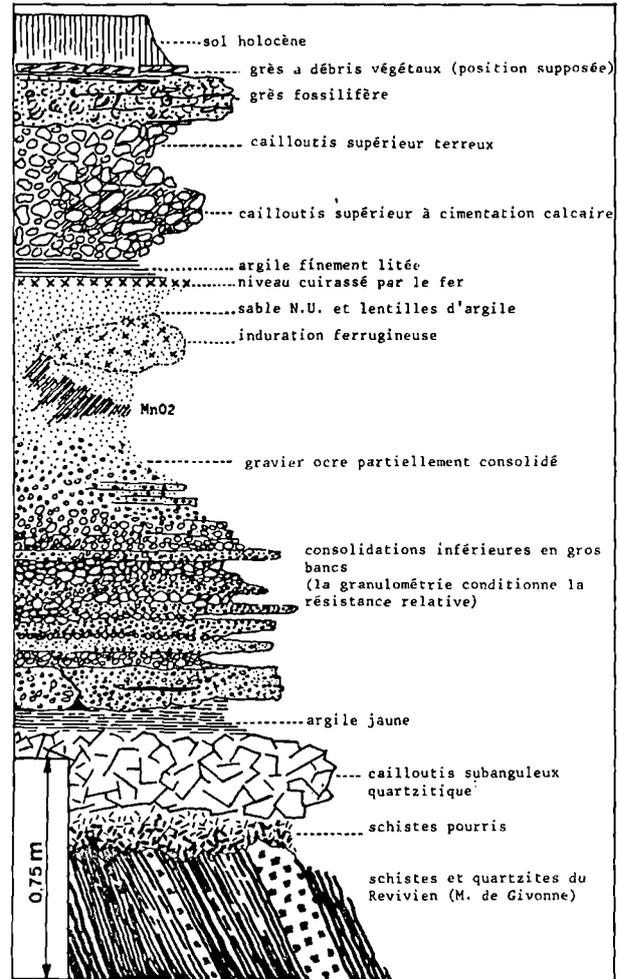


Fig. 2. — Dépôt continental et grès sommital à Cardinies au Nord de Villers-Cernay.

près impossible. Il est souhaitable, cependant, que soit éclairci ce qui peut l'être, que soit tentée, en particulier, la détermination des niveaux à plantes de La Grandville et précisé leur environnement sédimentaire. Cela vaut pour deux niveaux au moins, sans doute discontinus et décalés par failles dans le périmètre même de l'exploitation. Il y a là une des meilleures clés paléogéographiques aux lisières actuelles de la couverture secondaire.

Vers le Nord, à l'écart de ces bordures fraîchement découvertes, les cailloutis ont été facilement déblayés en raison d'une lacération due aux nombreux ruisseaux qui ont travaillé avec d'autant plus d'efficacité que le socle porteur des cailloutis est altéré et s'est vite dégradé après sa mise à nu.

2) Questions liées à l'élaboration de la surface acyclique du Plateau de Rocroi.

A l'ouest de la Meuse, la surface précrétacée porteuse des lambeaux sédimentaires albo-cénomaniens s'est substituée, aux confins occidentaux de l'Ardenne, à la surface post-hercynienne au prix de retouches peu importantes : l'angle sous lequel, à partir du Sud, se recoupent les plans de transgression de la mer carixienne et de la mer albienne est inférieur à un degré au nord du Gland, dans la forêt de Saint-Michel. De la même façon, à partir de l'Ouest, le plan de transgression de la mer landénienne, prolongé sans ressaut ni inflexion par la surface porteuse du Landénien continental sableux, se confond à peu près avec la surface de transgression pré-cénomaniennne (fig. 3).

Cette double substitution par regradations successives très limitées correspond à l'évolution acyclique

telle que l'a définie Klein (1959, p. 289-317) : « Une « évolution... rythmée par le jeu des pulsations tectoniques (ou eustatiques) dont la vitesse, l'amplitude et le sens ont varié selon les lieux et suivant les époques, « mais sans que soient franchis certains seuils au-delà « desquels un autre mode d'expression morphologique « eût apparu : le mode cyclique... La surface déformée « n'est pas disséquée par l'incision brutale des artères « du drainage... »

L'acyclisme étant évident, l'état actuel de la surface du Plateau de Rocroi retient l'attention. Elle est encore partiellement couverte de pastilles sableuses dont l'extension réelle est inférieure à celle que leur accordent les éditions récentes des cartes géologiques au 50.000^e et au 80.000^e. A cette dernière échelle, la feuille publiée en 1939 paraît beaucoup plus proche de la réalité bien qu'elle attribue à tort les sables d'Etei-

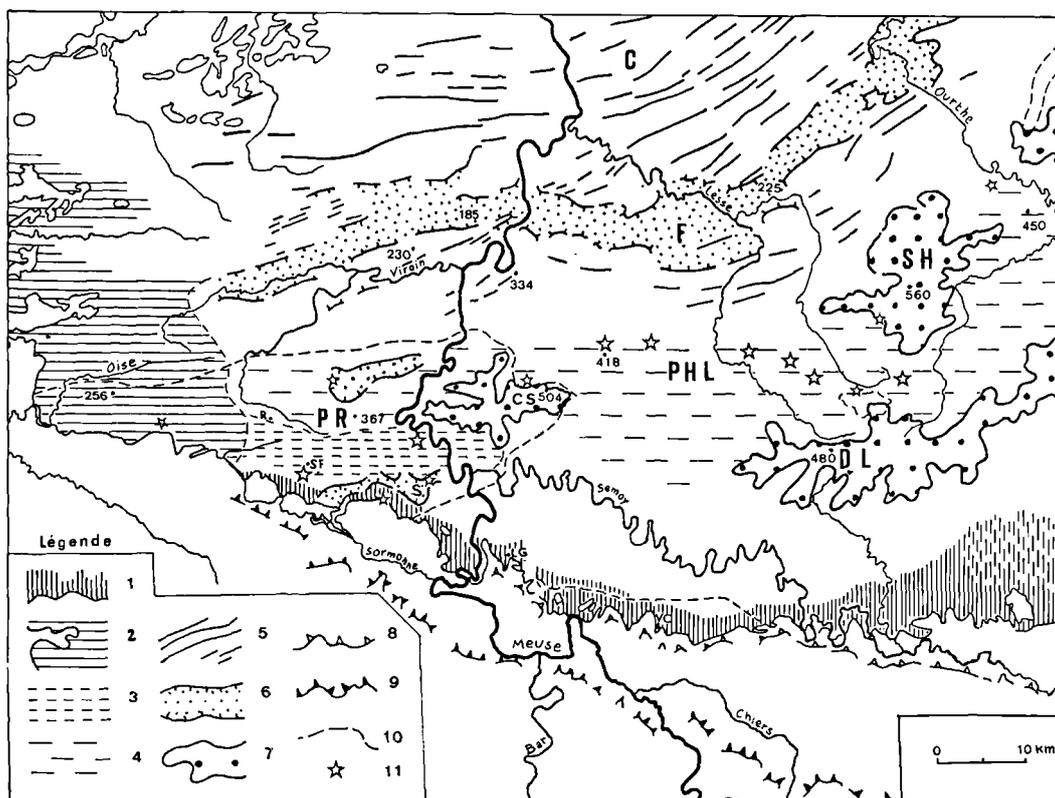


Fig. 3. — Traits géomorphologiques fondamentaux de l'Ardenne occidentale.

- 1, " Facette " préliasique. — 2, Surface acyclique occidentale peu dégradée. — 3, Surface porteuse des restes sableux éocènes. — 4, Surface dégradée kaolinifère. — 5, Crêtes et barres appalachiennes. — 6, Dépressions essentielles façonnées au Quaternaire. — 7, Surélévations topographiques en majeure partie débarrassées des altérites anciennes. — 8, Cuesta du Sinémurien. — 9, Cuesta du Bajocien. — 10, Limite des massifs cambriens. — 11, Présence connue d'argiles kaolinifères en quantités importantes.
- C, Condroz. — F, Famenne. — DL, Dorsale de Libramont. — PHL, Plateaux de la Haute Lesse. — PR, Plateau de Rocroi. — SH, Surélévation de Saint-Hubert. — LG, La Grandville. — R, Regniowez. — SF, Sévigny-la-Forêt. — G, Gespunsart. — S, Sécheval. — VC, Villers-Cernay.

gnières au Landénien et confonde à Bourg-Fidèle et à Brognon les altérites non déplacées du Revinien avec la couverture tertiaire. Les pastilles d'Eocène résiduel sont donc nombreuses et exiguës. Elles apparaissent parfois, comme à Regniowez, en légère éminence dans le paysage (fig. 4a). Vers l'Est, ces petits gisements sableux atteignent les Marquisades de Saint-Nicolas (fig. 4c); vers le Nord, la région de Rocroi semble en avoir été débarrassée dans un passé très récent. Il en est de même, vers le Sud, dans le Bois des Pothées. En cet endroit, la démonstration du "nettoyage" quaternaire peut être faite grâce aux restes de grès tertiaires (Pierre de Stonne) qui jonchent le Fond d'Amezy, au sud de Sévigny-la-Forêt. Tandis qu'à Sévigny même, une partie de la masse sableuse est demeurée en place et porte encore des fragments gréseux, au Fond d'Amezy, où la sollicitation du drainage encaissé a été intense, les sables ont été entièrement évacués et les blocs de Pierre de Stonne, privés de leur support, ont été rassemblés par solifluxion vers les points bas des vallons pléistocènes. L'ensemble Sévigny-Amezy offre donc apparemment l'exemple démonstratif d'une dénudation à deux vitesses qui se comprend aisément si on se réfère à l'incision de la Saultry et de ses petits affluents.

L'allure actuelle du Fond d'Amezy, en forme de cuvette éventrée vers le Sud-Ouest, permet encore d'imaginer le mode de gisement des sables disparus : une dépression relativement accentuée que les ruissellements quaternaires ont déformée et débarrassée du même coup des altérites profondes du socle schisto-gréseux.

Lorsque aucune saignée n'a permis la vidange de la dépression, comme c'est le cas à Sévigny, les sables se sont maintenus et reposent sur un matelas d'argile blanche kaolinifère (fig. 4b).

Les travaux d'installation du réservoir supérieur de la centrale de transfert (E.D.F.) aux Marquisades de Saint-Nicolas (Revin) en 1967-1968, ont également contribué à mettre en évidence le caractère résiduel et discontinu des poches de sable plus ou moins encastrées dans les schistes et les grès altérés. Cette disposition est accentuée, localement, par effet de soutirage dans la roche porteuse détendue, effet qui va jusqu'à l'épuisement des argiles d'altération sous les sables et se répercute au niveau des sols fossiles conservés sur les sables qui prennent, de ce fait, une allure incurvée.

Une raison supplémentaire pour expliquer le maintien des sables en certains endroits du plateau réside, à Regniowez en particulier, dans un cuirassement ferrugineux à plusieurs niveaux liés à l'abaissement de la nappe phréatique suivant l'évolution ultime du relief environnant.

L'étude des sables, d'autre part, est inséparable de celle des altérites anciennes sur le socle primaire. Ces altérites apparaissent de façon spectaculaire dans les tranchées creusées aux Marquisades de Saint-Nicolas au cours des travaux E.D.F. de 1967. Elles se sont

maintenues en de nombreux endroits, de façon logique, sous les pastilles sableuses et dans leur environnement immédiat, c'est-à-dire dans les portions du plateau les moins découpées au Quaternaire.

Les sondages effectués aux Marquisades ont montré que la pénétration en profondeur des agressions chimiques transformant les schistes en kaolin et les grès en sables souvent fins a pu dépasser la vingtaine de mètres par rapport à la surface topographique actuelle sans qu'il soit besoin d'invoquer une accumulation car les altérites gardent les "fantômes" des structures originales (litage, schistosité). Il n'est cependant pas exclu que de telles accumulations aient pu se faire, mais on n'en connaît aucun exemple certain.

L'inconnue reste l'âge des altérations. Qu'elles soient attribuables au Tertiaire ne fait guère de doute. Ce qui n'est pas démontré c'est leur antériorité par rapport aux dépôts sableux... ou leur postériorité.

Dans le cas du dépôt de Sévigny-la-Forêt, l'état de surface des grains très émoussés ne paraît pas incompatible avec l'idée d'une altération du socle sous couverture éocène. Vues à petit grossissement sous binoculaire, un grand nombre de particules sableuses présentent en effet un aspect dépoli qui pourrait s'expliquer autant par altération chimique que par éolisation. Cette idée devrait sans doute être sérieusement contrôlée par exoscopie fine à différents niveaux de l'accumulation sableuse.

Les exploitations de kaolin (Haut-Fays, Malvoisin, Libin...) et les travaux routiers de ces dernières années démontrent l'extension des altérations profondes en Ardenne centrale et orientale. Dans une note sur *La destruction du clivage schisteux*, Fourmarier et Michot (1961-1962, p. 385-387) notaient : « Des niveaux de schistes verdâtres du Gedinnien supérieur... montrent une altération complète jusqu'à une profondeur de 10 à 20 mètres sous la surface du sol... ». L'allure des strates pouvant, d'après ces auteurs, être facilement relevée grâce aux restes de bancs arkosiques.

Dès 1927, Corin, dans une étude sur *La stratigraphie et la tectonique du Massif devillien de Grand-Halleux*, écrivait : « L'étude de la région est rendue difficile par l'altération profonde des roches » (p. 27). « La roche compacte n'apparaissant pas à moins de 10 mètres ».

Les écrêtements réalisés dans le Devillien de la région de Sécheval en Ardenne française et les fondations d'immeubles récents à Sécheval même ont illustré, ces derniers temps, l'importance des altérations dans les roches devilliennes, parfois sous couverture hettangienne elle-même décalcifiée.

Pour bien montrer l'extension et la profondeur des altérations anciennes effectuées au détriment du Cambrien et du Dévonien ardennais, il faudrait encore citer les observations de Gullentops dans le bassin de Laroche : *Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes de relief en Belgique*, celles de Dosogne

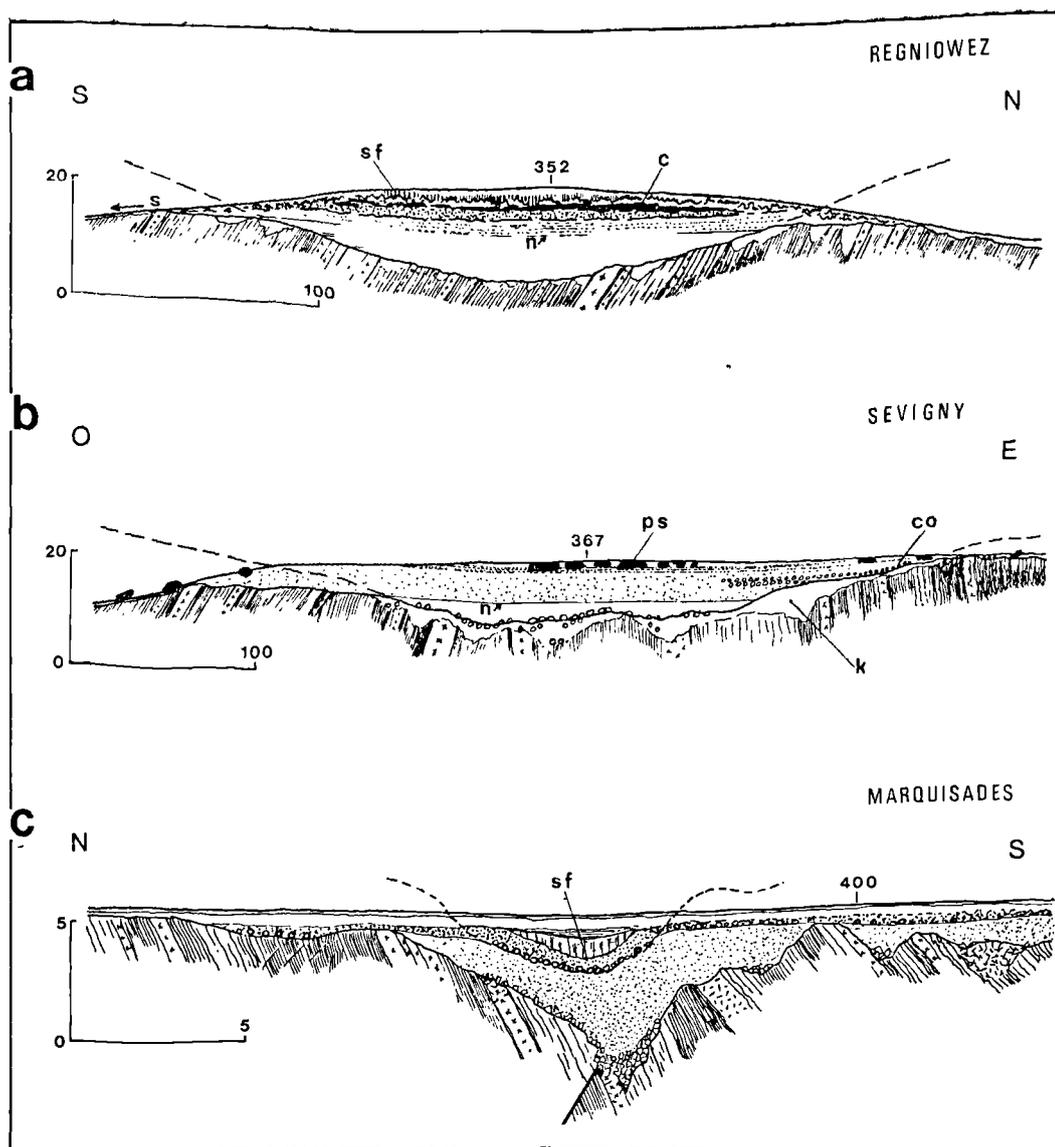


Fig. 4. — Mode de gisement des sables landéniens sur le plateau de Rocroi.

- a) C, cuirasse ferrugineuse. — n, sommet de la nappe à la base des sables. — S, source. — Sf, sols fossiles cryoturbés et débris de cuirasse.
- b) Co, conglomérat à galets roulés localement cimenté par le fer. — n, sommet de la nappe à la base des sables. k, kaolin. — Ps, fragments de Pierre de Stonne.
- c) Sf, Sols fossiles déformés par l'effet de soutirage.

sur les argiles de Brûly (1950) et de l'Entre-Sambre et Meuse (1942)... sans compter nos propres remarques à propos du bassin de l'Alyse, à l'Ouest de Fumay (thèse, p. 494) et, bien entendu, tout ce qui reste à découvrir, ne serait-ce que sur le plateau de Rocroi.

Il semble admissible qu'une masse considérable d'altérites, déplacées ou non, héritées du Tertiaire, a couvert l'Ardenne occidentale et centrale. Ces matériaux très ameublés ont constitué une proie facile, après changements climatiques et incision des vallées, pour

les agressions mécaniques du Quaternaire. C'est une évidence.

Non moins évidente l'existence d'un cryptorelief constitué par l'enveloppe de la roche saine que le déblaiement des argiles et des sables tend à exhumer.

Dans une certaine et large mesure, le relief actuel de l'Ardenne reste incompréhensible, quelles que soient les théories, si ces deux évidences ne sont pas admises et prises en compte dans les raisonnements à partir de deux schémas fondamentaux :

1° *Celui d'une évolution ménagée*, loin des grandes entailles du réseau hydrographique et, par conséquent, hors des solifluxions et des ruissellements décapants. C'est le cas de toute la partie du Plateau de Rocroi qui a gardé ses restes sableux. Il en résulte un paysage légèrement vallonné aux horizons plats.

2° *Celui d'une évolution rapide* :

— soit à proximité des entailles fluviales, ce qui peut aboutir à l'élaboration d'un relief appalachien aux multiples nuances (Condroz, Famenne, Basses Fagnes, Région de Givet...);

— soit en surélévation récente (Plateau des Tailles, massif de Saint-Hubert, Dorsale de Libramont), (fig. 3).

Un maximum de dénudation peut d'ailleurs résulter de la combinaison surélévation récente et proximité d'un fleuve. C'est le cas du Massif de la Croix-Scaille où la chape kaolinifère a été enlevée et où les versants raides portent les trains de blocs de roche saine (Gros-ses Pierres, Pierres Levées...).

Un des exemples les plus remarquables de la succession altération profonde - évacuation des altérites est sans doute constitué par les dépressions inscrites dans le Devillien et, plus particulièrement, celle de Sécheval. Dans cette dernière "cuvette", sous un feutrage d'argiles et de sables bariolés issus du socle primaire, des replats à mi-profondeur situent encore partiellement quelques points bas du cryptorelief tertiaire, tandis que en contrebas, les fonds tourbeux non remblayés résultent des ultimes incisions du réseau hydrographique local.

3) Questions liées à la formation et à l'activité du réseau hydrographique.

Si, à notre avis, la question de la "capture de la Meuse lorraine par la Meuse dinantaise" est sans doute un faux problème perdu dans la nuit des temps la plus épaisse, il en est d'autres auxquels une recherche patiente appuyée sur des techniques suffisantes peut apporter assez rapidement des solutions.

Ils concernent la cartographie et la datation des terrasses fluviales.

Les travaux de génie civil de ces dernières années dans la région de Charleville-Mézières - Sedan, ont révélé, soit par sondages, soit par tranchées, l'existence, insoupçonnée jusqu'alors, de lambeaux de terrasses

chapeautés de colluvions épaisses issues elles-mêmes du Lias marneux. La cartographie des dépôts fluviaux reste donc à terminer et, par conséquent, les raccords antérieurs restent sujets à caution.

Plus regrettables sans doute sont les insuffisances de datation à leur sujet.

Un examen, fut-il rapide, des vallées principales (Meuse et Semoy) et de quelques vallées secondaires (Ravin de Faux), permet de constater en d'assez nombreux endroits l'existence d'un profil type qui révèle l'enfoncement des cours d'eau en deux temps. Cela se traduit, de façon schématique, par l'existence d'un "couloir" supérieur assez large à partir du fond duquel une seconde incision plus aiguë s'est effectuée (fig. 5).

Les restes du couloir supérieur portent des dépôts de terrasse qui comptent parmi les plus notables du réseau mosan. C'est aux environs de Vireux et de Chooz que l'incision en deux temps est la mieux représentée... C'est également dans cette région que l'essai de datation le plus poussé a été tenté au sujet des cailloutis qui couronnent le front de taille des carrières d'Aubrives sur la rive droite du fleuve (Van Vliet, 1971).

L'existence de sols fossiles en couverture a permis à l'auteur d'envisager un dépôt fluvial mindélien.

Cette façon de voir reçoit le renfort des observations faites en Lorraine par Bonnefont (1975). D'autre part, la datation retenue implique vers l'aval un raccord avec la "terrasse principale" des auteurs belges (niveau 5 de Macar). Ce raccord apparaît fort possible... mais reste hypothétique.

Il faudra bien, un jour, parvenir à davantage de précision : au minimum, l'étude palynologique des sols fossiles et des niveaux argileux pourrait peut-être fixer

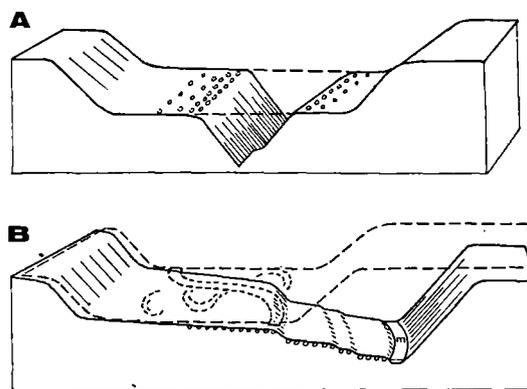


Fig. 5. — Incision en deux temps des cours d'eau principaux.

A : Type "Ravin de Faux" (secteur aval extrême).

B : Type méandre de Chooz.

Dans les deux cas, le "couloir supérieur" supposé mindélien est représenté en tireté.

les idées sur la concomitance avec une période froide. De même, l'analyse pédologique développée éclaircirait l'évolution depuis la mise en place des alluvions.

Il semble regrettable, dans le cas précis du chantier de Chooz II, que le Quaternaire recoupé par les terrassements de la seconde centrale nucléaire n'ait pu être étudié sérieusement, spécialement l'étagement des terrasses post-mindelienues finement inscrit sur le lobe convexe du méandre (fig. 5b).

CONCLUSIONS

Il ressort de cette revue très condensée des principales questions de géomorphologie en Ardenne occidentale que ces dernières ont traité à deux grands domaines :

— celui où, après exhumation récente, la morphologie reflète encore les surfaces-clés : préliasique et précretacée ;

— celui où, du fait d'une longue émergence depuis l'Eocène, la combinaison des altérations profondes, de la néotectonique et des agressions mécaniques plio-pléistocènes a plus largement différencié le relief et ouvert la voie aux analyses parfois contradictoires.

Les progrès dans ces deux domaines passent, comme dans toutes les régions couvertes du monde tempéré, par une observation minutieuse et constante des moindres occasions qu'offrent la nature et les travaux de l'homme. Il y faut beaucoup de patience.

Il semble aussi qu'au-delà de cette investigation qui demeure fondamentale, les réponses aux questions posées sont de plus en plus conditionnées par le recours à des techniques performantes : analyse des argiles, exoscopies des sables, palynologie appliquée aux dépôts de terrasses, détermination paléobotanique, etc...

L'expérience démontre qu'en dehors de cette voie, on ne peut plus que triturer des hypothèses sans parvenir à enrichir de façon significative le domaine des certitudes.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) BAULIG H. (1925). — Le relief de la Haute Belgique. *Ann. de Géogr.*, t. XXXV, p. 206-235.
- 2) BONNEFONT J.C. (1975). — La morphologie pré-rissienne dans le Sud de la Lorraine. *Mélanges G. Viers*, p. 89-100.
- 3) BUSTAMANTE L. et VOISIN L. (1975). — La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Publ. Service Géol. de Belg.*, 17 p.
- 4) CORIN F. (1927). — La stratigraphie et la tectonique du Massif devillien de Grand-Halleux. *Mém. Soc. Géol. de Belg.*, t. XLIX, p. 26-27.
- 5) DAVIS W.M. (1895). — La Seine, la Meuse et la Moselle. *Ann. de Géogr.*, t. 4, p. 25-49.
- 6) DE LA VALLEE-POUSSIN Ch. (1885). — Comment la Meuse a pu traverser le terrain ardoisier de Rocroi ? *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. XII, p. 151-155.
- 7) DOSOGNE Ch. (1950). — Les gisements de kaolin du Brûly, de Haut-Fays et de Malvoisin. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. LIX, f. 2, p. 213-225.
- 8) FOURMARIER P. et MICHOT J. (1962). — Un exemple de destruction du clivage schisteux à l'intervention des agents atmosphériques. *Bull. Soc. Géol. de Belg.*, t. 85, p. 385-387.
- 9) GOSSELET J. (1880). — Esquisse géologique du Nord de la France. *Publication de la Soc. Géol. du Nord*.
- 10) GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. de la carte géol. de la France*, 881 p.
- 11) GULLENTOPS F. (1954). — Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes de relief en Belgique. *Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, t. XVIII, p. 123-252.
- 12) KLEIN C. (1959). — Surfaces de regradation et surfaces d'agradation. *Ann. de Géogr.*, t. LXVIII, p. 292-317.
- 13) LEFIN J.Ph., LECOMTE P. et MARTIN H. (1981). — Géochimie de surface des traces du kaolin de Transinne (Livre jub. P. De Béthune). *Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, t. XXXI, p. 209-217.
- 14) MACAR P. (1954). — L'évolution géomorphologique de l'Ardenne. *Bull. Soc. Roy. Belge de Géogr.*, f. III-IV, p. 9-33.
- 15) MACAR P. et ALEXANDRE J. (1960). — Pénéplaine unique plio-pléistocène et couverture tertiaire ayant noyé des dépressions préexistantes en Belgique ? *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. LXIX, f. 2, p. 295-315.
- 16) PISSART A. (1960). — Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. LXXXIV, p. 1-108.
- 17) PISSART A. (1961). — Les aplanissements tertiaires et les surfaces d'érosion anciennes dans l'Ardenne du Sud-Ouest. *Ann. Soc. Géol. de Belg.*, t. LXXXV, p. 71-150 (Mémoire).
- 18) STEVENS Ch. (1958). — L'Ardenne et les niveaux d'aplanissement. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. LXVIII, p. 116-120.

- 19) STICKEL R. (1927). — Zur Morphologie der Hochflächen des linksrheinischen Schiefergebirges und angrenzender Gebiete. *Beitr. zur Landeskunde der Rheinlande*, Bd. 5. 104 p.
- 20) Van VLIET B. (1971). — La haute terrasse à l'Est d'Aubrives. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, t. 80, f. 2, p. 11-20.
- 21) VOISIN L. (1968). — Observations sur les formations superficielles aux Marquisades de Saint-Nicolas (Ardennes). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. LXXXVIII, p. 203-207.
- 22) VOISIN L. (1969). — Géologie des quartiers de la Houillère et du Premier Chaîneau (au N de Charleville). *Bull. Soc. Hist. Nat. des Ard.*, p. 59-61.
- 23) VOISIN L. (1978). — Le modelé schisteux en zones froide et tempérée (Thèse), t. II: l'Ardenne occidentale. p. 499-883. *Publ. Lille III*.
- 24) VOISIN L. (1981). — Les silicifications en Thiérache ardennaise. Implications paléogéographiques. *Revue Géogr. de l'Est*, f. 4, p. 265-276.

—————«»—————

Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie

par Jean-François DECONINCK (*), Hervé CHAMLEY (*), Pierre DEBRABANT (*)
et Jean-Pierre COLBEAUX (**)

Résumé. — Une étude minéralogique et géochimique détaillée du Kimméridgien supérieur et du Portlandien des falaises littorales du Boulonnais, montre la prépondérance des influences continentales par rapport aux influences diagénétiques sur la sédimentation argileuse marine. D'importantes fluctuations des cortèges argileux sont observées, et attribuées à l'alternance irrégulière de périodes d'instabilité et de relaxation tectonique, elles-mêmes liées aux rejeux des grands systèmes de failles de l'Europe du Nord-Ouest. Les successions minérales et chimiques relevées conduisent à proposer diverses observations paléogéographiques mettant notamment en cause les rajeunissements tectoniques, la subsidence, l'eustatisme, la vitesse de dépôt, l'érosion de sols contemporains de la sédimentation ou de roches anté-Jurassique supérieur.

Abstract. — Mineralogical and geochemical investigations performed on the Late Kimmeridgian to Late Portlandian series outcropping along the Boulonnais shore (N France) point to the main influence of terrigenous patterns on the clay marine sedimentation, compared to diagenetic ones. Important variations of clay assemblages along the time are interpreted as the result of an irregular alternation of relaxation and epeirogenic stages, due to the chronic instability of the North-Western european fault system. The mineralogical and geochemical successions recovered allow to propose several paleoenvironmental observations including tectonical rejuvenations and subsidence, eustasy, sedimentation rates, late jurassic and older continental erosions and reworking.

I. — INTRODUCTION

Prolongement nord-occidental de l'Artois, le horst boulonnais est entaillé par une série de boutonnières morphologiques laissant apparaître les terrains paléozoïques et jurassiques. La présente étude, destinée à préciser le paléoenvironnement et à rechercher des marqueurs chimiques de minéraux argileux, a porté sur le Jurassique supérieur exposé en falaise sur le littoral entre Boulogne et Wimereux (fig. 1) (Deconinck, 1982).

II. — STRATIGRAPHIE

Les attributions chronostratigraphiques des termes lithologiques classiques (feuille de Marquise 1/50 000,

(*) E.R.A. du C.N.R.S. n° 764. Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie, U.E.R. des Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(**) Laboratoire de Géologie Appliquée, U.E.R. des Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

Note présentée le 3 Novembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 5 Janvier 1983.

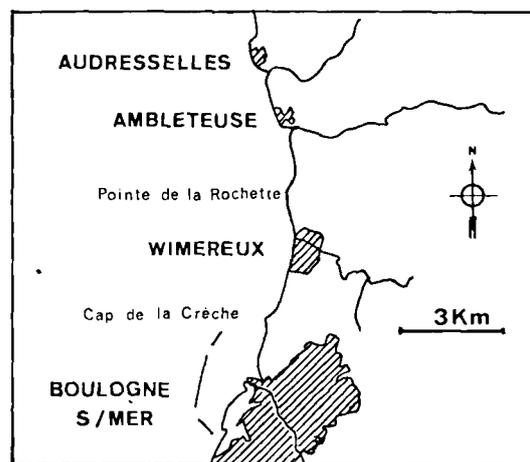
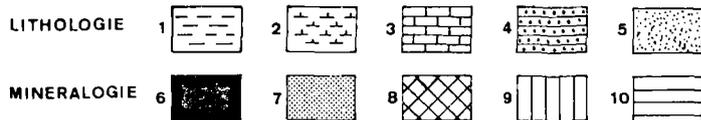
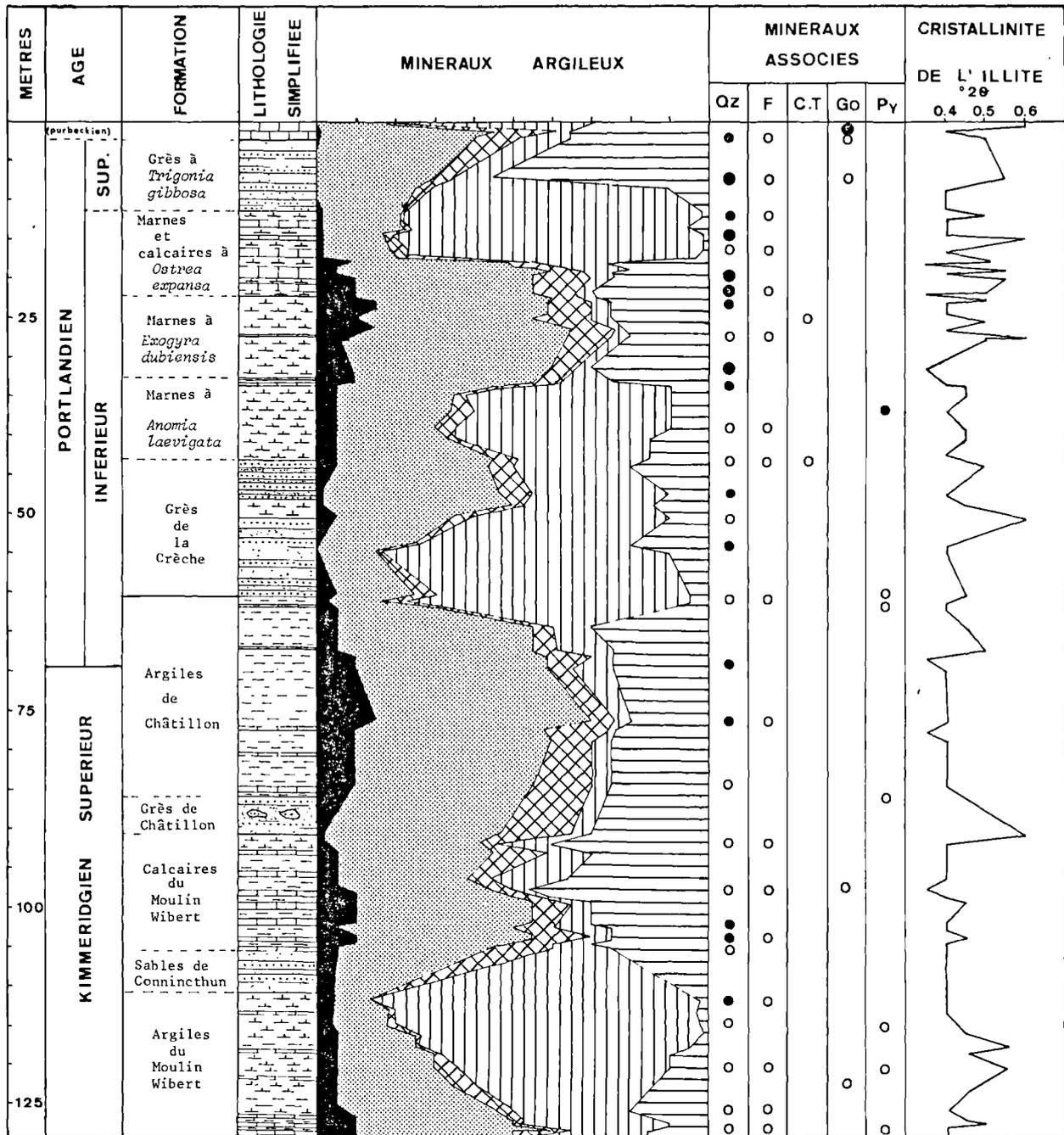


Fig. 1. — Situation géographique de la région étudiée.

1971) ont changé depuis la parution de la synthèse géologique du Bassin de Paris, en 1980 (fig. 2). La série stratigraphique débute par le Kimméridgien supé-



QZ: Quartz F: Feldspaths C.T: Cristobalite - Tridymite GO: Goethite Py: Pyrite
 ○ Rare ● Commun ● Abondant

Fig. 2. — Distribution stratigraphique des minéraux argileux du Kimméridgien supérieur au Portlandien supérieur. 1, Argiles. — 2, Marnes. — 3, Calcaires. — 4, Grès. — 5, Sables. — 6, Chlorite. — 7, Illite. — 8, Edifices interstratifiés irréguliers. — 9, Smectites. — 10, Kaolinite.

rieur apparaissant à la faveur de l'anticlinal de la Crèche, visible entre Boulogne et le Cap de la Crèche (fig. 1). Elle se poursuit jusqu'au Portlandien supérieur représenté à son sommet par les faciès purbeckiens. Cette série fut décrite par de nombreux auteurs (Pruvost, 1925 ; Bonte, 1969, 1980), aussi nous n'y reviendrons pas dans le détail.

1) Le Kimméridgien supérieur.

Il est constitué d'une alternance de marnes, de calcaires et de bancs de grès dont la continuité est très nette (Bonte, 1969).

On distingue de bas en haut :

- *Les Argiles du Moulin Wibert* (20 m) comprennent des marnes noires pyriteuses (5 à 35 % de CaCO₃) renfermant quelques bancs de calcaires marneux vers la base et des lits de lumachelles à *Nanogyra striata*.
- *Les Sables et Grès de Conninchtun* (1 à 5 m), beiges, légèrement glauconieux, sont peu développés au niveau de l'anticlinal de la Crèche.
- *Les Calcaires du Moulin Wibert* (15 m) sont constitués d'une alternance de marnes noires, de nombreux bancs calcaires décimétriques et de lumachelles à *Nanogyra striata*.
- *Les Grès de Châtillon* (5 m) sont jaunes et légèrement glauconieux, plus ou moins cimentés.
- *Les Argiles de Châtillon* (25 m) correspondent à des argiles noires pyriteuses (5 à 15 % de CaCO₃) entrecoupées de minces bancs calcaires et lumachelliques. La limite Kimméridgien-Portlandien, marquée par un changement faunistique important, se situe dans la partie supérieure de l'assise.

2) Le Portlandien.

a) Le Portlandien inférieur.

A la base, il est représenté par la formation des Grès de la Crèche, divisée en trois membres :

- *Les Grès de la Crèche inférieurs* (10 m) comprennent des sables et grès calcaireux en bancs métriques. Au sommet de ce membre apparaît un poudingue dit "Poudingue à *Trigonia pellati*".
- *Les Marnes intercalaires* (2 à 5 m) sont sableuses, parfois ligniteuses.
- *Les Grès de la Crèche supérieurs* (5 m) correspondent à des grès calcaireux à *Perna rugosa*, en bancs métriques au sommet, plus minces à la base où ils sont séparés par des passées argilo-sableuses.

La partie supérieure est essentiellement argileuse et marneuse. On la divise classiquement en trois assises :

- *Les Marnes à Anomia laevigata* (8 à 9 m) sont des marnes noires très fines (20 à 30 % de CaCO₃), comportant à leur sommet deux bancs calcaires continus appelés "bancs jumeaux", ainsi qu'un niveau de nodules phosphatés noté Ph1 ou niveau phosphaté de la Rochette.

— *Les Marnes à Exogyra dubiensis* (10 m) sont des argiles noires (5 à 15 % de CaCO₃) glauconieuses et sableuses. La base comprend un niveau de nodules phosphatés désigné Ph2, la partie médiane est soulignée par un banc de calcaire à *Lima bononiensis*.

— *Les Marnes et Calcaires à Ostrea expansa* (10 m), limités à la base par le niveau phosphaté de la Tour de Croi, noté Ph3, sont constitués d'une alternance de calcaires, parfois noduleux et glauconieux, de marnes et d'argiles noires glauconieuses.

b) Le Portlandien supérieur.

Il n'est pas visible dans son ensemble sur la coupe étudiée. Il est constitué d'une alternance de bancs métriques sableux et gréseux (7 à 8 m) à *Cardium pellati*. Les faciès purbeckiens surmontent ces grès, il s'agit de calcaires concrétionnés et de lumachelles à *Anisocardia socialis* et *Fabanella bononiensis*.

3) Esquisse paléogéographique.

Le trait paléogéographique majeur de la région étudiée est l'existence du golfe de Boulogne (fig. 3) largement ouvert à l'Ouest vers l'Atlantique. La sédimentation s'effectue sous une faible profondeur d'eau, donnant naissance à des argiles, des bancs coquilliers et des sables quartzo-calcaires. La ride ardennaise, constituant l'arrière-pays boulonnais, est la principale source de matériaux détritiques.

III. — METHODES D'ETUDES

1) Diffraction des rayons X.

Une centaine d'échantillons a été prélevée sur l'ensemble de la série. Les fractions argileuses (particules de taille inférieure à 2 µm) sont extraites puis analysées par diffraction des rayons X sur pâtes orientées, grâce à un diffractomètre enregistreur Philips

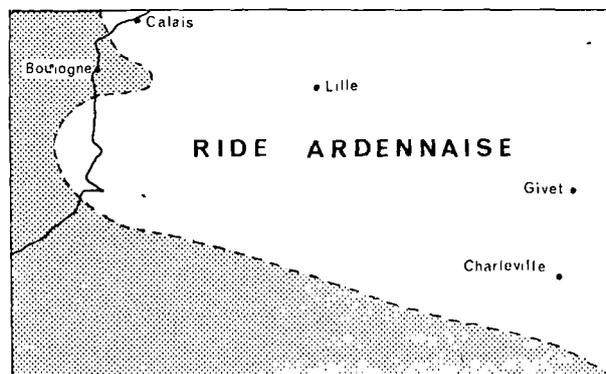


Fig. 3. — Paléogéographie du Boulonnais au Kimméridgien. (D'après Leroux et Pruvost, 1935, simplifiée).

PW 1730. La différenciation des minéraux s'effectue grâce à divers essais : état naturel, saturation à l'éthylène-glycol, chauffage à 490° C pendant deux heures, saturation à l'hydrazine hydrate.

2) Analyses chimiques.

Pour l'essentiel, la technique analytique est définie par Pinta (1971) et les services du laboratoire de minéralogie du Commissariat à l'Energie atomique (1963). Les échantillons sont broyés, homogénéisés et soumis à trois types d'attaques : fluo-nitrique sous pression, fusion alcaline, fluoperchlorique. Elles permettent les dosages colorimétriques de TiO_2 et P_2O_5 , spectrophotométriques de SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O et des éléments-traces Sr, Mn, Li, Ni, Cr, Co, Cu, Pb et V (absorption atomique). Un spectrophotomètre PE 5 000 est utilisé pour les dosages.

Le dosage du carbone organique par pyrolyse est réalisé sur quelques échantillons, à l'aide d'un doseur bas carbone de type Babcock et Wilcox.

IV. — RESULTATS ET INTERPRETATIONS

1) Minéralogie de la fraction argileuse.

Les minéraux argileux reconnus sont la chlorite, l'illite, les édifices interstratifiés irréguliers (10-14_s), (10-14), (14-14) (Lucas, 1962), la smectite et la kaolinite. Ces espèces minérales, présentes en proportions variables, constituent des assemblages argileux diversifiés sur l'ensemble de la série (fig. 2). Les minéraux associés aux argiles sont le quartz, les feldspaths, la goethite, la pyrite et l'opale C.T. (cristobalite-tridymite).

2) Origine des minéraux argileux.

L'ubiquité des formes minérales de transition, tels les interstratifiés irréguliers, l'absence de changements minéralogiques de sens constant et les fluctuations de la cristallinité de l'illite indiquent une influence négligeable, voire nulle de la diagenèse d'enfouissement sur les minéraux argileux. Par ailleurs, l'indépendance générale entre la lithologie et la minéralogie des argiles suggère une absence ou une faible intervention des genèses argileuses dans le milieu de dépôt (fig. 4). En conséquence, l'origine terrigène prépondérante des argiles du Jurassique supérieur du Boulonnais est probable. Les variations minéralogiques et l'étude des paragenèses minérales sont dès lors susceptibles de fournir des indications paléoenvironnementales.

3) Interprétation.

— Les analyses chimiques des fractions argileuses constituées à 85 % de smectites et la position de la raie (060) de ces minéraux montrent qu'ils sont essen-

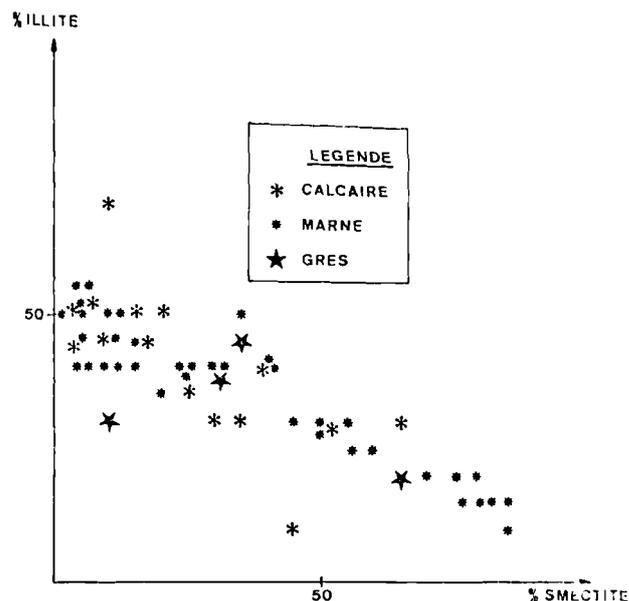


Fig. 4. — Diagramme illite-smectite montrant l'indépendance entre lithologie et minéralogie des argiles.

tiellement alumino-ferrifères (Desprairies, 1982). Ce type de smectites se forme préférentiellement dans les sols des parties aval des bassins versants mal drainés, sous un climat aride (chaud et à humidité contrastée). Les assemblages quasiment monominéraux à smectite traduisent donc probablement l'érosion superficielle des sols sur un continent présentant une morphologie peu déclinée (Paquet, 1969).

— Les pourcentages en illite, chlorite et kaolinite varient de manière parallèle tout au long de la série. L'illite et la chlorite (dits minéraux primaires) proviennent surtout de l'érosion directe du substratum continental. Quant à la kaolinite, elle a d'abord une origine pédologique : elle se forme dans des sols bien drainés de climat chaud et humide ; ces sols peuvent être remaniés par l'érosion, particulièrement en cas de rajeunissement tectonique où leurs produits sont alors mêlés à ceux des roches sous-jacentes. La kaolinite peut également exister dans ces roches anciennes elles-mêmes, où elle s'est accumulée à la suite de pédogenèses antérieures. Ce minéral est abondant, notamment dans certaines formations du Paléozoïque du Boulonnais (Calatayud, 1981 ; Crasquin, 1982), dont certains éléments plus grossiers se retrouvent dans les sédiments jurassiques.

L'augmentation brutale et parallèle des minéraux primaires et de la kaolinite suggère donc une reprise d'érosion affectant les parties plus profondes du continent. Les épisodes correspondants traduisent probable-

ment des périodes d'instabilité tectonique et de rajeunissements morphologiques à terre. Des études structurales (Hallam et Sellwood, 1976 ; Auffret et Colbeaux, 1977) relient l'instabilité tectonique du Boulonnais au Jurassique supérieur à des rejeux de failles délimitant un système de horsts et grabens dans l'ensemble de la Mer du Nord.

a) *Passage des Argiles du Moulin Wibert aux Calcaires du Moulin Wibert.*

Ces deux assises sont bien différenciées sur le plan minéralogique. Les Argiles du Moulin Wibert se caractérisent par une augmentation progressive des smectites vers le sommet, au détriment des minéraux primaires et de la kaolinite. Cette évolution suggère, compte tenu de ce qui précède, un aplanissement progressif du continent. Un tel aplanissement paraît se poursuivre jusqu'à ne plus autoriser que l'érosion des seules formations de couverture ; les smectites sont en effet alors quasiment seules présentes dans la fraction fine des dépôts. Dans ce contexte de stabilité épirogénique, les assemblages argileux sont susceptibles de fournir des indications paléoclimatiques. Au Jurassique supérieur, l'abondance des smectites alumino-ferrifères (jusqu'à 85 % de la fraction argileuse) suggère l'existence d'un climat à tendance chaude et à pluviosité irrégulièrement répartie au long de l'année. Les Calcaires du Moulin Wibert sont riches en illite et kaolinite (respectivement 30 à 45 % et 25 à 45 % des minéraux argileux), cependant que les smectites sont rares. L'augmentation simultanée des minéraux primaires et de la kaolinite est sans doute la conséquence d'un rajeunissement morphologique d'origine tectonique. Les Sables et Grès de Conninethun, passée détritique grossière, s'intègrent également à cet épisode paléogéographique. Notons que l'hypothèse d'un rajeunissement morphologique, qui *a priori* conduit à un apport accru de matériaux détritiques, se heurte à la diminution relative du quartz par rapport aux carbonates, et à la constance probable de la quantité d'argile si l'on considère la proportion d' Al_2O_3 , lorsque l'on passe des Argiles aux Calcaires du Moulin Wibert. On peut dès lors se demander si les changements observés ne sont pas simplement dus à un épisode transgressif qui provoquerait un approfondissement du milieu, avec dépôts carbonatés et une érosion préférentielle des minéraux des sols amont comme la kaolinite. Mais une telle explication ne rendrait pas compte de l'augmentation du groupe de l'illite plutôt issu des substrats, et ne s'accorde pas avec les travaux d'Ager et Wallace (1966) sur le caractère plus profond des Argiles du Moulin Wibert par rapport aux Calcaires. Ainsi l'hypothèse d'un rajeunissement tectonique qui provoque l'amenuisement des sols mal drainés et le remaniement des sols et roches de l'amont, paraît la plus vraisemblable. Les Sables de Conninethun traduiraient le début de ce rajeunissement, cependant que les minéraux argileux des Calcaires du Moulin Wibert sus-jacents en refléteraient la poursuite et les effets secondaires.

b) *Les Argiles de Châtillon.*

Les minéraux primaires (chlorite et illite : 50 à 70 %) et la kaolinite (25 à 30 %) dominent les assemblages argileux de cette formation, sauf au sommet où les smectites redeviennent présentes en forte proportion. Le mélange en abondance du groupe de l'illite et de la kaolinite suppose encore une érosion active sur le continent. Le faciès fin des Argiles de Châtillon indique un approfondissement du bassin de sédimentation par rapport aux Calcaires du Moulin Wibert et aux Grès de Châtillon. Cet approfondissement peut être dû à une subsidence plus importante, consécutive d'un rajeunissement tectonique de l'arrière-pays à cette époque, et déterminant une transgression et donc un éloignement de la ligne de rivage. Notons que le relais rapide des minéraux primaires et de la kaolinite par les smectites au sommet de l'assise, sans changement appréciable de lithofaciès, ne peut être interprété uniquement par un aplanissement morphologique. En effet, la coupure est brutale, alors que l'évolution morphologique nécessite une érosion longue entraînant un relais plus progressif des minéraux argileux. Un faible taux de sédimentation ou même un hiatus dans la sédimentation pourrait expliquer ce changement.

c) *Les Grès de la Crèche.*

On constate une continuité minéralogique entre les Argiles de Châtillon et les Grès de la Crèche inférieurs, également riches en smectites (65 à 70 %). Les Grès de la Crèche marquent un épisode régressif et des émergences locales (Ager et Wallace, 1966). Or une régression s'accompagne habituellement d'une reprise d'érosion et contrairement *a priori* le développement des sols stables et mal drainés où se forment les smectites. On peut penser à un phénomène d'érosion régressive, les sols avals des paysages continentaux terrestres étant remaniés les premiers à la suite de la régression. Il se peut aussi que les paysages avals peu déclives, abandonnés par la mer en régression, aient favorisé la formation de sols à smectites. Dans les marnes intercalaires et les Grès de la Crèche supérieurs, les pourcentages d'illite et de kaolinite augmentent au détriment des smectites qui demeurent néanmoins en quantité notable (30 %). Ce changement débute après le dépôt du "Poudingue à *Trigonia pellati*" au sommet des Grès de la Crèche inférieurs. L'érosion vigoureuse qui caractérise cette époque est donc enregistrée dans les sédiments grossiers comme dans les sédiments plus fins.

d) *Les Marnes à Anomia laevigata.*

Le changement de faciès très brutal observé par rapport aux Grès de la Crèche supérieurs correspond à un approfondissement du milieu de dépôt. Ces nouvelles conditions favorisent la décantation des smectites abondantes dans cette assise (30 à 55 %), par rapport aux minéraux primaires et à la kaolinite. La proportion encore importante d'illite correspond sans doute

à un reliquat d'érosion continentale marquée, à la suite du sursaut tectonique contemporain des Grès de la Crèche supérieurs, ou encore à des phénomènes de sédimentation différentielle des espèces argileuses.

e) *Les Marnes à Exogyra dubiensis.*

Par rapport aux marnes sous-jacentes, on constate une augmentation de la proportion de minéraux primaires (55 %) et de kaolinite (30 %) au détriment des smectites. Cet assemblage argileux suggère à nouveau une intense reprise d'érosion, argumentée par la proportion notable de sable présent.

f) *Les marnes et calcaires à Ostrea expansa.*

Les parties inférieure et supérieure de cette assise se différencient fortement par leurs assemblages argileux. Dans le tiers inférieur, la minéralogie des argiles, identique à celle observée dans les Marnes à *Exogyra dubiensis* sous-jacentes, traduit une poursuite de l'érosion sur le continent. La partie supérieure présente en revanche une smectite abondante (jusqu'à 85 %) ; l'illite n'y constitue que 10 à 15 % de la fraction argileuse, la chlorite, les interstratifiés irréguliers et la kaolinite sont présents à l'état de traces. Cette coupure minéralogique intervient dans une série lithologique monotone et ne paraît pas correspondre à des changements importants des conditions régnant dans le bassin de sédimentation.

L'étude morphoscopique des granules de glauconie, très abondants dans cette assise, montre qu'ils sont très évolués. Leur étude diffractométrique sur agrégat orienté indique qu'ils sont constitués d'une illite ferrifère ou glauconite [raie principale à 10 Å, harmonique (002) à 5 Å absent]. Or les glauconies correspondent à des périodes de taux de sédimentation d'autant plus faible que leurs caractères cristallographiques sont proches du minéral glauconite bien cristallisé (Odin, 1975). Dans le cas présent, la glauconie indique un taux de sédimentation très faible, voire un hiatus. La soudaineté du changement minéralogique observé n'est donc qu'apparente, elle est due à une condensation sédimentaire ; le temps réel a probablement été suffisant pour permettre un aplanissement du continent et une stabilisation des reliefs continentaux bordant le bassin de sédimentation. Le caractère progressif de l'aplanissement est masqué par une sédimentation particulièrement lente.

Les Marnes et Calcaires à *Ostrea expansa* sont également phosphatés. Les phosphates sont parfois présents sous forme de nodules constitués de carbonate-apatite dans un mélange du type suivant : $\text{Ca}_3(\text{P}_2\text{O}_4)_2$ 40 %, CaCO_3 40 %, argiles 10 %, quartz 10 %. La formation de phosphates est liée à un régime transgressif et associée à l'extension de larges plateaux continentaux (Larsen et Chillingar, 1967). La glauconie abondante, la présence de phosphate et les conditions réductrices du milieu de sédimentation,

$$[\text{l'indice Mn}^* = \log \left\{ \frac{\text{Mn échantillons}}{\text{Mn shales}} / \frac{\text{Fe échantillons}}{\text{Fe shales}} \right\}]$$

(Debrabant et Foulon, 1979) présente en effet des valeurs négatives témoignant d'un déficit en oxygène], situent l'aire de genèse de ces sédiments sur le plateau continental en arrière du talus, dans des bassins confinés où s'accumule la matière organique.

g) *Les Grès à Cardium pellati.*

L'abondance de la kaolinite, associée à l'illite, caractérise les bancs gréseux de cette formation. L'augmentation brutale de la proportion de ces minéraux au détriment des smectites, ainsi que l'existence locale de poudingues, traduisent une reprise vigoureuse de l'érosion probablement liée à l'émersion purbeckienne. Le milieu, qui était réducteur au Portlandien inférieur, s'ouvre au Portlandien supérieur et devient oxydant ($\text{Mn}^* > 0$). Dans le même temps les phosphates, liés à la fraction grossière dans le Portlandien moyen, se retrouvent dans la fraction fine au Portlandien supérieur. Cette diminution de taille résulte probablement d'un transport ou de remaniements des niveaux du Portlandien inférieur, également déterminés par la régression.

h) *Les faciès purbeckiens.*

L'illite, les smectites et la kaolinite se retrouvent en proportion voisine dans ces faciès. L'abondance de la goethite dans la fraction argileuse suppose une mobilisation notable des oxydes de fer. Dans ces niveaux, la formation pédologique de la kaolinite précède probablement de peu sa sédimentation, et le minéral peut avoir une signification climatique directe. Le climat chaud et aride du Kimméridgien et du Portlandien inférieur pourrait devenir plus humide au Jurassique terminal. Dès lors, deux origines peuvent être envisagées pour les kaolinites du Jurassique supérieur, essentiellement héritées des roches anciennes au Kimméridgien et au Portlandien inférieur, d'origine pédologique contemporaine de la sédimentation au Portlandien supérieur. Des analyses géochimiques de la fraction argileuse (particules de taille inférieure à 2 µm) montrent que les argiles primaires et/ou la kaolinite sont lithifères au Kimméridgien et au Portlandien inférieur, non lithifères au Portlandien supérieur et au Purbeckien (fig. 5). Ceci renforce l'hypothèse d'une double origine de la kaolinite.

Notons que le milieu de sédimentation ouvert et de salinité normale au Kimméridgien, probablement laguno-lacustre au Purbeckien, permet d'envisager une transformation chimique des minéraux argileux au contact de l'eau de mer beaucoup plus riche en lithium que l'eau douce. Cette hypothèse se heurte cependant aux faits que l'ion Li^+ se fixe plus facilement sur les smectites que sur l'illite et la kaolinite (Ataman, 1964), et que les argiles du Portlandien supérieur déposées en milieu marin sont peu lithifères.

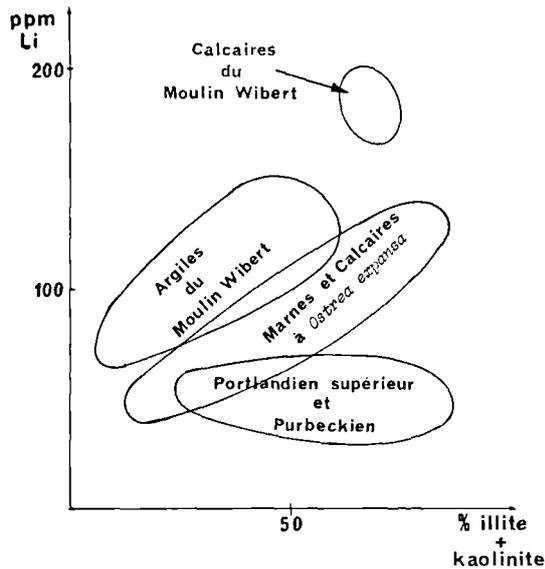


Fig. 5. — Relations entre le couple illite-kaolinite et le lithium.

CONCLUSIONS

La succession sédimentaire du Jurassique terminal, qui s'étend du Kimméridgien supérieur au Portlandien supérieur et au faciès purbeckien le long des côtes boulonnaises, est considérée du point de vue de la minéralogie et de la géochimie minérale. L'absence de relation entre la minéralogie des argiles et la lithologie conduit à penser que l'essentiel des minéraux argileux

est hérité de l'arrière-pays. A l'image de ce qui a été proposé pour le domaine atlantique adjacent, les variations observées, nombreuses et d'intensités diverses, sont dès lors interprétées en termes de paléoenvironnements. Le phénomène majeur paraît résider dans une alternance irrégulière d'épisodes d'aplanissements morphologiques favorables au développement des smectites pédologiques, voire localement sédimentaires, et d'épisodes de rajeunissement tectoniques provoquant le remaniement d'illites, chlorites et kaolinites arrachées aux vieilles roches et aux altérations amonts. Il en résulte une instabilité structurale chronique de la marge boulonnaise au Jurassique supérieur, du reste localement attestée par la sédimentation de matériels grossiers comme les Sables et Grès de Connincthun, les poudingues à *Trigonia pellati* ou les Grès à *Cardium pellati*; cette instabilité est en outre saisie, grâce à la minéralogie et à la géochimie, dans des assises de lithologie plus homogène comme les Marnes à *Anomia laevigata* puis à *Exogyra dubiensis*, lorsque soulèvement de l'arrière-pays, subsidence du domaine marin et eustatisme se combinent de manière variable selon l'époque. Cette interprétation s'intègre bien dans le cadre géologique de l'Europe du Nord-Ouest où des mouvements tectoniques ayant une influence sur la sédimentation ont été démontrés en Mer du Nord au Kimméridgien inférieur (Kent, 1975), dans le Bas-Rhin à partir du Kimméridgien (Heybroek, 1975), en Manche occidentale dès le Jurassique moyen (Bouysse et Horn, 1972), et enfin en Angleterre où, dès le Kimméridgien, l'influence des failles sur la configuration des bassins sédimentaires fut mise en évidence par Anderson et Owen (1968). La nature des relations entre le lithium et l'ensemble illite-kaolinite, parfois étroite, parfois nulle, conduit à envisager l'utilisation de l'élément chimique comme marqueur des kaolinites anciennes remaniées, d'une part, des kaolinites pédogéniques contemporaines de la sédimentation, d'autre part.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) AGER D.V. et WALLACE P. (1966). — The environmental history of the Boulonnais, France. *Proc. Geol. Ass.*, 77, p. 385-417.
- 2) ANDERSON J.G.C. et OWEN T.R. (1968). — The structure of the British Isles. 162 p., 54 fig., 3 pl. Pergamon Press, New-York.
- 3) ANONYME (1963). — "Analyse des silicates". *Commission d'établissement des méthodes d'analyse du Commissariat à l'Energie Atomique*, 65, n° 140. Edit. du C.E.A.
- 4) ATAMAN G. (1964). — Oligoéléments dans les argiles. *Rev. Inst. franç. Pétrol.*, 19, 9.
- 5) AUFFRET J.P. et COLBEAUX J.P. (1977). — Etude structurale du Boulonnais et de son prolongement sous-marin en Manche orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, 5, p. 1047-1055, 3 fig., 1 tabl.
- 6) BONTE A. (1969). — Le Boulonnais. In *Géologie du Nord de la France. Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXIX, 1, p. 23-46, 2 fig.
- 7) BONTE A. (1971). — Carte géologique de Marquise au 1/50.000.
- 8) BONTE A. (1980). — In *Synthèse géologique du Bassin de Paris. Lexique des noms de formation. Mém. B.R.G.M.*, n° 103, p. 467.
- 9) BOUYASSE P. et HORN R. (1972). — La géologie du plateau continental autour du Massif armoricain. *Bull. B.R.G.M.*, 2^e sér., sect. IV, n° 2, p. 3-17, 2 fig.
- 10) CALATAYUD P. (1981). — Alluvionnement argileux dans deux bassins versants du Nord de la France. *D.E.A. Lille*, 51 p. ronéot.
- 11) CRASQUIN S. (1982). — Répartition des ostracodes dans le Viséen du Boulonnais et de l'Avesnois (Nord de la France). *D.E.A. Lille*, 50 p. ronéot.

- 12) DEBRABANT P. et FOULON J. (1979). — Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. *Oceanologica acta*, 2, 4, p. 469-476.
- 13) DECONINCK J.F. (1982). — Etudes minéralogiques et géochimiques sur le Jurassique supérieur du littoral boulonnais. *D.E.A.* Lille, 55 p. ronéot.
- 14) DESPRAIRIES A. (1982). — Relation entre le paramètre D des smectites et leur contenu en fer et magnésium. Application à l'étude des sédiments. *Clay minerals* (sous presse).
- 15) HALLAM A. et SELLWOOD D.W. (1976). — Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area. *J. Geol.*, 81, p. 301-321.
- 16) HEYBROEK P. (1975). — On the structure of the Dutch part of Central North Sea Graben. In *Petroleum and the continental shelf of the North West Europe*, vol. 1, *Applied Science Publ. L.T.D.*, p. 339-349, 10 fig.
- 17) KENT P.E. (1975). — The tectonic development of Great Britain and the surrounding seas. In *Petroleum and the continental shelf of the North West Europe*, vol. 1, *Applied Science Publ. L.T.D.*, p. 3-28, 16 fig.
- 18) LARSEN G. et CHILLINGAR G.V. (1967). — Diagenesis in sediments. Elsevier Publ. Comp., 551 p.
- 19) LEROUX E. et PRUVOST P. (1935). — Résultats géologiques d'un sondage profond à Amiens. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LX, p. 70-99, 3 fig. 1 pl.
- 20) LUCAS (1962). — La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du Trias. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 23, 202 p.
- 21) ODIN G.S. (1975). — Les glauconies: constitution, formation, âge. *Thèse Doct. Etat.* Univ. P. et M. Curie, Paris, 245 p.
- 22) PAQUET H. (1970). — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 30, 206 p.
- 23) PINTA M. (1971). — Spectrométrie d'absorption atomique. 1 et 2, Edit. Masson.
- 24) PRUVOST P. (1925). — Les subdivisions du Portlandien boulonnais d'après les ammonites. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XLIX, p. 187-215.

Analyse de la déformation et évaluation des textures sédimentaire et tectonique dans le Poudingue dévonien de Montcornet-en-Ardenne (France)

par Francis MEILLIEZ (*)

Résumé. — Les galets du Poudingue de Fépin (Dévonien), affleurant à Montcornet-en-Ardenne (France), ont subi un étirement subméridien. L'analyse de leur déformation par plusieurs méthodes a permis de retenir celles qui associent au mieux durée d'exécution et richesse des résultats: la moyenne harmonique de Lisle (1977) modifiée, les méthodes graphiques de Dunnet (1969) et Elliott (1970). Une reconstitution de l'état initial montre l'existence d'une imbrication des galets, inclinée à 35° sur la stratification, et plongeant vers le Nord.

Abstract. — Pebbles within the Fépin Conglomerate (Devonian), cropping out at Montcornet-en-Ardenne (France), have been stretched northerly. Several methods of deformation analysis are tested: the modified harmonic mean (Lisle, 1977), the graphical methods of Dunnet (1969) and Elliott (1970), best mix time-saving and results quality. A probable initial state displays a plane of pebble imbrication, dipping northwards about 35° relative of bedding.

A Montcornet-en-Ardenne (fig. 1), la série dévonienne repose en discordance (Gosselet, 1888) sur les dépôts pélito-gréseux cambriens du massif de Rocroi. Elle débute par un conglomérat grossier mal classé, exploité pour empierrement dans la carrière de la Fontaine Marin, située au NE du village. La forme allongée des galets confère au conglomérat une fabrique linéaire remarquable. L'acquisition de celle-ci doit résulter d'influences cumulées, sédimentaires et tectoniques. On discutera ici de leur part respective, après avoir présenté quelques méthodes d'analyse susceptibles de les discriminer. Les notations utilisées par la suite sont définies dans le tableau I.

I. — DONNEES QUALITATIVES

La carrière de la Fontaine Marin s'étend linéairement sur environ 600 m de long et 20 m de large. Un front de taille abandonné sépare l'exploitation ancienne à l'Ouest de son extension récente à l'Est. Il a fourni la coupe la plus complète de cette carrière, où débute un monoclinale dévonien, plongeant de 45° à 30° vers le Sud, et s'étendant sur plus d'un kilomètre.

Le conglomérat, puissant de 12 m en cet endroit, est très mal classé. Le fait marquant à l'affleurement

(*) Laboratoire de Géologie Structurale, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France).

Note présentée le 5 Mai 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 5 Janvier 1983.

est l'aspect fusiforme des galets, quelle que soit leur taille (longueur de 1 à 100 cm). Ce sont exclusivement des grès quartzites, aucun galet de schiste franc n'ayant été observé à ce jour. Les galets sont imbriqués, et les interstices comblés par une matrice gréso-schisteuse, qui forme localement des lentilles de faible extension soulignant la stratification S_0 .

La matrice est affectée d'une schistosité pénétrative S_p , qui moule les galets et délimite des zones abritées, soudées aux extrémités spatulées de ceux-ci (fig. 2). L'attitude moyenne de S_p est oblique sur celle de S_0 , leur intersection définissant une linéation L_1 , d'orientation méridienne dans cette carrière. Globalement et à première vue, l'élongation des galets $L_g (= A)$ est parallèle à L_1 .

Les surfaces supérieure et/ou inférieure de très nombreux galets présentent des stries de glissement sensiblement parallèles à L_1 , et traduisant un mouvement normal-conforme (fig. 2). C'est en particulier le cas de tous les galets contenus dans de rares zones planes, enduites d'un broyat blanchâtre composé essentiellement de quartz, et comme minéraux accessoires de muscovite 2M et d'hématite (détermination de Beugnies, 1981).

Certains galets ont une surface ponctuée de cupules évasées. Celles-ci résultent de la simultanéité d'un fluage et d'une dissolution sous pression (Moscher, 1981), dont les parts respectives dépendent des conditions thermodynamiques.

Un galet de microconglomérat montre en lame mince des indices de fluage: dans un gravillon quart-

- S_o : stratification ; S_p : schistosité prédominante ; S_u : fracture.
 L_i : linéation d'intersection $S_o - S_p$; L_g : linéation d'allongement des galets (= A).
 T_p : trace de S_p sur une surface quelconque (cas particulier : sur S_o , $T_p = L_i$).
 X_m Y_m Z_m : axes majeurs de l'ellipsoïde moyen de déformation finie (considéré ici à l'échelle de la carrière).
 X Y Z : axes majeurs de l'ellipsoïde de déformation finie, estimés localement (considéré ici au voisinage immédiat des deux plans d'observation).
 x y (z) : axes majeurs de l'ellipse de déformation finie, estimés dans chaque plan d'observation.
 $\mathcal{E} = (l - l_o) / l_o$: élongation (grandeur algébrique) d'un segment de longueur initiale l_o et de longueur finale l .
 $\mathcal{E} = \text{Log} (1 + \mathcal{E})$: élongation logarithmique.
 n : nombre de sections de galets observés dans un plan.
 $A, B, (C)$: directions moyennes des axes majeurs des ellipses modélisant les sections de galets.
 $a > b > (c)$: longueurs des axes majeurs des ellipses précédentes.
 $\bar{a} > \bar{b} > (\bar{c})$: moyennes arithmétiques des paramètres précédents.
 $d = \sqrt{a \times b}$: diamètre de la section circulaire équivalente à la section elliptique observée de galet.
 $R = a / b$: paramètre de forme d'une section elliptique observée.
 α : paramètre d'orientation d'une section elliptique observée ; c'est l'angle mesuré, dans un plan quelconque autre que S_p , entre T_p et a , le grand axe de l'ellipse.
 $\bar{R}, \bar{\alpha}$: moyennes arithmétiques de R et α .
 i : indice affectant les paramètres de forme (R) et d'orientation (α) à l'état initial.
 s : indice affectant les paramètres de forme (R) et d'orientation (α) des sections de l'ellipsoïde de déformation finie : par exemple $R_s = x / y$.
 \hat{R}_s : estimateur de R_s : ce peut être $\bar{R} = (\sum R) / n$; la moyenne logarithmique = $(\sum \text{Log } R) / n$; la moyenne géométrique = $\sqrt[m]{R_1 \times \dots \times R_m}$; la moyenne harmonique = $m (\sum R^{-1})^{-1}$.
 (ρ, θ) : coordonnées polaires d'un point représentant une section elliptique donnée dans le diagramme d'Elliott.
 r : coefficient de corrélation.
 \emptyset : unité de mesure granulométrique, reliée au diamètre d d'un grain par la relation : $\emptyset = -\log_2 d$.

Tableau I. — Définition des notations utilisées.

zeux plurigranulaire, poinçonné par un autre gravillon quartzeux monogranulaire, les axes optiques des grains ont été réorientés autour de la zone poinçonnée. Cependant, ce même galet n'a montré aucun des critères géométriques de dissolution sous pression décrits par Mac Ewen (1981).

Rappelons que la région a été affectée par un métamorphisme épizonal hercynien ($400^\circ \leq T \leq 450^\circ$ C et $P \sim 2$ kbar ; Beugnies et Chavepey, 1980) ayant entre autres vraisemblablement favorisé du fluage.

Les caractères précédents attestent donc l'existence d'une déformation. Klein (1976) avait déjà attiré l'attention sur certains d'entre eux.

Mais avant que cette déformation n'exerçât son effet, les galets possédaient nécessairement une forme,

une orientation et une répartition spatiale différentes de celles observées aujourd'hui. En d'autres termes, leur fabrique finale, c'est-à-dire actuelle, résulte de l'effet d'une déformation d'une fabrique initiale ancienne et sédimentaire.

Si l'on parvient à estimer l'intensité et la cinématique de la déformation, on peut en théorie en annuler les effets et estimer à leur tour les paramètres de la fabrique initiale. L'intérêt est double : d'abord, préciser et discuter la part de la déformation non rotationnelle (*) dans la déformation globale du conglomérat ; ensuite, rechercher et discuter les caractéristiques de l'environnement sédimentaire (Reading, 1978).

(*) Le *strain* des Anglo-Saxons.

Qualitativement, l'analyse de la déformation se pose dans les termes suivants. Dans un massif rocheux soumis à un aplatissement pur, on admet (Borradaile, 1974) que la schistosité S_p matérialise le plan $XmYm$ de l'ellipsoïde de déformation finie. L'analyse effectuée (fig. 3) ne rend compte que de la part non rotationnelle de la déformation finie locale, c'est-à-dire le changement d'attitude d'un galet, pris dans la masse conglomératique soumise à l'aplatissement pur (Gay, 1968). Si matrice et galets ont des viscosités par trop différentes, ou si des discontinuités traversant le conglomérat sont le siège de glissements, alors se manifeste une composante rotationnelle de la déformation dont l'analyse présente ne rend pas compte.

Plusieurs méthodes quantitatives ont déjà été proposées pour discriminer dans une fabrique les parts respectives de l'héritage sédimentaire et de la déformation finie. J'en ai retenu quelques-unes, dont je compare la mise en œuvre et les résultats, à partir d'obser-

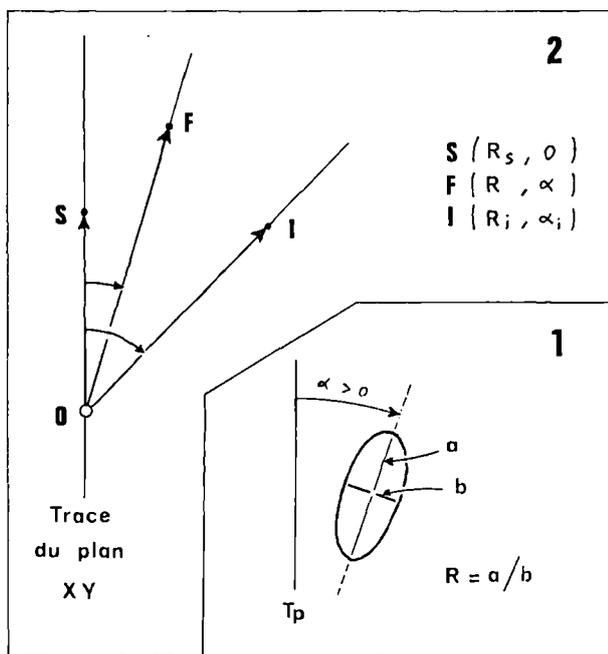


Fig. 3. — Analyse d'une déformation par aplatissement pur à partir d'un marqueur elliptique (notations: voir tabl. I).

1: Schéma de situation sur le terrain: la section de galet est modélisée par une ellipse.

2: Diagramme polaire représentatif de la modification attendue de l'attitude (forme et orientation) du marqueur, modifié d'après Dunnet (1969).

Pour un conglomérat où les galets évoluent passivement, le point $I (R_i, \alpha_i)$ représente l'attitude initiale d'une section de galet qui, après la déformation finie représentée par le point $S (R_s, 0)$, acquiert l'attitude finale représentée par le point $F (R, \alpha)$. Sont connus: T_p, a, b, α ; sont recherchés: R_s, R_i, α_i .

ervations recueillies sur deux surfaces sécantes et voisines dans la carrière de la Fontaine Marin.

II. — ANALYSE QUANTITATIVE DE LA FABRIQUE DES GALETS

A) MODE OPERATOIRE ET DONNEES BRUTES

1) Définition des surfaces d'observation et limites à l'interprétation.

Le site retenu pour l'étude comparative se trouvait en juillet 1981, en relief au milieu de la carrière, séparant l'ancienne exploitation de son extension récente. Il montrait deux surfaces sécantes, non orthogonales entre elles (fig. 2). La stratification S_0 , visible environ sur 10 m^2 , est la surface supérieure d'un banc conglomératique. Les galets, bien qu'abondants, ne sont pas tous jointifs. La fracture S_{11} , observable sur environ 40 m^2 , montrait une belle imbrication des galets. S_0 et S_{11} n'étant pas orthogonales, ne peuvent être les plans principaux de l'ellipsoïde de déformation finie (axes majeurs XYZ). De plus, l'analyse conduite ici n'est pas tridimensionnelle: l'ellipsoïde XYZ ne peut donc être intégralement estimé.

2) Les paramètres texturaux des galets.

Les statistiques numériques et graphiques des grandeurs mesurées sont rassemblées sur la fig. 4. Elles permettent de caractériser trois paramètres texturaux: taille, forme, orientation.

a) La taille.

Les dimensions brutes des galets ne constituent pas un paramètre granulométrique fiable, ayant été modifiées par une déformation anisotrope. Postulant la conservation de la surface des sections, j'ai donc défini un diamètre équivalent $d = \sqrt{a \times b}$, dont les valeurs sont exprimées en unités ϕ , usuelles en granulométrie (Krumbein et Pettijohn, 1938, in Griffiths, 1967). Les objets mesurés ici appartiennent virtuellement presque tous (fig. 4) à la classe des galets dans les classifications de Strakhov et de Cailleux (in Foucault et Raoult, 1980, p. 146).

Les calculs ultérieurs sont possibles du fait de l'homogénéité de l'échantillonnage (galets de même nature, avec $\phi_{11} = 5$ à 7), et de l'abondance des galets par rapport à la matrice, ne permettant pas de rotations rigides différentielles.

b) La forme.

Elle est exprimée (fig. 4) par l'histogramme du rapport $R = a/b$, et le diagramme de corrélation entre a et b. La régression linéaire dans S_{11} montre deux faits intéressants:

— la dispersion augmente avec les valeurs a et b; c'est une observation classique lorsque les valeurs sont exprimées en unités métriques (Griffiths, 1967, p. 121);

— le modèle linéaire est approximatif et perd de sa crédibilité pour les fortes valeurs de a et b (fig. 4-I) ; la distribution des points suggère une exagération de l'allongement des grands galets par rapport aux petits.

c) L'orientation.

Un histogramme en demi-rosace montre la dispersion d'orientation des axes a autour de leur position moyenne A (fig. 4).

Les axes a des sections de galets sont statistiquement disposés dans S_p , à 1° près, ce qui n'est pas significatif eu égard à la précision des mesures sur le terrain.

B) ESTIMATION DE LA DEFORMATION.

Le problème, illustré ci-dessus (fig. 3), consiste à estimer une valeur de R_s à partir de n couples de valeurs (R, α).

De nombreuses méthodes proposent des solutions plus ou moins complexes [voir études comparatives chez Ramsay (1967, ch. 5), Hanna et Fry (1979), Seymour et Boulter (1979), Oertel (1978), Siddans (1980)].

J'ai choisi d'utiliser ici trois types de méthodes :

Type 1 : l'estimateur est un paramètre de forme, et ne prend pas en compte l'orientation.

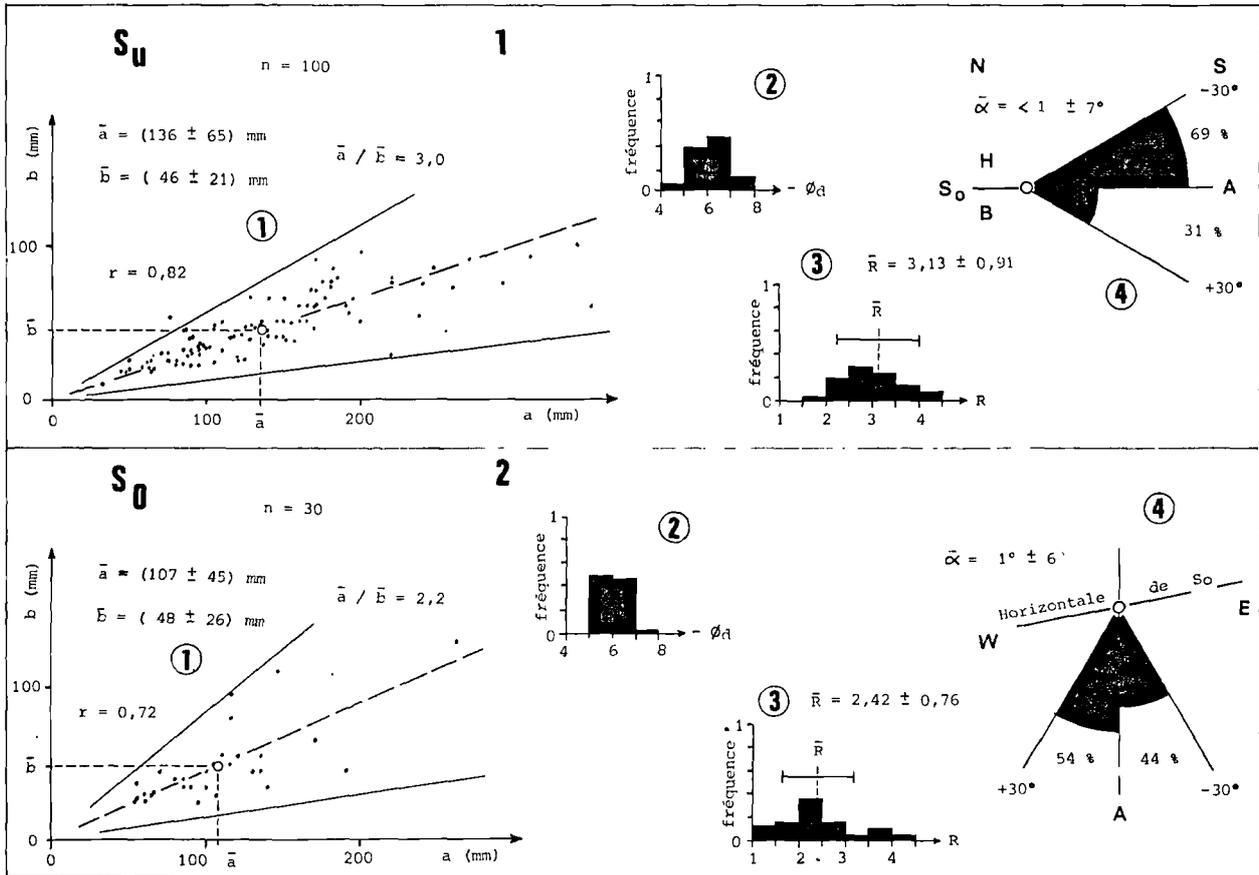


Fig. 4. — Les paramètres texturaux actuels dans les deux plans S_u (1) et S_o (2).

- ① : diagramme de corrélation des axes a et b des sections de galets,
- ② : histogramme du diamètre équivalent des galets ($d = \sqrt{a \cdot b}$), exprimé en unités - ϕ ,
- ③ : histogramme du rapport des axes : $R = a/b$,
- ④ : histogramme en rosace de l'orientation du grand axe a des galets.
(notations : voir tableau I) ; H = haut ; B = bas.

Type 2 : l'estimateur est un paramètre de forme, défini seulement à partir des galets inclus dans un intervalle d'orientation limité autour de A.

Type 3 : l'estimateur prend en compte tous les couples de valeurs (R, α).

Bien entendu, la rapidité de mise en œuvre décroît en passant du type 1 au type 3. Qu'en est-il de la précision ? dans le cadre d'une étude régionale, à quel stade est-il raisonnable de fixer le compromis entre rapidité d'estimation et utilité de la précision ?

1) Les méthodes.

a) Méthodes de type 1.

L'estimateur le plus simple est la *moyenne arithmétique* \bar{R} (Ramsay, 1967, p. 193). Sa valeur est systématiquement supérieure à la valeur réelle, et ce d'autant plus que la déformation est faible (Lisle, 1977).

Un autre estimateur simple est la *pente de l'axe majeur réduit* entre a et b, dont la valeur est celle du

rapport \bar{a}/\bar{b} . Il peut être calculé, ou estimé graphiquement (fig. 4). C'est celui utilisé par Cloos (1947) dans son étude des oolites du South Mountain Fold. Son inconvénient est de postuler une relation linéaire entre a et b. J'ai indiqué ci-dessus que ce modèle est approximatif. De plus, même si dans la réalité a et b ne peuvent s'annuler que simultanément, le modèle linéaire peut, lui, avoir une ordonnée non nulle à l'origine (Griffiths, 1967, p. 125-129). Dans ce cas la valeur de la pente n'est plus \bar{a}/\bar{b} , et ce rapport devient un estimateur discutable.

En résumé, les méthodes ci-dessus sont rapides mais trop imprécises pour être significatives quant à l'analyse de la déformation.

b) Méthodes de type 2.

La déformation homogène d'une roche contenant des marqueurs sphériques ne donne pas de fabrique homogène. Ce phénomène, observé par Cloos (1947), et

Les méthodes		n = 100 S _u			n = 30 S _o		
		\hat{R}_S	ϵ_S	$\xi_S (\%)$	\hat{R}_S	ϵ_S	$\xi_S (\%)$
type 1	$\bar{R} = (\sum R)/n$: moyenne arithmétique (Ramsay, 1967, p. 193)	3,17	0,58	78	2,42	0,44	56
	\bar{a}/\bar{b} : pente de l'axe majeur réduit entre a et b (Ramsay, 1967, p. 194 ; Cloos, 1947)	3,00	0,55	73	2,23	0,40	49
type 2	$\sqrt{\max(R) \times \min(R)}$: moyenne géométrique des valeurs extrêmes de R lorsque $\alpha = 0$ (Ramsay, 1967, p. 210)	3,33	0,60	82	3,03	0,56	74
	$\sqrt[k]{R_1 \times \dots \times R_k}$: moyenne géométrique des k valeurs de R pour lesquelles $\alpha = 0$ (Lisle, 1977)	3,11	0,57	76	2,87	0,53	69
	$k (\sum R^{-1})^{-1}$: moyenne harmonique des k valeurs de R pour lesquelles $\alpha = 0$ (Lisle, 1977)	3,05	0,56	75	2,78	0,51	67
	$m (\sum R^{-1})^{-1}$: moyenne harmonique des m valeurs de R telles que $m \neq 0,20 n$	3,05	0,56	75	2,53	0,46	59
type 3	$(\sum \text{Log } R) / n$: moyenne logarithmique (Dunnet, 1969)	3,00	0,55	73	2,41	0,44	55
	Diagramme d'Elliott (1970)	3,00	0,55	73	2,20	0,39	47
	$(x \ y) \begin{pmatrix} f & h \\ h & g \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = 1$ (Shimamoto et Ikeda, 1976) avec $f = \cos^2 \alpha / R + R \sin^2 \alpha$; $g = \sin^2 \alpha / R + \cos^2 \alpha$; $h = (1/R - R) \sin \alpha \cos \alpha$	2,86	0,53	69	2,29	0,41	51

Tableau II. — Les résultats.

qualifié par lui de *fluctuation*, s'accroît si les marqueurs sont ellipsoïdaux à l'origine, et/ou s'ils présentent un fort contraste de viscosité avec la matrice qui les entoure (Gay, 1968). La fluctuation est d'autant plus forte que l'excentricité initiale (R_i) est forte d'une part, que la déformation finie (R_s) est faible, d'autre part.

Ramsay (1967, p. 202-211) a formalisé mathématiquement ces relations, d'où dérivent plusieurs méthodes numériques.

Il a également montré que les galets pour lesquels $\alpha = 0$ permettaient de déterminer une valeur pour R_s : la *moyenne géométrique* des valeurs extrêmes de R (tableau II). Cet estimateur donne des valeurs peu fiables, car sujettes au caractère parfois aberrant des extrêmes. Il est trop sensible aux aléas de l'échantillonnage, dont il ne retient en fait que deux valeurs.

Lisle (1977) a proposé une amélioration de cet estimateur, en prenant en compte tous les galets de coordonnées (R, O). Il a surtout montré que cet estimateur, meilleur que la moyenne arithmétique, est moins bon que la *moyenne harmonique* (tableau II). J'ai tenté d'élargir sa définition en retenant tous les galets peu dispersés autour de A. L'écart angulaire retenu est choisi de telle sorte que l'estimateur R_s repose sur 20 % du nombre total de galets observés.

Cette moyenne harmonique partielle se révèle être un estimateur utile et rapide à calculer.

c) *Méthodes de type 3.*

Elles se proposent d'estimer à la fois R_s et la fabrique initiale.

— *La méthode graphique de Dunnet :*

Dunnet (1969) a repris les calculs de Ramsay (1967), évoqués ci-dessus, et a construit un réseau d'abaques restituant l'évolution d'un galet, depuis une attitude initiale (R_i, α_i), vers une attitude finale (R, α), sous l'action d'un aplatissement pur local (R_s, O) (fig. 5).

R_s peut être évaluée visuellement en recherchant l'abaque qui se superpose le mieux au nuage des points d'observation. Ce nuage présente en théorie une symétrie binaire autour de la trace du plan XY. Mais en pratique, cette symétrie peut être altérée s'il existe une imbrication initiale, et/ou si S_p et XY ne coïncident pas (Boulter, 1976). Aussi je ne saurais actuellement utiliser ce diagramme pour évaluer une composante de cisaillement simple (cf. Le Théoff, 1977). De l'expérience, il ressort que 50 observations suffisent à dégager cette symétrie. Dunnet (1969, p. 128) a recommandé la prudence à l'égard des points éloignés de la masse du nuage. Il a montré de plus, que le meilleur abaque est celui qui est centré sur le minimum de la courbe médiane du nuage (*50 % of data curve*). Cette courbe n'est aisément déterminée que par le calcul automatique. Mais son minimum est le point S qui a pour coordonnées : la moyenne arithmétique de α et la moyenne logarithmique de R (fig. 5).

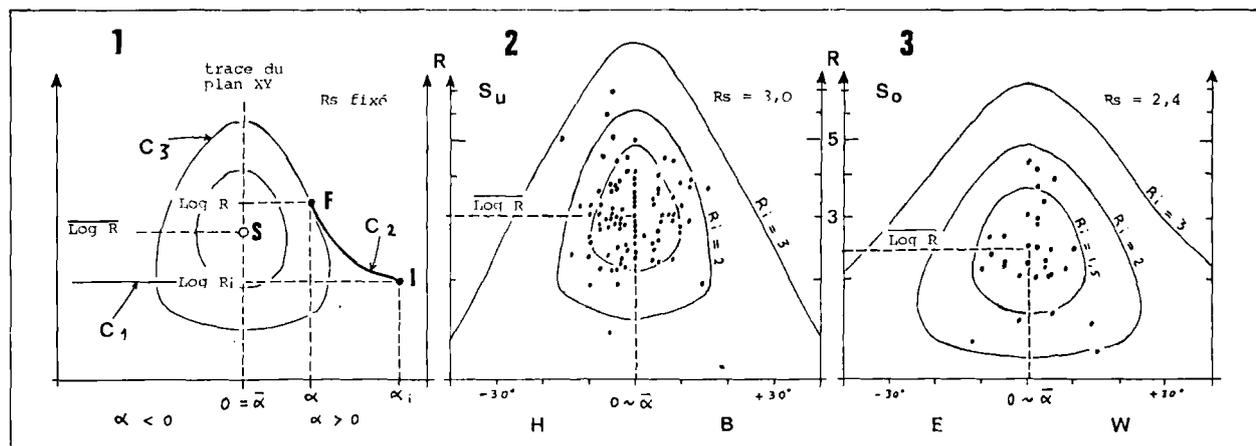


Fig. 5. — La méthode graphique de Dunnet (1969).

- 1 : Principe de construction des abaques en coordonnées rectangulaires semi-logarithmiques : toutes les sections de galets de même excentricité R_i sont représentées par les points de la droite C_i ; au cours de la déformation du rapport R_s fixé, l'attitude de la section de galet représentée par le point I ($\alpha_i, \text{Log } R_i$) évolue le long de la courbe C_2 (Gay, 1968), pour atteindre le point F ($\alpha, \text{Log } R$) sur la courbe C_3 . A chaque droite C_i correspond donc une courbe C_s , pour une valeur fixée de R_s .
- 2 et 3 : Application aux plans S_u et S_o : les abaques choisis sont centrés sur le point de coordonnées ($\bar{\alpha}, \overline{\text{Log } R}$). La superposition est satisfaisante pour S_u ; elle l'est moins pour S_o .

H = haut ; B = bas ; W = Ouest ; E = Est.

Enfin, l'estimation de la fabrique initiale n'a été rendue possible qu'avec les travaux de Dunnet et Siddans (1971), par une méthode de calcul automatique itératif. Mais elle exige que le plan d'imbrication actuel des galets ne soit pas subparallèle à S_p comme il l'est ici.

En conclusion, je n'ai utilisé que la partie graphique de la méthode de Dunnet pour estimer R_s (tableau II), par calcul du point $(\alpha, \overline{\text{Log } R})$ et essai de superposition de l'abaque correspondant. Avec cette méthode, je n'ai pas été en mesure de restituer la fabrique initiale.

— La méthode graphique d'Elliott :

Reprenant, sous une autre forme, les calculs de Ramsay (1967), Elliott (1970) a construit un réseau

d'abaques sur un diagramme en coordonnées polaires (fig. 6). C'est aussi une méthode statistique, demandant plus de temps et d'expérience que la précédente. Plusieurs essais sont nécessaires, pour sélectionner le contour faisant au mieux ressortir la symétrie du nuage [voir discussion par Elliott (1970) et Boulter (1976)]. Dans la pratique, c'est l'identification du point S (fig. 6) qui est délicate. Elle a aussi été largement discutée par Boulter (1976).

Une erreur de 10 % sur l'abscisse de S donnerait des points S' et S'', que l'allure du contour ne conduirait pas à retenir. L'erreur sur l'ordonnée angulaire θ_s de S est atténuée par l'utilisation de l'angle double : $\theta_s = 2\alpha_s$. Le choix du site de S, capital pour la suite, est donc suffisamment précis eu égard aux conditions de mesure sur le terrain, et à l'aspect statistique de

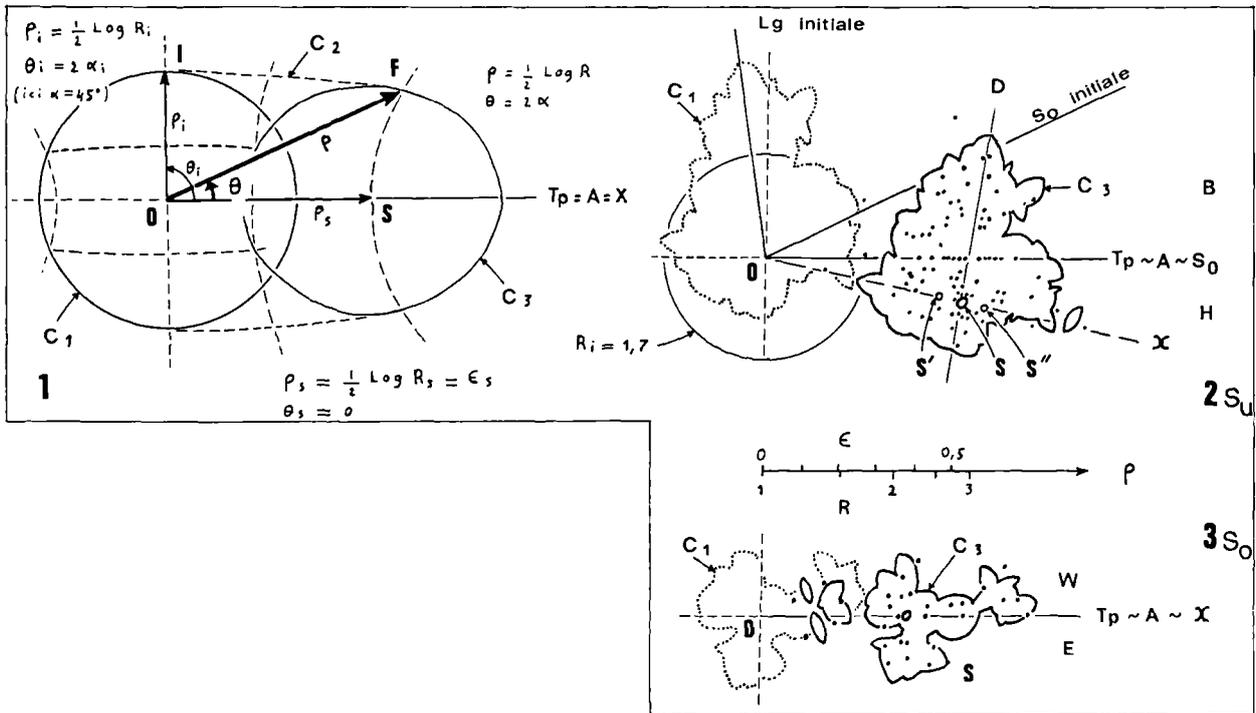


Fig. 6. — La méthode graphique d'Elliott (1970).

- 1 : Principe d'utilisation de l'abaque en coordonnées polaires : toutes les sections de galets de même excentricité R_i sont représentées par le cercle C_i ; au cours de la déformation représentée par le point S (ρ_s, θ_s) , le point I (ρ_i, θ_i) évolue le long des courbes C_2 de l'abaque jusqu'au point F (ρ, θ) ; le cercle C_1 évolue alors en ovoïde C_3 .
- 2 : Application au plan S_{11} : le nuage de points est contourné par une méthode inspirée de celle de Mellis, ce qui donne un contour C_3 indenté, mais présentant une symétrie binaire autour de D ; l'intersection de D avec la "base" de C_3 est le meilleur estimateur de S ; on met ensuite Ox et T_p en coïncidence, puis en translatant C_3 le long des courbes C_2 , de façon à ramener S en O, on obtient C_1 , qui est alors le contour de la fabrique initiale estimée : la symétrie binaire s'est renforcée et traduit l'unimodalité de l'orientation des galets les plus excentrés. B = bas ; H = haut.
- 3 : Application au plan S_0 : le nombre de points est faible, et la symétrie du contour est approximative. W = Ouest ; E = Est.

l'étude. Il conduit à fixer un ordre de grandeur acceptable pour R_s , en accord avec les meilleures des autres méthodes (tableau II). Il est plus difficile à cerner (fig. 6) lorsque le nombre de points et/ou la déformation sont trop faibles (Boulter, 1976).

La direction Ox est celle du grand axe de l'ellipse de déformation finie. Ceci est contraire au postulat adopté au début, selon lequel T_p et Ox devraient être confondus. Mais la différence ne fait que traduire graphiquement l'approximation faite dans toute analyse de déformation. Elle est imputable à plusieurs causes, mineures à ce stade de l'étude, dont :

— le contraste de viscosité entre galets et matrice n'étant pas nul, la forme elliptique initiale des galets a une influence sensible ;

— toutes les méthodes d'analyse postulent une déformation plane et homogène ; mais les diverses étapes de la déformation continue ou non sont inconnues pour la plupart.

L'estimation d'une fabrique initiale montre que le conglomérat présentait une imbrication originelle, oblique sur E_0 (fig. 6). La position initiale de S_0 est estimée à partir de la formule de Harker (*in* Elliott, 1970) : $\text{tg} \alpha_i / \text{tg} \alpha = e^{2\epsilon_s}$. En résumé, la méthode d'Elliott donne un ordre de grandeur acceptable pour R_s , et permet de discuter une estimation de la fabrique initiale.

— *La méthode numérique de Shimamoto et Ikeda (1976) :*

Cette méthode élégante, numériquement très précise, considère chaque section de galet comme une estimation de l'ellipse de déformation finie dans le plan observé. La forme et l'orientation de chaque ellipse sont exprimées mathématiquement par une matrice de transfert. L'ellipse moyenne estimée a pour termes les moyennes arithmétiques des termes correspondants pour chacune des sections de galets. La diagonalisation de la matrice moyenne donne les valeurs des demi-axes de l'ellipse de déformation finie, dont le rapport est R^s . L'angle α_s est également déduit de cette matrice moyenne. Toutes ces opérations peuvent être facilement réalisées par calcul automatique. Le résultat numérique est toujours inférieur à celui obtenu par ailleurs (tableau II). Mais il demeure dans l'intervalle de $\pm 10\%$ calculé à partir de R^s obtenus graphiquement.

2) Comparaison des résultats et discussion des méthodes.

Il n'apparaît pas de méthode universelle, mais une convergence pratique satisfaisante de trois des méthodes discutées ici.

En dépit de la qualité diverse des méthodes testées, les résultats chiffrés sont peu éloignés les uns des autres (tableau II), ce qui rend crédible l'ordre de grandeur atteint.

En prenant en compte les conditions d'échantillonnage sur le terrain, le temps et les outils nécessaires au traitement des données, les postulats et approximations propres à chacune des méthodes discutées ici, j'en retire les enseignements suivants.

Le géologue de terrain souhaite une méthode rapide : la moyenne harmonique de Lisle (1977), étendue à un intervalle d'orientation incluant 20 % de l'échantillonnage, me paraît être un estimateur $\overline{R_s}$ statistiquement robuste. Les autres méthodes rapides (types 1 et 2) me semblent dépendre de mesures pouvant être aberrantes (moyenne géométrique de Ramsay), ou peu fiables en théorie (relation linéaire entre a et b).

Le géologue de terrain souhaite une méthode juste, mais les nombreux raffinements mathématiques publiés (par ex. Bilby *et al.*, 1975 ; De Paor, 1980 ; Oertel, 1978 ; Siddans, 1980) conduisent à une précision dont la signification me paraît illusoire pour deux raisons. D'abord les conditions de mesure sur le terrain permettent rarement, pour des galets, une précision inférieure à 5 mm sur les longueurs, ou à 5° sur les angles. Ensuite les relations entre E_s , ϵ_s et R_s n'étant pas linéaires, l'erreur relative sur l'estimation de E_s s'accroît en déduisant ϵ_s , et plus encore R_s . Sur ce point, la méthode de Dunnet, qui estime directement R_s , est plus précise que celle d'Elliott, qui estime E_s .

En résumé, la recherche d'un compromis entre rapidité d'exécution et fiabilité des résultats, concernant à la fois la déformation et la fabrique initiale, m'a conduit à adopter la méthodologie suivante :

1. Calcul des paramètres et de leur distribution statistique : d, R , α ;
2. calcul de la moyenne harmonique sur les 20 % d'observations les plus proches de A ;
3. estimation de R_s par la méthode graphique de Dunnet ;
4. estimation de E_s et de la fabrique initiale par la méthode d'Elliott.

En imposant aux trois méthodes de converger dans un intervalle de $\pm 5\%$ sur $\overline{R_s}$, le résultat atteint est un ordre de grandeur raisonnable. Les implications de cette évaluation peuvent ensuite être valablement confrontées aux autres données structurales pour compléter l'histoire de la déformation locale.

C) INTERPRETATION ET CONCLUSION.

Dans la carrière de la Fontaine Marin, à Montcornet-en-Ardenne, un banc conglomératique dévonien, discordant sur le Cambrien, a été observé sur deux plans (fig. 2). Les sections de galets, assimilées à des ellipses, ont été utilisées comme marqueurs de déformation, et analysées selon différentes méthodes (voir ci-dessus).

L'aspect tridimensionnel des galets témoigne d'une élongation subméridienne et d'un aplatissement concomitant, dans un plan actuellement proche de S_0 et S_p , ceux-ci étant d'orientations voisines.

Si la déformation globale du site étudié peut être assimilée à un aplatissement pur, alors celui-ci est caractérisé :

— dans le plan S_{01} , par une élongation supérieure à 70 %, selon une direction plongeant vers le Sud,

— dans le plan S_0 , par une élongation de l'ordre de 50 %, selon une direction subméridienne, parallèle à l'intersection de S_0 et S_p .

Le plan contenant les grands axes des deux ellipses de déformation finie n'est pas rigoureusement S_p . Ceci peut être dû, soit à la présence d'une imbrication initiale (Boulter, 1976), au côté théorique des méthodes utilisées (Borradaile, 1981), soit enfin à l'histoire de la déformation.

Une restitution de l'état initial par la méthode graphique d'Elliott (1970) révèle que les galets les plus

excentrés observés ($1,7 < R < 3$), étaient imbriqués selon un plan qui plongeait d'environ 35° vers le Nord par rapport à S_0 . Selon les critères sédimentologiques connus (Reading, 1978), ceci témoignerait d'une mise en place sous un fort courant d'eau venue du Nord (fig. 7).

Ce travail était destiné à choisir une méthodologie pour utiliser des galets comme marqueurs de déformation dans une région où une seule analyse ponctuelle a été récemment effectuée (Hugon, 1982). Le résultat acquis a semblé suffisamment encourageant pour étendre l'étude aux divers affleurements conglomératiques qui ceinturent le massif de Rocroi. C'est dans ce contexte régional que les implications géologiques seront discutées ultérieurement.

Remerciements. — Ils s'adressent à tous ceux qui ont discuté ce travail ou en ont relu le manuscrit : MM. A. Beugnies, H. Chamley, J.F. Raoult, A.W.B. Siddans, F. Thiébault, P. Vialon, ainsi que M^{lle} M. Mercier, qui a collaboré au relevé des mesures de terrain.

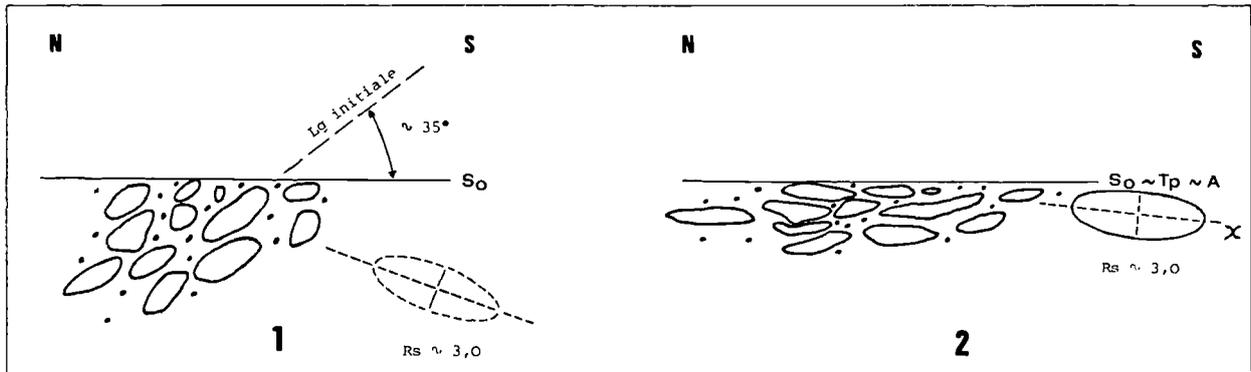


Fig. 7. — Etat initial (1) et état final (2) du conglomérat dans le plan S_0 .
(Notations : voir tableau I).

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BEUGNIES A. et CHAVEPEYER G. (1980). — Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif cambrien de Rocroi. La zone à magnétite. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*. Hommage à P. de Béthune.
- 2) BILBY B.A., ESHELBY J.D. et KUNDU A.K. (1975). — The change of shape of a viscous ellipsoidal region embedded in a slowly deforming matrix having a different viscosity. *Tectonoph.*, n° 28, p. 265-274.
- 3) BORRADAILE G.J. (1974). — Bulk finite tectonic strain estimate from the deformation of neptunian dykes. *Tectonoph.*, n° 22, p. 127-139.
- 4) BORRADAILE G.J. (1981). — Particulate flow of rock and the formation of cleavage. *Tectonoph.*, n° 72, p. 305-321.
- 5) BOULTER C.A. (1976). — Sedimentary fabrics and their relation to strain analysis methods. *Geology*, t. 4, p. 141-126.
- 6) CLOOS E. (1947). — Deformation in South Mountain Fold, Maryland. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, n° 58, p. 843-918.
- 7) DE PAOR D. (1980). — Some limitations of R_r/\emptyset technique of strain analysis. *Tectonoph.*, n° 64, T29-T31.
- 8) DUNNET D. (1969). — A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonoph.*, n° 7, p. 137-157.
- 9) DUNNET D. et SIDDANS A.W.B. (1971). — Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonoph.*, n° 12, p. 307-325.
- 10) ELLIOTT D. (1970). — Determination of finite strains and initial shape from deformed elliptical objects. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, t. 81, p. 2221-2236.
- 11) FOUCAULT A. et RAOULT J.F. (1980). — Dictionnaire de géologie. Masson, Paris, 335 p.
- 12) GAY N.C. (1968a). — The motion of rigid particles embedded in a viscous fluid during pure shear deformation of the fluid. *Tectonoph.*, n° 5, p. 81-88.
- 13) GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Serv. Carte géol. France*, 881 p.
- 14) GRIFFITHS J.C. (1967). — Scientific methods in analysis of sediments. Mc Graw-Hill Book Cy, 508 p.
- 15) HANNA J.J. et FRY N. (1979). — A comparison of methods of strain determination in rocks from south-west Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *J. Struct. Geol.*, t. 1, p. 155-162.
- 16) HUGON H. (1982). — Structures et déformation du Massif de Rocroi (Ardenne). *Thèse 3° cycle*, Rennes, 98 p., 10 pl. h.t.
- 17) KLEIN C. (1976). — Discordances tectonisées et phénomènes connexes en Ardenne. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, t. 282, p. 153-156.
- 18) LE THEOFF B. (1979). — Non-coaxial deformation of elliptical particles. *Tectonoph.*, n° 53, T7-T13.
- 19) LISLE R.J. (1977). — Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geol. en Mijnb.*, t. 56, p. 140-144.
- 20) Mc EWEN T.J. (1981). — Brittle deformation in pitted pebble conglomerates. *J. Struct. Geol.*, t. 3, p. 25-37.
- 21) MOSHER S. (1981). — Pressure solution deformation of the Purgatory Conglomerate from Rhode Island. *J. Geol.*, t. 89, p. 37-55.
- 22) OERTEL G. (1978). — Strain determination from the measurement of pebble shape. *Tectonoph.*, n° 50, T1-T7.
- 23) RAMSAY J.G. (1967). — Folds and folding. Mc Graw-Hill Book Cy, 568 p.
- 24) READING H.G., editor (1978). — Sedimentary environments and facies. Blackwell Sc. Pub. Oxford, 557 p.
- 25) SEYMOUR D.B. et BOULTER C.A. (1979). — Tests of computerized strain analysis methods by the analysis of simulated deformation of natural unstrained sedimentary fabrics. *Tectonoph.*, n° 53, p. 221-235.
- 26) SHIMAMOTO T. et IKEDA Y. (1976). — A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects : I - Basic theory. *Tectonoph.*, n° 36, p. 315-337.
- 27) SIDDANS A.W.B. (1980). — Analysis of three-dimensional, homogeneous, finite strain using ellipsoidal objects. *Tectonoph.*, n° 64, p. 1-16.



Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont

par A. BEUGNIES (*)

Résumé. — L'élément structural dominant de l'aire anticlinale de l'Ardenne est représenté par le cisaillement dextre de la Carbonnière-Opont reconnu sur un parcours de plus de 60 km avec un rejet atteignant une ampleur maximale de 15 à 18 km. Il s'agit d'un accident hercynien postérieur au métamorphisme, à la schistosité et aux plis mais antérieur à la fracturation transverse.

Summary. — The principal feature of the main anticline area of Ardenne is the right handed lateral shearing fault of "la Carbonnière-Opont" spreading over a distance of more than 60 km long with an horizontal offsetting reaching 15 or 18 km. It's a hercynian event later than metamorphism, cleavage and folding but earlier than transverse faulting.

Ayant entrepris depuis quelques années l'étude de la zone métamorphique de Paliseul, nous avons été amenés à préciser la lithostratigraphie et surtout la structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. En particulier, nous avons pu nous convaincre que la faille d'Opont (Asselberghs, 1944, 1946) qui traverse l'aire anticlinale d'Ouest en Est, se prolonge vers l'Ouest par la faille de la Carbonnière (G. Waterlot, 1937; Beugnies, 1962) important accident qui affecte la partie méridionale du massif cambrien de Rocroi.

Dans la présente note, nous tentons de dégager la signification tectonique de la faille de la Carbonnière-Opont qui sépare deux unités de l'aire anticlinale de l'Ardenne: au Nord l'unité d'Opont, au Sud l'unité de Carlsbourg.

En outre, l'aire anticlinale de l'Ardenne recèle des faciès métamorphiques dont l'existence à l'Est du méridien de Bièvre a été reconnue de longue date (Dumont, 1847; Gosselet 1884, 1888; Renard, 1882; Stainier, 1907) grâce aux paragenèses à magnétite, ilménite, biotite, grenat, amphibole et chloritoïde.

(*) Faculté Polytechnique de Mons, 9, rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 3 Novembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 5 Janvier 1983.

La région concernée est essentiellement constituée de formations gedinniennes et siegeniennes à l'exception des massifs cambriens du Serpont à l'Est et de Rocroi à l'Ouest. Elle occupe le haut plateau vallonné qui s'étend de Bièvre (420 m) à Recogne (500 m) entamé sur son versant septentrional par la Lesse et ses affluents et sur son versant méridional par les affluents de la Semois comme la Vierre, le Ruisseau des Aleines, le Ruisseau du Ruadmoulin et le Ruisseau de Saint-Jean.

I. — STRATIGRAPHIE

1) Le Gedinnien inférieur.

Le Gedinnien inférieur qui affleure depuis le Ruisseau de Saint-Jean à la bordure du massif cambrien de Rocroi, jusqu'au méridien de Bièvre à l'Est, est représenté par la *formation des phyllades de Levrézy* (G1b) qui surmonte le conglomérat de transgression (G1a). La formation de Levrézy est essentiellement constituée de phyllades toujours plus ou moins gréseux et micacés et de quartzophyllades à intercalations fréquentes de strates fossilifères, le plus souvent crinoïdiques, et de lentilles ou nodules quartzitiques. Les teintes sont toujours très sombres allant du noirâtre au gris bleuâtre ou verdâtre. La dominante quartzophylladeuse de l'ensemble est cependant interrompue

par quelques faciès particuliers très utiles pour l'établissement d'une échelle lithostratigraphique, à savoir :

1° *Des horizons quartzitiques* à la base et au sommet de la formation. *A la base*, surmontant directement le conglomérat, les grès feldspathiques et pyriteux de Naux et du Bois-Saint-Jean forment un niveau lenticulaire dont l'épaisseur maximum atteint 2 à 3 m sur la rive droite de la Semois en face de Naux, d'une part, et sur la rive droite du Ruisseau de Saint-Jean à proximité de la frontière franco-belge, d'autre part. *Au sommet*, on note également, sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, la présence de plusieurs bancs métriques de grès à ciment argileux ou carbonaté, à stratifications entrecroisées, alternant avec des couches phylladeuses plus minces ; c'est l'horizon des *quartzophyllades de Braux* (Gosselet, 1888) que l'on peut suivre depuis la vallée de la Meuse jusqu'à Oisy tout le long de la limite supérieure de la formation des phyllades de Levrézy.

2° *Des calcaires crinoïdiques*, gréseux et pyriteux, formant une lentille de 5 à 6 m d'épaisseur à peu de distance des grès feldspathiques à Naux ou en couches plus minces, grésopélitiques au Bois-Saint-Jean.

3° *Des phyllades peu siliceux*, plus fins, très fissiles, se débitant généralement en éclis, forment trois horizons épais de 10 à 20 m ; le niveau supérieur se situe directement sous les quartzophyllades de Braux, les niveaux médian et inférieur respectivement à quelque 400 et 600 m du sommet de la formation.

Selon Asselberghs (1946), la puissance de la formation des phyllades de Levrézy atteindrait 715 m dans la vallée de la Meuse pour se réduire à 450 m en bordure du Massif du Serpont.

2) Le Gedinnien supérieur.

Le Gedinnien supérieur est constitué par les formations d'Oignies (G2a) et de Saint-Hubert (G2b).

La *formation d'Oignies* (G2a) est largement représentée dans l'unité d'Opont où elle constitue le flanc sud du synclinal de Redu. Dans l'unité de Carlsbourg, elle forme le sous-sol de la région située à l'Est du méridien de Bièvre et au Nord d'une ligne passant par Plainevaux, Nolleaux, Offagne, Jehonville et Ochamps.

Elle est formée de phyllades à nodules carbonatés, très souvent décalcifiés, alternant avec des bancs de quartzite micacé ou d'arkose. Les teintes des roches sont variables : en dehors des zones métamorphiques, les roches montrent souvent des bigarrures violacées à rougeâtres sur un fond verdâtre (faciès d'Anloy de Asselberghs, 1946) ; dans les zones métamorphiques, les teintes rougeâtres s'estompent par réduction progressive du pigment hématitique et se réduisent à quelques taches violacées (schistes tachetés) avant de disparaître complètement pour faire place à des teintes uniformément vertes. Il en résulte que les teintes rouges à

violacées qui permettent habituellement de distinguer la formation d'Oignies de celle de Saint-Hubert ne peuvent être utilisées dans les zones métamorphiques où les faciès sont uniformément verts.

Fort heureusement, la formation d'Oignies se caractérise encore par la présence de plusieurs niveaux arkosiques qui font pratiquement défaut dans la formation de Saint-Hubert. Bien connues sur les deux flancs du synclinal de Redu (Asselberghs, 1946 ; Fabry, 1943) et aussi aux environs de Gedinne (Fourmarier, 1911, 1925) et de Vresse (Asselberghs, 1927), les formations arkosiques, généralement en bancs lenticulaires, se distribuent essentiellement entre trois niveaux qui ont permis d'établir, de haut en bas, la succession lithostratigraphique décrite ci-après d'après les observations recueillies dans la partie occidentale de l'unité d'Opont.

- Schistes micacés, bleu verdâtre à taches rouges passant vers l'Ouest à des faciès plus franchement rouges avec parfois, mais rarement, quelques passées grésfeldspathiques ≈ 250 m
- Schistes arkosiques et grès feldspathiques à grain fin (niveau n° 3) ≈ 30 m
- Schistes parfois très fins, mais généralement plus ou moins quartzeux et micacés ≈ 30 m
- Grès en bancs de 2 à 3 m, à grain fin, à stratifications obliques alternant avec des schistes tachetés ; les grès prennent souvent l'aspect quartzitique 110 m
- Quartzite feldspathique, passant localement à une arkose plus grossière, alternant avec des pélites schistuses plus ou moins feldspathiques (niveau n° 2) 50 m
- Schistes gréseux micacés avec plus rares horizons gréseux 250 m
- Grès, grès phylliteux et arkoses conglomératiques en bancs alternant avec des schistes gréseux micacés (niveau n° 1) 10 à 20 m
- Alternance de schistes et de grès ; toutes les roches sont très micacées ; les bancs de grès subordonnés peuvent atteindre 2 à 3 m d'épaisseur ≈ 140 m

Au total, la formation d'Oignies atteint une puissance de quelque 870 m, le passage aux phyllades de Levrézy étant marqué par l'apparition des teintes nettement plus sombres.

La *formation de Saint-Hubert* (G2b) se présente sous deux faciès différents.

A l'Ouest du méridien de Carlsbourg, soit en dehors de la zone métamorphique, elle se présente sous le *faciès de Laforêt* (Asselberghs, 1946) caractérisé par la prépondérance des roches phylladeuses dont les teintes vont du bleu au vert bleuâtre. A l'Est du méridien de Carlsbourg et entièrement dans la zone métamorphique, domine le *faciès de Sainte-Marie* (Asselberghs, 1946) qui se marque par la teinte très foncée

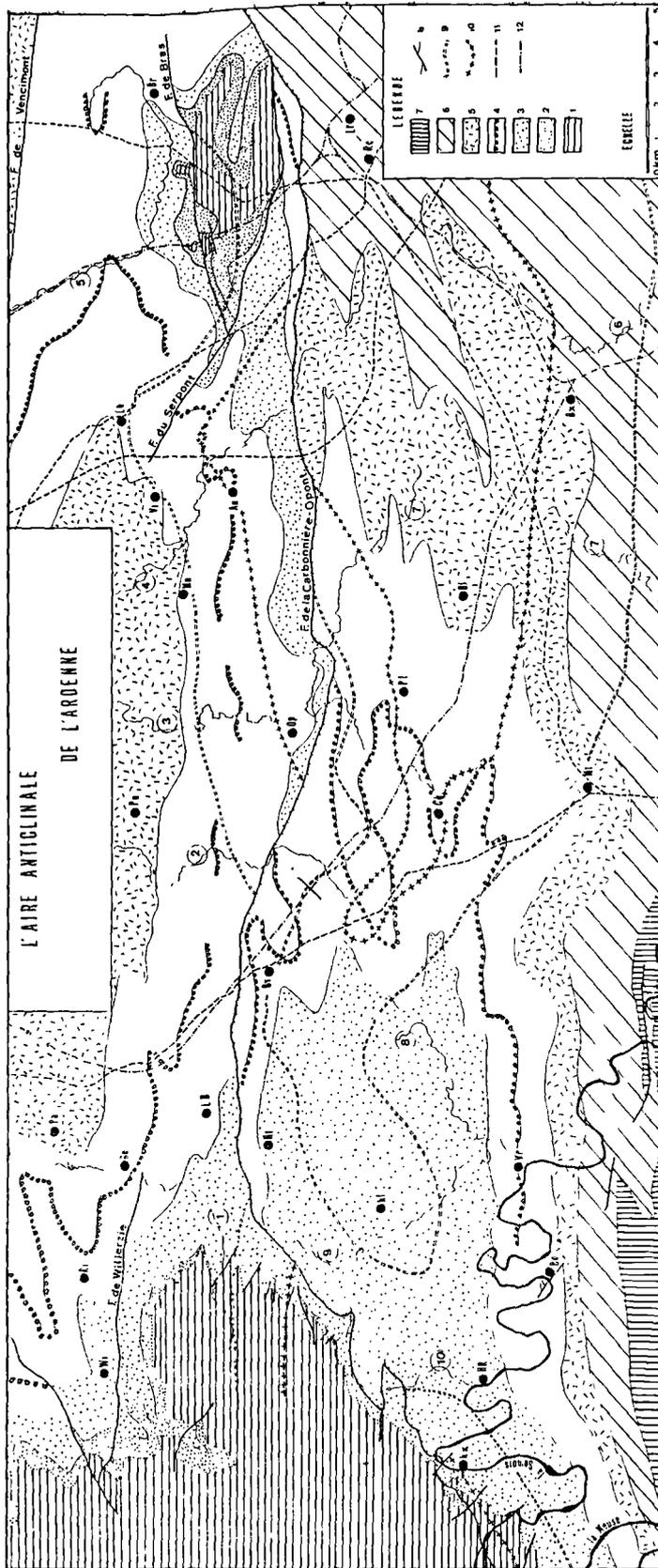


Fig. 1. — L'aire anticlinale de l'Ardenne. — Carte géologique.

Légende : 1, Cambrien. — 2, Gedinnien inférieur (G1a), formation du conglomérat de Fépin. — 3, Gedinnien inférieur (G1b), formation des phyllades de Levrézy. — 4, Gedinnien supérieur (G2a), formation d'Oignies avec le niveau arkosique moyen. — 5, Gedinnien supérieur (G2b), formation de Saint-Hubert. — 6, Siegenien inférieur (Sg1), formation des phyllades d'Anlier. — 7, Siegenien moyen (Sg2), formation des calcaréophyllades de Bouillon. — 8, faille. — 9, limite entre la zone non métamorphique et la zone métamorphique externe. — 10, limite entre la zone métamorphique externe et la zone métamorphique interne. — 11, route principale. — 12, ligne de chemin de fer.

①, La Houille. — ②, Ruisseau des Rives. — ③, L'Ôur. — ④, La Lesse. — ⑤, La Lomme. — ⑥, La Vierre. — ⑦, Ruisseau des Aieines. — ⑧, Ruisseau du Ruadmoulin. — ⑨, Ruisseau de Nafruiture. — ⑩, Ruisseau de Saint-Jean-An. Anloy. — B₀, Bohan. — Br. Bras. — Bv. Bièvre. — Bx. Bertrix. — Cd, Carlsbourg. — Ge, Gedinne. — HR, Hautes-Rivières. — Ht, Houdremont. — Lb, Libin. — LD, Louette-Saint-Denis. — Lt, Libramont. — Mn, Maissin. — Mt, Mennuchenet. — Nf, Nafruiture. — Nx, Naux. — Of, Offagne. — Op, Opont. — Pa, Patignies. — Pl, Paliseul. — Po, Porcheresse. — Rc, Recogne. — Ri, Rienne. — Vi, Villance. — Wl, Willezie.

(bleu à bleu-noir) des quartzites et des phyllades, et l'apparition de minéraux de métamorphisme comme l'ilménite et la biotite.

Dans les deux faciès, les quartzites sont toujours très micacés mais, vers le sommet de la formation, le ciment phylliteux fait place progressivement à un ciment calcaire, assurant ainsi un passage graduel aux roches plus carbonatées du Siegenien inférieur. La puissance de la formation a été estimée à 500 m au flanc sud de l'anticlinal de l'Ardenne.

3) Le Siegenien inférieur.

Le Siegenien inférieur (Sg1) dans la région étudiée intéresse uniquement la bordure méridionale de l'unité de Carlsbourg où il se présente sous le faciès d'Anlier (Asselberghs, 1946). Il est essentiellement constitué de phyllades et quartzophyllades bleu-noir, souvent très fissiles renfermant accessoirement des bancs métriques de quartzite gris à gris-bleu à ciment carbonaté ou à concrétions carbonatées. Plusieurs horizons de phyllades fins et très fissiles, d'épaisseur métrique à décamétrique, ont fait l'objet d'exploitation ardoisière à Alle, Rochehaut, Bellevaux et Fays-les-Veneurs. Selon Asselberghs (1946), la puissance du Siegenien inférieur, de 450 m en Ardenne française, irait en croissant vers l'Est pour atteindre un millier de mètres au méridien de Bertrix.

II. — L'UNITE D'OPONT

1) La structure.

La structure de l'unité d'Opont est dominée par deux plis principaux : au Nord, le synclinal de Redu, dont la zone axiale entre Patignies et Libin laisse affleurer la formation de Saint-Hubert (G2b) et au Sud, l'anticlinal du Serpont ouvert sur la formation de Levrézy (G1) dont la bande d'affleurement est interrompue entre Louette Saint-Denis et le Ruisseau des Rives par la faille de la Carbonnière-Opont.

A l'Est, la surélévation du Serpont (d N10° W) est responsable de l'élargissement de l'anticlinal ouvert sur le Cambrien et des fermetures périclinales du niveau arkosique médian de la formation d'Oignies dans la vallée de la Lomme et le long de la route de Recogne à Saint-Hubert.

A l'Ouest, l'aire de surélévation de Rocroi se complique de quelques plis secondaires allongés sur une dizaine de kilomètres soit, du Nord au Sud : le synclinal des Rousseries (d N65° E), l'anticlinal du Ruisseau du Moulin (d N65° E) et le synclinal de Willerzie dont l'axe d'abord dirigé N70° E s'infléchit vers le Sud pour prendre une orientation subméridienne avant de pénétrer dans le massif cambrien.

Toute la bordure orientale et septentrionale du massif de Rocroi est disloquée par un réseau de failles qui apparaissent comme des décrochements senestres

à l'exception des failles de Naux et de Willerzie dont le jeu apparent est dextre.

A l'Est, le Massif de Serpont est, lui aussi, découpé par deux accidents : la faille de Bras au Nord qui semble avoir joué comme une faille inverse et la faille du Serpont au Sud qui apparaît comme un décrochement dextre.

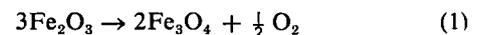
2) La schistosité.

La schistosité qui affecte toutes les roches, assez fruste dans les quartzites, beaucoup plus régulière et continue dans les pélites, montre une orientation différente d'Ouest en Est. A l'Ouest du méridien de la gare de Gedinne, la schistosité est toujours dirigée N50 à 60° E inclinant de 20 à 50° vers le SE. A l'Est du Ruisseau des Rives, la schistosité est orientée E-W et incline au Sud suivant des angles plus variables de 30 à 80°. Le changement d'orientation s'opère dans une bande large de 5 à 6 km comprise entre le méridien de la gare de Gedinne et la vallée du Ruisseau des Rives.

3) Le métamorphisme prograde.

Le métamorphisme prograde se manifeste dans deux secteurs distincts : à l'Ouest, il intéresse essentiellement le massif cambrien de Rocroi et son étroite bordure gedinnienne à l'Ouest de la faille de la Carbonnière-Opont ; à l'Est du Ruisseau des Rives, les faciès métamorphiques occupent un secteur plus étendu englobant la formation d'Oignies au flanc sud du synclinal de Redu et le Gedinnien inférieur comme le Cambrien de l'anticlinal du Serpont.

Dans la formation d'Oignies, le métamorphisme se traduit essentiellement par la réduction de l'hématite à l'origine de la néogenèse de magnétite conformément à la réaction :



La divariance de l'équilibre (1) qui dépend à la fois de la température, de la pression et de la fugacité de l'oxygène, permet de distinguer (Beugnies *et al.*, 1981) une zone externe à hématite et magnétite et une zone interne à magnétite seule.

Une telle distinction est aisée sur le terrain où la zone externe se caractérise par la persistance des teintes rouges ou violacées, les roches prenant l'aspect de "schistes tachetés" alors que dans la zone interne, les teintes sont uniformément vertes.

Dans les autres formations gedinniennes comme dans celles du Siegenien inférieur, l'observation montre que la zone externe se caractérise le plus souvent par le développement des seuls porphyroblastes d'ilménite à l'exclusion de la biotite ou de l'amphibole. La zone interne, à l'Ouest du méridien de Libramont, se reconstruit à ses faciès à biotite et ilménite dans les schistes de Saint-Hubert comme dans les quartzophyllades de

Braux, faciès particulièrement bien exprimés dans les "cornéites", et à ses porphyroblastes d'amphiboles dans les calcaréophyllades du Siegenien inférieur.

Dans le secteur oriental, les zones métamorphiques ainsi définies sont grossièrement allongées d'Ouest en Est, dessinant une avancée septentrionale au méridien de Libin pour s'incurver ensuite vers le Sud, au droit de la surélévation du Serpont.

Dans le secteur occidental, les zones métamorphiques prolongent celles qui ont été précédemment reconnues dans le massif de Rocroi (Beugnies *et al.*, 1982).

III. — L'UNITE DE CARLSBOURG

1) La structure.

La structure de l'unité de Carlsbourg est celle d'un anticlinorium à ennoyage oriental où l'on distingue du Nord au Sud :

- l'anticlinal de Bièvre et le synclinal de Bellefontaine dont l'extension orientale est interrompue par la faille de la Carbonnière-Opont au méridien de Naomé ;
- l'anticlinal de Naomé dont l'axe passe par Framont et Ochamps avant de buter sur la faille de la Carbonnière-Opont ;
- le synclinal de Monceau qui se poursuit jusqu'à l'extrémité orientale de l'aire étudiée ;
- l'anticlinal d'Oizy, pli principal de l'anticlinorium, qui se divise en deux anticlinaux à l'Est d'Oizy : au Nord, l'anticlinal de Paliseul dont l'axe passe par Jehonville et Recogne et au Sud, l'anticlinal de Bertrix ; les deux anticlinaux sont séparés par le synclinal de Carlsbourg qui se poursuit vers Offagne et Recogne.

Tous les plis sont très adoucis avec des pendages de 20 à 50°, les allures plus redressées étant confinées au voisinage immédiat des charnières et l'orientation moyenne des axes reste voisine de la direction Est-Ouest.

L'ennoyage oriental est interrompu par une surélévation subméridienne passant par Naomé et le carrefour de Menuchenet et dont les effets se traduisent par l'élargissement de l'anticlinal de Paliseul et les fermetures périclinales des synclinaux de part et d'autre de la route de Menuchenet à Bouillon.

2) La schistosité.

La schistosité, orientée Est-Ouest à l'Est du méridien de Hautes-Rivières, se caractérise généralement par une inclinaison Sud de 25 à 50°, inclinaison qui se réduit fortement au Nord de Nafraiture et de Monceau où il est fréquent d'observer des allures subhorizontales avec

des inclinaisons de 5 à 10° vers le Sud et, exceptionnellement, vers le Nord.

A l'Ouest du méridien de Hautes-Rivières, on commence à observer des orientations quelque peu différentes variant de N90° E à N50° E.

3) Le métamorphisme.

Le métamorphisme est bien développé dans l'unité de Carlsbourg où l'aire principale s'étale sur 38 km entre Nafraiture et Libramont. Les isogrades qui dessinent une double courbure entre Bièvre et Framont, se ferment à l'Ouest et s'ouvrent largement à l'Est où elles sont interrompues par la faille de la Carbonnière-Opont.

Une deuxième aire métamorphique, beaucoup plus réduite, reconnue à l'Ouest de Hautes-Rivières, représente le prolongement de la partie méridionale de l'aire métamorphique du massif de Rocroi (Beugnies *et al.*, 1981).

IV. — LA FAILLE DE LA CARBONNIERE-OPONT

Accident majeur de la région étudiée, la faille de la Carbonnière-Opont a été suivie sur un parcours de 47 km à l'Est de Naux. A l'Ouest de Naux, elle s'identifie à la faille de la Carbonnière qui affecte la partie méridionale du massif de Rocroi sur une distance de plus de 12 km avant de s'amortir au méridien de Montcornet (Beugnies, 1962).

A l'Est du Serpont, elle se poursuit jusqu'aux environs de Remagne où l'importance de son rejet apparent rend très probable son prolongement oriental sur plusieurs kilomètres.

Là où on peut l'observer, notamment dans le ravin de la Gire à l'Ouest de Naux (Beugnies et Chavepeyer, 1981) et dans la vallée de la Semois au Nord de Naux, on constate qu'il s'agit d'une faille inclinée de 20 à 30° vers le Sud-Est.

Sa faible inclinaison vers le Sud-Est ou vers le Sud suivant que le secteur envisagé se situe à l'Ouest ou à l'Est du méridien d'Houdrémont, est confirmée par l'allure de son tracé au passage des vallées encaissées comme c'est le cas pour le Ruisseau de Saint-Jean et ses affluents aux environs de Linchamps ou le Ruisseau de Brou au Nord-Ouest de Framont.

Le contact anormal est généralement net sans interposition de zone bréchiée comme on peut le voir dans le ravin de la Gire où les phyllades reviniens reposent directement sur les schistes de Levrézy en concordance de schistosité ou encore dans la vallée de la Semois où le contact est simplement souligné par un remplissage de quartz laiteux dont l'épaisseur n'excède pas

0,40 m. Il est par ailleurs fréquent d'observer au voisinage de l'accident une plus grande fréquence de filons, filonnets et amas lenticulaires de quartz généralement étalés suivant les joints de schistosité. Au contact de la faille, la schistosité est parfois rebroussée mais la bréchiation est absente.

L'âge hercynien de la faille de la Carbonnière-Opont ne fait aucun doute. Elle est antérieure aux décrochements qui l'affectent de leur rejet tout au long de la bordure orientale du massif de Rocroi, décrochements qui sont eux-mêmes antérieurs aux dépôts jurassiques comme on peut le constater aux environs de Rimogne et de Renwez. Son tracé dans la région étudiée met encore en évidence sa postériorité vis-à-vis du métamorphisme prograde, de la schistosité et des plis de la couverture dévonienne. Il s'agit donc d'un accident directionnel relativement tardif du diastrophisme hercynien de l'Ardenne mais antérieur toutefois à la fracturation transversale.

Pour en préciser le mécanisme générateur, il est nécessaire de procéder à une analyse détaillée du site géologique environnant. En se référant aux nombreux exemples de failles directionnelles, faiblement pentées vers le Sud, qui découpent le massif ardennais, on est d'abord tenté d'assimiler l'accident à un chevauchement à polarité Nord, interprétation qui a d'ailleurs été retenue par les auteurs qui ont étudié la faille d'Opont (Asselberghs, 1944, 1944a) ou la faille de la Carbonnière (G. Waterlot, 1937 ; Beugnies, 1962).

Le chevauchement vers le Nord-Ouest est en outre clairement évident dans le ravin de la Gire. Cependant, une telle interprétation se heurte à un certain nombre d'"anomalies" que nous précisons ci-après :

- dans l'unité de Carlsbourg, entre les méridiens de Nafraiture et de Framont, l'aire métamorphique est séparée de la faille par une bande plus ou moins large de roches non métamorphiques, ce qui implique l'existence avant le chevauchement d'une structure non métamorphique entre les unités de Carlsbourg et d'Opont. Or, à l'Ouest de Naux, là où la faille réduit progressivement son rejet dans le massif cambrien, le métamorphisme est confiné à une aire unique qui se ferme à l'Est de Maubert-Fontaine ;
- si l'on excepte le ravin de la Gire, en aucun endroit la faille ne montre le caractère si fréquent des chevauchements souligné par une superposition stratigraphique inverse. Au contraire, dans toute l'aire étudiée la lèvre méridionale de l'accident est toujours constituée de couches plus récentes que celles de la lèvre septentrionale.

Ces "anomalies" nous ont conduit à renoncer à l'hypothèse du chevauchement à polarité nord et à rechercher dans les deux unités, des éléments de comparaison relatifs à la paléogéographie, la structure, le métamorphisme, susceptibles de préciser le mécanisme générateur de la faille.

Parmi les éléments paléogéographiques, nous avons retenu les faciès du niveau arkosique médian de la formation d'Oignies généralement représenté par des quartzites feldspathiques à grain millimétrique mais qui passe régionalement à des arkoses conglomératiques à éléments pisaires. Dans l'unité d'Opont, les faciès grossiers sont confinés à la région d'Anloy-Libin (carte 2). Dans l'unité de Carlsbourg, des faciès grossiers analogues s'observent uniquement dans une région s'étendant de Bièvre à Vresse et qui ne dépasse pas, vers l'Est, le méridien de Carlsbourg. Le décalage entre les deux régions à faciès grossier de part et d'autre de la faille atteint 18 km.

Les éléments structuraux retenus concernent les aires orientales de surélévation et l'allure de la schistosité. Dans l'unité d'Opont, la seule aire de surélévation reconnue est celle du Serpont, de direction méridienne et, dans l'unité de Carlsbourg, c'est l'axe sub-méridien de Menuchenet. Les deux surélévations sont décalées de 18 km. La zone de variation directionnelle de la schistosité assurant la transition entre l'orientation N90° E et l'orientation N60° E se situe :

- entre le méridien de Gedinne-gare et la vallée du Ruisseau des Rives dans l'unité d'Opont ;
- entre le méridien de Hautes-Rivières et la vallée de la Meuse dans l'unité de Carlsbourg.

Les deux zones de transition sont décalées de 15 à 16 km.

Les isogrades du métamorphisme dessinent une allure en S entre Libin et le Serpont dans l'unité d'Opont, entre Bièvre et Naomé dans l'Unité de Carlsbourg, deux aires décalées l'une de l'autre de 17 km.

Dans tous les cas, les décalages observés correspondent à une position plus occidentale des éléments appartenant à l'unité de Carlsbourg.

La concordance des valeurs enregistrées nous incline à penser que les décalages résultent du jeu horizontal de la faille de la Carbonnière-Opont qui apparaît de la sorte comme un coulissage dextre dont l'amplitude de 18 km en fait un accident majeur de l'orogène hercynien de l'Ardenne.

La translation longitudinale s'accompagne encore d'un glissement Nord-Sud de l'unité de Carlsbourg. En effet, si l'on admet l'unicité de l'aire métamorphique de Rocroi-Paliseul-Libramont, hypothèse très vraisemblable si l'on en juge par l'existence d'une seule aire métamorphique au flanc méridional du massif de Rocroi où le jeu de la faille se réduit progressivement, on est amené à voir dans l'unité de Carlsbourg la couverture de l'unité d'Opont qui aurait glissé sur le plan de faille du Nord vers le Sud sur une distance de 2 à 3 km.

En attribuant à la faille de la Carbonnière-Opont la signification d'un cisaillement dextre longitudinal doublé d'un glissement à polarité sud, il est encore

possible d'expliquer un certain nombre de particularités structurales de l'aire anticlinale de l'Ardenne.

- *Le style chevauchant de la faille dans le ravin de la Gire* tire simplement son origine du caractère dextre de l'accident.
- *L'allure subhorizontale de la schistosité* dans l'unité de Carlsbourg au Nord d'une ligne passant par Nafraiture et Monceau résulte de l'étalement des couches au cours du glissement vers le Sud, étalement favorisé par la faible inclinaison du plan de faille telle que le suggère la trace de l'accident entre Naomé et Houdemont.
- *Les plis secondaires de direction N50 à 60° W* qu'on observe dans l'unité d'Opont à l'Est de la vallée de l'Oûr n'existent pas dans l'unité de Carlsbourg, impliquant pour leur genèse une phase de déformation qui ne peut être antérieure au coulissage de la faille de la Carbonnière-Opont. Par contre, ces plis ont une direction axiale approximativement normale à la résultante des translations Nord-Sud et Est-Ouest de l'unité de Carlsbourg, ce qui permet de les interpréter comme des plis d'entraînement contemporains du cisaillement. On remarque en outre que la faille du Serpont, déclenchée dans la zone de charnière de l'un de ces plis se raccorde à la faille de la Carbonnière-Opont, au Nord-Est de Libramont.
- La plupart des failles qui découpent la bordure orientale du massif de Rocroi témoignent d'un enfoncement de la lèvre nord-orientale jouant dans le même sens que l'ennoyage de Redu séparant les surélévations de Rocroi et du Serpont. Il s'agit là

d'une fracturation tardive nettement postérieure à la faille de la Carbonnière-Opont.

Toutefois, la surélévation de Menuchenet dans l'unité de Carlsbourg, équivalente de la surélévation du Serpont dans l'unité d'Opont, est moins nettement accusée que cette dernière, ce qui laisse supposer que les mouvements de soulèvement dans les zones de culmination de Rocroi et du Serpont amorcés avant le cisaillement, se sont poursuivis après, entraînant la fracturation transversale à laquelle il faut sans doute rattacher la faille de Bras qui fait chevaucher le massif du Serpont sur son flanc septentrional.

CONCLUSION

L'élément structural dominant de l'aire anticlinale de l'Ardenne est incontestablement le cisaillement dextre de la Carbonnière-Opont suivi sur un parcours de plus de 60 km avec un rejet atteignant une ampleur de 15 à 18 km.

Il confirme l'existence, au cours de l'orogénèse hercynienne de l'Ardenne, d'une phase de déformation caractérisée par des translations de direction Est-Ouest que des analyses structurologiques régionales avaient déjà décelées dans le synclinal de Namur (Colbeaux, 1974, 1977), dans les lambeaux de poussée au front de la faille du Midi (Beugnies, 1976 ; Colbeaux, 1978), dans le synclinorium de Dinant (Beugnies, 1965) et dans les massifs de Rocroi (Beugnies, 1962) et de Givonne (Beugnies, 1976a).

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ASSELBERGHS E. (1924). — Les ardoisières du Dévonien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belg.*, t. 25, p. 1037-1098.
- 2) ASSELBERGHS E. (1927). — Le synclinal de l'Eifel et l'anticlinal de Givonne dans les Ardennes française et belge, à l'Ouest de Betrix-Herbeumont. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, t. 4, p. 1-101.
- 3) ASSELBERGHS E. (1944). — Découverte de traits tectoniques dans la région anticlinale de l'Ardenne. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, n° 13.
- 4) ASSELBERGHS E. (1944a). — Sur deux failles importantes dans la zone anticlinale de l'Ardenne. *Bull. Ac. R. Belg.*, 5^e série, t. 29, p. 743-758.
- 5) ASSELBERGHS E. (1946). — L'Eodévonnien de l'Ardenne et des Régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, n° 14.
- 6) BEUGNIES A. (1962). — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. France*, vol. 270.
- 7) BEUGNIES A. (1965). — Le décrochement de Barbençon-Erquelines. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXV, p. 265-272.
- 8) BEUGNIES A. (1976). — Le lambeau de poussée hercynien de la Tombe (Ardenne belge). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVI, p. 27-74.
- 9) BEUGNIES A. (1976a). — Structure et métamorphisme du Paléozoïque de la région de Muno. un secteur-clef du domaine hercynien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belg.*, 6^e liv., p. 481-509.
- 10) BEUGNIES A. et CHAVEPEYER G. (1981). — Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif Cambrien de Rocroi. La zone à magnétite. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, n° 31, p. 135-149.
- 11) BEUGNIES A., CHAVEPEYER G. et MERCIER M. (1980). — Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif cambrien de Rocroi. Les zones à chloritoïde et ilménite. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. C, p. 131-138.

- 12) COLBEAUX J.P. (1974). — Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois. *C.R. Ac. Sc. Paris*, t. 278, D, p. 1159-1161.
- 13) COLBEAUX J.P. (1978). — Cinématique de la déformation au front de la faille du Midi : les carrières du Pont à Nôle (Sud de la Belgique), carrière Napoléon (Nord de la France). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVIII, p. 167-177.
- 14) CORIN F. (1931). — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie tenue à Libramont du 12 au 15 septembre 1931. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 54, p. 413-455 ou *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 42, p. 101-108.
- 15) DUMONT A., (1847). — Mémoire sur les terrains ardennais et rhénans de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condroz. *Mém. Ac. roy. Belg.*, n° 20, p. 45-52.
- 16) FABRY J. (1943). — Recherches sur les kaolins de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 66, p. 150-160.
- 17) FOURMARIER P. (1911). — Le Gedinnien de l'Anticlinal de l'Ardenne entre les massifs cambriens de Rocroy et de Serpont. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 38, Mém., p. 40-76.
- 18) FOURMARIER P. (1925). — Le Gedinnien entre Gedinne et Paliseul. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. 48, p M 3-14.
- 19) GAIBAR-PUERTAS C. et HOGE E. (1951). — Description et interprétation provisoire de quelques observations géomagnétiques et géologiques effectuées sur le Massif de Serpont. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 60, p. 374-397.
- 20) GEUKENS F. et RICHTER D. (1962). — Problèmes géologiques dans le Massif de Serpont (Ardennes). *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 70, p. 196-212.
- 21) GOSSELET J. (1884). — Sur la faille de Remagne et le métamorphisme qu'elle a produit. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. XI, p. 176-190.
- 22) GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Carte géol. France*.
- 23) RENARD A. (1882). — Les roches grenatifères et amphiboliques de la région de Bastogne. *Bull. Mus. roy. Hist. nat. Belg.*, t. I, p. 1-55.
- 24) STAINIER X. (1907). — Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne (Belgique). *Ac. roy. Belg.*, Mém. in-4°, (2), t. I.
- 25) WATERLOT G. (1937). — Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 39, n° 195.

— — — — —

Prospection géophysique appliquée à la reconnaissance de gisements de matériaux sur le plateau de Rocroi (Ardennes) (*)

par Henri MAILLOT (**), Marc DEBEY (***), François DI COLA (***),
Pascal REMY (***), Christophe VERWEIRDE (***) et Francis MEILLIEZ (****)

Résumé. — La prospection électrique par courant continu, associée aux tirs sismiques et à une campagne de sondages mécaniques, permet d'étudier les conditions de gisement de sables localisés sur le plateau de Rocroi. Cette prospection a pour but essentiel de définir la géométrie des dépôts. Les implications géotechniques, géologiques, hydrogéologiques sont ensuite discutées. Une méthodologie géophysique de reconnaissance des autres gisements sableux est proposée.

Abstract. — Seismic and electric geophysical investigations had been done on the landenian (?) sands close to Rocroi (Ardennes) between Sevigny-la-Forêt and Bourg-Fidèle. They show a deposit more spotty than shown on the geological map. Geological and hydrogeological implications are discussed. A geophysical methodology is suggested for the geotechnical prospection of sands.

INTRODUCTION

L'objectif fixé au départ de cette étude consiste à vérifier l'extension géographique des sables, réputés landéniens (Barrois, 1879 ; G. Waterlot, 1948), figurés sur la carte géologique au 1/50.000 de Rocroi (G. Waterlot *et al.*, 1963), entre Sévigny-la-Forêt et Bourg-Fidèle (fig. 1).

A cette fin, trois méthodes de mesures géophysiques ou de sondages sont associées : prospection électrique par courant continu, prospection par sismique réfraction, sondages par tarières à main ou mécanique. La

(*) Ce travail de recherche appliquée a pris en compte un certain nombre de résultats qui émanent de levés, sondages mécaniques ou mesures géophysiques réalisés par les élèves de la promotion 1981-1984 du Département de Géotechnique - Génie civil de l'Ecole Universitaire d'Ingénieurs de Lille (E.U.D.I.L.) lors d'un stage intégré avec la collaboration du laboratoire du Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement (C.E.T.E.) de Saint-Quentin.

(**) Ecole Universitaire d'Ingénieurs de Lille (E.U.D.I.L.) et E.R.A. n° 764 du C.N.R.S., Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie, U.E.R. des Sciences de la Terre.

(***) Elèves Ingénieurs de l'E.U.D.I.L., Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

(****) E.U.D.I.L. et Laboratoire de Géologie Structurale, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

Note présentée le 3 Novembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 2 Février 1983.

méthodologie du travail est basée sur la comparaison constante entre les résultats numériques et les faits. Elle est comparable à celle qui avait été mise en

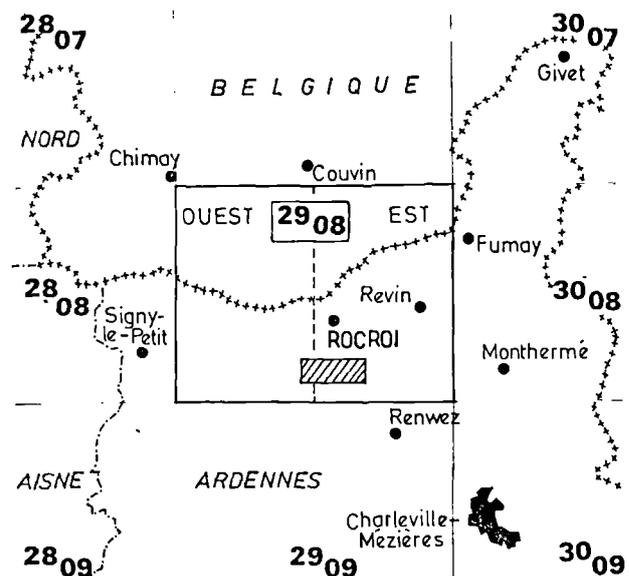


Fig. 1. — Situation de la région étudiée (le découpage topographique est celui actuellement employé par l'Institut Géographique National pour ses cartes au 1/25.000).

œuvre pour reconnaître un contact faillé à l'Est de Lille (Maillot *et al.*, 1981).

Seront successivement envisagés dans cette note :

- la présentation rapide des deux méthodes géophysiques utilisées,
- la méthode d'étude,
- le matériel utilisé,
- l'étude des extensions du faciès sableux dans la région comprise entre Bourg-Fidèle et Sévigny-la-Forêt.

I. — RAPPEL DU PRINCIPE DES DEUX METHODES GEOPHYSIQUES UTILISEES

A) METHODE ELECTRIQUE

Cette méthode est basée sur les variations de conductibilité de terrains différents, ce qui permet de les distinguer en calculant leurs résistivités (Bertrand, 1967 ; Lasfargues, 1957).

La résistivité d'une roche est fonction essentiellement :

- de la teneur en eau,
- de la nature du fluide d'imprégnation,
- de la porosité,
- de la surface spécifique,
- de la lithologie.

Les valeurs des résistivités généralement mesurées dans les roches ainsi que les principes du traîné et du sondage électrique sont précisés par Maillot *et al.* (1981).

Lorsque les mesures sont effectuées sur des roches poreuses (sables par exemple), l'influence des teneurs en eau sur le comportement géorésistif est importante. Lors des mesures réalisées dans la région de Sévigny-Bourg-Fidèle, les conditions climatiques très favorables nous ont autorisés à nous affranchir de ce paramètre. Les abaques de la Compagnie Générale de Géophysique (1963) sont utilisés pour dépouiller les résultats numériques.

B) METHODE SISMIQUE

La vitesse de propagation d'une onde sonore permet la caractérisation des terrains sous-jacents à l'émetteur. Généralement, les terrains meubles : sables, argiles,... présentent des vitesses de propagation faibles alors que les roches indurées : calcaires, schistes,... montrent des vitesses plus élevées.

Seule est utilisée ici la sismique réfraction. La méthode conventionnelle est précisée par Astier (1971).

II. — LA METHODE D'ETUDE

Elle est détaillée pour son principe par Maillot *et al.* (1981).

A) CONTEXTE GEOLOGIQUE

1) Contexte régional.

Le massif de Rocroi est un noyau calédonien très déformé, recouvert en discordance par une puissante sédimentation détritique du Paléozoïque supérieur (Beugnies, 1963). Après l'orogénèse hercynienne, l'Ardenne occidentale n'a été qu'épisodiquement et marginalement immergée (G. Waterlot *et al.*, 1973). Par retouches successives, (Voisin, 1981a), cette longue période d'émergence a conduit au modelé d'un plateau convexe, peu incisé par le réseau hydrographique à l'Ouest du méridien de Revin.

Les affleurements du substratum cambrien (schistes, quartzites) y sont rares. Par contre, les formations superficielles y sont très développées et très hétérogènes à l'échelle de l'affleurement (Voisin, 1968).

2) Contexte local.

Entre Sévigny-la-Forêt et Bourg-Fidèle (fig. 2), la carte géologique au 1/50.000 montre un placage de dépôts landéniens entouré de limon (G. Waterlot *et al.*, 1963). Quatre petites carrières y furent autrefois exploitées : deux d'argile à briques de part et d'autre de la RN 51, et deux de sable dans le village de Sévigny-la-Forêt. Une éventuelle reprise d'exploitation du sable a justifié d'en délimiter le gisement, dans un contexte latéral de forte hétérogénéité.

L'observation directe (talus, fossés, fondations, tanière à main) a permis de préciser les termes de diverses successions géologiques possibles sur une même verticale. Elles comportent, de bas en haut, tout ou partie des couches suivantes :

- le substratum sain : schistes et quartzites finement stratifiés, inclinés à 45° vers le sud ;
- le substratum altéré : kaolinisation plus ou moins complète et rubéfaction sur une épaisseur variable (Voisin, 1980) ;
- le sable, blanc ou ocre, localement grésifié, ou formant des encroûtements ferrugineux, véritables latérites embryonnaires (Voisin, 1967, 1981b) ;
- un limon sableux brun clair ;
- des colluvions remaniant tout ou partie des termes précédents.

B) ETALONNAGE GEOPHYSIQUE

Deux méthodes géophysiques nous semblent convenir pour identifier ces successions : la sismique réfraction et les méthodes électriques dont les principes ont été précédemment rappelés.

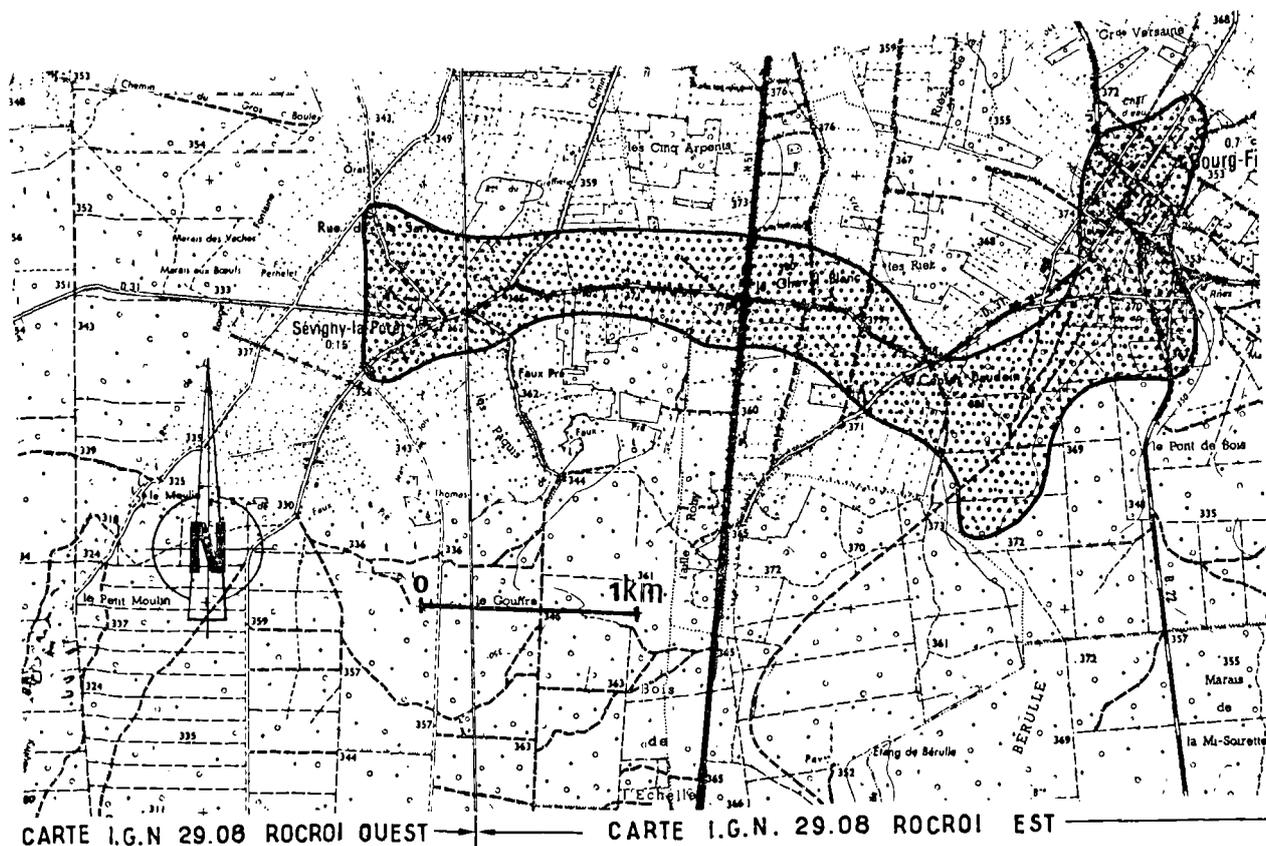


Fig. 2. — Limites des formations landéniennes (e₂₁) d'après la carte géologique au 1/50.000 de Rocroi.

Nous avons vu qu'il était possible de détecter des contrastes résistifs dans les roches localement rencontrées. L'étude sismique peut donner de bons résultats car les variations de vitesse de propagation des ondes dans les différents terrains sont bien marquées.

Un étalonnage préalable est nécessaire. Deux séries de mesures sont effectuées à proximité de zones d'emprunt, là où une coupe géologique précise permet d'étalonner les valeurs des résistivités et des vitesses de propagation du son.

La première zone est localisée à proximité de Rocroi, au point de coordonnées Lambert (zone Nord) $x = 758,400$; $y = 1250,040$. La coupe relevée à proximité montre une succession de limons, de schistes altérés et de schistes sains (*). Les caractéristiques géo-

(*) Sont désignés sous ce vocable à la fois les schistes (s. str.) et les quartzites des formations reviniennes. En effet, une autre campagne de prospection géophysique réalisée aux environs des Mazures a démontré que les deux types lithologiques présentaient des comportements électrique ou sismique proches.

physiques mesurées sur cette succession sont figurées dans le tableau I.

La seconde zone se situe au-dessus de la carrière communale de Sévigny-la-Forêt, au point de coordonnées Lambert (zone Nord) $x = 754,988$; $y = 1245,380$.

Caractéristiques géophysiques de roches	Résistivités ($\Omega.m$)	Vitesse (m/s)
Limons	100	210
Schistes altérés	650	1050
Schistes sains	800	2400

Tableau I. — Caractéristiques géophysiques des formations rencontrées près de Rocroi.

Elle est suffisamment distante de la carrière pour éviter les effets d'air sur les mesures de résistivité. Les résultats sont détaillés dans le tableau II.

Caractéristiques géophysiques	Résistivités (Ωm)	Vitesse (m/s)
Limons	100	212
Sables	1000	580

Tableau II. — *Caractéristiques géophysiques des formations rencontrées sous le village de Sévigny-la-Forêt.*

III. — MATERIEL UTILISE

A) METHODE ELECTRIQUE

Le matériel utilisé pour la réalisation de la prospection électrique est un E.L.E.R. II, construit par la section d'électronique du Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement (C.E.T.E.) de Rouen. Cet appareil permet d'atteindre des profondeurs d'investigation maximales de l'ordre de 20 m dans les terrains que nous avons prospectés. Il mesure des résistivités comprises entre 0 et 100 k Ωm . Il est muni d'un filtre de réjection du courant de 50 Hz induit dans le sol par les lignes du réseau E.D.F.

B) METHODE SISMIQUE

L'appareil de sismique utilisé est de type 1530 C, fabriqué par la firme Bison (U.S.A.). Il permet de mesurer les temps de parcours des ondes sismiques émises par le choc d'un marteau sur une plaque métallique. L'onde est reçue par un géophone. Sur le terrain étudié, nous avons pu placer le géophone à une distance maximale de 60 m du point d'émission, limite imposée par l'amortissement de l'onde sonore dans les terrains superficiels.

C) SONDAGES MECANIQUES

Une sondeuse mécanique de type Hydra-Digger équipée d'une mèche hélicoïdale de 300 mm est utilisée. Les forages réalisés par cette tarière mécanique furent complétés par d'autres effectués à la tarière à main de diamètre 60 mm, commercialisée par la Société Bonne Espérance.

IV. — ETUDE DES CARACTERISTIQUES GEOMETRIQUES DU GISEMENT DE SABLE

L'étude géologique préalable et les renseignements qui proviennent de la carte géologique au 1/50.000 de Rocroi montrent que dans le secteur de Sévigny-la-Forêt / Bourg-Fidèle, les zones où sont situés les sables tertiaires sont vraisemblablement localisées selon les limites reportées sur la fig. 2.

Les sondages à la tarière à main ont montré que l'extension des dépôts sableux d'épaisseur supérieure à 1 m est limitée à l'Ouest de la R.N. 51. En un premier temps, le contraste des résultats géophysiques doit permettre de localiser précisément cette extension.

A) PROSPECTION ELECTRIQUE

1) Choix du maillage et des longueurs de ligne.

Un maillage grossier de l'ordre de 500 m débordant la zone figurée sous le symbole e_n , est réalisé. Il déborde cette zone d'un minimum de 500 m au Nord et au Sud, de 1.000 m à l'Ouest.

La longueur de ligne choisie est égale à : $AB = 16 m$, $MN = 2,5 m$; elle est fonction des premiers étalonnages réalisés.

2) Résultats du trainé électrique.

Les valeurs des résistivités, ainsi que les courbes isorésistives, sont représentées sur la fig. 3.

3) Interprétation des résultats.

Le trainé électrique a révélé une multitude de points présentant une faible résistivité; ce qui exclue à ces endroits la présence de sable. Ces valeurs ont été confirmées par la réalisation de sondages mécaniques réalisés à l'aplomb des mesures électriques.

Quatre points ont donné des résistivités plus importantes (fig. 3). Ces points peuvent correspondre soit à des zones sableuses, soit à des zones où les schistes sains sont peu profonds.

L'indétermination qui suit la prospection électrique nécessite l'emploi d'une autre méthode de mesure permettant de marquer des contrastes entre sables et schistes sains.

B) PROSPECTION SISMIQUE

La prospection par sismique réfraction est donc réalisée. Les résultats numériques constamment comparés aux coupes de sondage permettent de caractériser la vitesse sismique de chacune des formations localement rencontrées (tableau III).

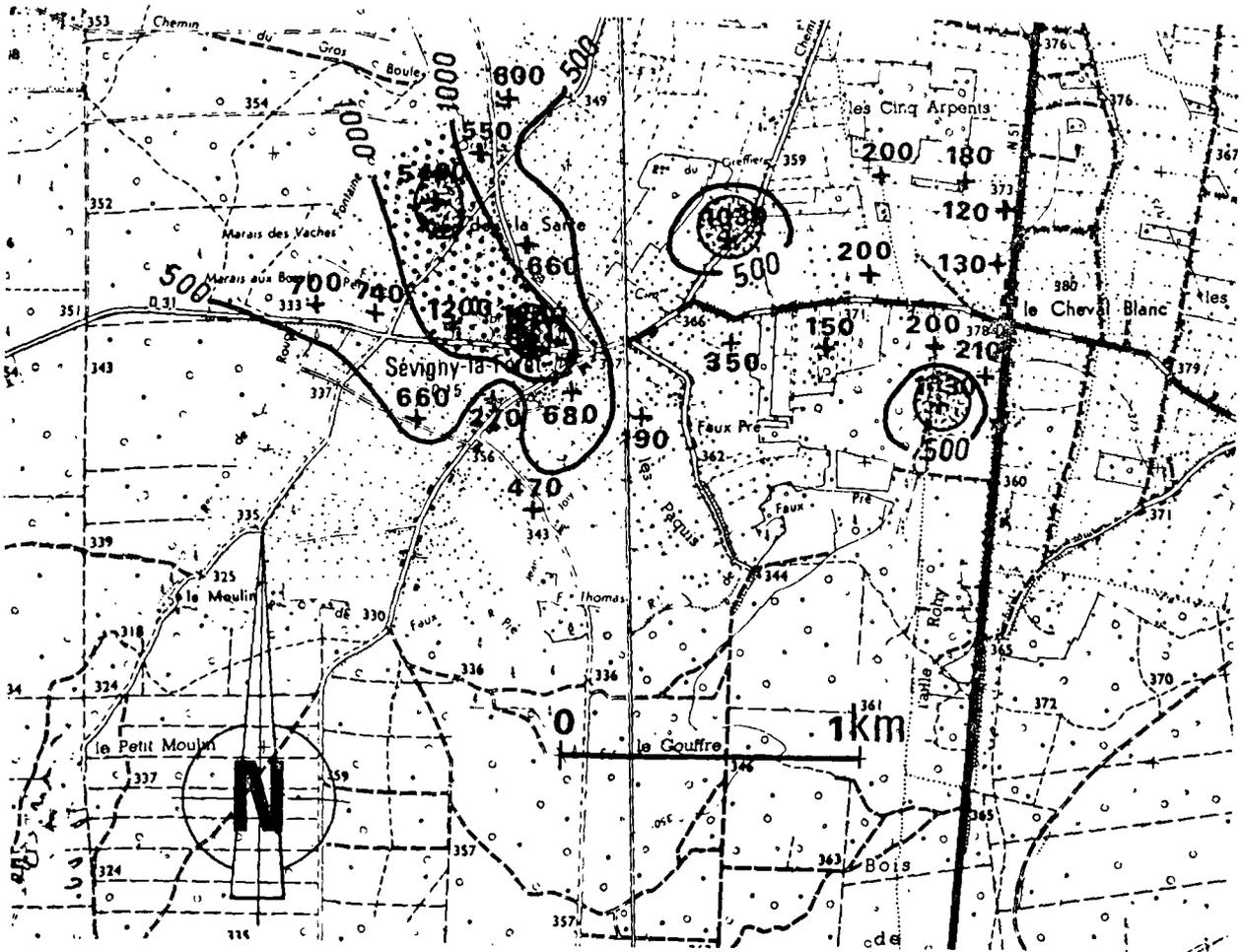


Fig. 3. — Valeur des résistivités mesurées avec une longueur de ligne d'injection de $AB = 16$ m et une longueur $MN = 2,5$ m de mesure des d.d.p.

Les courbes d'isorésistivités font apparaître quatre zones présentant des valeurs élevées.

C) JUMELAGE DES DEUX METHODES

Ainsi, le jumelage entre mesures sismiques et mesures électriques permet de distinguer les formations

sableuses des autres formations et en particulier des schistes sains (organigramme n° 1).

Limons sur schistes altérés sur schistes sains Vitesse faible Résistivité faible	Limons sur SABLES sur schistes sains VITESSE FAIBLE RESISTIVITE FORTE	Limons sur colluvions sur schistes sains Vitesse forte Résistivité forte
--	---	--

- Organigramme 1:

1) Limite d'extension.

Appliquée à la reconnaissance sur les zones fortement résistives, cette méthode de mesures couplées permet de différencier exactement les sables (forte résistivité, vitesse faible) des autres roches (autres comportements géophysiques). Les limites sont reportées sur le plan de la fig. 4 : elles montrent que seule la zone comprise sous une partie du village de Sévigny-la-Forêt est sableuse.

NATURE LITHOLOGIQUE DE LA FORMATION	FOURCHETTES DES VITESSES EXPRIMEES EN m/s
Limons	200 à 380
Sables	500 à 650
Schistes altérés	785 à 1100
Colluvions	1050 à 1170
Schistes sains ou quartzites	1780 à 8500

Tableau III. — Valeurs des vitesses mesurées dans les principales formations de la région de Sévigny-la-Forêt.

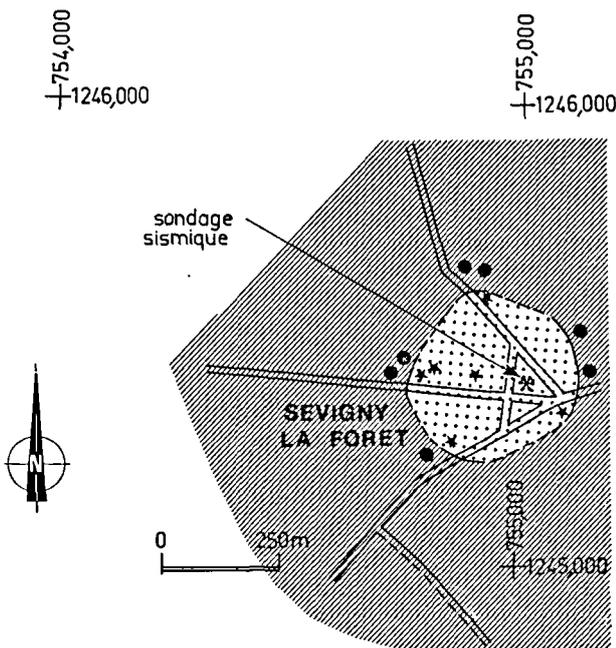


Fig. 4. — Extension du gisement de sable.

- fortes résistivités, vitesses faibles
- autre comportement géophysique
- sondages mécaniques n'ayant pas rencontré des sables
- ★ sondages mécaniques ayant rencontré des sables
- * localisation du sondage sismique

2) Profondeur.

Un tir sismique (direct et inverse) effectué au point de coordonnées Lambert $x = 755,010$; $y = 1245,380$ (fig. 4 et 5) permet de proposer une épaisseur de sable voisine de 7 m.

D) CONTROLE DES RESULTATS

Plusieurs sondages mécaniques furent réalisés, soit dans la zone présumée sableuse, soit à la périphérie. Les résultats n'en sont pas détaillés. Cependant, leur implantation est reportée sur la fig. 4 où sont distingués les sondages ayant rencontré le sable, et ceux n'ayant foré que des schistes ou colluvions.

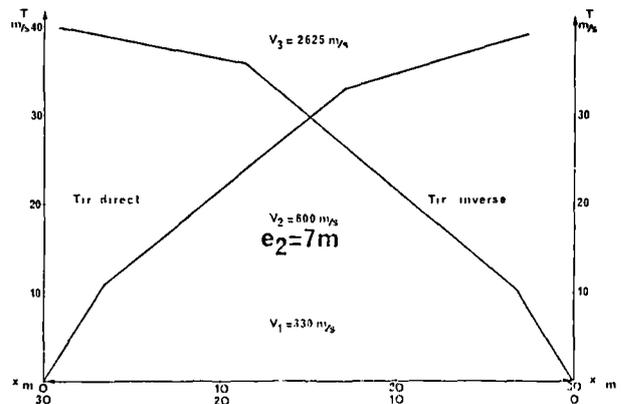


Fig. 5. — Tir sismique effectué au point de coordonnées $x = 755,010$; $y = 1.245,380$.

La localisation est précisée sur la figure 4.

CONCLUSION

1) Géométrie du gisement.

Les prospections électrique et sismique de la région de Sévigny-la-Forêt - Bourg-Fidèle permettent de préciser la géométrie du gisement de sable (fig. 4). Il est sub-circulaire en plan, et d'un diamètre moyen de 300 m. Il est axé sur la partie occidentale du village de Sévigny-la-Forêt.

Son épaisseur, d'après les essais sismiques, serait d'environ 7 m à l'endroit présumé le plus épais, ce qui s'accorde avec l'aspect ponctuel de dépôts de même nature déjà décrits par Voisin (1968).

2) Implications géologiques.

La présence d'un gisement de sable sur une butte topographique peut étonner. Elle trouve une explication dans l'hypothèse développée par Voisin (1981a).

Le sable se serait mis en place en un lieu topographiquement bas, selon un processus (marin ou continental) qui reste à préciser. Ensuite, les conditions climatiques, favorisant l'altération chimique, ont permis simultanément la kaolinisation et l'ameublissement du substratum, ainsi que la ferruginisation locale des sables par oscillations du toit de la nappe qu'ils contenaient. De nouvelles conditions climatiques, favorisant l'altération mécanique, ont permis le déblaiement des roches avoisinantes, tandis que le sable, protégé par ses diverses cuirasses, a constitué un môle résistant. Il en résulterait donc une inversion de relief. On peut ajouter que la forme circulaire du gisement semble exclure, au moins localement, l'hypothèse d'une mise en place dans une paléovallée.

L'ensemble du dispositif est actuellement encore visible dans la sablière de Regniowez, au NW de Sévigny-la-Forêt.

3) Implication hydrogéologique.

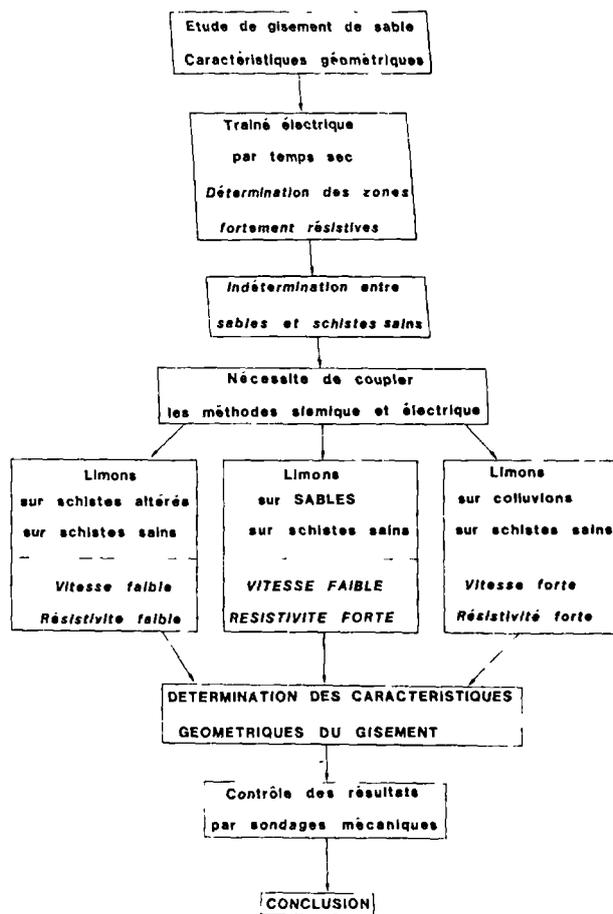
La présence d'une véritable cuvette dont le fond est tapissé d'argile blanche permet la constitution d'une petite nappe saturant épisodiquement les sables. Les fluctuations piézométriques de cette nappe sont de forte amplitude et, en dépit de concentrations en fer élevées, elle est exploitée par les habitants.

4) Application de la prospection géophysique à la reconnaissance d'autres gisements.

D'autres gisements de même nature sont recensés sur la carte géologique au 1/50.000 de Rocroi. Certains d'entre eux sont déjà exploités (Regniowez).

L'application du présent mode d'étude à la reconnaissance de la géométrie de ces gisements peut être envisagée dans les mêmes conditions que celles mentionnées plus haut (organigramme n° 2). En particulier, pour permettre le couplage utile des méthodes sismiques et électriques (résistivité forte, vitesse de propagation

faible), on évitera d'effectuer les mesures en période de hautes eaux de la nappe des sables.

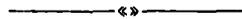


Organigramme 2.

Remerciements. — De nombreuses discussions ont été échangées avec M. le Professeur Bonte et avec MM. Holf, Le Creff et Voisin, que nous sommes heureux de remercier ici. Les sondages à la tarière mécanique Hydra-Digger sont réalisés par le Laboratoire du Centre d'Etude Technique de l'Équipement (C.E.T.E.) de Saint-Quentin.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) ASTIER J.L. (1971). — Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson. édit., Paris, 278 p.
- 2) BARROIS Ch. (1879). — Sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans les Ardennes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. VI, p. 340-379.
- 3) BERTRAND Y. (1967). — La prospection électrique appliquée aux problèmes des Ponts et Chaussées. *Bull. Liaison Lab. routier*, n° spécial I, 172 p.
- 4) BEUGNIES A. (1963). — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Géol. Carte géol. de la France*, n° 270, t. LIX, p. 353-524.
- 5) COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (1963). — Master curves for electrical sounding. *European Ass. Expl. geoph.*, 36 p.
- 6) LESFARGUES P. (1957). — Prospection électrique par courants continus. Masson. édit., Paris, 290 p.
- 7) MAILLOT H., NOUALI S. et TRIPLET B. (1981). — Prospection géophysique appliquée à la reconnaissance d'un contact faillé entre le Crétacé supérieur et le Tertiaire (Est de Lille, Nord de la France). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CI, p. 123-132.
- 8) VOISIN L. (1967). — Les ferruginisations en Ardenne occidentale. *Rev. géogr. de l'Est*, V. 4, p. 417-426.
- 9) VOISIN L. (1968). — Observations sur les formations superficielles aux Marquisades de St Nicolas (Ardennes). *Ann. Soc. géol. Nord*, t. LXXXVIII, p. 203-207.
- 10) VOISIN L. (1980). — Les altérites kaolinifères en Ardenne occidentale. *Bull. Nat. Haute Lesse*, V. 41, p. 1-4.
- 11) VOISIN L. (1981a). — Le modelé schisteux en zones froide et tempérée. *Thèse d'Etat*, Univ. de Paris VI, 1978. 2 tomes, 884 p., Univ. Lille III édit.
- 12) VOISIN L. (1981b). — Les silicifications en Thiérache ardennaise, implication paléogéographique. *Rev. géogr. de l'Est*, t. XXI, n° 4, p. 265-276.
- 13) WATERLOT G. (1948). — Le Cambrien du massif de Rocroi dans le secteur de Bourg-Fidèle, les Mazures et Rimogne. *Bull. Serv. carte géol. Fr.*, t. XLVII, n° 225, p. 19-29.
- 14) WATERLOT G., BONTE A. et BEUGNIES A. (1963). — Carte géologique de la France au 1/50.000, Rocroi. Notice explicative.
- 15) WATERLOT G., BEUGNIES A. et BINTZ J. (1973). — Ardenne - Luxembourg : guide géologique régional. Masson, édit.



Découverte d'une nouvelle espèce de Trilobite (Homalonotidae) dans les grès de Vireux (Ardennes, France)

par Jean PILLET (*) et Michel WATERLOT (**)

(Planche IV)

Sommaire. — Découverte d'une nouvelle espèce de Trilobite (Homalonotidae) dans les grès de Vireux (Emsien inférieur, Ardennes françaises). Situation stratigraphique et description paléontologique des formes recueillies.

Abstract. — Discovery of a new species of Trilobite (Homalonotidae) in the "Vireux sandstones" (Lower Emsian, French Ardens). Stratigraphical position and palaeontological description of the samples.

I. — POSITION STRATIGRAPHIQUE DES GRÈS DE VIREUX

La découverte que nous rapportons ici a été faite dans une grande carrière abandonnée située à Vireux-Molhain et dite "Grande carrière du Mont-de-Vireux". La localisation précise en est : Feuille Givet XXX-7 à 1/25.000 N° 5-6, x = 7705 ; y = 2675 ; z = 160 env. Cette carrière est ouverte dans les niveaux supérieurs des "Grès de Vireux" de l'Emsien inférieur qui sont, pour l'essentiel, formés de quartzites gris et gris-bleu n'admettant que quelques rares niveaux schisteux. La sortie septentrionale de la carrière montre bien, sur quelques mètres, le passage des grès de Vireux aux schistes rouges de Chooz qui sont considérés, classiquement, comme témoignant d'un régime très littoral avec quelques traces d'émersion. Toutefois, malgré la grande fréquence des visites de géologues et d'étudiants dans cette carrière, les découvertes paléontologiques y sont assez rares sans doute en raison de la granulométrie relativement grossière des sédiments grésos-quartzitiques de la partie supérieure des grès de Vireux qui nous intéresse ici. On a cependant signalé dans cette carrière la présence de :

Arduspirifer arduennensis (Schnur)

Acrospirifer pellico (Vern)

Brachyspirifer carinatus (Schnur)

(*) 4, Place Saint Aubin, Bouchemaine Pruniers 49000 Angers (France).

(**) Professeur de Géologie à l'Université de Lille, U.E.R. des Sciences de la Terre. 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (France).

Note présentée le 1^{er} Décembre 1982 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 5 Janvier 1983.

On y trouve aussi parfois des traces d'autres Brachiopodes ou d'Orthocères peu déterminables et, souvent, des débris flottés de plantes rappelant les Psilophyton.

Sur le bord méridional du synclinal de Dinant, on considère, classiquement, que la transgression dévonienne montre de nombreuses hésitations qui se traduisent par une alternance de sédiments littoraux ou lagunaires et de formations marines.

La figure 1 montre la position stratigraphique des grès de Vireux dans la série dévonienne (G. Waterlot *et al.*, 1973). Ces grès, comme on le voit, indiquent l'atténuation de la deuxième transgression de la Mésogée sur le Continent des Vieux Grès Rouges dont la fin se marque par le passage aux schistes rouges de Chooz qui sont décrits, classiquement, comme témoignant d'un régime très littoral avec quelques traces d'émersion.

Les échantillons étudiés dans cette communication ont été découverts dans la partie méridionale de la carrière environ un mètre au-dessus des surfaces ornées de "ripple-marks" dans des sédiments grésos-schisteux assez riches en muscovite.

II. — ETUDE PALEONTOLOGIQUE DES ECHANTILLONS RECUEILLIS

BURMEISTERIA (DIGONUS ?) DELATTREI nov. sp.

DERIVATIO NOMINIS : Nom d'espèce donné en hommage au Professeur Charles Delattre, auteur de nombreux travaux relatifs à la géologie du Paléozoïque français.

HOLOTYPE : Le pygidium figuré Pl. IV, fig. 1, 2, 3.

NIVEAU-TYPE : Grès de Vireux, Emsien inférieur.

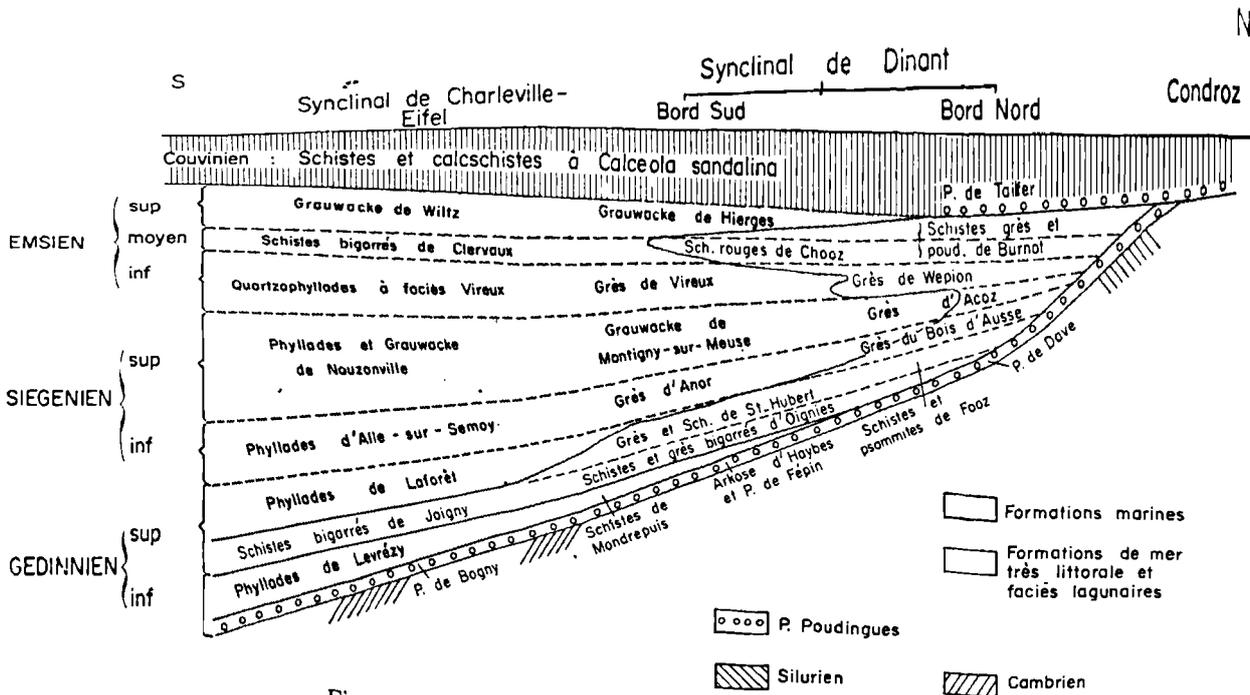


Fig. 1. — Schéma du Dévonien inférieur de l'Ardenne.
Extrait de G. Waterlot et al., Guide géologique régional "Ardenne-Luxembourg", Masson (1973).

LOCALITÉ TYPE: Grande carrière du Mont de Vireux (Ardennes), Feuille Givet à 1/25.000, n° 5-6, XXX-7, x : 7705 ; y : 2675 ; z : 160 environ.

MATÉRIEL: Une dizaine de pygidiums modérément déformés. Cinq fragments de cranidiums. Deux librigenes.

Description.

Céphalon très transverse, modérément convexe. Glabellle quadrangulaire très mal limitée par des sillons dorsaux émoussés. Cette glabellle présente nettement, à jour frisant, trois paires de sillons latéraux obliques, peu profonds. Elle est limitée en avant par une étroite bordure légèrement retroussée. L'anneau occipital est étroit, limité en avant par un sillon mousse. Celui-ci se continue latéralement, sans démarcation, avec le sillon bordant postérieur des fixigènes où il s'élargit considérablement. Fixigènes globuleuses, saillantes, le point culminant étant centré sur le lobe palpébral. Celui-ci est étroit et situé en regard du 1/3 antérieur et des 2/3 postérieurs de la glabellle. Les angles génaux sont arrondis. Les librigenes sont arrondies, rebordées et suivant la convexité générale des joues.

Hypostome et thorax inconnus.

Pygidium de forme générale triangulaire, plus long que large. L'axe est large (plus du 1/3 de la largeur totale) ; il se rétrécit progressivement en arrière et se termine par une pièce terminale lisse qui dépasse la

bordure et va presque jusqu'à l'extrémité de la pointe caudale. Il porte une douzaine d'anneaux massifs, à peine ondulés, séparés par des sillons mousses moins larges que les anneaux. Il est limité par deux larges sillons où la segmentation s'efface presque totalement. Lobes pleuraux triangulaires. Ils portent six plèvres saillantes, arrondies, non sillonnées, qui s'effacent à petite distance du bord. Celui-ci est lisse, presque plat et se continue avec une courte pointe axiale légèrement érigée.

Discussion.

Le pygidium tend à faire rattacher cette espèce au sous-genre *Burmeisteria (Digonus)* Gurich, 1909 dont il présente tous les caractères. Par contre, le céphalon, avec sa glabellle possédant des sillons latéraux indiscutables et son bord frontal arrondi, s'en écartent et se rapprochent plus de *Burmeisteria (Burmeisteria)* Salter, 1865, sous-genre décrit seulement dans le Dévonien inférieur d'Afrique et de Nouvelle-Zélande.

Au plan spécifique, le pygidium est très voisin de celui de *Burmeisteria (Digonus) armoricanus* Pillet, 1962 des grès à *Platyorthis monnieri* (Gédinnien) du Massif Armoricain qui s'en distingue surtout par son extrémité distale non acuminée. *Burmeisteria (Digonus) vialai* (Gosselet, 1912) du Gédinnien de l'Europe de l'Ouest, de Pologne et du Maroc, a un pygidium beaucoup plus

arrondi, moins triangulaire. Il en est de même de *Burmeisteria (Digonus) zemmourensis* Pillet, 1961, qui, en plus, possède un axe qui ne se prolonge pas sur la pointe caudale. Par contre, le céphalon est voisin et présente, lui aussi, des traces de lobation glabellaire.

Les autres espèces décrites sont plus éloignées.

Il s'agit en définitive d'une forme nouvelle qui se rapproche particulièrement des espèces de l'Eodévonian basal.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) BONTE A., RICOUR J. (1949 et 1951). — Feuille de Givet au 1/50.000.
(1949) *Bull. Carte Géol. de la France*, t. 47, p. 1.
(1951) *Bull. Carte Géol. de la France*, t. 49, p. 1.
- 2) KOCH C. et KAYSER E. (1883). — Monographie des *Homalonotus*-Arten des Rheinischen Unterdevon. *Abh. zur geol. Specialk. Preussen*, Bd IV, H. 2, p. 1-85, 8 pl.
- 3) PILLET J. (1961). — Contribution à l'étude des faunes de trilobites du Zemmour (Mauritanie septentrionale). *Ann. Fac. Sc. Univ. Dakar*, t. 6, p. 93-117, Pl. LIV-LVI.
- 4) PILLET J. (1961). — Contribution à l'étude des *Homalonotidae* (Trilobites) des grès à *Dalmanella monnieri* du Massif armoricain. *Bull. Soc. géol. France*, (7), III, p. 457-462, Pl. XVI.
- 5) TOMCZYKOWA E. (1975). — The trilobite subfamily *Homalonotinae* from the Upper Silurian and lower Devonian of Poland. *Acta Pal. Pol.*, XX, 1, 3-4, p. Pl. I-VI.
- 6) WATERLOT G. (1969). — Feuille de Givet au 1/50.000 (en collaboration avec Beugnies A., Bonte A., Delattre Ch., Ricour J.).
- 7) WATERLOT G., BEUGNIES A., BINTZ J. *et al.* (1973). — Ardenne. Luxembourg. Guides Géologiques régionaux. Masson et C^o, édit., Paris.
- 8) WATERLOT M. (1969). — Excursions géologiques dans le Nord de la France. *Institut Pédagogique National, C.R.D.P.*, Lille, 2^e édition en 1972.

PLANCHE IV

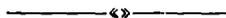
BURMEISTERIA (DIGONUS?) DELATTREI, nov. sp.

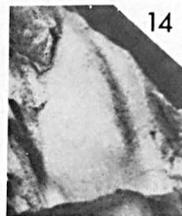
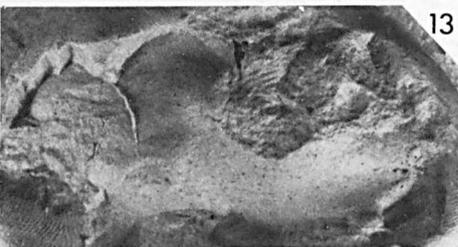
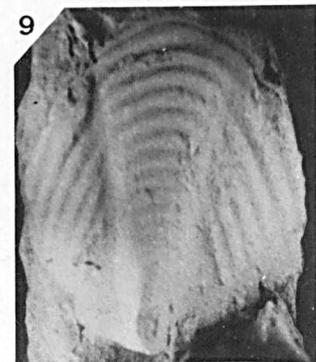
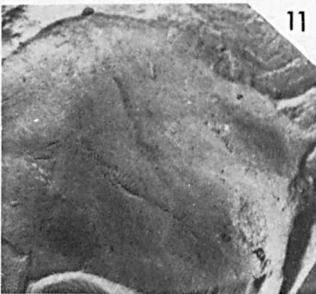
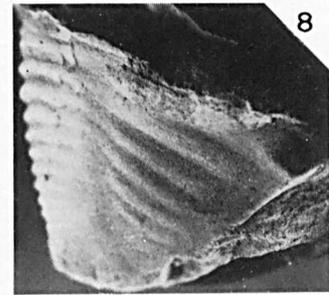
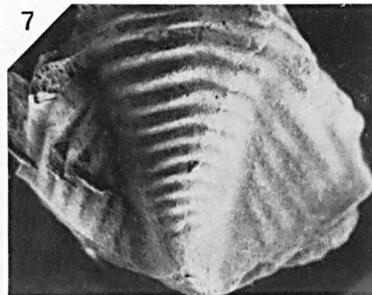
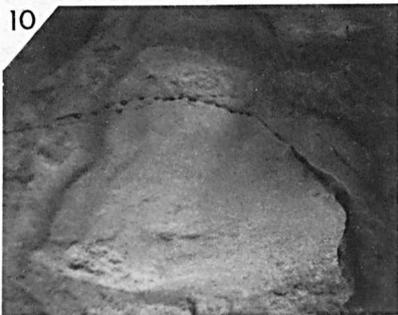
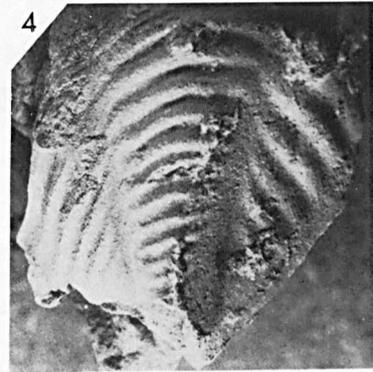
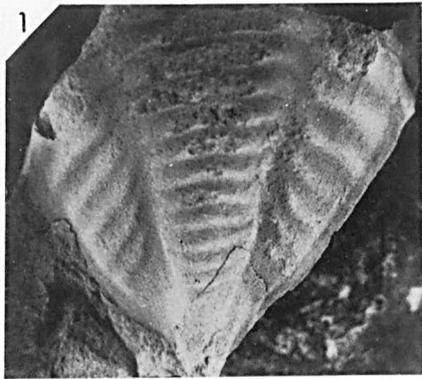
Fig. 1 à 9. — Pygidiums (Holotype figures 1, 2, 3).

Fig. 10 à 14. — Cranidiums.

Fig. 15-16. — Librigènes.

Toutes les figures sont grandeur naturelle.





Sont en vente au Siège de la Société :

MEMOIRES (*)

Tome I, n° 1. - Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.	336,00 F.
n° 2. - P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pensylvanie</i> , 1882, 178 p.	252,00 F.
n° 3. - R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.	36,00 F.
Tome IV, n° 1. - J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Verneuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F.
Tome VI, n° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl. ..	85,00 F.
n° 2. - J. GOSSELET, Ch. BARROIS, M. LERICHE, A. CREPIN, P. PRUVOST, G. DUBOIS, <i>Faune silurodévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. (Fasc. 1 épuisé). Fasc. 2	336,00 F.
n° 3. - V. COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.	156,00 F.
Tome VII, n° 1. - P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F.
Tome VIII, n° 2. - Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria. Observations géologiques et hydrologiques sur le plateau et la falaise au Sud de Boulogne-sur-Mer</i> , 1929, 50 p., 5 pl.	120,00 F.
Tome IX, n° 1. - G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.	432,00 F.
n° 2. - Dom Grégoire FOURNIER et P. PRUVOST, <i>Description des poissons élasmodontes du marbre noir de Dénéé</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F.
Tome X, n° 2. - J.W. LAVERDIERE, <i>Contribution à l'étude des terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F.
Tome XII. - D. LE MAITRE, <i>Etude sur la Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 263 p., 18 pl.	336,00 F.
Tome XIII. - P. BRICHE, P. DANZE-CORSIN et J.P. LAVEINE, <i>Flore infraliasique du Boulonnais (Macro- et Microflore)</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F.
Tome XIV. - G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.	84,00 F.
Tome XV. - J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.	180,00 F.

FASCICULES SPECIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1)	85,00 F.
« Centenaire de la S.G.N. » (T. XC, fasc. 4)	100,00 F.
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3)	70,00 F.
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII fasc. 1) ..	200,00 F.
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4)	150,00 F.
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1)	150,00 F.

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. - J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F.
Publication N° 2. - J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F.
Publication N° 3. - J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F.
Publication N° 4. - J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F.
Publication N° 5. - M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F.

<i>Esquisse géologique du Nord de la France</i> , par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F.
<i>Ecorché géologique infra-mésozoïque</i> (extrait de « Contribution à la connaissance des bassins paléozoïques du Nord de la France », présentée par C.F.P. (M), COPESEP et S.N.P.A.)	50,00 F.

SERIE DOCUMENTATION (Pochettes de 6 Diapositives avec notice) (*)

Série I. - Paysages du Nord de la France au cours des temps géologiques	30,00 F.
Série II. - Aperçu sur les microfaciès de la craie	30,00 F.
Série III. - Les Nannofossiles calcaires de la craie	30,00 F.
Série IV. - Pétrographie des Houilles	30,00 F.
Série V. - La flore houillère. 1° les plantes à feuilles de Fougères	30,00 F.
Série VI. - Les étapes de la Préhistoire	30,00 F.
Série VII. - Reconstitution de Vertébrés sans mâchoires (« Agnathes ») du Primaire	30,00 F.
Série VIII. - Le gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). - 1) Les fouilles et le cadre stratigraphique	35,00 F.
Série IX. - Le gisement paléolithique de Biache-Saint-Vaast (Pas-de-Calais). - 2) Les vestiges humains, l'industrie lithique et la grande faune	35,00 F.

Les membres abonnés bénéficient d'une réduction de 20 % sur un exemplaire de chacune de ces publications.

Les prix sont augmentés des frais de port et d'emballage quand les volumes ne sont pas pris directement au dépôt.

SOMMAIRE

Tome CII

1982

3^{me} trimestre

	pages
P.R. RACHEBŒUF. — Révision des syntypes de <i>Chonetes nana</i> Verneuil, 1845 (Chonetacea, Brachiopoda)	129
L. VOISIN. — Données et questions actuelles de géomorphologie en Ardenne occidentale	135
J.F. DECONINCK, H. CHAMLEY, P. DEBRABANT et J.P. COLBEAUX. — Le Boulonnais au Jurassique supérieur : données de la minéralogie des argiles et de la géochimie	145
F. MEILLIEZ. — Analyse de la déformation et évaluation des textures sédimentaire et tectonique dans le Poudingue dévonien de Montcornet-en-Ardenne (France)	153
A. BEUGNIES. — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont	165
H. MAILLOT, M. DEBEY, F. DI COLA, P. REMY, C. VERWEIRDE et F. MEILLIEZ. — Prospection géophysique appliquée à la reconnaissance de gisements de matériaux sur le plateau de Rocroi (Ardennes)	175
J. PILLET et M. WATERLOT. — Découverte d'une nouvelle espèce de <i>Trilobite</i> (Homalonotidae) dans les grès de Vireux (Ardennes, France)	183

© 1983 Société Géologique du Nord Editeur, Lille

Toute reproduction, même partielle de cet ouvrage est interdite. Une copie ou reproduction par quelque procédé que ce soit, photographie, microfilm, bande magnétique, disque ou autre, constitue une contrefaçon passible des peines prévues par la loi du 11 mars 1957 sur la protection des droits d'auteur.

Imprimé en France (Printed in France)