

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CIV

1984

2^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE 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 cotisations et abonnements 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 simili 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}-1-1983)

	QUALITE	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et BENELUX	Personnes physiques (2)	30,00 F	135,00 F	165,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	30,00 F	150,00 F	180,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE : 300,00 F H.T. — ETRANGER : 350,00 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 SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE 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)	190,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI)	255,00 F H.T.
Tomes XCVI et suivants	300,00 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 (60,00 F).

SOCIÉTÉ
GÉOLOGIQUE
DU
NORD

ANNALES

Tome CIV

1984

2^{me} trimestre

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1984 —

<i>Président</i>	M. V. PRUDHOMME
<i>Premier Vice-Président</i>	M. E. MÉRIAUX
<i>Vice-Présidents</i>	M. H. CHAMLEY M. I. GODFRIAUX
<i>Conseillers</i>	M. J. LEPLAT M. F. THIÉBAULT M ^{me} D. BRICE M. J. CHARVET M. C. DELATTRE M. A. BLIECK
<i>Secrétaire</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Secrétaire-Adjoint</i>	M. C. BECK
<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

COMITE DE LECTURE

— 1984 —

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
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

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, B.P. 36, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex
Tél. (20) 91.92.22 (postes 2140 et 2132) — C.C.P. Lille 52-47 Y

Compte rendu de l'activité de la Société

SEANCE ORDINAIRE DU 7 MARS 1984

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

Cette séance s'est tenue dans les locaux de la Faculté Polytechnique de Mons où ont été présentées les communications suivantes :

- H. MAILLOT, F. MEILLIEZ, M. BARTOLI, F. CLERC, P. DELAPORTE, O. FOURMONT, O. FRANÇOIS et L. WACK. — Géologie et géophysique appliquées à la reconnaissance de gîtes alluvionnaires au NW de Beauvais (Pays de Bray, Oise).
- A. BEUGNIES. — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre le méridien de Bertrix et de Mohret.
- A. BEUGNIES. — Sur la présence d'une albite de haute température dans les niveaux arkosiques du Gedinien de l'aire anticlinale de l'Ardenne.
- J.M. CHARLET, Y. QUINIF et Ph. BOUKO. — Facteurs susceptibles de modifier les propriétés de thermoluminescence des couvertures limoneuses : le cas des formations superficielles de la région de Ciplly (Bassin de Mons, Belgique).

Communication écrite

- Y. ALMERAS et S. ELMY. — Le contrôle des peuplements de Brachiopodes : comparaison des données du Jurassique et de l'Actuel (*).

(*) Cette communication sera publiée dans le prochain fascicule.

SEANCE ORDINAIRE DU 9 MAI 1984

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

Le Président ouvre la séance en procédant à l'élection d'un nouveau membre :

M. Christian LEFEVRE, Professeur au Laboratoire de Pétrologie. U.E.R. des Sciences de la Terre, Université de Lille I, à 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, présenté par MM. P. Celet et B. Clément.

Puis il donne la parole à Monsieur P. de HEDOUVILLE, qui présente une conférence sur le thème :

Les grands traits géologiques de l'Australie

Communication orale

J.L. BERT. — Une étude hydrogéologique en aquifère basaltique : le plateau de Pukekohe (Nouvelle-Zélande) (*).

SEANCE ORDINAIRE DU 6 JUIN 1984

Présidence de M. V. PRUDHOMME, Président

A l'ouverture de la séance, M. V. PRUDHOMME procède à l'élection de nouveaux membres :

M^{me} HIVET, Professeur de Sciences Naturelles au Lycée de Tourcoing, 272, rue des Trois Pierres, à 59150 Watrellos, présentée par M. V. Prudhomme et M^{lle} A. Piette.

M. Dominique BUREAU, Département de Géotectonique, Laboratoire de Géodynamique, Université P. et M. Curie (Paris VI), 4, Place Jussieu, Tour 15, à 75230 Paris Cedex 05, présenté par MM. J. Charvet et J. Angelier.

M. GAVERIAUX, Professeur de Sciences Naturelles, 14 Les Hirsons, rue J. Guesde, à 62800 Liévin, présenté par MM. V. Prudhomme et J.M. Dégardin.

M. V. PRUDHOMME présente ensuite une conférence :

L'enseignement de la Géologie dans le Secondaire : objectifs, méthodes et problèmes rencontrés

Communications écrites

K. BANDEL et J.F. GEYS. — Regular echinoids in the Upper Cretaceous of the Hashemite Kingdom of Jordan.

J.J. CORNEE, C. COSTAGLIOLA, M. LEGLISE, S. WILLEFERT et J. DESTOMBES. — Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou (Meseta marocaine occidentale). Manifestations volcaniques au Silurien (**).

(*) Cette communication sera publiée ultérieurement.

(**) Cette communication sera publiée dans le prochain fascicule.

Géophysique et géologie appliquées à la reconnaissance de gîtes alluvionnaires Pays de Bray (Oise) (*)

Applied geophysics and geology to alluvium sites identification Pays de Bray (Oise)

par Henri MAILLOT (**), Francis MEILLIEZ (***), Michel BARTOLI (****), François CLERC (****),
Thierry DELAPORTE (****), Olivier FOURMONT (****), Olivier FRANÇOIS (****) et Laurent WACK (****)

Résumé. — Un projet de génie civil a nécessité la reconnaissance géophysique (prospection sismique et électrique) d'un ensemble alluvionnaire situé en rive gauche du Thérain, au Nord-Ouest de Beauvais (Oise). A cette occasion, une brève analyse de l'orientation du réseau hydrographique local et de quelques sites fracturés, autorise une discussion du rôle probable de la tectonique récente sur la répartition des alluvions du Thérain à cet endroit. L'ensemble de l'étude permet de localiser les gîtes graveleux, de préciser la géométrie et le comportement géotechnique du bed-rock crayeux.

Abstract. — A civil engineering project required a geophysical survey (acoustic and electrical) of alluvial deposits. These are located along the left bank of the Thérain River, NW of Beauvais (Oise). A brief analysis of the hydrographic system and of a few jointed outcrops, has enabled to discuss a possible tectonic control of the deposits along the valley, in this locality. The whole study has allowed to localize gravels, to give geometrical and geotechnical informations about the chalky basement.

INTRODUCTION

L'étude d'un projet de contournement routier de Beauvais par le Nord-Ouest a donné l'occasion :

— d'appliquer une méthode de reconnaissance géophysique et géologique, déjà utilisée par ailleurs (Maillot *et al.*, 1981, 1982) ;

— de conforter les hypothèses provenant de ces mesures géophysiques par des observations et mesures de fracturation.

I. — RECHERCHE DE MATERIAUX DANS LA VALLEE DU THERAIN

A) CONTEXTES TOPOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

Situé sur la feuille de Beauvais (fig. 1), le projet étudié traverse la vallée du Thérain entre Campdeville et Troissereux. Le Thérain est un affluent de la rive droite de l'Oise, coulant vers le Sud-Est, dans une vallée presque rectiligne quoique largement ouverte,

(*) Ce travail de recherche appliquée fut réalisé lors du stage intégré des élèves du Département de Géotechnique - Génie civil de l'E.U.D.I.L. 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 U.R.A. 764 du C.N.R.S.

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

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

Note présentée le 7 Mars 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Mars 1985.

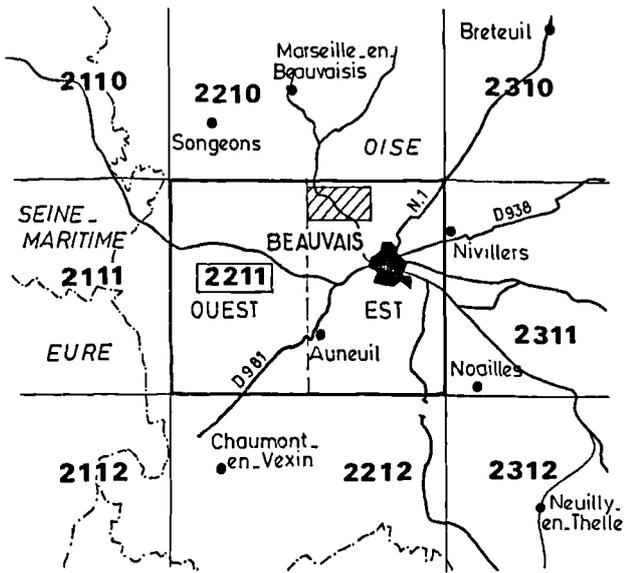


Fig. 1. — Situation de la région étudiée (le découpage topographique est celui actuellement employé par l'Institut Géographique National pour ses cartes au 1/25.000).

Fig. 1. — Situation of the studied area (the topographic grid is that of the Institut Geographic National, on a 1/25.000 scale).

développée au pied du flanc court de l'anticlinal du Bray (fig. 2).

Entre Campdeville et Troissereux, la carte géologique (Blondeau *et al.*, 1974) montre le substratum crayeux santonien de la vallée, recouvert d'alluvions anciennes (Fy), exploitées en ballastières, constituées de graviers de silex et de quelques débris de craie. Des alluvions modernes (Fz), vaseuses et tourbeuses, reposent en discordance sur Fy au Nord et sur la craie au Sud. Le site prospecté présente une morphologie naturelle en pente douce, reliant la plaine tourbeuse, où divague la rivière actuelle, au versant Nord de la vallée, tapissé de limons à silex (L.E.S. de la carte géologique). La zone étudiée est limitée à l'Est par l'aire de stockage de la ballastière de Troissereux, et au Nord par le remblai du chemin départemental 133.

Le sous-sol de cette zone est donc a priori formé d'alluvions anciennes, ravinées au Sud par les alluvions modernes, et passant peut-être au Nord aux limons à silex. De plus, Blondeau *et al.* (1965) signalent que les alluvions anciennes se sont déposées à des niveaux variables, qualifiés de bas à très bas dans le secteur examiné et pouvant se raccorder.

Les contacts recherchés entre les différents types de dépôt ne se manifestent pas dans la morphologie en dépit d'un nivellement topographique précis que

nous avons réalisé au préalable. Une reconnaissance géophysique s'avérait indispensable pour préciser :

- la géométrie du toit du substratum crayeux ;
- la géométrie et la nature des dépôts superficiels ;
- la présence d'éventuelles nappes alluviales.

Une meilleure connaissance de ces données doit permettre au maître d'ouvrage de mieux apprécier la stabilité des sols et roches, de choisir en conséquence la durée de tassement des remblais, et de prévoir d'éventuels drainages et rabattements de nappes.

B) LA PROSPECTION GEOPHYSIQUE

1) Méthode et matériel.

Selon une méthode expérimentée par ailleurs (Maillet *et al.*, 1981, 1982), cette prospection combine les méthodes électrique et sismique (Astier, 1971), dont les résultats sont localement étalonnés et contrôlés par divers sondages mécaniques : tarière à mains (TM), sondage destructif en rotation percussion (V.P.R.H.) pour traverser les graves, carottage à piston stationnaire (C.P.S.) dans les sols compressibles.

Le matériel utilisé pour la réalisation de la prospection électrique est un Eler II, construit par la section d'électronique du Centre d'Etudes Techniques de l'Équipement (C.E.T.E.) de Rouen. Cette appareil permet d'atteindre des profondeurs d'investigations maximales de l'ordre de 25 m dans les terrains que nous avons prospectés. Il mesure des résistivités comprises entre 0 et 100 KΩm. 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.

L'appareil employé pour la prospection en sismique réflexion est de type 1 580 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'une masse sur une plaque métallique. L'onde est reçue par un 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.

2) Etalonnage.

Deux sondages électriques (SE) (Lafargues, 1957 ; C.G.G., 1963) d'étalonnage (fig. 3), recouverts par des sondages mécaniques (TM), démontrent que la présence de graves peu profondes se marque par un caractère plus résistif obtenu pour de faibles longueurs de ligne d'injection (SE1) et ceci malgré la présence d'une nappe alluviale très peu profonde (Bertrand, 1967).

Au contraire, les colluvions, plus épaisses et non saturées, se traduisent par un faciès moins résistif (SE2). En profondeur, l'évolution des résistivités est inverse : affaiblissement pour SE1, renforcement pour SE2 (fig. 3). Si le bed-rock crayeux, atteint par un sondage mécani-

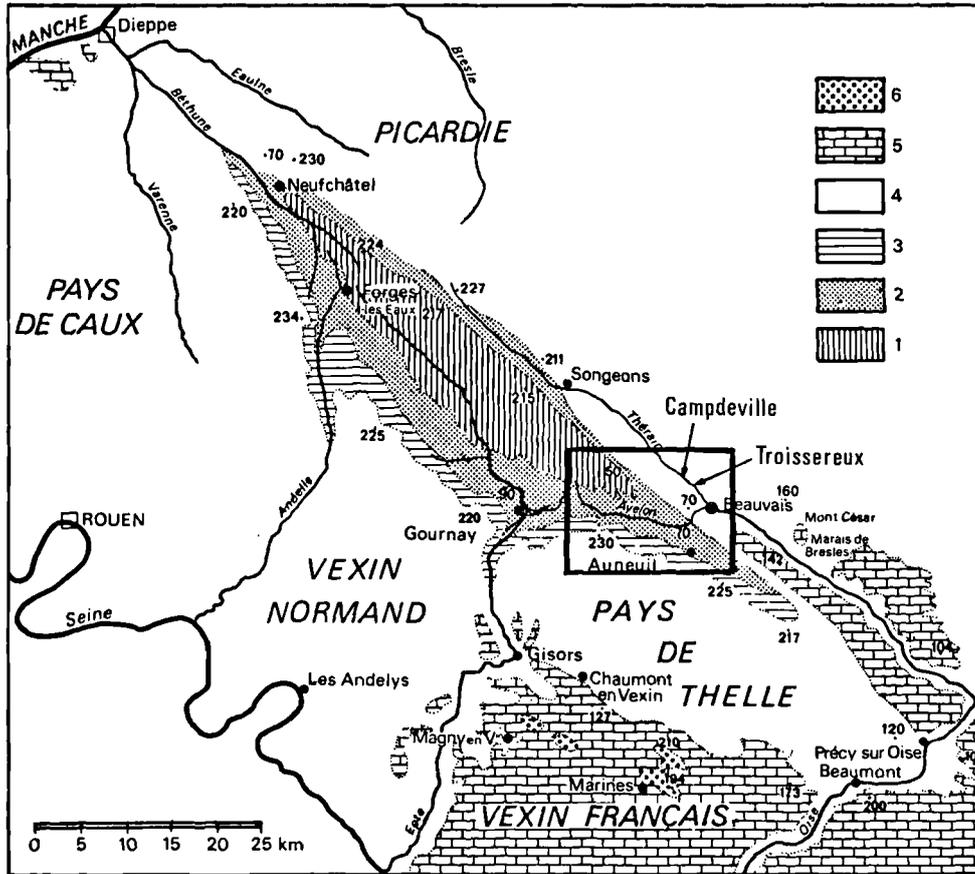


Fig. 2. — Carte géologique schématique du Pays de Bray, in Pomerol et Feugueur (1968).
 1, Jurassique supérieur. — 2, Wealdien, Barrémien. — 3, Aptien, Albien. — 4, faciès de la craie.
 5, Eocène. — 6, Oligocène.

Fig. 2. — Simplified geological map of the Pays de Bray, from Pomerol et Feugueur (1968).
 1, Upper jurassic. — 2, Wealdian rocks, Barremian. — 3, Aptian, Albian. — 4, Chalk.
 5, Eocene. — 6, Oligocene.

que effectué au voisinage de SE1, fait partie du domaine électrisé, le contraste profond pourrait s'interpréter :

— soit comme le résultat de variations du faciès crayeux : plus marneux en fond sud de la vallée, plus calcaire sur le flanc nord ;

— soit comme le résultat de variations du degré d'altération d'une même craie : plus altérée sous la vallée actuelle, plus compacte sur le flanc nord.

3) Détail de la prospection électrique.

a) Choix du maillage topographique et des longueurs de ligne.

Les sondages électriques d'étalonnage démontrent que le choix d'une faible longueur de ligne d'injection, permet la mise en évidence de graves sous les alluvions

récentes. Il autorise aussi la distinction entre alluvions graveleuses et colluvions, ou alluvions anciennes plus sableuses.

Partant de cette première prospection, nous avons choisi d'effectuer un trainé électrique avec un quadripôle (AB) de 10 m, et (MN) de 1 m. Le maillage topographique retenu est lui-même de 10 m afin de couvrir toute la zone prospectée.

b) Résultats du trainé électrique. Carte des résistivités apparentes.

La fig. 4 regroupe les résultats rangés par classe : faibles résistivités ($\rho < 40 \Omega m$), résistivités moyennes ($40 < \rho < 100 \Omega m$), fortes résistivités ($\rho > 100 \Omega m$). Chaque zone a fait l'objet d'une vérification par sondage mécanique (TM1 à TM5).

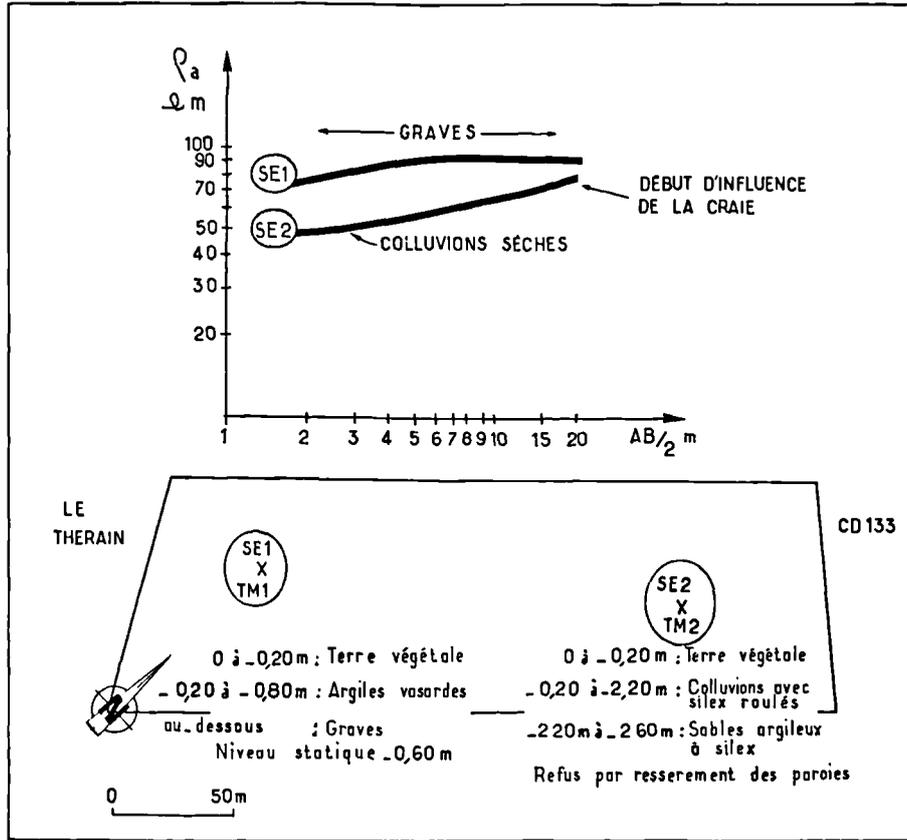


Fig. 3. — Sondages électriques d'étalonnage (SE) et détails des coupes de terrains effectuées à la tarière (TM).
 Fig. 3. — Testing electrical borings (SE), and lithostratigraphy observed within manual drill-holes (TM).

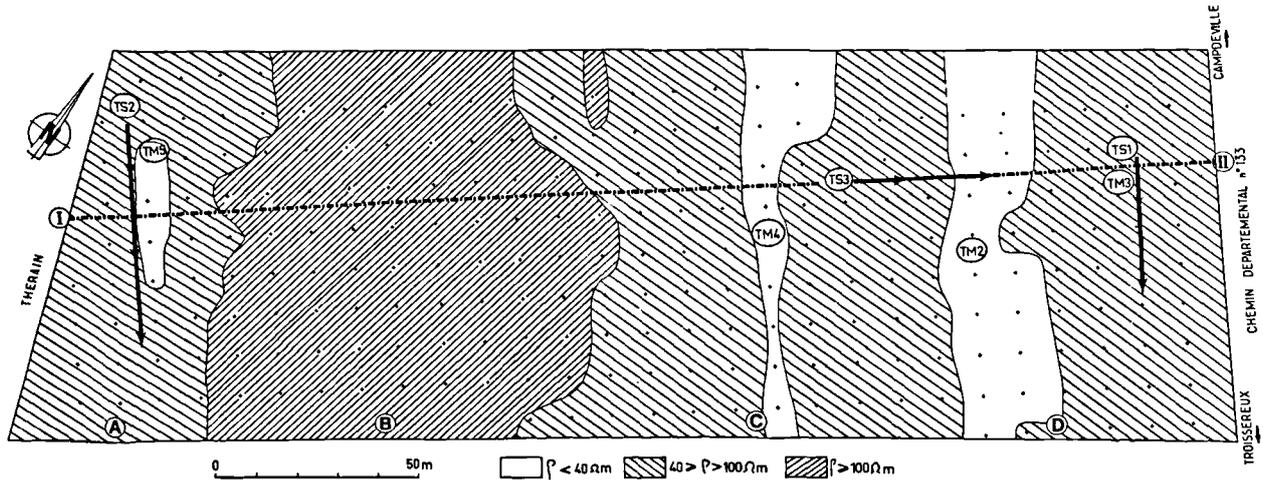


Fig. 4. — Carte d'isorésistivité de la zone prospectée (longueur de lignes d'injection AB = 10 m, de mesure MN = 1 m, maillage topographique : 10 m).

Fig. 4. — Resistivity map of the studied area (length of injection lines : AB = 10 m, of measurement lines : MN = 1 m ; unit topographic grid : 10 m).

Dans la zone A (fig. 4), de faible résistivité, le niveau statique de la nappe alluviale est à 0,50 m de profondeur. Le sondage mécanique (TM5) rencontre successivement sous 0,30 m de terre végétale : 0,50 m d'argiles vasardes, 0,20 m de tourbe et 1,20 m de vases enrichies en débris végétaux avant d'atteindre les graves à 2,20 m de profondeur.

Dans la zone B (fig. 4), de forte résistivité, le niveau statique est situé à 0,60 m de profondeur. Un rivellement précis entre les deux sondages mécaniques (TM5 et TM1) démontre que les niveaux statiques sont en équilibre. Ces deux premières zones se situent dans la partie basse de la vallée.

La zone C (fig. 4), de faible résistivité, est composée de sables argileux (TM4). Les niveaux graveleux ne sont rencontrés qu'à une profondeur de 3,40 m. Aucune arrivée d'eau ne s'observe dans cette zone où la morphologie plus déclinée pouvait laisser pressentir la présence de terrasses.

La zone D (fig. 4), de faible résistivité, est composée successivement des colluvions argileuses (TM2) sur 2,00 m, puis 0,60 m de sables argileux à silex. Aucune arrivée d'eau ne s'observe dans le forage, même après plusieurs jours.

c) *Interprétation des résultats obtenus par prospection électrique.*

La confrontation des résultats de la prospection électrique avec ceux des sondages mécaniques, conduit à considérer que les zones fortement résistives sont toujours celles où les niveaux graveleux gisent à très faible profondeur. Les zones faiblement résistives peuvent correspondre soit à la présence de terrains compressibles en partie noyés (alluvions modernes), soit à des horizons superficiels plus argileux (flanc Nord de la vallée).

Enfin, les zones caractérisées par des résistivités intermédiaires suggèrent soit la présence de graves à profondeur moyenne ($\approx 1,20$ m à 1,40 m dans la zone des alluvions modernes), soit celle de faciès plus sableux et moins argileux (flanc Nord de la vallée).

4) **Détail de la prospection sismique.**

a) *Justification de la localisation des tirs sismiques.*

Trois tirs sismiques sont réalisés. Les deux premiers (TS1 et TS2) sont respectivement localisés dans la zone basse de la vallée et sur son flanc Nord, parallèlement à son axe. Ils ont pour but de mettre en évidence d'éventuelles variations de comportement du bed-rock crayeux.

Le troisième tir sismique (TS3), effectué perpendiculairement à l'axe de la vallée, renseigne sur l'allure du toit du substratum crayeux.

b) *Résultats et interprétations des tirs sismiques.*

Les résultats obtenus sur TS1 et TS2 (fig. 5) sont contrastés, ce qui tend à démontrer que le bed-rock

crayeux présente des caractéristiques différentes dans les deux cas.

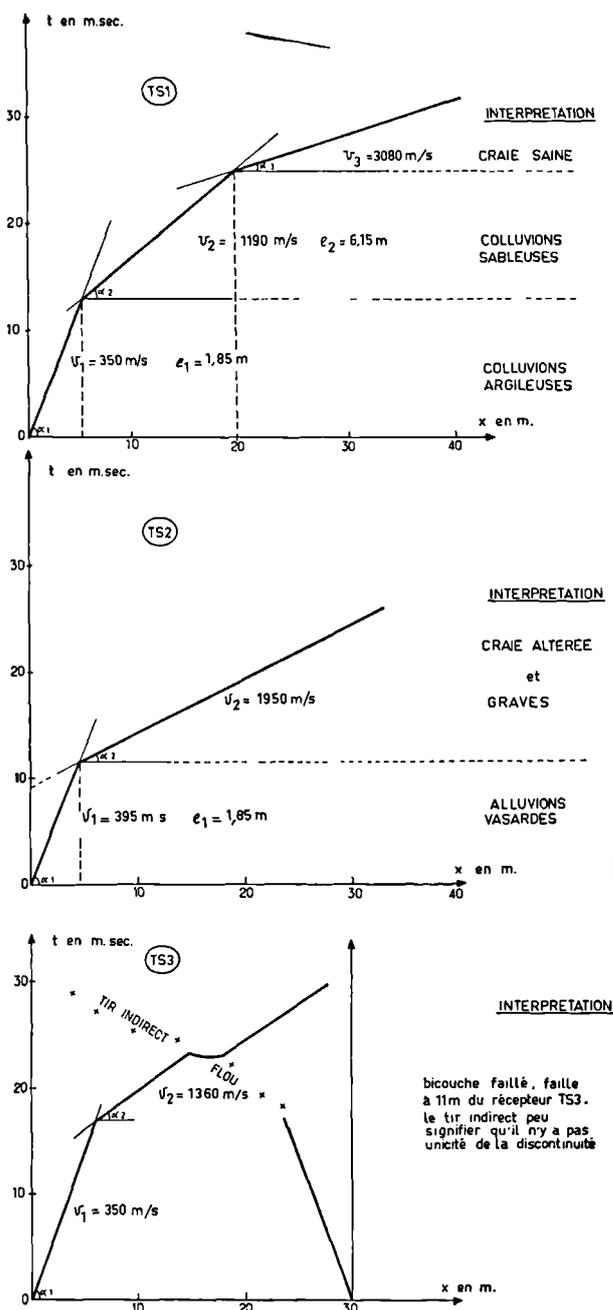


Fig. 5. — Résultats des tirs sismiques.

Fig. 5. — Results of seismic shots.

— Au Sud, la prospection sismique ne permet pas de faire la distinction entre le bed-rock crayeux et son recouvrement. D'après les sondages réalisés à la tarière (TM5), ce recouvrement est constitué de graves. Un autre sondage mécanique, réalisé en bordure Sud de la zone prospectée, situe le bed-rock crayeux vers 10 m de profondeur. Il s'agit en outre d'une vraie craie, peu marneuse, ce qui permet de réfuter la première hypothèse formulée suite à la prospection électrique, qui envisageait une variation lithologique du bed-rock. Les valeurs médiocres (1.800 m/s) des vitesses mesurées à des profondeurs supérieures à 10 m laissent supposer la présence d'une craie fortement altérée.

— Au Nord, le dernier segment de la dromochronique indique des vitesses élevées (de l'ordre de 3.000 m/s) qui laissent au contraire pressentir l'existence d'une craie très saine.

Les résultats obtenus sur TS3 (orthogonal à l'axe de la vallée) (fig. 5) mettent en évidence un bicouche affecté par un gradin. Seul le tir direct est interprétable. La discontinuité se situe à 11 m environ du récepteur TS3. Le tir indirect est flou.

5) Conclusions après la reconnaissance géophysique.

Les résultats de la prospection géophysique peuvent se résumer par une coupe schématique (fig. 6).

La discontinuité repérée par tir sismique peut s'interpréter selon deux hypothèses, il s'agirait :

— soit d'un contact sédimentaire marquant une érosion au Nord, avant que ne s'accumule le dépôt situé au Sud ;

— soit d'un contact tectonique qui témoignerait d'une fracturation récente ayant affecté les alluvions

anciennes (Fy) liées à une surrection de l'anticlinal du Bray (Blondeau *et al.*, 1965).

Pour argumenter la possibilité de cette seconde hypothèse, l'un de nous (F.M.) a effectué une analyse de la fissuration des assises crayeuses dans les environs du site étudié.

II. — ANALYSE DE FISSURATION

Deux approches ont été tentées, à des échelles différentes :

— analyse de l'orientation du réseau hydrographique sur la feuille de Beauvais à 1/50.000 ;

— analyse de fissuration en six affleurements répartis au travers de l'anticlinal du Bray (fig. 7).

La méthode employée, présentée succinctement ci-dessous, est discutée de façon plus élaborée par Meilliez (en préparation).

A) LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE DE LA CARTE A 1/50.000

Dans un pays à substratum carbonaté, le réseau des fractures naturelles contrôle, au moins partiellement, le réseau hydrographique (voir par ex. Tricart, 1968). Il est donc tentant d'estimer la géométrie du premier à partir de celle du second.

La Picardie, le Pays de Thelle et le cœur du Pays de Bray (Jurassique supérieur), ont un substratum carbonaté ; la combe du Pays de Bray a un substratum crétacé inférieur sableux et/ou argileux (fig. 2). La

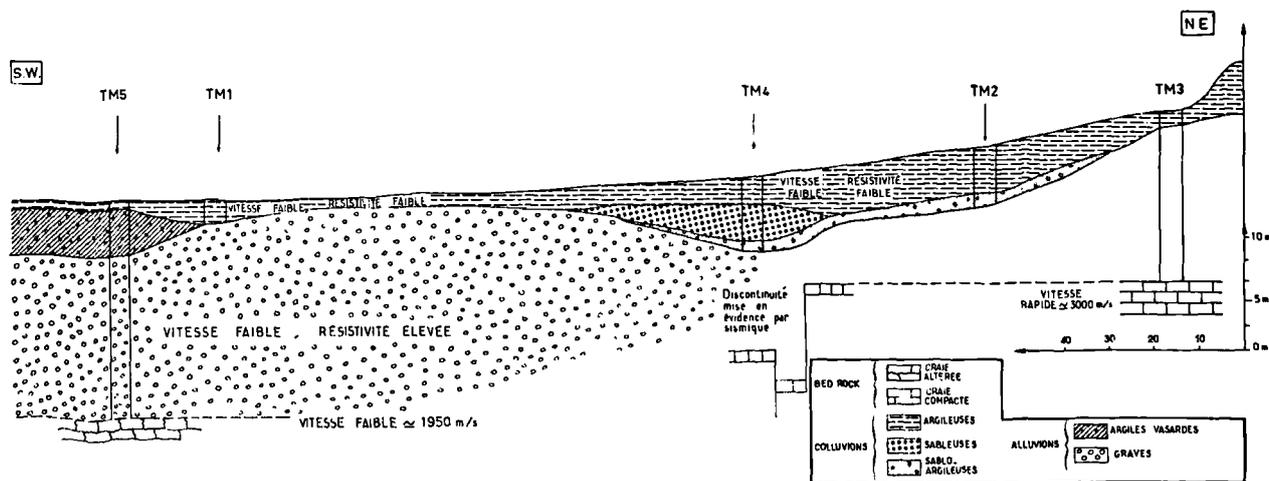


Fig. 6. — Coupe schématique et apports de chaque méthode géophysique à la reconstitution géométrique de la vallée.
 Fig. 6. — Simplified section and results from every geophysical prospect, in order to sketch the internal geometry of the valley.

région étudiée suscite donc deux questions quant à la géométrie de son réseau hydrographique :

- est-elle influencée par la nature du substratum ?
- est-elle influencée par le flanc nord de l'anticlinal du Bray ?

Après essai pour définir la méthode de travail, le réseau analysé est celui schématisé en figure 7.

Chaque linéament est repéré par son orientation et sa longueur.

Les résultats, présentés sous forme de rosaces (fig. 8), font ressortir les deux faits suivants :

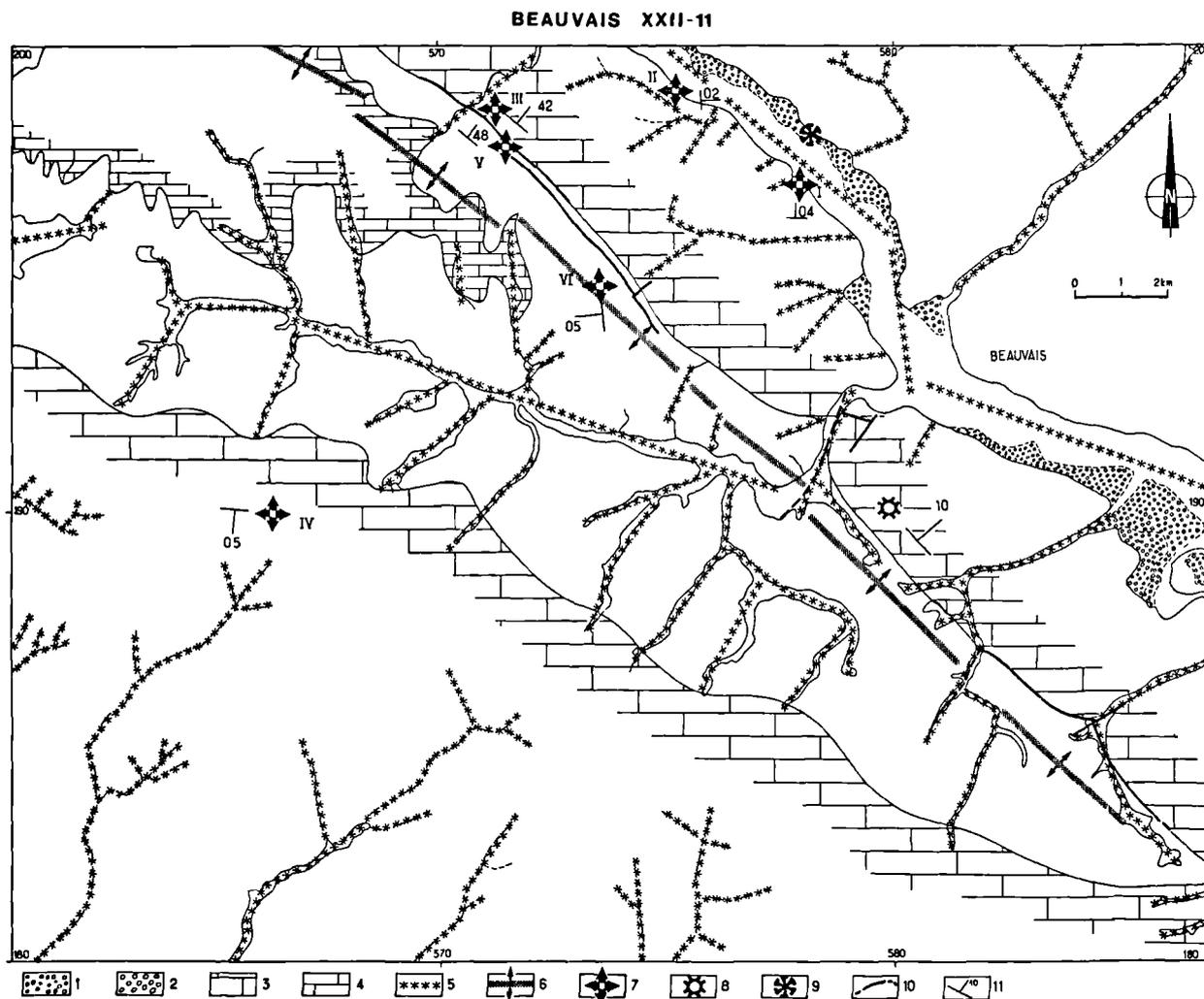


Fig. 7. — Carte géologique simplifiée de la feuille à 1/50.000 de Beauvais.

1, Alluvions modernes. — 2, Alluvions anciennes. — 3, Calcaires du Jurassique supérieur. — 4, Craie. — 5, Linéaments hydrographiques analysés. — 6, Voûture anticlinale du Bray. — 7, Sites d'analyse de la fracturation. — 8, Site souterrain de Saint-Martin-le-Nœud (Wyns, 1980). — 9, Site de l'étude géophysique. — 10, Faille. — 11, Pendage moyen des couches.

Fig. 7. — Simplified geological map: Beauvais (1:50.000)

1, Recent alluvium. — 2, Ancient alluvium. — 3, Upper Jurassic limestone. — 4, Upper Cretaceous chalk. — 5, Analysed hydrographical lineaments. — 6, Bray anticlinal dome. — 7, Locations of the jointing analysis. — 8, The Saint-Martin-le-Nœud underground site (Wyns, 1980). — 9, Location of the geophysical study. — 10, Fault. — 11, Mean dip of strata.

— La direction dominante (classe 3 : N 30° - N 45°) est orthogonale à celle de la zone faillée du Bray : plus de 15 % des linéaments déterminent plus de 15 % des longueurs cumulées. Cette direction dominante se disperse vers des valeurs plus fortes (N 30° - N 75°) sur la craie ; vers des valeurs moins fortes sur les autres formations (N 15° - N 30°). Pomerol (1972) a montré que les vallées qui coupent le flanc nord de l'anticlinal selon cette direction dominante, sont superposées à des failles (fig. 7). Les directions secondaires (fréquence \simeq 10 %) varient selon la nature du substratum (fig. 8).

— Dans le secteur considéré, la vallée du Thérain est presque le seul trait hydrographique parallèle à l'axe de l'anticlinal du Bray et constitue une direction secondaire de la craie (fig. 8). Elle occupe la dépression synclinale qui borde l'anticlinal en NE.

B) L'ANALYSE DE FRACTURATION A L'AFFLEUREMENT

C'est une méthode utilisée de plus en plus fréquemment à des fins géologiques (Colbeaux, 1977) ou géotechniques (Einstein et Baecher, 1983). Wyns (1980) l'a testée en deux sites du Pays de Bray, dont un au Sud de Beauvais (fig. 7).

Six carrières abandonnées ont été visitées : quatre dans la craie et deux sablières (fig. 7). L'orientation, la taille, l'état de surface et le remplissage des fissures ont été observés. Un seul plan de fracture a montré des stries, subverticales en l'occurrence. L'altération météorique doit être responsable de la difficile préservation de ces structures fines, car Wyns (1980) en a observé plusieurs en site souterrain près de Beauvais.

Un diagramme d'orientation des pôles de fissure (fig. 9) permet de distinguer deux groupes dans un ensemble assez dispersé, analysé plus finement par ailleurs (Meilliez, en préparation) :

— un groupe correspond aux fissures de direction N 30° - N 45° ; leur fréquence est de l'ordre de 1 à 5 m⁻¹ selon les localités ;

— l'autre groupe correspond aux fissures de direction N 105° - N 140° ; leur fréquence est de l'ordre de 10 à 20 m⁻¹, la plus forte étant réservée au site III (fig. 7).

Le second groupe montre en outre des fractures ouvertes, comblées de limon argileux brun-rouge, de sables ocres et/ou verts (sites II, III : fig. 7). Wyns (1980) en a également observé près de Beauvais.

La zone faillée du Bray a une orientation N 135° qui la fait entrer dans le second groupe de fractures. Il apparaît raisonnable de considérer ce groupe génétiquement lié à la surrection de l'anticlinal du Bray.

En conclusion de cette analyse du réseau hydrographique et de la fissuration à l'affleurement, il

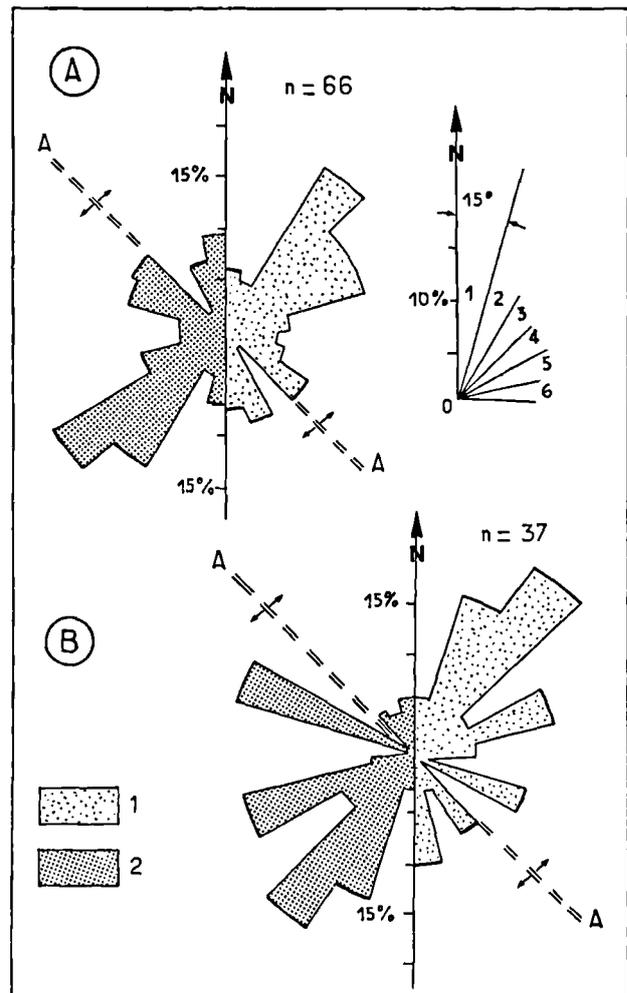


Fig. 8. — Résultats de l'analyse des directions du réseau hydrographique.

A, Rosace sur substratum crayeux ;

B, Rosace sur autres substratum (argile, limon, sable).

Chaque rosace résulte de la juxtaposition de deux demi-rosaces différentes : 1, un histogramme par classes d'orientation ; 2, la distribution des longueurs cumulées dans chaque classe d'orientation.

A-A : direction de l'anticlinal du Bray.

Fig. 8. — Results of the hydrographical net analysis.

A, Rose-diagram from chalky substratum.

B, Rose-diagram from other substratum (clay, silt, sand).

Any rose-diagram is a couple of two different half diagrams : 1, a azimuth histogram ; 2, a diagram with summed lengths of lineaments from every azimuth class.

A-A : direction of the Bray Anticline.

ressort que la zone faillée du Bray est constituée de fractures parallèles (familles II, III, IV), qui lacèrent le flanc court reliant les voissures anticlinale et synclinale du Bray. Près de l'anticlinal, certaines fractures présentent un rejet significatif, et constituent les failles figurées sur la carte géologique (fig. 7). La dépression synclinale ne montre pas de faille, mais une densité élevée de fractures à l'affleurement. Le Thérain occupe la dépression synclinale, en étant presque le seul cours d'eau à suivre cette direction.

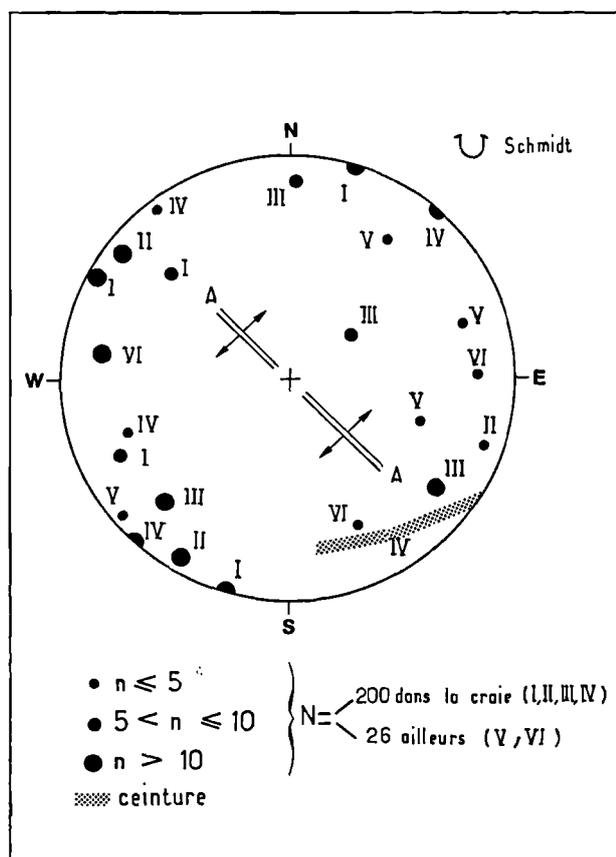


Fig. 9. — Résultats de l'analyse de fracturation à l'affleurement : diagramme des pôles de fissure représentés en fonction de leur densité ; les numéros I à VI renvoient aux sites localisés en fig. 7.

n = nombre d'observations ; A-A : direction de l'anticlinal du Bray.

Fig. 9. — Results of jointing analysis from outcrops : pole density diagram of joints ; numbers I to VI are those of sites located on fig. 7.

n = observations number ; A-A : direction of the Bray Anticline.

III. — CONCLUSIONS GÉNÉRALES

A) STRUCTURE DE LA VALLEE

La vallée du Thérain est un trait morphologique lié à la structure générale du Pays de Bray, allongée NNW-SSE. La fracture profonde qui affecte le socle paléozoïque (Héritier et Villemin, 1971) s'amortit dans la couverture par une flexure associée à une famille de failles et fractures de même direction. La fréquence de ces fractures à l'affleurement est irrégulière mais toujours forte. Leur participation à l'individualisation de la vallée du Thérain ne saurait être exclue.

Une seconde famille de fractures, orthogonale à la première (SSW-NNE), contrôle en revanche nettement le réseau hydrographique. De part et d'autre d'une ligne suivant cette direction, et passant à l'ouest de Beauvais, la carte géologique (fig. 7) montre une asymétrie variable de la vallée du Thérain. A l'aval de cette ligne, les alluvions anciennes affleurent en rive droite de la rivière, tandis qu'à l'amont, elles affleurent en rive gauche. Un mouvement différentiel, postérieur au dépôt des alluvions anciennes, antérieur au dépôt des alluvions modernes, pourrait être responsable de cette répartition. Son âge relatif s'accorde avec le calendrier tectonique proposé par Blondeau *et al.* (1965). Ce mouvement a nécessairement mis en jeu des fractures orientées SSW-NNE, et peut-être aussi certaines autres, parallèles à la vallée du Thérain.

La discontinuité repérée par la géophysique entre Campdeville Troissereux peut ainsi être :

- une fracture parmi ces dernières, récemment actives ;

- un contact érosionnel dont la localisation et l'attitude dépendent d'un mouvement tectonique récent le long d'une fracture orientée NE-SW.

La première hypothèse est la plus séduisante pour expliquer le voisinage d'une craie très altérée sous le Thérain, avec une craie très saine en rive gauche, sous les colluvions récentes.

B) NATURE DES ALLUVIONS ET DU BED-ROCK, COMPORTEMENT GEOTECHNIQUE

1) Terrains compressibles.

La présence de tourbe a été mise en évidence dans une zone très limitée, en bordure Nord-Ouest de la parcelle étudiée. Au plus, l'épaisseur de ces lentilles, caractérisées par de faibles résistivités, est de quelques décimètres.

En conséquence, les remblais mis en place, induiront peu de tassements.

2) Graves.

Les graves sont seulement présentes dans la vallée actuelle. Elles sont à la fois caractérisées géophysiquement par de fortes résistivités et des vitesses moyennes.

Elles constitueront de bonnes assises de terrassements routiers et permettront une extension facile de l'exploitation de matériaux pour les gravières locales.

3) Bed-rock.

Les sondages mécaniques réalisés démontrent que le bed-rock crayeux est lithologiquement homogène. Les variations de vitesses mises en évidence sous la vallée actuelle et sous les colluvions tendent à souligner une altération plus forte de la craie au Sud, c'est-à-dire sous les alluvions récentes. Cette altération s'explique vraisemblablement par la percolation d'eau agressive de la nappe alluviale, exacerbée par la fracturation locale.

En conséquence, les fondations des ouvrages d'art seront plus faciles à réaliser au niveau du C.D. 133

(partie Nord de la zone prospectée) que pour le franchissement du Thérain.

C) IMPLICATIONS HYDROGÉOLOGIQUES

La prospection géophysique associée aux mesures de fracturation démontre :

1° que la nappe alluviale est seulement présente dans les niveaux graveleux, c'est-à-dire à la verticale de la vallée actuelle. Tout comme cette vallée, la nappe est limitée au Nord par la discontinuité dans la craie résultant vraisemblablement d'une tectonique récente ;

2° qu'aucune nappe perchée n'a pu être décelée au niveau des terrasses au cours de la période de prospection (mai 1983), particulièrement pluvieuse par ailleurs.

En outre, cette nappe alluviale est alimentée directement, au moins en partie, par celle de la craie. Cette alimentation s'effectue au moyen de sources (Roux et Tirat, 1969) localisées dans l'axe des fractures N 25° - 30° décrites ci-dessus.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ASTIER J.L. (1971). — Géophysique appliquée à l'hydrogéologie. Masson édit., Paris, 278 p.
- 2) BERTRAND Y. (1967). — La prospection électrique appliquée aux problèmes des Ponts et Chaussées. *Bull. Liaison Lab. routier*, n° spéc., I, 172 p.
- 3) BLONDEAU A., CAVELIER C., POMEROL C. (1965). — Néotectonique du Pays de Bray. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, VII, p. 197-204.
- 4) BLONDEAU A., POMEROL B., POMEROL C. (1974). — Carte géologique de Beauvais à 1/50.000.
- 5) COLBEAUX J.P. (1977). — Géométrie et cinématique de la fracturation dans le Nord de la France. *Bull. B.R.G.M.*, IV, p. 339-355.
- 6) COMPAGNIE GENERALE DE GEOPHYSIQUE (1963). — Master curves for electrical sounding. *Europ. Ass. Expl. Geoph.*, 36 p.
- 7) EINSTEIN M.M., BAECHER G.B. (1983). — Probabilistic and statistical methods in engineering geology. *Rock Mechanics*, 16, p. 39-72.
- 8) HERITIER F., VILLEMEN J. (1971). — Mise en évidence de la tectonique profonde du Bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. B.R.G.M.*, I, p.11-30.
- 9) LAFARGUES P. (1957). — Prospection électrique par courants continus. Masson édit., Paris, 290 p.
- 10) MAILLOT H., NOUALI S., 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.
- 11) MAILLOT H., DEBEY M., DI COLA F., REMY P., VERWEIRDE C., MEILLIEZ F. (1982). — Prospection géophysique appliquée à la reconnaissance de gisements de matériaux sur le plateau de Rocroi (Ardennes). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CII, p. 175-182.
- 12) POMEROL B. (1972). — Tectonique de la terminaison SE du Pays de Bray dans la région de Beauvais. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 275, p. 1741-1744.
- 13) POMEROL C., FEUGUEUR L. (1968). — Guide géologique régional : Bassin de Paris. Masson édit., Paris, 216 p.
- 14) ROUX J.C., TIRAT M. (1969). — Carte hydrogéologique de Beauvais à 1/50.000.
- 15) TRICART J. (1968). — Précis de géomorphologie. T. I : Géomorphologie structurale. SEPED édit., Paris, 324 p.
- 16) WYNS R. (1980). — Apports de la microtectonique à l'étude de l'anticlinal du Pays de Bray : proposition d'un mécanisme de pli en compression avec décrochements associés. *Bull. Soc. Géol. France*, XXII, p. 681-684.

Sur la présence d'une albite de haute température dans les niveaux feldspathiques gédinniens de l'aire anticlinale de l'Ardenne

High temperature albite-bearing arkosic arenites in Gedinian series of the main anticline area of Ardenne

par A. BEUGNIES (*)

Résumé. — Mise en évidence d'une albite de haute température parmi les minéraux détritiques des formations gédinniennes et siegéniennes en bordure orientale du Massif cambrien de Rocroi. L'origine de cette albite est liée à l'existence d'un complexe volcanique actif ou en voie d'érosion qui coiffait le Massif de Rocroi dès le début du Gédinnien.

Abstract. — A high-temperature albite is identified among detrital minerals from Gedinian and Siegenian series around eastern border of the Cambrian Massiv of Rocroi. This albite is issued from erosion of an important volcanic complex covering a large area of the Rocroi-Massiv at the beginning of the Gedinian times.

Poursuivant depuis plusieurs années l'étude du métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne, nous avons été amenés à revoir avec plus d'attention les minéraux des formations éodévoniennes affleurant aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des zones métamorphiques. Plus particulièrement intéressés par les feldspaths, nous avons d'abord passé en revue les arénites grossières et feldspathiques réparties à plusieurs niveaux du Gédinnien, notamment vers le sommet du complexe conglomératique de base (G1a) et dans la formation d'Oignies (G2a).

La plupart des horizons étudiés se sont révélés contenir, en proportions variables, des cristaux d'albite de haute température témoignant de la proximité d'un important complexe volcanique actif ou en voie d'érosion au cours du Gédinnien. La présente note résume les principaux acquis relatifs à l'identification, la localisation stratigraphique et la répartition géographique de cette albite de haute température marquant les roches gédinniennes en bordure du Massif cambrien de Rocroi.

L'albite des horizons feldspathiques éodévoniens.

Dans tous les niveaux plus ou moins feldspathiques que l'on rencontre à la bordure orientale et nord-

orientale du Massif de Rocroi, dès la partie sommitale du complexe conglomératique jalonnant la discordance jusqu'aux quartzites feldspathiques du Siegénien moyen, le feldspath observé est toujours une albite qui se présente généralement sous deux faciès fréquemment associés : une albite à macles lamellaires normales et une albite à macles lamellaires en damier. Dans les deux cas, il s'agit le plus souvent de la macle suivant la loi de l'albite avec plan de macle confondu avec (010), plus rarement suivant la loi du péricline avec [010] comme axe de macle. Dans le faciès à macles normales, les individus maclés se prolongent d'un bord à l'autre du cristal tandis que dans le faciès à macles en damier, ils ont une extension très limitée donnant alors l'aspect d'une structure en échiquier (ou structure à macles courtes).

Composition chimique.

Soumis au contrôle de la microsonde électronique (**) (sonde GEOL.), les deux faciès ont livré la même composition correspondant à l'albite avec, essentiellement, Na, Al et Si et très accessoirement Ca, Mg et Fe, les derniers éléments étant liés à l'existence d'inclusions microscopiques (Ech. 1609 et 1928) (**).

(*) Professeur à la Faculté Polytechnique de Mons, 7, rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique).

(**) Je remercie l'I.N.I.S.Ma., propriétaire de la sonde, et les responsables de son fonctionnement, à savoir : le Professeur A. Blave et le Docteur G. Chavepeyer, de leur aide précieuse et amicale.

(***) La localisation des échantillons est précisée à la fig. 1.

Note présentée le 7 Mars 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Février 1985.

Structure réticulaire de l'albite en échiquier.

En vue de préciser la structure de l'albite en échiquier, nous avons procédé à l'enregistrement des diffractogrammes de poudres (Diffractomètre Siemens, Cristallogflex, anticathode de Cu, filtre Ni, tension d'alimentation 30 KV, vitesse d'enregistrement 1 cm/min) de trois échantillons du niveau arkosique inférieur de la formation d'Oignies particulièrement riches en albite en échiquier (Ech. 1928A, 1928B et 1069). Nous les avons comparés au diffractogramme obtenu avec un échantillon d'albite de même faciès qu'on observe communément dans le microgranite du Ravin de Mairrupt au Nord de Deville (Ech. Mairrupt). Tous les diffractogrammes montrent principalement les raies de l'albite classique de basse température caractérisée par un écart angulaire Γ ($\text{CuK}\alpha$) = 2θ ($\bar{1}\bar{3}1$) — 2θ (131) voisin de $1^{\circ}12$ (tableau I). Cependant, les échantillons en provenance du niveau arkosique de la formation d'Oignies livrent en outre un spectre secondaire dont la discrimination a nécessité une analyse plus fouillée (avance pas à pas réglée sur $0^{\circ}01$, intervalles d'enregistrement de 2 min., calibrage des raies par étalon de quartz, sensibilité maximale). Les résultats obtenus pour ce spectre secondaire (tableau II) correspondent à celui de l'albite de haute température (Borg et Smith, 1969) avec notamment une raie caractéristique pour 2θ ($\text{CuK}\alpha$) = $22^{\circ}85$, des triplets ou des doublets pour les

angles $2\theta = 29^{\circ}60$; $30^{\circ}68$; $31^{\circ}54$ et $31^{\circ}76$ et une différence angulaire Γ ($\text{CuK}\alpha$) voisine de $1^{\circ}94$ (Smith et Yoder, 1956). Nous en concluons que l'albite en damier des échantillons recèle une double structure témoignant de l'association d'une albite de haute température et d'une albite de basse température.

Propriétés optiques de l'albite.

En vue de confirmer les résultats obtenus par l'analyse diffractométrique, nous avons précisé les propriétés optiques de l'albite en damier et notamment le signe optique et l'angle des axes $2V$, caractères les plus spécifiques des deux types d'albite (Smith, 1958).

L'albite en damier est le plus souvent négative avec un angle des axes optiques $2V$ variant de 55 à 72° (Ech. 1069) et de 82 à 88° (Ech. 1928) situé dans un plan à peu près normal à (010) . Ce sont là les caractères spécifiques d'une albite de haute température (Smith, 1958). Les indices de réfraction ne permettent pas de rapporter le feldspath à l'une ou l'autre des deux formes mais les valeurs mesurées $1,532$ et $1,528$ respectivement pour N_m et N_p (tableau III) confirment la nature albitique du minéral.

Dans la suite de notre étude, nous avons uniquement retenu les caractères optiques pour distinguer les formes de haute et de basse température.

hkl	Albite B.T. de référence (1)		1928A		1928B		1069		Mairrupt	
	2θ (2)	I/Im (3)	2θ (2)	I/Im (3)	2θ (2)	I/Im (3)	2θ (2)	I/Im (3)	2θ (2)	I/Im (3)
001	13,88		13,90		13,95		13,92		13,84	
$\bar{2}01$	22,06	xxx	22,08	xx	22,10	xx	22,10	xx	22,07	xx
$\bar{1}\bar{1}1$	23,06	x	22,85		22,84	x	22,90		22,82	x
111	23,54	xx	23,56	x	23,66	xx	23,62	xx	23,57	xx
$\bar{1}\bar{3}1$	24,32	xx	24,31		24,29	xx	24,27	xx	24,32	xx
$\bar{1}\bar{1}2$	25,40	x	25,42		25,25	xx	25,45			
002	27,96	xxxx	27,92	xxxx	28,02	xxxx	27,96	xxxx	27,92	xxxx
$\bar{1}\bar{3}1$	30,12	x	30,08	x	30,06	x	30,03	xx	30,07	x
$\bar{2}\bar{2}2$	30,20	x	30,22		30,28					
131	31,24	x	31,20		31,22	x	31,17	x	31,20	
$\bar{1}\bar{3}2$	31,46		31,42		31,44		31,41		31,43	
$\bar{2}41$	35,00		35,05		35,10		35,00		35,05	
$\bar{2}41$	36,78		36,70		36,70		36,60		36,90	
$\bar{3}\bar{3}1$	38,80		38,80		38,90		38,86		38,87	
$\Gamma = 2\theta$ ($\bar{1}\bar{3}1$) - 2θ (131)	1°12		1°12		1°16		1°14		1°13	

(1) D'après Borg et D.K. Smith, 1969 ; (2) Angle de position en degré avec la radiation $\text{CuK}\alpha 1$; (3) Estimée d'après la hauteur du pic selon la convention : 90 à 100 % : xxxx ; 50 à 90 % : xxx ; 20 à 50 % : xx ; 10 à 20 % : x.

Tableau I. — Raies principales de diffraction X de l'albite en échiquier.

hkl	2θ référence	1928A	1928B	1069
$\bar{1}\bar{1}1$	22,68	22,85	22,85	22,85
$\bar{1}\bar{3}1$	29,60	29,57 (3)	29,75 (3)	29,58 (3)
$\bar{2}\bar{2}2$	30,68	30,78 (2)	30,89 (3)	30,78 (2)
131	31,54	31,50 (2)	31,56	31,59
$\bar{1}\bar{3}2$	31,76	31,81 (3)	31,71 (2)	31,76
$\Gamma = 2\theta (\bar{1}\bar{3}1) - 2\theta (131)$	1°94	1°93	1°81	2°01

(*) : (3) pour triplet ; (2) pour doublet.

Tableau II. — Raies caractéristiques de l'albite de haute température.

L'albite à macles normales possède des propriétés optiques (tableau IV) qui l'apparentent tantôt à une albite de haute température (signe négatif et 2V

jusqu'à 50°), tantôt à une albite de basse température (signe positif et 2V de 72 à 80°) avec un indice Ng voisin de 1,536 caractérisant un feldspath dont la teneur en anorthite n'excède pas 10 %.

Répartition géographique.

La répartition géographique des deux formes de l'albite, qu'elle soit à macles normales ou à macles courtes (fig. 1), indique une prédominance de la forme de haute température dans les aires couvrant la zone non métamorphique et la zone métamorphique externe (21 échantillons sur 30). Au contraire, dans la zone métamorphique interne telle qu'elle a été définie dans une note antérieure (Beugnies, 1983), c'est la forme de basse température qui apparaît la plus fréquente (7 échantillons sur 8). Nous interprétons la répartition observée comme un effet du métamorphisme prograde favorable à la transformation

Albite HT → Albite BT

à partir d'une albite de haute température (HT) qui devait être largement dominante à la fin du cycle sédimentaire. L'effet du métamorphisme sur la structure de l'albite s'accompagne encore d'une recristalli-

Ech. n°	Position stratigr. (1)	Degré de métam. (2)	Indices principaux	2V en degré	Sect ⊥ Np Ng Λ (C10) en degré
33	G2a	n.m.	Ng < 1,540	- 60° (environ)	
557	G2a	z.e.	1,536 < Ng < 1,540	- 53, - 80, - 88	71 à 87
944	G2a	n.m.	Ng < 1,540	90	
1064	G2a	n.m.		- 60	
1069	G2a	n.m.	1,536 < Ng < 1,540	- 68, - 72, + 86, - 55	77
1088	G2b	z.e.	Ng < 1,540	+ 78	
1095	Sg2	n.m.		- 60, - 80	82
1109	G2a	z.i.	Ng < 1,540	90	
1928	G2a	n.m.	1,536 < Ng < 1,540 Nm < 1,536 Np = 1,528	- 82, - 84, - 88, + 84	75 à 77
1932	G1a	z.i.	1,536 < Ng < 1,540	- 84, - 88, 90, + 80	79 à 88
1933	G1a	n.m.	1,536 < Ng < 1,540	- 55, - 72, - 74	
1934	G1b	n.m.	1,536 < Ng < 1,540		
1935	G1a	z.i.	1,536 < Ng < 1,540	- 88, + 82, + 82 + 80	

(1) G1 : Gedinnien inférieur : a : complexe conglomératique basal, b : schiste de Mondreputis ; G2 : Gedinnien supérieur : a : formation d'Oignies, b : formation de Saint-Hubert ; Sg1 : Siegenien inférieur : Sg2 : Siegenien moyen.
(2) n.m. : non métamorphique ; z.e. : métamorphique dans la zone externe ; z.i. : métamorphique dans la zone interne.

Tableau III. — Propriétés optiques de l'albite à macles en damier.

N°	Strat. (x)	Métam. (x)	Indices	2V
1	G1b	z.e.	Ng < 1,540	- 53 à 90
4	G1b	z.e.		+ 74
15	G1b	n.m.		+ 80
33	G2a	n.m.		+
67	G1b	z.e.		- 68, - 80, - 82
100	G2a	n.m.	Ng < 1,540	+
147	G2a	n.m.	Ng < 1,544	90
148	G2a	n.m.	Ng < 1,544	- 80 à - 86
152	G2a	z.e.	Ng ≤ 1,544 Nm < 1,544	- 60
197	G2b	z.e.		- 80
198b	Sg1	z.e.		90
199	G2b	z.e.		- 80 à - 90
204b	Sg1	z.e.		- 80 à - 90
215	Sg1	n.m.	Ng ≤ 1,540	- 61, - 87, 90, + 88
328	G2a	z.e.		90, + 80
557	G2a	z.e.	1,536 ≤ Ng < 1,540	- 80 à 90
944	G2a	n.m.	Ng < 1,540	-
1064	G2a	n.m.	Ng < 1,544	- 50
1069	G2a	n.m.	1,536 ≤ Ng < 1,540	+ 86, + 78, + 72
1085	Sg1	n.m.		+ 80
1088	G2b	z.e.	Ng = 1,540	- 62, - 87, 90, + 82, + 76
1089	G2b	n.m.		- 80 à 90
1095	Sg2	n.m.	Ng < 1,540	- 79
1109	G2a	z.i.	Ng < 1,544	- 60 à - 80
1928	G2a	n.m.	1,536 ≤ Ng < 1,540 1,528 < Nm < 1,536	
1932	G1a	z.i.	1,536 ≤ Ng < 1,540	+ 72 à 90
1933	G1a	n.m.	1,536 ≤ Ng < 1,540	- 54, - 78, 90, + 80
1935	G1a	z.i.		+ 82
1934	G1b	n.m.	1,536 ≤ Ng < 1,540	- 55

(x) Pour la signification des sigles voir tableau III

Tableau IV. — Propriétés optiques de l'albite à macles normales.

sation partielle qui se confîne généralement à une couronne souvent limpide entourant le cristal originel plus ou moins séricitisé.

Lorsque l'albite est engagée dans une roche un peu plus calcique, comme c'est le cas pour certains quartzites calcitiques de la formation de Saint-Hubert (G2b) ou de la partie sommitale de la formation de Mondrepuits (G1b), elle devient rapidement instable dans la zone interne où elle passe à une andésine dont la teneur en anorthite peut atteindre 24 à 40 % (fig. 1).

En vue de préciser la répartition des faciès albitiques, nous avons procédé à une série de comptages (Tabl. V) et indiqué la position géographique des échantillons les plus riches en albite (fig. 1).

Ces derniers se localisent stratigraphiquement dans les niveaux arkosiques de la formation d'Oignies (G2a) et du complexe conglomératique jalonnant la discordance (G1a). Géographiquement, ils se répartissent autour de la région de Willerzie caractérisée par la remarquable extension de formations volcanosédimentaires à faciès rhyolitiques dont les plus récentes surmontent directement le conglomérat de transgression gédinnien.

L'ensemble des observations relatives à l'albite détritique de haute température présente dans les formations éodévoniennes cernant le massif de Rocroi au Nord et à l'Est conduit à modifier sensiblement la paléogéographie régionale de la haute Ardenne à l'aube du cycle hercynien.

Dès le début du Gédinnien, sur le massif de Rocroi pénéplané, s'implante un vaste complexe volcanique de nature rhyolitique dont les coulées atteignent la région de Willerzie et dont les racines envahissent le socle cambrien sous formes de sills et de dykes de microgranite et de diabase.

L'érosion du complexe volcanique restera active au moins jusqu'au Siegénien moyen et alimentera en albite de haute température le bassin qui le contourne au Nord et à l'Est. L'apport en provenance du complexe éruptif sera maximal au début du Gédinnien au moment de la formation des derniers reliefs volcaniques et au Gédinnien supérieur à la faveur, vraisemblablement, d'un mouvement régressif de la mer correspondant à la formation d'Oignies dont les niveaux arkosiques grossiers et les faciès rouges généralisés s'accordent avec les conditions de sédimentation épicontinentale.

N° ech.	Localisation géographique et stratigraphique	Albite damier en %	Albite normale en %	Total albite
33	G2a - Bièvre	0,60	0,60	1,20
152	G2a - S.E. de Bièvre	0,0	0,10	0,10
328	G2a - S. de Bièvre	0	0,40	0,40
557	G2a - S. de Villance	2,97	1,16	4,13
944	G2a - S.O. de Rienne	12,20	0	12,20
1064A	G2a - Gedinne	8,00	0,20	8,20
1064B	G2a - Gedinne	3,50	1,60	5,10
1069	G2a - N. de Willerzie	6,41	1,00	7,41
1109	G2a - Remagne	2,50	0,50	3,00
1928	G2a - N. de Fépin	9,94	2,48	12,42
1932	G1a - Naux	0,93	0,56	1,49
1933	G1a - Willerzie	3,15	1,85	5,00
1934	G1b - Pont Collin	0,08	0,25	0,33
1935A	G1a - Bois Saint-Jean	9,66	1,09	10,75
1935B	G1a - Bois Saint-Jean	10,42	2,02	12,44

Tableau V. — Teneur en albite des roches feldspathiques.

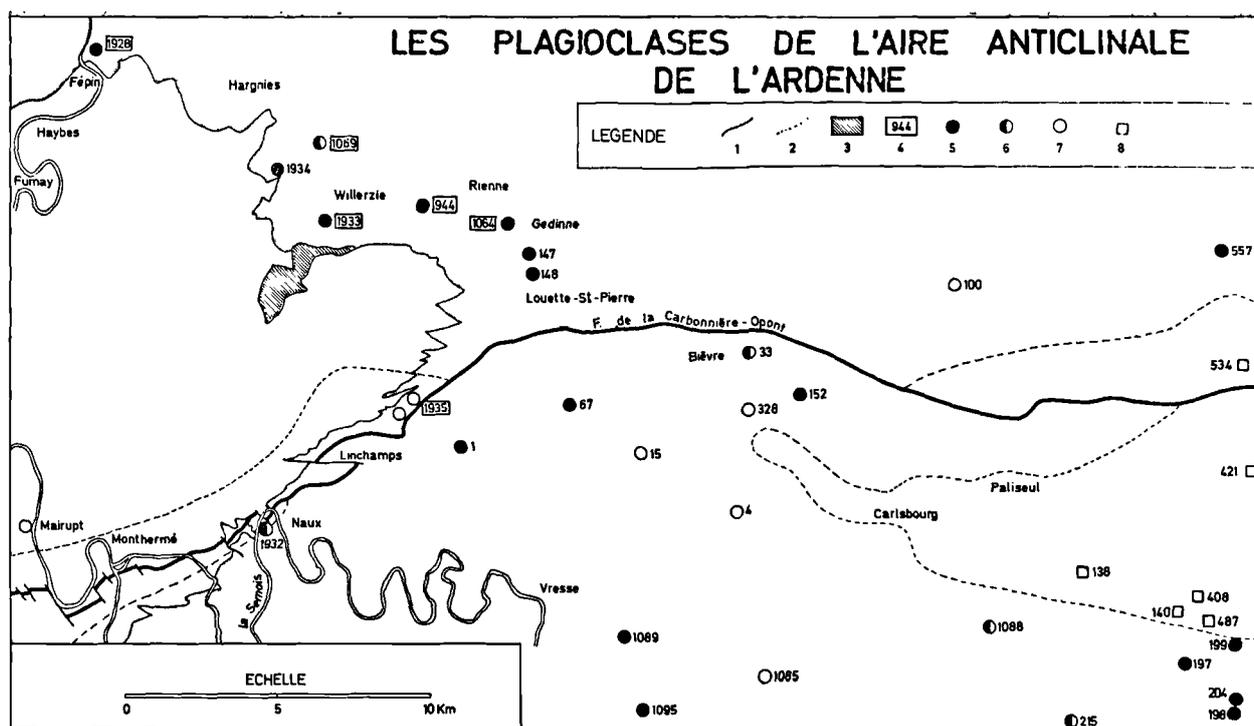


Fig. 1. — Les plagioclases de l'aire anticlinale de l'Ardenne.

1, Limite du Massif cambrien de Rocroi. — 2, Contour de la zone métamorphique interne. — 3, Extension actuelle des roches rhyolitiques de Willerzie. — 4, Echantillon dont la teneur en feldspath est comprise entre 5 et 15 %. — 5, Albite de haute température dominante. — 6, Albites de haute et basse température également présentes. — 7, Albite de basse température dominante. — 8, Andésine de néogène.

Fig. 1. — Plagioclases of the main anticline of Ardenne.

1, Boundary of the Cambrian Massif of Rocroi. — 2, Boundary of the internal metamorphic zone. — 3, Actual extent of rhyolitic rocks of Willerzie. — 4, Sample with feldspath content falling between 5 and 15 %. — 5, High temperature albite dominant. — 6, High and low temperature albite equally present. — 7, Low temperature albite dominant. — 8, Paragenetic andesine.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BEUGNIES A. (1983). — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CII, p. 165-173.
- 2) BORG I.Y. and SMITH D.K. (1969). — Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. *Geol. Soc. of Am. Mem.*, 122.
- 3) SMITH J.R. (1958). — Optical properties of heated plagioclases. *Am. Min.*, 43, p. 1179-1194.
- 4) SMITH J.R. and YODER H.S. (1956). — Variations in X-ray powder diffraction patterns of plagioclase feldspars. *Am. Miner.*, 41, p. 632-647.

Facteurs susceptibles de modifier les propriétés de thermoluminescence des couvertures limoneuses.

Le cas des formations superficielles de la région de Ciplly (Bassin de Mons, Belgique)

Factors capable of modifying the thermoluminescence properties of the loess overburden. The case of the superficial formations of the Ciplly country (Mons basin, Belgium)

par J.M. CHARLET (*), Y. QUINIF (*) et Ph. BOUKO (*)

Résumé. — Une étude complète a été réalisée sur l'origine de la thermoluminescence des limons pour un site où plusieurs zones de migration du radon avaient été détectées. La thermoluminescence a été comparée à tous les facteurs lithologiques, sédimentologiques et radiométriques des formations limoneuses. Une même formation montre une grande variabilité dans l'intensité TL du quartz et celle du feldspath avec une excellente corrélation entre ces deux paramètres. Par rapport à un « bruit de fond » de thermoluminescence, on peut distinguer plusieurs anomalies dont la localisation correspond à des zones de migration du radon. Ce résultat peut avoir des conséquences importantes dans l'application de la thermoluminescence à la datation des limons.

Abstract. — A complete study has been carried out on the origin of the loams thermoluminescence for a site where several zones of radon migration had been detected. The thermoluminescence has been compared with all the lithological, sedimentological and radiometric factors of the loess formations. A same formation shows a great variability in the TL intensities for quartz and feldspars with an excellent correlation between these both parameters. With regards to a background of thermoluminescence one can distinguish several anomalies in relation with zones of radon migration. This result can lead to important consequences in the applications of thermoluminescence for loams datation.

I. — INTRODUCTION

La datation par thermoluminescence (TL) des restes archéologiques est une méthode couramment appliquée (Fleming, 1979). Elle utilise la relation liant l'âge de l'échantillon (t), la dose D de rayonnement qu'il a reçue, proportionnelle à l'intensité de thermoluminescence et l'activité ou la dose annuelle (R)

$$t = D/R$$

La méthode a été récemment étendue à la datation des sédiments quaternaires : limons (Wintle, 1981 ; Wintle et Brunnackerk, 1982), sédiments océaniques

(Wintle et Huntley, 1979), sables éoliens, sols anciens (Pye, 1982 ; Yev Seyv, Ill'ichev, 1974), dépôts glaciaires ou fluvioglaciaires (Troitsky, Plunning, Hutt, Rajamae, 1979).

La datation par TL nécessite une remise à zéro préalable de "l'horloge" par effacement total de la thermoluminescence qui fixe ainsi l'origine de temps à partir de laquelle l'âge de l'échantillon étudié peut être déterminé. Cet effacement, dans le cas des poteries ou des pierres de foyer, est dû tout simplement à la cuisson des objets. Dans le cas des sédiments, la plupart des auteurs (Dreimanis, Hutt, Raukas, Wippey, 1978 ;

(*) Faculté Polytechnique de Mons. 7. rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 7 Mars 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Février 1985.

Wintle, Huntley, 1982) semblent maintenant d'accord pour admettre que l'effet des ultraviolets solaires constitue le mécanisme prépondérant de la suppression de thermoluminescence avant la sédimentation.

Les principaux problèmes auxquels les scientifiques sont confrontés dans la datation par TL concernent la détermination de la dose annuelle R .

Pour prendre en compte les facteurs modifiant la contribution des différents types de rayonnements (alpha, bêta et gamma), deux techniques ont été développées : technique des grains fins ou des inclusions (Fleming, 1979). Cependant, d'autres facteurs sont susceptibles de compliquer la détermination de l'âge par la thermoluminescence. En effet, l'application de la relation $t = D/R$ n'est valable que si la dose annuelle R reste constante au cours du temps. Or, divers auteurs (Dreimanis, Hutt, Raukas, Wippey, 1978 ; Wintle, Huntley, 1982) ont récemment évoqué l'influence des phénomènes de migration de l'uranium ou de ses descendants dans les sols ou dans l'environnement des restes archéologiques. Leurs effets semblent cependant mal connus. Les travaux que nous avons récemment réalisés dans le cadre d'un contrat concernant la prospection des gisements cachés d'uranium (*) nous ont permis de cerner l'influence des phénomènes de migration du gaz radon, descendant de l'uranium, sur la thermoluminescence des formations limoneuses.

II. — LE SITE ETUDIÉ

En vue de tester la réponse TL d'une couverture limoneuse située dans un environnement susceptible d'être caractérisé par des zones préférentielles de migration du radon (Quinif, Charlet, Dupuis, Robaszynski, 1981), nous avons sélectionné un site d'étude dans la région de Ciplly (fig. 1 et 2). Il s'étend sur un hectare à partir de l'extrémité méridionale de la carrière des Rogneaux. Le flanc de cette carrière qui borde le site permet d'observer, de bas en haut, les formations suivantes :

- la Craie phosphatée de Ciplly, uranifère, visible sur plus de 5 m (elle contient 35 à 45 ppm en uranium) ;
- le Poudingue de la Malogne (épaisseur : quelques décimètres) ;
- le Tuffeau de Ciplly, calcarénite du Dano-Montien (épaisseur : 5 à 6 m, 2-3 ppm en uranium) ;
- une couverture limoneuse avec quelques poches de dissolution (épaisseur : 1,5 à 2 m ; 3 à 4 ppm en uranium, 7 à 8 ppm en thorium, 1 à 2 % en K_2O).

Une faille N-110-E limite le gisement de phosphates vers le Sud en mettant en contact les craies phosphatées avec des craies blanches ou grises peu radioactives.

(*) Contrat Communautés Européennes. - Service à la Programmation de la Politique Scientifique.

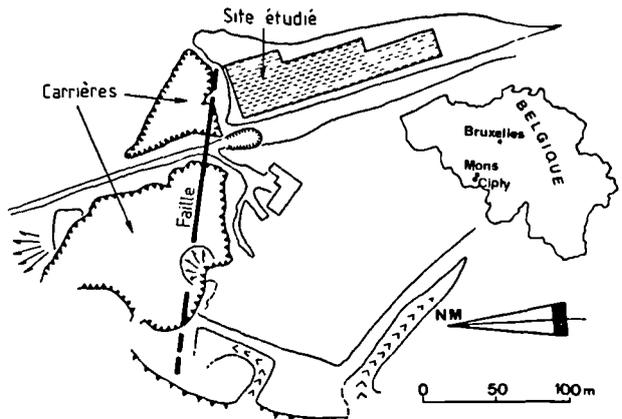


Fig. 1. — Localisation géographique du site.

Fig. 1. — Geographical localization of the site.

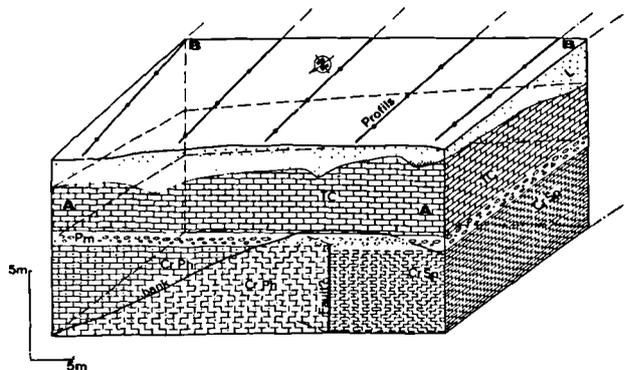


Fig. 2. — Bloc-diagramme du site étudié.

Fig. 2. — Bloc-diagram of the studied site.

La couverture limoneuse a été étudiée sur la totalité du site par application des méthodes géophysiques (électrique, sismique réfraction) et par l'observation des cuttings recueillis au cours de la campagne de prélèvements à la tarière. Quatre types de formations superficielles ont été distingués (fig. 3) :

- F 1 : argiles limoneuses brun à brun foncé sans granules de craie.
- F 2 : limons brun jaune foncé, plus ou moins argileux à nombreux granules de craie.
- F'2 : limons brun jaune, plus ou moins argileux à quelques granules de craie.
- F 3 : sables limoneux brun olive foncé à brun, grisâtres, glauconifères.

Les sables limoneux F3 localisés à l'extrémité N-W du site constituent un lambeau de sables landéniens subsistant probablement dans une poche de dissolution.

CIPLY II

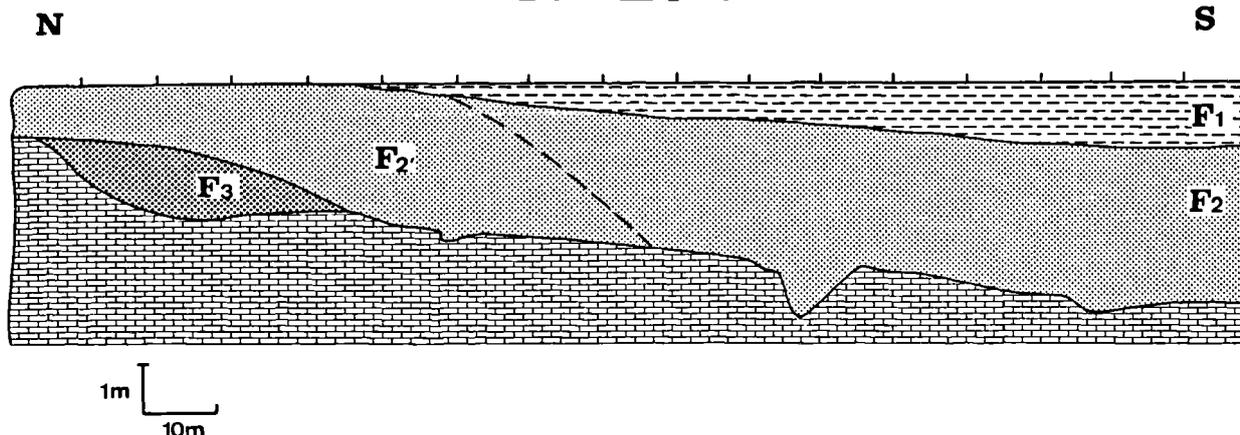


Fig. 3. — Coupe synthétique des formations superficielles.

Fig. 3. — Synthetic section of the superficial formations.

La couverture va en s'épaississant vers le Sud et la formation F1 repose toujours sur les formations plus anciennes F2-F'2. Un écorché à la profondeur de — 1 m (niveau de prélèvement des échantillons pour la thermoluminescence) montre que la formation F1 est localisée suivant un liseré principalement situé en bordure orientale du site. Les limons plus ou moins argileux F2 et F'2 forment donc la lithologie dominante à la profondeur de prélèvement choisie pour les mesures en laboratoire (fig. 4a).

III. — LA METHODE DE TRAVAIL

En 1982-1983, une série de campagnes de mesures sur site et des prélèvements ont été effectués aux nœuds d'une maille régulière. La thermoluminescence des limons a été comparée à tous les facteurs lithologiques, sédimentologiques et radiométriques que nous avons pu définir sur le site étudié afin de cerner l'influence de l'origine du matériau et des caractéristiques radiométriques.

Outre la description lithologique des cuttings, différents paramètres sédimentologiques ont été mesurés : moyenne et écart-type de la fraction limoneuse (de 20μ à 63μ), le refus à 80μ qui est une image des granules crayeux, la calcimétrie de la fraction limoneuse.

La radiométrie sur le site a été approchée par :

- 1° la détermination des teneurs en U, Th, K_2O par spectrométrie gamma ;
- 2° une mesure de la radioactivité globale des échantillons prélevés, à l'aide d'une installation à bas comptage bêta + gamma ;

3° une étude des zones actuelles de migration du radon par l'utilisation de deux techniques gaz (Mc Laughlin, Charlet, Dupuis, Quinif, Bouko, Ramu, 1982) :

- a) une mesure instantanée qui consiste à prélever une certaine quantité de gaz dans le sol et à déterminer sur site sa concentration en radon (émanométrie). En raison de l'influence des conditions climatologiques sur ce type de mesure, les campagnes d'émanométrie ont été répétées à trois reprises au cours de l'année 1983 (émano 1, 2, 3) ;
- b) une mesure intégrée sur deux semaines et qui consiste à utiliser un support de charbon actif sur lequel le radon s'absorbe. La mesure est effectuée par le biais des descendants solides du radon, émetteurs de rayonnement gamma.

Les paramètres de thermoluminescence ont été approchés par une étude classique de l'intensité lumineuse en fonction de la température (Charlet, Dupuis, Quinif, Bouko, Lair, 1982) après mise au point d'une méthode de préparation adaptée aux limons. Compte tenu de leur granulométrie, de l'abondance de la fraction argileuse et de la présence fréquente de carbonates, les limons ne constituent pas un matériau dont il est facile d'extraire les minéraux thermoluminescents. Tous les essais ont finalement été effectués sur la fraction 31-40 microns avant et après attaque à l'acide fluorhydrique.

L'interprétation des résultats a comporté la constitution d'une banque de données reprenant les mesures corrigées et normalisées des différents paramètres lithologiques, géologiques, physiques, radiométriques et de thermoluminescence, l'étude statistique des données et le tracé des cartes brutes et lissées.

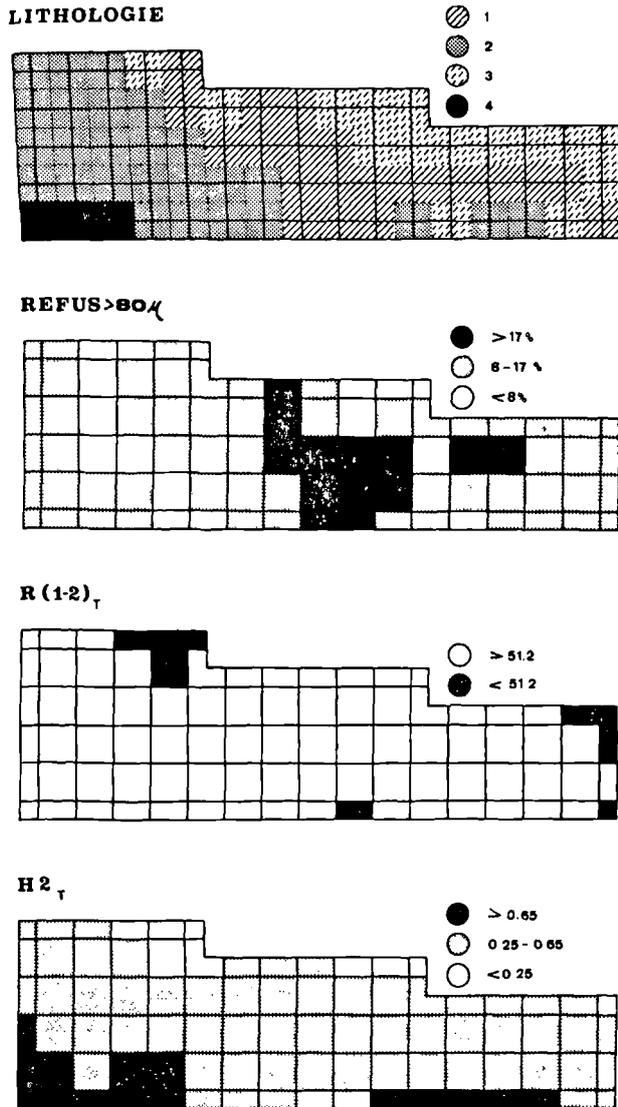


Fig. 4. — Carte de distribution de quelques facteurs lithologiques et des paramètres TL sur le site.

Fig. 4. — Map of the distribution of some lithological factors and TL parameters on the site.

IV. — ETUDE STATISTIQUE DES DONNEES : ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES

Au terme des différentes campagnes de mesures effectuées sur le site, nous disposons de 13 variables et de 64 individus qui sont situés aux nœuds d'une maille régulière de 10×10 m (soit au total 800 valeurs numériques). En vue de dégager les principales ten-

dances, une analyse statistique en composantes principales a été nécessaire. Le plan X-Y, représentant la quasi totalité de l'information, permet de dégager l'existence de trois pôles (fig. 6).

Un pôle lithologique regroupe les différentes variables sédimentologiques et traduit l'existence d'une corrélation nette entre les paramètres granulométriques de la fraction limoneuse et la calcimétrie (en particulier l'abondance des granules crayeux). Il témoigne des conditions de dépôt des limons éoliens.

Un pôle radioactivité sur l'axe x est inversement corrélé au pôle lithologique (ex. la radioactivité diminue avec l'augmentation du pourcentage des granules crayeux).

Un pôle TL non corrélé avec les deux précédents pôles, groupe tous les paramètres de thermoluminescence, ce qui montre l'existence d'une corrélation très nette entre les intensités TL du quartz et du feldspath.

Les résultats des différentes campagnes de techniques gaz montrent de grandes variations bien que des tendances générales se dégagent. Les résultats de l'émanométrie 2 sont proches du pôle radioactivité alors que les résultats des mesures intégrées et de l'émanométrie 3 sont proches du pôle lithologique. Il semble que l'on puisse mettre en évidence deux sources de radon : l'une, d'origine superficielle, représentée par le contenu en radioéléments de la couverture limoneuse : pôle radioactivité ; l'autre, d'origine plus profonde, qui se distribue dans la couverture en fonction des caractéristiques sédimentologiques, physiques (zone à perméabilité plus ou moins grande...) et climatologiques (pression atmosphérique, humidité, température) : pôle lithologique.

Quant à la distribution des individus, quatre ensembles se distinguent :

- L'ensemble I est caractérisé de façon prépondérante par le pôle TL.
- L'ensemble II est opposé au pôle TL mais est bien caractérisé par le pôle gamma. Ce sont des individus à faible TL et radio-activité assez forte. De plus, ils ne sont pas le siège d'importants flux de radon.
- L'ensemble III, centré sur le pôle lithologique, montre des individus dont les caractères TL et gamma sont supplantés par les caractères lithologiques.
- L'ensemble IV, enfin, localisé près de l'origine des axes, compte des individus aux caractéristiques « moyennes » par rapport à chaque variable.

V. — LES CARTES DE DISTRIBUTION DES PROPRIETES DE THERMOLUMINESCENCE. INTERPRETATION DES RESULTATS

La TL des formations superficielles du site étudié est à la fois liée au quartz et aux feldspaths (fig. 5). Sur roche totale, le premier pic ($H1_T$) se rapporte

principalement aux feldspaths, le deuxième pic (H_{2T}) au quartz (fig. 5). Le facteur de forme de la courbe $R(1-2)_T$ (*) est donc une image de l'intensité globale du feldspath rapportée à celle du quartz. Après l'élimination des feldspaths par l'attaque HF, la courbe, essentiellement liée au quartz, est caractérisée par un pic dominant à haute température et le rapport $R(1-2)_Q$ est caractéristique du type de quartz (fig. 5).

La carte $R(1-2)_T$ (fig. 4) fait apparaître une grande homogénéité dans la distribution du facteur de forme de la courbe TL sur roche totale, ce qui témoigne de la présence d'un même matériel sur le plan de ses caractéristiques de thermoluminescence avec une même proportion quartz-feldspaths. Seules quelques anomalies ponctuelles apparaissent en bordure du site. Elles correspondent, soit à des échantillons prélevés dans la formation F1, soit à des échantillons prélevés dans un

$$(*) \quad R(1-2)_T = \frac{H_{1T}}{H_{1T} + H_{2T}} \times 100$$

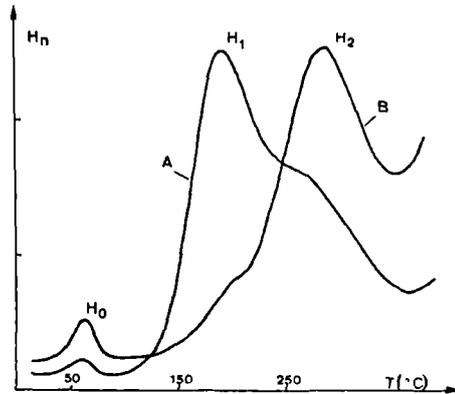


Fig. 5. — Courbes de thermoluminescence naturelle des limons.

A, roche totale. — B, quartz. — H_0 , témoin interne.

Fig. 5. — Natural thermoluminescence glow-curve of the loess.

A, the whole rock. — B, quartz. — H_0 , internal standard.

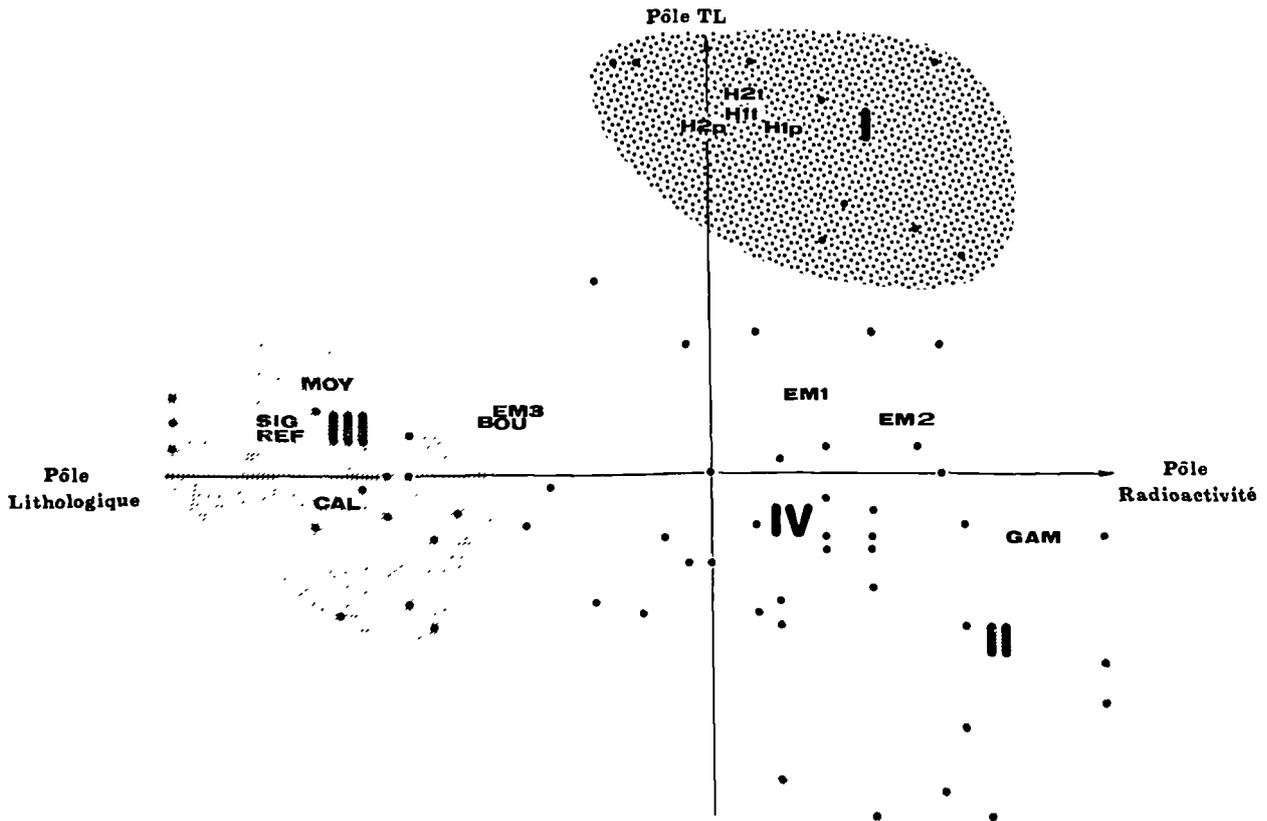


Fig. 6. — Analyse en composantes principales.

Fig. 6. — Statistical multivariable analysis.

faciès plus particulier de la formation F2, faciès caractérisé par une grande abondance de granules crayeux.

Si la forme de la courbe reste homogène sur pratiquement l'ensemble de la zone étudiée, les intensités TL sont par contre très variables (fig. 4 et 7). La grande dispersion des intensités TL traduirait l'existence d'un effet de dose variable à l'échelle du site sur un matériau « vidé » de sa thermoluminescence au moment du dépôt (fig. 7), influençant simultanément les deux détecteurs que constituent le quartz et le feldspath. Il existe en effet une excellente corrélation entre les intensités TL de ces deux minéraux (fig. 7). La représentation cartographique des intensités TL permet de localiser deux zones d'anomalies positives situées sur la bordure occidentale du site (anomalies A1 et A2) et par un liseré d'anomalies négatives situé sur sa bordure orientale (anomalie A3) (fig. 4).

En terme d'effet de dose, les anomalies TL peuvent être liées à des variations de l'âge des formations ou à des fluctuations sur la dose annuelle, qui peut varier

sur un même site avec la radioactivité des formations ou avec la présence des zones préférentielles de migration du radon. Or, on constate qu'il n'existe pas, pour le site étudié, de corrélation entre l'intensité TL et la radioactivité des formations superficielles (fig. 6), ce qui signifie que les facteurs qui ont joué un rôle essentiel sur la distribution des intensités TL au sein de la couverture limoneuse ne peuvent être qu'une variation de l'âge des formations ou la présence de zones préférentielles de migration du radon.

Nous considérerons successivement le cas des anomalies positives A1-A2 et du liseré d'anomalies négatives A3 (fig. 8).

La zone A1 est caractérisée par une anomalie positive nette sur toutes les intensités TL (fig. 4 et 7), une anomalie (fig. 9) en techniques gaz complémentaires (émanométrie et, dans une proportion moindre, détecteur passif de radon), un contexte lithologique (fig. 4) caractérisé par la présence d'une poche ou d'un placage

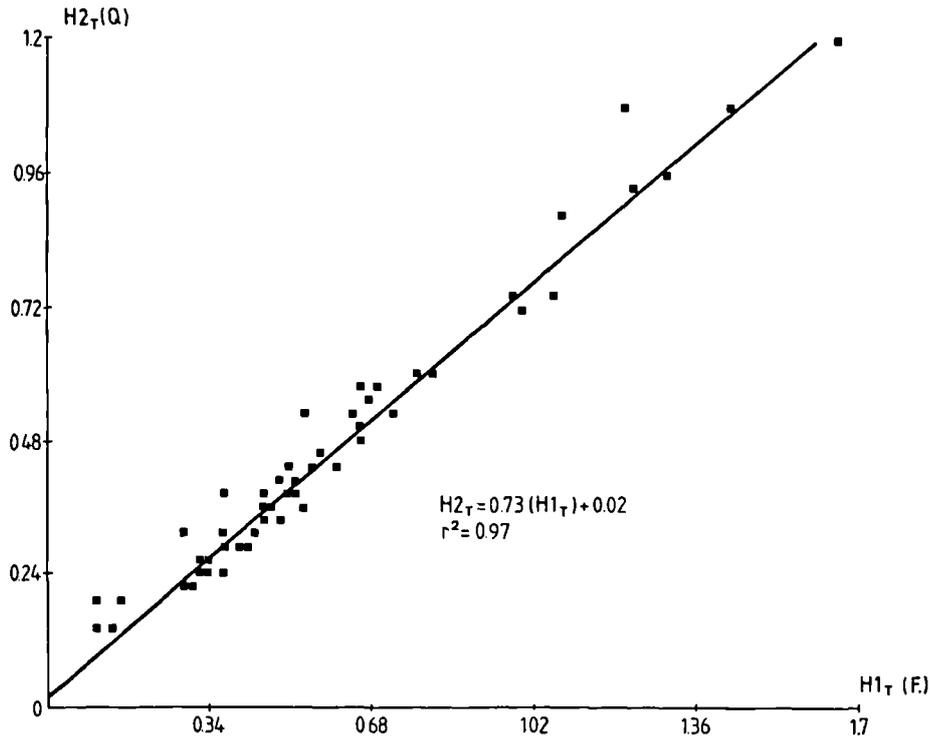


Fig. 7. — Corrélation entre l'intensité du premier pic de la courbe TL du sédiment total (pic attribué aux feldspaths) et l'intensité du second pic (attribué au quartz).

Fig. 7. — Correlation between the intensity of the first peak of the TL glow curve of the whole sediment (peak assigned for the feldspars) and the intensity of the second peak (assigned for the quartz).

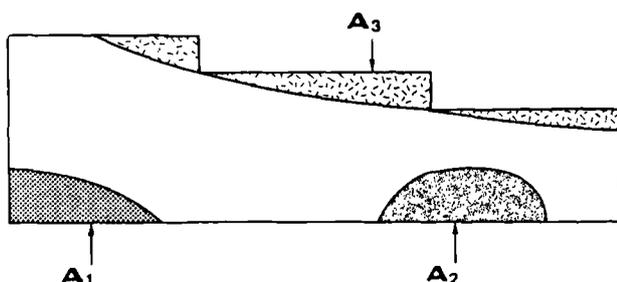


Fig. 8. — Localisation des zones anomalous sur le site étudié.

Fig. 8. — Localization of the anomalous zones for the studied site.

de sable landénien (formation F1 sablo-limoneuse). En outre, la faille limite mettant en contact la craie phosphatée et la craie de Spiennes, passe dans la carrière des Rogneaux, non loin de cette zone anomalous. A la lumière de ces données, on peut considérer l'anomalie A1 comme liée à une zone préférentielle et permanente de migration du radon en relation avec la fracturation qui affecte les craies sous-jacentes, le gaz issu des craies uranifères s'accumulant dans les formations sableuses de la poche sous une couverture limoneuse.

La zone A2 est caractérisée, comme la zone A1, par une anomalie positive nette sur toutes les intensités TL (fig. 4 et 9) et une anomalie bien marquée par l'application des techniques au charbon actif (fig. 9). En outre, sur le plan lithologique, les échantillons de cette zone sont des limons plus ou moins argileux à granules crayeux et ne se distinguent donc pas des types pétrographiques les plus fréquemment rencontrés dans des zones à TL normale (fig. 4). Il faut noter cependant que les zones A1 et A2 sont séparées par un ensemble d'échantillons à granules crayeux plus abondants et TL normale.

L'examen comparé des cartes en relief des intensités TL et des flux de radon mesurés en charbon actif (fig. 9) montre très nettement que les valeurs les plus élevées sont dans la partie W du champ et dessinent une surface qui plonge vers le SE, l'alignement des zones A1 et A2 coïncidant avec la plus fréquente orientation de la fracturation dans le Bassin de Mons. Toutefois, la constance de la zone A1 quelle que soit la technique gaz utilisée contraste avec le caractère plus aléatoire des venues de radon dans la zone A2 lorsque celles-ci sont étudiées par les techniques gaz classiques (émanométrie et charbon actif). Par contre, le développement des anomalies en TL est plus régulier, celles-ci fortes dans la zone A1 forment ensuite une série de maxima qui vont en s'atténuant vers le Sud (fig. 9).

Compte tenu des faits observés, nous tenterons de proposer un modèle qui explique au mieux la localisation des anomalies A1-A2.

1° Une fracturation N-25-W fréquente à l'échelle régionale a servi de drain au radon, radon probablement issu des craies phosphatées qui affleurent dans la carrière des Rogneaux au Nord du site étudié.

2° La zone maxima et permanente de migration, mise en évidence par toutes les techniques gaz, est située à l'extrémité NW du champ (zone A1) centrée sur une poche de dissolution localisée à la jonction de la faille limite du gisement de phosphate (N-110°-E) et d'une direction N-25°-W correspondant à la fracturation régionale (ce qui n'exclut pas la présence plus au Sud de zones « sources » de radon liées à de petits grabens dans les craies du Maestrichtien).

3° A partir de cette zone anomalous principale, le radon aurait migré par la fracture, le développement de certaines structures sédimentaires qui affectent les formations superficielles ayant favorisé ou freiné sa migration. C'est ainsi que l'on pourrait expliquer la dépression dans les valeurs TL et techniques gaz classiques entre les zones A1 et A2. Une autre explication de cette chute locale de thermoluminescence ferait intervenir une diminution du background radioactif issu des limons eux-mêmes.

Les deux explications, radioactivité ou lithologie défavorable au flux de radon, ne s'excluent évidemment pas.

Le liseré d'anomalies A3 est caractérisé par une anomalie négative sur toutes les intensités des pics TL (quartz ou feldspaths), le facteur de forme R (1-2)_T et dans une moindre mesure le taux de comptage sur charbon actif. Les prélèvements à — 1 m dans le liseré appartiennent en outre à une lithologie particulière : des argiles limoneuses, moins feldspathiques. Les anomalies négatives sur les intensités du feldspath et du quartz sont à mettre en relation avec un effet de dose plus faible, celui-ci pouvant être lié soit à des sédiments plus récents, soit à une plus faible perméabilité au flux radon. Les deux phénomènes sont susceptibles d'avoir agi simultanément : en effet, la formation F1 repose sur les limons à granules crayeux F2 - F'2, et est beaucoup plus argileuse et donc moins perméable au radon.

La synthèse de ces résultats permet de mieux comprendre l'attribution des individus aux ensembles définis à partir de l'analyse factorielle. L'ensemble I, centré sur le pôle TL, réunit les échantillons des zones anomalous A1 et A2 tandis que les échantillons du liseré anomalous A3 se concentrent dans l'ensemble II, caractérisé par le pôle gamma, à l'inverse du pôle TL. Les autres échantillons ne s'individualisent pas assez nettement pour être rattachés à un de ces pôles. Ils constituent le bruit de fond local de thermoluminescence.

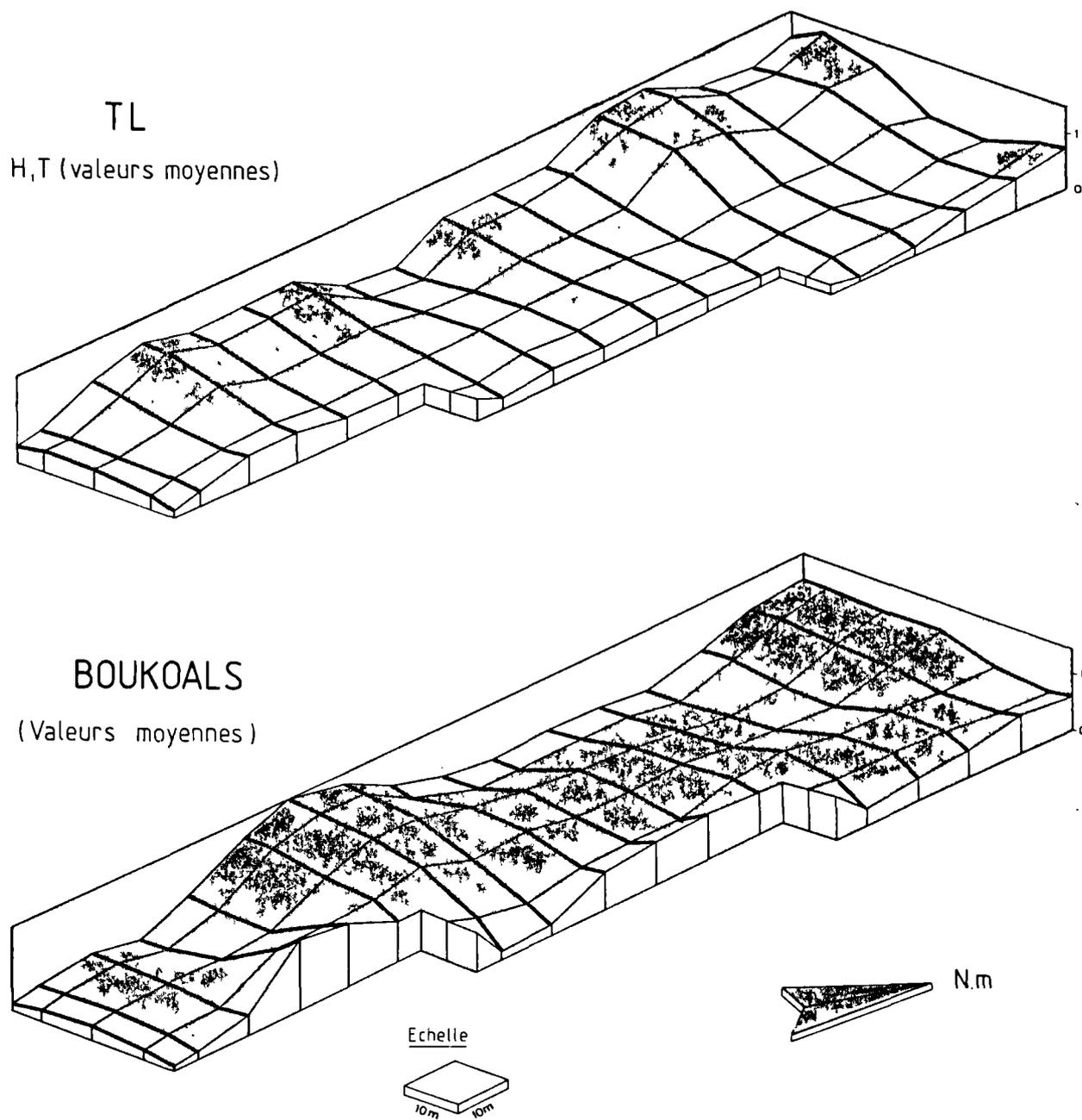


Fig. 9. — Distribution spatiale des intensités de thermoluminescence (TL) et des taux de comptage en charbon actif (boukoals).

Fig. 9. — Space distribution of the thermoluminescence intensities (TL) and of the radioactive counting of the charcoal detectors.

CONCLUSIONS

Le quartz et les feldspaths des formations limoneuses du site étudié constituent deux détecteurs susceptibles de localiser une variation spatiale d'effet de dose en relation avec les résultats des techniques gaz classiques. Cependant, la thermoluminescence, avec une période d'intégration grande à l'échelle des temps géologiques, est beaucoup moins influencée par les fluctuations des flux de radon liées aux conditions climatiques que les techniques gaz classiques.

Sur le plan plus général, l'étude effectuée sur le site de Cibly permet de tirer d'importantes conclusions. La localisation des zones de migration du radon peut varier dans le temps en fonction des conditions climatologiques (périodes froides, humides...) et donc conduire à une variation locale de la dose annuelle au cours du Quaternaire. L'incidence de ce facteur sur la datation des limons par thermoluminescence mérite d'être soulignée. Notre exemple concerne une zone caractérisée

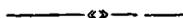
par une anomalie radiométrique de faible activité représentée par les craies phosphatées sous-jacentes. Des zones où la migration du radon atteint cette intensité sont connues dans de nombreuses régions. La fracturation dans les formations sous-jacentes joue probablement un rôle important dans la localisation des zones de migration du radon. Enfin, dans le cadre de la prospection des gisements cachés d'uranium, l'étude effectuée sur le site de Cibly montre que la méthode par TL, proposée en 1978 (Charlet, Dupuis, Quinif, 1977 ; Charlet Lupuis, Quinif, Bouko, Lair, 1982) est susceptible d'être étendue à de nombreux environnements géologiques.

Remerciements. — Ce travail n'aurait pas été possible sans l'aide de MM. G. Libert, pour l'analyse factorielle, Ch. Dupuis, pour la description pétrographique et Ph. Lair, pour le soutien informatique.

Nous remercions également tout le personnel technique et administratif de l'équipe G.E.P. et en particulier, pour la partie analytique, M^{me} G. Aresu et M. R. Bayart.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) CHARLET J.M., DUPUIS Ch., QUINIF Y. (1977). — Application de la thermoluminescence à la prospection des gisements d'uranium cachés. *C.R. Ac. Sc.*, t. 284, p. 1497-1499.
- 2) CHARLET J.M., DUPUIS Ch., QUINIF Y., BOUKO Ph., LAIR Ph. (1982). — Natural thermoluminescence of quartz and feldspars, application of a new method in uranium exploration. Symposium « Uranium exploration methods ». O.C.D.E., p. 545-555.
- 3) DREIMANIS A., HUTT G., RAUKAS A., WIPPEY P.W. (1978). — Dating method of Pleistocene deposits and their problems : I. Thermoluminescence dating. *Geoscience Canada*, 5, p. 55-60.
- 4) FLEMING S. (1979). — Thermoluminescence techniques in archeology, Clarendon Press, Oxford.
- 5) HUTT G.I., RAUKAS A.V. (1977). — Perspective for using the thermoluminescence method for determining the age of Quaternary deposits. *Bull. of the Commission for the study of the Quaternary Period*, 47, p. 77-83 Moscow, Nauka.
- 6) Mc LAUGHLIN J.P., CHARLET J.M., DUPUIS Ch., QUINIF Y., BOUKO Ph., RAMU J.P. (1982). — An intercomparaison of several methods of detecting radon-222 in overburden gases. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, t. 105, p. 211-228.
- 7) PYE K. (1982). — Thermoluminescence dating of sand dunes. *Nature*, vol. 229, p. 376.
- 8) QUINIF Y., CHARLET J.-M., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F. (1981). — Relations uranium-phosphate dans les craies phosphatées des Bassins de Mons et de Picardie. *C.R. Ac. Sc.*, t. 293, p. 913-916.
- 9) TROITSKY L., PLUNNING J.M., HUTT G., RAJAME R. (1979). — Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. *Boreas*, 8, p. 401-407.
- 10) WINTLE A.G., HUNTLEY D.J. (1979). — Thermoluminescence dating of a deepsea sediment core. *Nature*, vol. 279, p. 710-712.
- 11) WINTLE A.G. (1981). — Thermoluminescence dating of late Devensian loesses in Southern England. *Nature*, vol. 299, p. 479-480.
- 12) WINTLE A.G., BRUNNACKER (1982). — Ages of volcanic tuff in Rheinhessen obtained by thermoluminescence dating of loess. *Naturwissenschaftler*, 69, S. 181.
- 13) WINTLE A.G., HUNTLEY D.J. (1982). — Thermoluminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews*, 1, p. 31-53.
- 14) YEV SEYV A.V., ILL'ICHEV V.A. (1974). — Age of buried soils and stages of soil formation as revealed by radio-carbon and thermoluminescence analyses. *Doklady Akademi Nauk. S.S.S.R.*, vol. 214, p. 895-897.



Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret

Structure of the main anticline area of Ardenne between the Bertrix and Mohret-meridians

par A. BEUGNIES (*)

Résumé. — L'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret révèle une structure caractérisée par deux cisaillements à rejets plurikilométriques résultant d'une contrainte latérale à polarité Ouest qui a d'abord modifié l'allure des plis longitudinaux avant de les briser. L'analyse comparée des plis, de la schistosité ardoisière et du métamorphisme montre que les contraintes Sud-Nord et Est-Ouest ont agi alternativement au cours de l'orogénèse hercynienne de l'Ardenne.

Abstract. — *The most important feature of the Main Anticline area of Ardenne is the presence of two lateral shearing faults with several km horizontal offsetting, implying effects of a lateral East-West strain which first changed the trend of longitudinal folds before to break them. Alternating actions of South-North and East-West strains during hercynian orogeny of Ardenne are deduced from compared analysis of folds, strain-slip cleavage and metamorphism.*

La présente note s'inscrit dans le cadre de l'étude consacrée à la structure et au métamorphisme de l'aire anticlinale de l'Ardenne (Beugnies, 1962, 1983; Beugnies *et al.*, 1980, 1981). La région concernée est traversée d'Est en Ouest par deux failles directionnelles importantes: la faille de Vencimont au Nord (Asselberghs, 1944) et la faille de la Carbonnière-Opont au Sud (Asselberghs, 1944; Beugnies, 1983), permettant de distinguer trois unités tectoniques: l'unité de Saint-Hubert au N de la faille de Vencimont, l'unité d'Opont entre les failles de Vencimont et d'Opont et l'unité de Carlsbourg au S de la faille d'Opont. Le sous-sol de la région est essentiellement constitué de formations gédiniennes et siegéniennes à l'exception de la zone occupée par le massif cambrien du Serpont.

I. — LITHOSTRATIGRAPHIE

1) Le Gédinnien inférieur (G1).

Le Gédinnien inférieur débute par un complexe arkosique et localement conglomératique jalonnant la discordance auquel succède la *formation des phyllades de Levrézy* uniquement représentée dans l'unité d'Opont.

Dans la zone périanticlinale du Serpont, la formation des phyllades de Levrézy se réduit à une cinquantaine de mètres de quartzite blanc à tourmaline et chlorite alternant avec des quartzophyllades gris sombre réalisant une série assimilable par son faciès aux quartzophyllades de Braux (Gosselet, 1888). Plus à l'Ouest, au méridien d'Ochamps, la formation, qui atteint 150 m d'épaisseur, se compose d'un ensemble supérieur rappelant les quartzophyllades de Braux d'une puissance de 80 m constitué de quartzites gris-bleus chloriteux, localement graveleux alternant avec des schistes bleus, compact ou celluleux et d'un ensemble inférieur de grès vert clair micacés et chloriteux alternant avec des passées schisto-gréseuses de même teinte (70 m).

Pour retrouver la formation des phyllades de Levrézy dans la même unité d'Opont, il faut atteindre le méridien de Gedinne où elle totalise une épaisseur de 450 m dont la centaine de m supérieure est occupée par les quartzophyllades de Braux. Sur le même méridien, mais dans l'Unité de Carlsbourg, la même formation atteint une puissance de 715 m. Au sein de l'unité d'Opont, on décèle ainsi d'Ouest en Est une diminution sensible de l'épaisseur de la formation des phyllades de Levrézy réduite aux seuls quartzophyllades de Braux à l'extrémité orientale de l'anticlinal du Serpont.

(*) Faculté polytechnique de Mons, Laboratoire de Minéralogie, 7, rue de Houdain, 7000 Mons (Belgique).

Note présentée le 7 Mars 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Février 1985.

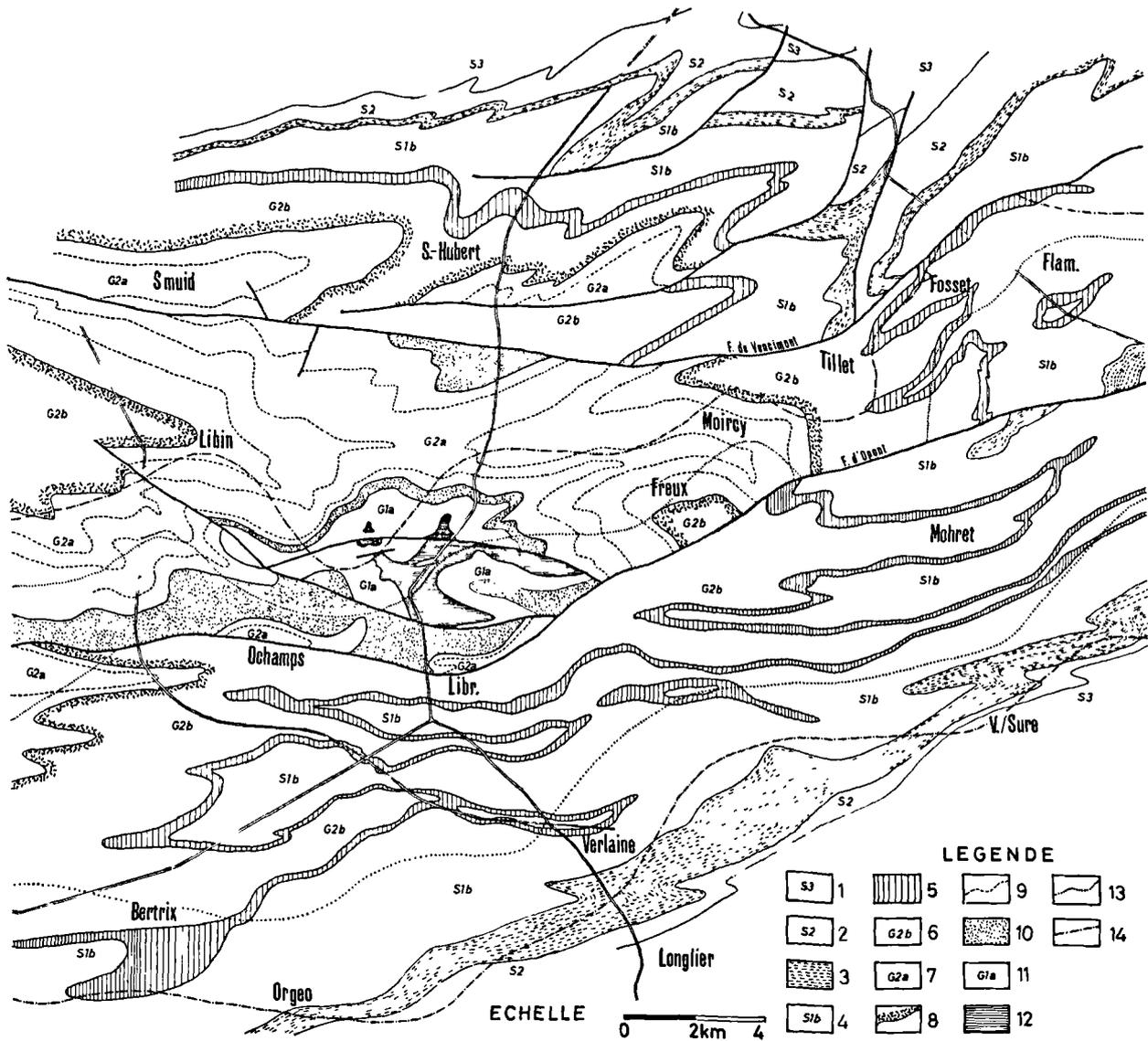


Fig. 1. — Carte géologique de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret.
 Légende : 1, Siegenien supérieur S3. — 2, Siegenien moyen S2. — 3, Siegenien inférieur, formation des phyllades d'Alle S1c. — 4, Siegenien inférieur, formation de Mohret S1b. — 5, Siegenien inférieur, formation des phyllades de Verlainne S1a. — 6, Gedinnien supérieur, formation de Saint-Hubert G2b. — 7, Gedinnien supérieur, formation d'Oignies G2a. — 8, Limite entre les formations G2a et G2b. — 9, Niveau arkosique dans la formation d'Oignies. — 10, Gedinnien inférieur, formation de Levrézy G1b. — 11, Gedinnien inférieur, formation grésoconglomératique de Bras G1a. — 12, Cambrien. — 13, Limite entre la zone interne et la zone externe de l'aire métamorphique. — 14, Limite entre la zone externe et la zone pré-externe.

Fig. 1. — Sketch-map of the Geology of the main anticline area of Ardenne between Bertrix and Mohret-meridians.
 Legend : 1, Upper Siegenian S3. — 2, Middle Siegenian S2 — 3, Lower Siegenian, Alle-formation S1c. — 4, Lower Siegenian, Mohret-formation S1b. — 5, Lower Siegenian, Verlainne-formation S1a. — 6, Upper Gedinian, Saint-Hubert formation G2b. — 7, Upper Gedinian, Oignies formation G2a. — 8, Limit between G2a and G2b. — 9, Arkosic layer in Oignies formation. — 10, Lower Gedinian, Levrézy formation G1b. — 11, Lower Gedinian, conglomeratic formation of Bras G1a. — 12, Cambrian. — 13, Boundary of the internal zone of metamorphic area. — 14, Boundary of the external zone of metamorphic area.

2) Le Gedinnien supérieur (G2).

Nous avons conservé pour le Gedinnien supérieur la subdivision préconisée par Asselberghs en formation d'Oignies (G2a) et formation de Saint-Hubert (G2b).

La formation d'Oignies n'affleure que dans les unités d'Opont et de Saint-Hubert où son épaisseur peut être estimée à 750 m. Elle se caractérise essentiellement par ses trois niveaux arkosiques (Beugnies, 1983) situés respectivement à 60, 330 et 650 m de la base. Comparativement à la succession observée plus à l'Ouest, on note une réduction de puissance d'une centaine de m mais des faciès comparables, à savoir : schistes et grès généralement bariolés de teintes rouges et vertes en dehors des zones métamorphiques et prenant une teinte uniformément verte dans les zones métamorphiques.

La Formation de Saint-Hubert a été reconnue dans les trois unités :

— Dans l'unité de Saint-Hubert, entièrement située en dehors de l'aire métamorphique, la formation se caractérise par la teinte verdâtre des roches, l'abondance des schistes grossiers toujours très micacés et la présence de nombreux bancs lenticulaires de quartzite souvent très micacés.

Elle est couronnée de très gros bancs de quartzite totalisant 10 à 15 m d'épaisseur surmontant une série de schistes verts fins épaisse de plusieurs dizaines de mètres. La puissance de la formation a été estimée à 500 m.

— Dans les unités d'Opont et de Carlsbourg, la formation de Saint-Hubert est presque totalement confinée à l'aire métamorphique et prend alors le " faciès de Sainte-Marie " (Asselberghs, 1946) caractérisé par les teintes plus foncées (gris sombre, bleu à bleu-noir) des quartzites et des phyllades et par l'apparition de minéraux de métamorphisme comme l'ilménite et la biotite.

3) Le Siegenien inférieur (Sg1).

Affleurant largement dans toute l'aire étudiée, le Siegenien inférieur montre une succession où l'on peut assez facilement distinguer trois formations, soit, de haut en bas :

— une série phylladeuse supérieure (Sg1c) ou formation des phyllades d'Alle,

— une série moyenne, quartzitique et phylladeuse (Sg1b) ou formation de Morhet,

— une série phylladeuse inférieure (Sg1a) ou formation de Verlaine.

La formation des phyllades de Verlaine (Sg1a), qui marque le début du Siegenien, se distingue des formations gedinniennes par la teinte foncée généralement bleue des roches et l'absence ou la rareté du mica détritique.

Elle est essentiellement constituée de phyllades bien feuilletés souvent très finement zonaires. Sa puissance, d'une centaine de mètres dans les unités de Carlsbourg et d'Opont, atteint 150 à 200 m dans l'unité de Saint-Hubert.

Elle a donné lieu à des exploitations ardoisières dans l'unité d'Opont (Tillet, Château du Lavâ, Mande-Sainte-Marie) et dans l'unité de Carlsbourg (Ochamps, forêt de Luchi, Verlaine, Mohret, Sainte-Marie-Chevigny).

La formation de Mohret (Sg1b) est constituée de phyllades bleu foncé et de quartzites sombres ou bleu pervenche devenant beaucoup plus clairs par altération et prenant alors le " faciès anoreux " typique. Les bancs quartzitiques généralement lenticulaires, peuvent former des masses de 5 à 10 m d'épaisseur qui se concentrent sur trois niveaux qu'on peut suivre plus ou moins facilement dans la topographie où ils constituent des alignements en relief.

Dans l'unité de Carlsbourg, la puissance de la formation oscille entre 700 et 900 m, les niveaux quartzitiques se situant respectivement à environ 60, 260 et 500 m de la base. Dans les phyllades et quartzophyllades zonaires sous-jacents au niveau inférieur de quartzite, on a relevé la présence de structures cone-in-cone à Mohret aux carrières du Pery (Denaeyer, 1938) et du Chabet (Stainier, 1907 Antun, 1971), à l'ancienne ballastière de Libramont (Antun, 1971) et au Sud de la Mouline.

Dans l'unité d'Opont, les faciès et les épaisseurs restent comparables tandis que dans l'unité de Saint-Hubert, l'épaisseur, beaucoup plus réduite, n'excède pas 400 m, les niveaux quartzitiques étant moins épais et plus micacés.

La formation d'Alle (Sg1c) qui couronne le Siegenien inférieur, est bien connue dans la région d'Allesur-Semois où elle a donné lieu à de nombreuses exploitations ardoisières aujourd'hui abandonnées (Gosselet, 1888 ; Asselberghs, 1924). Elle se prolonge vers l'Est passant par Orgeo, Grandvoir, Semel, Respel, Bercheux, Rosières-la-Grande et Vaux-sur-Sure. Elle est essentiellement constituée de phyllades noirs ou bleu foncé et de quartzophyllades finement zonaires alternant avec des passées quartzitiques centimétriques à décimétriques.

Dans l'unité de Carlsbourg, où son épaisseur atteint 400 m, la formation a donné lieu à des exploitations ardoisières à Grandvoir, Morival (au NE de Longlier), Vaux-sur-Sure et Rosières-la-Grande.

Dans l'unité d'Opont, elle affleure uniquement dans le cœur du synclinal de Mande-Saint-Etienne.

Elle est beaucoup moins épaisse (180 à 250 m) dans l'unité de Saint-Hubert où les phyllades moins compacts ne semblent avoir donné lieu à aucune exploitation ardoisière.

4) Le Siegenien moyen (Sg²).

Dans la région étudiée, le Siegenien moyen réalise le faciès de Longlier (Asselberghs, 1946) essentiellement représenté par des quartzophyllades souvent très gréseux et micacés bleuâtres à verdâtres, des phyllades bleus plus ou moins siliceux et surtout, par de nombreuses intercalations lenticulaires calcarophylladeuses ou calcarogréseuses très fossilifères comprenant notamment de nombreux représentants de *Acrospirifer primaevus*. Tel qu'il a été défini par Asselberghs (1946), le Siegenien moyen a une puissance de 200 à 250 m à Remi-

champagne et Longlier dans l'unité de Carlsbourg et plus de 500 m (500 à 1.000 m) dans l'unité de Saint-Hubert, entre la vallée de la Lhomme et les environs de Tenneville. Le Siegenien moyen n'affleure pas dans l'unité d'Opont.

II. — STRUCTURE

Chaque unité tectonique se caractérise par une structure particulière illustrée par une carte structurale (fig. 2) et des coupes méridiennes (fig. 3) auxquelles

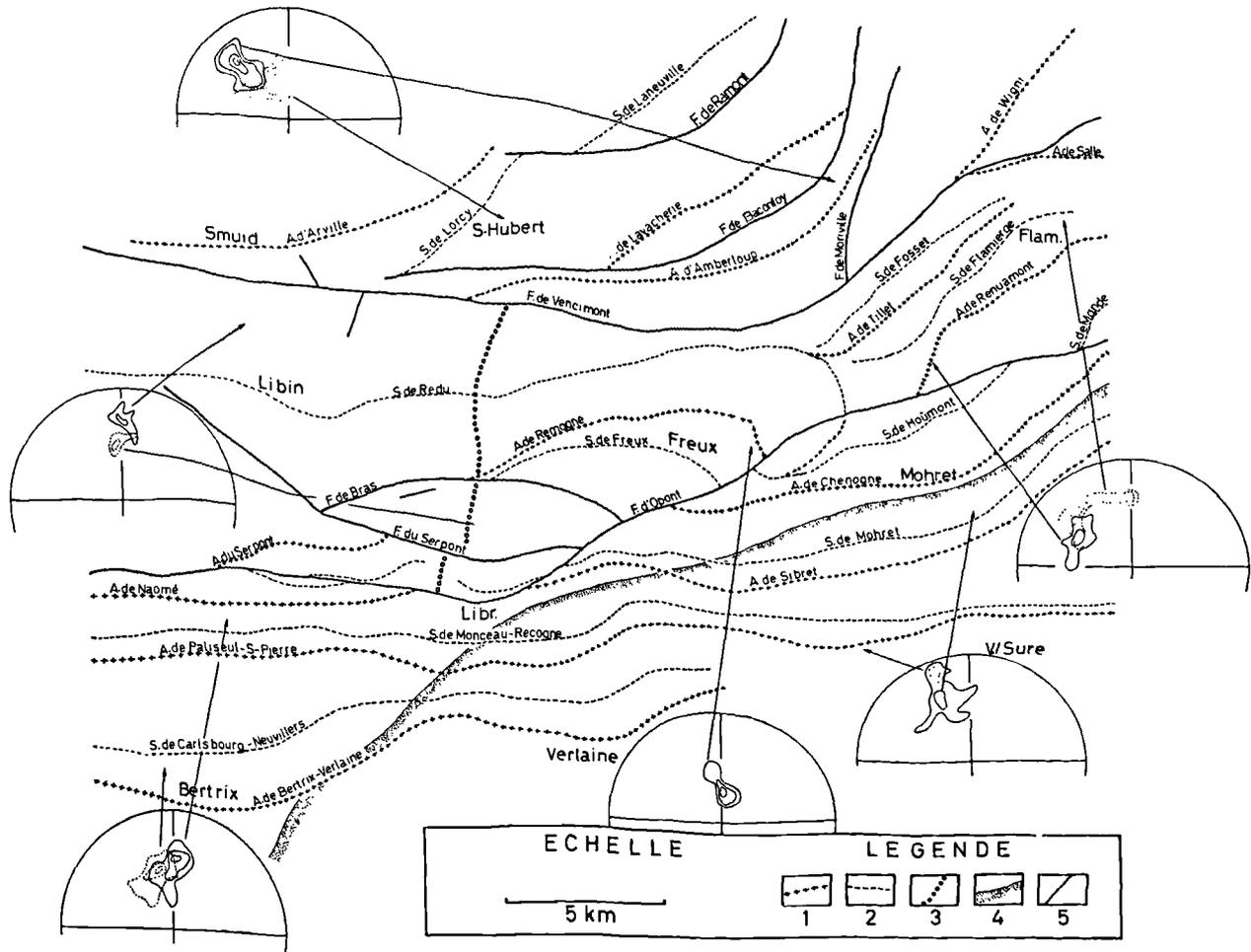


Fig. 2. — Carte des éléments structuraux de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret. Légende: 1, Axe anticlinal. — 2, Axe synclinal. — 3, Axe de culmination. — 4, Limite septentrionale de la zone à plis déversés de l'Unité de Carlsbourg. — 5, Faille. - Les diagrammes stéréographiques (Canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) sont relatifs au plan de la schistosité ardoisière Sf. — Les contours reportés correspondent aux fréquences de 2, 5 et 10 %.

Fig. 2. — Structural map of the main anticline area of Ardenne between Bertrix and Mohret-meridians. Legend: 1, Anticline-axis. — 2, Syncline-axis. — 3, Transverse-anticline-axis. — 4, Northern boundary of the zone with overturned folds of the Carlsbourg-Unit. — 5, Fault. - Stereograms (Schmidt canevas, lower hemisphere) concern cleavage plan Sf (2, 5 and 10 % lines).

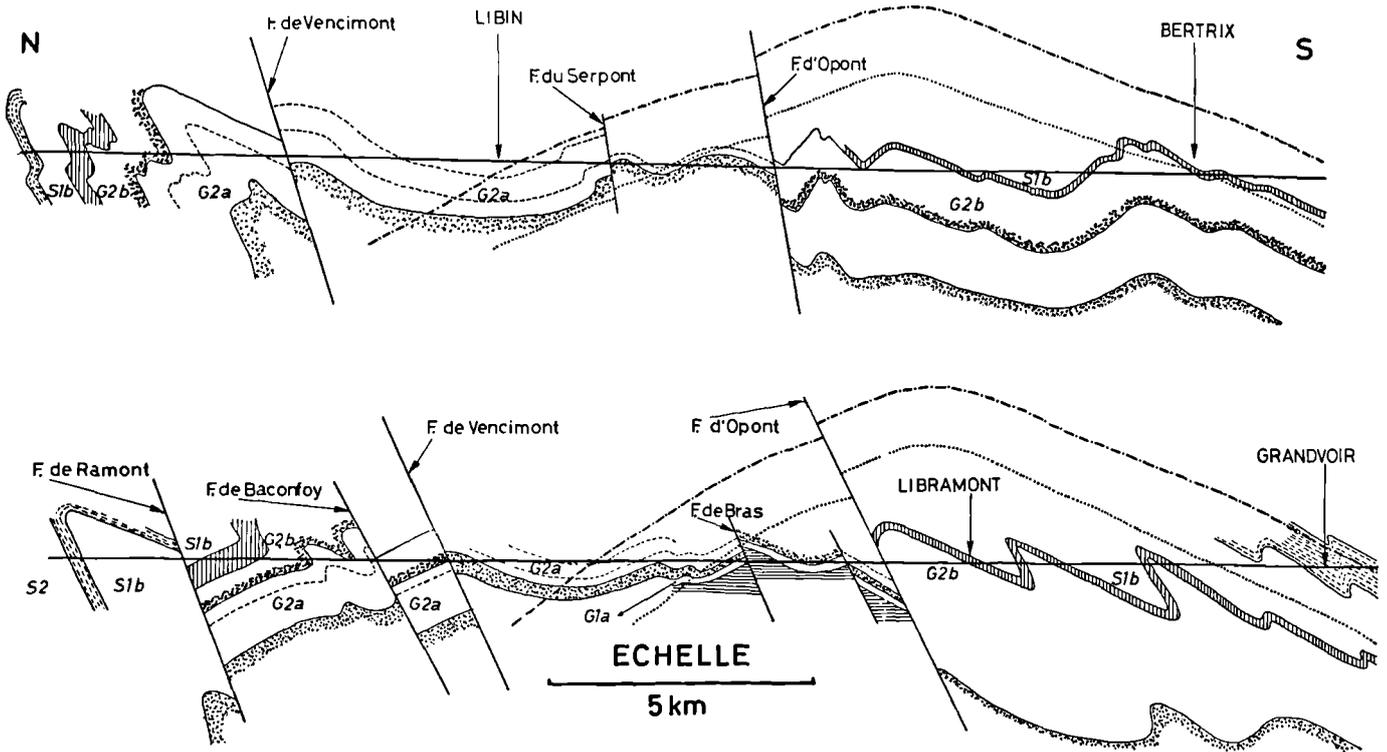


Fig. 3. — Coupes méridiennes à travers l'aire anticlinale de l'Ardenne. Légende : voir fig. 1.

Fig. 3. — Cross-sections through the main anticline area of Ardenne. Legend : see fig. 1.

le lecteur est prié de se référer pour la suite de l'exposé.

1) L'unité de Saint-Hubert.

L'unité de Saint-Hubert est dominée par l'anticlinorium de Smuid où l'on distingue d'Ouest en Est : l'anticlinal d'Arville, le synclinal de Lorcy et l'anticlinal de Lavacherie. Dans la partie orientale, on identifie encore les anticlinaux d'Amberloup et de Wigni, séparés par le Synclinal de Sprimont. L'unité est découpée en plusieurs panneaux par une série de décrochements dextres à rejet kilométrique, reconnus pour la première fois par Asselberghs (1946, p. 440) dans l'angle N-E de l'aire étudiée où ils ont une direction subméridienne. Ce sont, d'Ouest en Est : les failles de Ramont, de Baconfoy et de Moriville. Vers le Sud, les failles de Ramont et de Baconfoy s'infléchissent pour prendre des allures sublongitudinales alors que la faille de Moriville garde une orientation subméridienne avant de s'amortir dans le flanc normal de l'anticlinal d'Amberloup.

Très généralement, les plis sont fortement déversés vers le N-O avec des flancs inverses inclinant de 55 à

70° vers le Sud et des flancs normaux où les pendages varient entre 25 et 60°. Les axes de plis accusent des directions régulièrement variables d'Ouest en Est. Ainsi, l'axe de l'anticlinal d'Arville dirigé N 97° O à l'Ouest s'infléchit pour prendre la direction N 135° O vers l'Est et l'axe de l'anticlinal d'Amberloup dirigé N 112° O au méridien de Saint-Hubert prend la direction N 155° O à l'Est. Tous les plis s'ennoient vers le N-E à partir de l'axe de culmination de Smuid qui traverse le noyau de l'anticlinal d'Arville dans sa plus grande largeur à la bordure occidentale de l'aire cartographiée.

2) L'unité d'Opont.

L'unité d'Opont révèle une structure très simple caractérisée par deux plis droits très ouverts avec des pendages qui se situent généralement entre 10 et 40° de part et d'autres du plan axial : le synclinal de Redu au Nord, ouvert sur la formation de Saint-Hubert et l'anticlinal de Serpont-Remagne au Sud, à cœur infra-geddinnien ou cambrien.

A l'Ouest du méridien de Moiricy, les axes de plis gardent une orientation comprise entre N 90 et

N 110° O. A l'Est du même méridien, ils se dichotomisent et s'incurvent, dessinant un arc à concavité nord entre les vallées de l'Ourthe et du Laval. La branche occidentale ou *virgation de l'Ourthe* dirigée N 35° O est bien visible dans la vallée de l'Ourthe entre Moircy et Remagne. La branche orientale ou *virgation du Laval* orientée N 155° O est bien exposée dans la vallée du Laval entre Houmont et Hubermont. A l'Est de la vallée du Laval, les directions axiales reprennent progressivement des valeurs plus normales N 120 à 130° O mais les pendages restent toujours très modérés et ce n'est que localement qu'on observe des plis déjetés ou faiblement déversés.

Transversalement, l'unité d'Opont se caractérise encore par l'axe de culmination subméridien de Vesqueville responsable de l'émergence du Gedinnien inférieur au Nord de Vesqueville, des fermetures périclinales observées dans le synclinal de Redu au sein de la formation d'Oignies et de l'émergence du Cambrien dans le noyau de l'anticlinal de Serpont-Remagne.

3) L'unité de Carlsbourg.

Les plis de l'unité de Carlsbourg suivent une orientation générale Ouest-Est prolongeant les structures reconnues à la bordure orientale du Massif de Rocroi (Beugnies, 1983). Ce n'est qu'à l'Est du méridien de Vaux-sur-Sure que les axes s'incurvent pour prendre la direction N 130 à 135° O. Du type droit à modérément déjeté à l'Ouest, les plis passent progressivement vers l'Est au type déversé vers le Nord. Nous décrivons les structures anticlinales en allant du Sud vers le Nord.

L'*anticlinal de Bertrix-Verlaine*, le plus méridional de l'aire étudiée, apparaît modérément déjeté à l'Ouest du méridien de Bertrix avec des pendages de 46 à 60° N au flanc nord et de 15 à 24° S au flanc sud pour passer, à l'Est du même méridien, à un pli de plus en plus déversé vers le Nord avec un flanc inverse inclinant de 80° S au méridien de Recogne pour passer à 57° S au méridien de Verlaine.

L'*anticlinal de Paliseul-Saint-Pierre* offre le même style, le déversement devenant nettement accusé dès le méridien de Recogne.

L'*anticlinal de Naomé-Sibret* reste du type faiblement déjeté au moins jusqu'au méridien de Libramont. Plus à l'Est, le manque de bonnes coupes ne permet pas de situer d'une façon précise le début de la zone de déversement mais au méridien de Mohret, le pli apparaît nettement déversé, le flanc inverse inclinant de 60° vers le Sud.

L'*anticlinal de Chenogne*, le plus septentrional, garde le style d'un pli droit avec des pendages de 10 à 38° sur les deux flancs jusqu'à la limite orientale de l'aire étudiée. En conclusion, on peut affirmer que le déversement des plis s'amorce au Sud-Est d'une ligne passant par Bertrix, Recogne, Bougnimont et Floha-

mont. Le plongement oriental des plis est extrêmement faible et localement perturbé par des axes de culmination et d'ennoyage secondaires sans grande continuité. Le seul axe de culmination continu, encore qu'il soit très modéré, se situe à l'Ouest de l'aire cartographiée au méridien de Menuchenet (Beugnies, 1983, p. 171).

III. — LA SCHISTOSITE ARDOISIÈRE

Toutes les roches pélitiques et aréno-pélitiques sont affectées d'une schistosité ardoisière bien apparente qui se traduit par un débit en feuillets suivant un plan oblique sur la stratification et très généralement pentée au Sud ou au Sud-Est. Dans un article consacré à la géologie de la vallée du Laval, Bellière et Lambert (1976) ont montré que la schistosité ardoisière Sf (désignée S2 par les auteurs) dérive d'un microplissement (*strain-slip cleavage*) et acquiert des caractères variables avec l'intensité de la déformation depuis de simples ondulations symétriques jusqu'à la schistosité totalement pénétrative soulignée par la réorientation de toutes les phyllites.

Dans l'unité de Saint-Hubert, à l'Ouest du méridien de Saint-Hubert, la schistosité est orientée N 106° O et se caractérise par une inclinaison faible autour de 30° S alors qu'à l'Est du même méridien, elle prend assez rapidement la direction N 136° O avec une allure plus redressée atteignant en moyenne 58° S.

Dans l'unité d'Opont, la schistosité accuse une très grande variation directionnelle d'Ouest en Est. A l'Ouest du méridien de Remagne, elle est orientée Est-Ouest avec une inclinaison moyenne vers le Sud de 61° à l'Ouest de Libin devenant rapidement beaucoup plus faible entre les méridiens de Libin et de Remagne où elle se maintient autour de 24° S dans les couches dévoniennes pour passer à 42° S dans le noyau cambrien du Serpont.

Entre les méridiens de Remagne et de Flamierge, la direction de la schistosité s'infléchit vers le Nord, prenant l'orientation N 150° O avec une inclinaison moyenne de 44° vers le Sud-Est. A l'Est du méridien de Flamierge, elle reprend progressivement une direction plus longitudinale passant successivement de N 136° O à N 90° O avec une inclinaison plus forte variant en moyenne entre 55 et 59° S. L'aire caractérisée par l'orientation N 150° O correspond à la zone de virgation du Laval.

Dans l'unité de Carlsbourg, la direction de la schistosité varie peu, passant de N 87° O à N 102° O à l'Ouest, à N 110 à N 114° O à l'Est. L'inclinaison du plan de schistosité se maintient en général entre 42 et 52° S sauf dans la partie sud-orientale où elle augmente rapidement pour atteindre une moyenne de 78° S entre Remichampagne et Vaux-sur-Sure.

L'analyse comparée de la schistosité ardoisière et de la structure plissée conduit aux conclusions suivantes :

— A l'exception de la zone de virgation de l'Ourthe, la direction de la schistosité apparaît subparallèle à la direction axiale du pli (tableau I).

— Dans la zone de virgation de l'Ourthe, la schistosité orientée Ouest-Est est nettement oblique sur la direction axiale du pli (N 40° O pour l'anticlinal de Remagne et N 68° O pour le synclinal de Freux) impliquant l'antériorité de la virgation relativement à la schistosité.

— Quel que soit le style du pli (droit, déjeté ou déversé), la schistosité est toujours pentée vers le Sud. Notamment dans les plis droits très ouverts dont le plan axial est nécessairement subvertical, la schistosité est toujours pentée vers le Sud avec des angles variables de 24 à 51° (tableau II). On peut en conclure que la schistosité n'est pas du type "plan axial" même si elle dérive de la même contrainte à polarité Nord que celle qui a déclenché la structure plissée.

IV. — LA FAILLE D'OPONT-LA CARBONNIERE

Dans une note antérieure (Beugnies, 1983), nous avons montré que la faille d'Opont, dans son prolongement occidental, a la signification d'un coulissage dextre d'une amplitude d'une quinzaine de kilomètres.

Pli	Direction axiale du pli	Direction de Sf
Anticlinal d'Arville	N97°O	N106°O
A. d'Amberloup (branche Ouest)	N112°O	N106°O
A. d'Amberloup (branche Est)	N132°O	N136°O
A. de Remagne (à l'Ouest de la virgation de l'Ourthe)	N90 à 110°O	N90°O
A. de Renuamont (virgation du Laval)	N155°O	N150°O
A. de Renuamont (branche orientale)	N130°O	N136°O
A. de Paliseul (branche occidentale)	N93°O	N87°O
A. de Bertrix (branche occidentale)	N110°O	N102°O
A. de Chenogne (branche orientale)	N130°O	N140°O

Tableau I.

Table I.

Pli	Flanc Nord	Flanc Sud	Pente de Sf
Anticlinal de Remagne	8 à 30°N	10 à 40°S	24°S
A. de Renuamont	10 à 50°NO	20 à 32°SE	44°SE
A. de Paliseul (branche occidentale)	22 à 60°N	20 à 30°S	51°S

Tableau II.

Table II.

Dans la partie orientale de l'aire cartographiée, le coulissage dextre est toujours bien apparent mais avec une ampleur qui se réduit à 3 km, distance qui sépare les deux branches décalées du synclinal de Hoûmont-Mande-Saint-Etienne. En suivant la faille vers l'Ouest, on enregistre une augmentation systématique du rejet qui atteint 3,5 km entre les axes décalés de l'anticlinal de Remagne-Chenogne et 6 km entre les axes décalés du synclinal de Freux-Mohret.

Au-delà du méridien de Libramont, l'allure sub-longitudinale de la faille ne permet plus d'estimer le rejet à partir des plis de direction Est-Ouest. Par contre, si l'on admet que la culmination de Vesqueville s'identifie à celle de Menuchenet, le décalage atteint 17 km en bordure occidentale de l'aire étudiée.

Le segment de faille situé à l'Est de Libramont et caractérisé par un coulissage plus réduit, jouxte précisément la partie de l'unité d'Opont affectée par la double virgation de l'Ourthe et du Laval.

En l'absence des virgations, les structures de l'unité d'Opont auraient été reportées plus à l'Est et le rejet de la faille s'en serait trouvé considérablement augmenté. Une telle analyse conduit à interpréter la faille d'Opont et la double virgation comme les résultantes d'une contrainte latérale vraisemblablement à polarité Ouest si l'on en juge par le caractère chevauchant de l'unité de Carlsbourg sur celle d'Opont en bordure orientale du Massif de Rocroi (Beugnies et Chavepeyer, 1981 ; Beugnies, 1983).

L'analyse des structures de part et d'autre de la faille d'Opont met encore en évidence l'existence d'une composante verticale du rejet qui se traduit par un enfoncement de la lèvre méridionale croissant d'Est en Ouest et bien visible sur les coupes transversales (fig. 3) où l'unité d'Opont apparaît en horst entre les unités adjacentes.

V. — LA FAILLE DE VENCIMONT

Sur la totalité de son parcours, la faille longitudinale de Vencimont oppose des formations plus anciennes au Sud à des formations plus récentes au Nord, disposition qui a conduit Asselberghs (1943) à l'interpréter comme une faille de chevauchement. Toutefois, son tracé grossièrement subparallèle à celui de la faille d'Opont, conduit à formuler pour sa genèse un processus similaire à savoir : un décrochement longitudinal sous l'effet d'une contrainte à polarité Ouest. Dans cette hypothèse, il s'agirait cette fois d'un coulissage senestre d'une ampleur de 7 km si la culmination de Vesqueville se raccorde à la culmination de Smuid. L'hypothèse permettrait encore d'expliquer l'allure et le jeu des décrochements dextres de Ramont, de Baconfoy et de Moriville, déclenchés par la translation vers l'Ouest de l'unité de Saint-Hubert.

VI. — LE METAMORPHISME

Le métamorphisme affecte uniquement les unités d'Opont et de Carlsbourg couvrant des zones allongées suivant la direction générale de l'aire anticlinale de l'Ardenne.

Toutefois, l'allure en dôme des isogrades (*), mieux apparente sur les coupes transversales (fig. 3), révèle un décalage de 4 à 5 km vers le Sud de l'axe thermique, entièrement situé dans l'unité de Carlsbourg, par rapport à l'axe structural de l'aire anticlinale situé dans l'unité d'Opont.

Partout, le métamorphisme apparaît antérieur à la schistosité ardoisière réfractée par les porphyroblastes d'ilménite, de magnétite, de biotite, de chloritoïde, de grenat ou d'amphibole.

Dans l'unité d'Opont, les isogrades interne et externe, dessinent une double courbure entre les méridiens de Moircy et de Fosset, conformément à la double virgation de l'Ourthe et du Laval, ce qui permet de conclure à l'antériorité du métamorphisme vis-à-vis des virgations acquises sous l'effet de la contrainte longitudinale.

Enfin, l'interruption des isogrades au contact des failles d'Opont et de Vencimont établit l'antériorité du métamorphisme relativement aux deux grands accidents de l'aire étudiée.

CONCLUSIONS

La présente étude a montré que la structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne résulte des effets combinés d'une contrainte à polarité nord et d'une autre à polarité ouest dont on peut tenter d'établir la chronologie relative.

La manifestation la plus précoce semble bien être la formation d'une voûte sous l'effet de la contrainte Sud-Nord à l'emplacement de l'actuelle zone axiale de l'aire anticlinale.

La voûte a ensuite guidé la montée thermique responsable du métamorphisme dont l'aire d'extension apparaît manifestement liée à l'aire anticlinale de l'Ardenne.

(*) Pour la définition des isogrades, nous renvoyons le lecteur à une note antérieure (Beugnies, 1983).

Toujours sous l'effet de la contrainte à polarité nord, la voûte évolue en anticlinorium. Se produit alors la première manifestation de la contrainte latérale qui se traduit par la torsion d'un certain nombre de plis longitudinaux secondaires à l'origine de la virgation de l'Ourthe.

La contrainte à polarité nord passe ensuite par une phase paroxysmale qui déclenche la schistosité ardoisière pentée vers le Sud.

Après quoi, la contrainte latérale poursuivant ses effets engendre la virgation du Laval où sont impliqués plis et schistosité.

Passant par une phase paroxysmale, la même contrainte finit par briser l'aire anticlinale suivant deux décrochements majeurs (failles de Vencimont et d'Opont) associés à des déboitements secondaires de même style (failles de Ramont, de Baconfoy et de Moriville).

Certes, la succession des déformations, décrite ci-dessus et tirée des seuls faits observés dans l'aire étudiée, apparaît incomplète par l'absence des chevauchements et de la fracturation transversale qui marque la fin du diastrophisme hercynien à la bordure orientale du Massif de Rocroi. Néanmoins, elle conduit à formuler un certain nombre de considérations de portée plus générale.

Elle permet notamment de constater qu'au cours d'une orogénèse des contraintes de directions différentes peuvent se manifester simultanément et qu'il n'est pas correct, pour l'orogène hercynien de l'Ardenne tout au moins, d'associer synchroniquement la formation des plis et la genèse de la schistosité ardoisière. Dans l'évolution structurale de l'aire anticlinale de l'Ardenne, l'unité d'Opont se singularise par des traits particuliers, à savoir :

— les plis qu'on y observe sont le plus souvent droits ou faiblement déjetés ;

— elle a résisté, en se déformant, à la contrainte latérale alors que les unités adjacentes ont été décrochées de plusieurs kilomètres vers l'Ouest ;

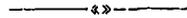
— elle apparaît comme un bloc surélevé entre les deux aires affaissées qui la bordent au Nord et au Sud.

Ces traits particuliers s'apparentent à ceux d'un socle plus rigide et il n'est pas impossible qu'ils aient pu se manifester déjà beaucoup plus tôt au cours du cycle sédimentaire, comme en témoignent les fortes réductions d'épaisseur des formations du Gedinnien inférieur.

* * *

BIBLIOGRAPHIE

- 1) ANTUN P. (1971). — Mode d'occurrence et signification stratigraphique d'un niveau à cone-in-cone de l'Eodévonien de l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 94, p. 173-178.
- 2) ASSELBERGHS E. (1924). — Les ardoisières du Dévonien de l'Ardenne. *Ann. Mines Belg.*, 30, p. 1037-1098.
- 3) ASSELBERGHS E. (1943). — Sur deux failles importantes dans la zone anticlinale de l'Ardenne. *Bull. Ac. R. Belg.*, 5^e sér., 29, p. 743-758.
- 4) ASSELBERGHS E. (1944). — Découverte de traits tectoniques dans la région anticlinale de l'Ardenne. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 13.
- 5) ASSELBERGHS E. (1946). — L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Louvain*, 14.
- 6) BEUGNIES A. (1962). — Le Massif cambrien de Rocroi. *Serv. carte géol. France*, Bull. 270.
- 7) BEUGNIES A. (1983). — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne à l'Ouest du méridien de Libramont. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. CII, p. 165-173.
- 8) BEUGNIES A. et CHAVEPÉYER G. (1981). — Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif cambrien de Rocroi. La zone à magnétite. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 31, p. 135-149.
- 9) BEUGNIES A., CHAVEPEYER G. et MERCIER M. (1981). — Sur le métamorphisme de la partie méridionale du Massif cambrien de Rocroi. Les zones à chloritoïde et à ilménite. *Ann. Soc. géol. Nord*, t. C, p. 131-138.
- 10) DENAEYER M. (1938). — Présentation d'un échantillon de phyllade noir à structure cone-in-cone provenant des carrières du Péry, à Mohret (Ardennes belges). *Bull. Soc. belge Géol.*, 48, p. 408-410.
- 11) GOSSELET J. (1888). — L'Ardenne. *Mém. Carte géol. France*.
- 12) LAMBERT A. et BELLIERE J. (1976). — Caractères structuraux de l'Eodévonien aux environs de Bastogne. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 99, p. 283-297.
- 13) STAINIER X. (1907). — Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne. *Mém. Acad. R. Belg.*, 1.



Regular echinoids in the Upper Cretaceous of the Hashemite Kingdom of Jordan

Echinides réguliers dans le Crétacé supérieur du Royaume Hashémite de Jordanie

by K. BANDEL (*) and Joris F. GEYS (**)
(Plates III to IX)

Abstract. — Eleven species of regular echinoids, recently discovered in Upper Cretaceous deposits near Amman, Jordan, are systematically revised. Two new species are described: *Salenia ammonitorum* and *Trochotiara moabitorum*. The lithostratigraphy of the echinoid-bearing strata is outlined and the environment of deposition is inferred.

Résumé. — Onze espèces d'Echinides réguliers ont été découvertes récemment dans le Crétacé supérieur des environs d'Amman, en Jordanie. Ces espèces sont figurées et décrites systématiquement. Deux d'entre elles sont nouvelles: *Salenia ammonitorum* et *Trochotiara moabitorum*. La lithostratigraphie des différents gîtes de ces Echinides a été décrite schématiquement et le milieu de sédimentation a été précisé.

I. — INTRODUCTION

Echinoidal faunas of Cretaceous age in the Middle-East, outside Egypt, have rarely been studied. Egyptian echinoids have been described by Gregory (1906), by Fourtau (1914) and by Stefanini (1918). Apart from the short description of a small collection by Cotteau (1869), the Cretaceous echinoids of "Greater Palestina" (meaning Jordan, Southern Syria, the Lebanon and Israel jointly), have been described only by Blanckenhorn (1925). Bender (1968) lists only a few species from Jordan.

It is the aim of this paper to present a systematic description of the regular echinoids from some Cretaceous strata in the Amman-area, Jordan, and to characterize the lithofacies in which they were found. Collecting of specimens and lithostratigraphy was carried out by Bandel, who undertook the field-work within the frame of a Jordanian-German university partnership, during the years 1977 and 1978. Geys is responsible for the systematic descriptions of regular echinoids. We thus hope to contribute to the knowledge of the fossil faunas of Jordan.

Cotteau (1869) described 3 species of regular echinoids from the Cretaceous in the area east of the Dead sea: *Heterodiadema Libycum* (Desor) (+); *Cy-*

phosoma Delamarrei Deshayes ?; *Goniopygus Brossardi* Coquand.

Blanckenhorn (1925) mentions 9 species of regular echinoids from the Cretaceous of Palestina and a few more from Syria. The Palestinian species are: *Pedinopsis Desori* Coq.; *Heterodiadema libycum* Cott. (+); *Diplopodia variolaris* Brongn. (+); *Diplopodia gileadensis* Blanck.; *Cyphosoma palaestinense* Blanck.; *Rachiosoma Delamarrei* Pom.; *Codiopsis doma* Desm.; *Goniopygus Menardi* Desm. (+); *Orthopsis miliaris* D'Arch.

Bender (1968) cites: *Salenia* sp.; *Heterodiadema libycum* (+); *Diplopodia gileadensis*; *Codiopsis* sp.

The collections described herein confirm the presence of three species [marked (+)]. The other seven species, previously cited, were not found in the new material. On the other hand, seven other species, hitherto unknown from Palestina, were collected and described herein. Two of these are new.

The specimens are deposited in the collections of the Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen (K.B.I.N.), dept. of Palaeontology, Section of Secondary and Tertiary Invertebrate (I.S.T.). Some specimens are to be returned to the Geology department of the Amman university, in Jordan, when they can be properly accommodated.

(*) Institut für Paläontologie, Universität Erlangen-Nürnberg, Loewenichstrasse 28, D-8520 Erlangen (Germany).

(**) Laboratory for Mineralogy, Geology and Physical Geography, State University Centre (RUCA), Groenenborgerlaan 171, B-2020 Antwerpen (Belgium).

Note présentée le 6 Juin 1984 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N. le 6 Mars 1985.

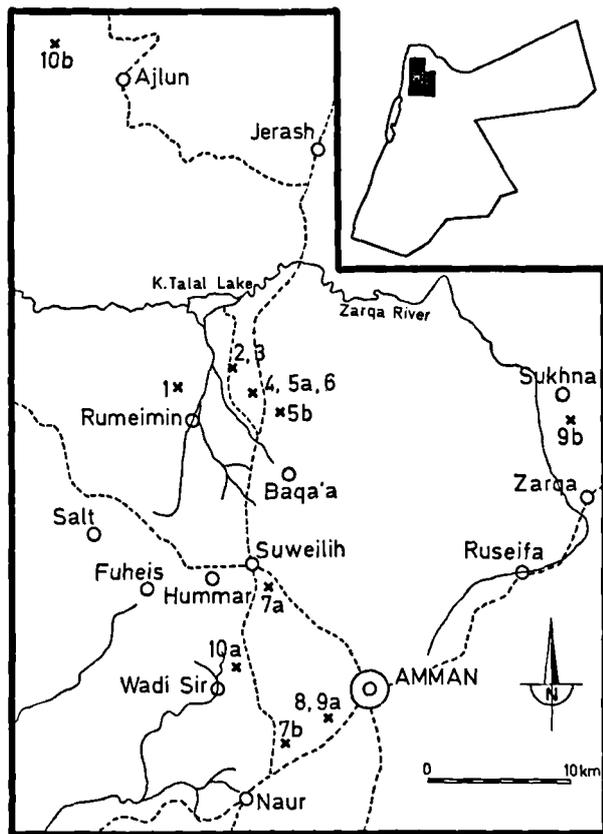


Fig. 1. — Map of the Amman area (Jordan) showing the location of the outcrops yielding regular echinoids.

Fig. 1. — Carte des environs d'Amman (Jordanie) montrant la localisation des gîtes fossilifères ayant livré des Echinides réguliers.

II. — SHORT DESCRIPTION OF LITHOFACIES AND PALAEOENVIRONMENT OF STRATA YIELDING REGULAR ECHINOIDS

1) Generalities.

In the area around Amman, Late Cretaceous rocks mainly consist of marls and limestones; silicified beds are only found in their uppermost portion. Echinoids were only found in the limy and marly units, underlying the chalky Ain Ghazal Formation. The complete sequence of the Upper Cretaceous is about 520 m thick in, and north and west of Amman. This sequence has been described, without much detail, by several authors (cf. Bender, 1968, for exhaustive literature). The subdivisions used herein have never before been published, but they are generally and informally used by

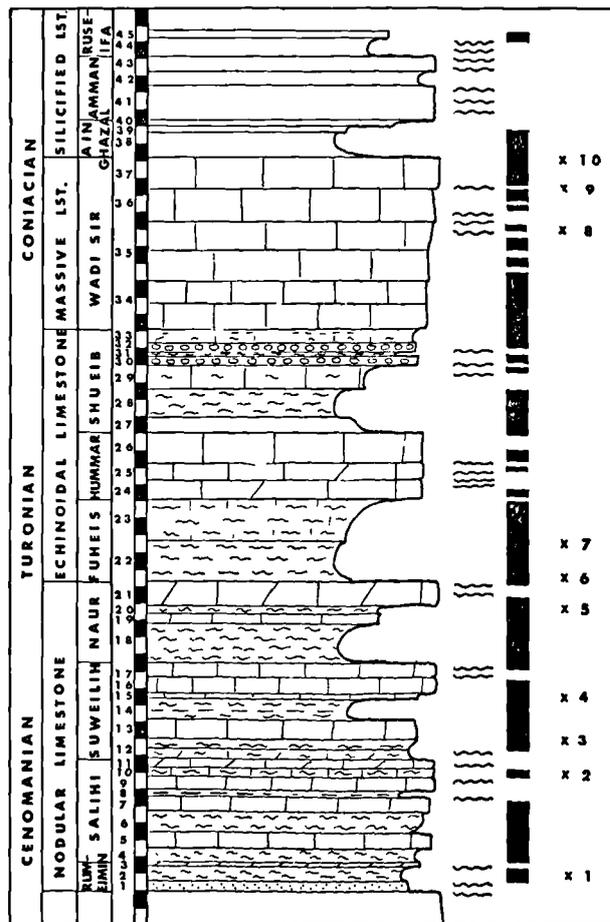


Fig. 2. — Generalized columnar section of the Upper Cretaceous in the Amman area. The meaning of the auxiliary columns is: 1, presumed chronostratigraphy. — 2, lithostratigraphy according to Bender (1968). — 3, proposed lithostratigraphical nomenclature, close to that currently in use by the Jordanian Geological Survey. — 4, proposed members, indicated by numbers. — 5, linear scale; each unit represents 10 m of rock column. — 6, wavy lines indicate intervals with continental or intertidal conditions. — 7, black bars indicate intervals of intense bioturbation. — 8, stratigraphical position of the localities yielding regular echinoids.

Fig. 2. — Colonne stratigraphique générale du Crétacé supérieur dans la région d'Amman.

Les colonnes auxiliaires désignent : 1, la chronostratigraphie probable. — 2, la lithostratigraphie selon Bender (1968). — 3, la nomenclature lithostratigraphique proposée, proche de celle utilisée couramment par le Service Géologique de Jordanie. — 4, les membres proposés (indiqués par des chiffres). — 5, l'échelle linéaire (chaque unité représente 10 m de sédiment). — 6, les lignes onduleuses indiquent les intervalles continentaux ou supralittoraux. — 7, les bandes noires indiquent des intervalles à bioturbation intense. — 8, la position stratigraphique des gîtes fossilifères.

the Jordanian Geological Survey (NRA). The sections have been measured; 11 formations could be differentiated and defined in the region around Amman. From bottom to top they are the Rumeimin, Salihi, Suweilih, Naur, Fuheis, Hummar, Shueib, Wadi Sir, Ain Ghazal, Amman and Ruseifa Formations. In the area west and north of Amman, from Es Salt to Jerash and Sukhna, these formations could be more finely differentiated into 45 members.

From the bottom of the calcareous Upper Cretaceous sequence, up to the sandy Kurnub Formation, the depositional environment repeatedly shifted from near shore and lagoonal environments to the shallow open sea. It is beyond the scope of this paper to present a full discussion of these strata, which will be published in detail later (Bandel, in preparation). A general outline, as given in fig. 2, might come in useful to the reader. Lithology is indicated schematically; lithostratigraphical terminology is according to Bender (1968) and in current, informal use in the Natural Resources Authority of Jordan (NRA) (approximately there, and detailed here). Faunal elements other than regular echinoids, present in these deposits, will be described in forthcoming papers.

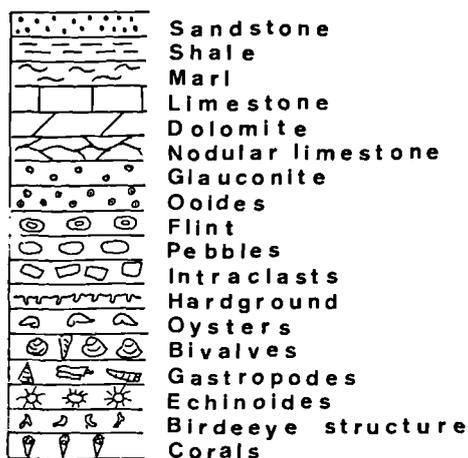


Fig. 3 to 8. — On each figure, the arrow points to the bed yielding regular echinoids.

Fig. 3 à 8. — Sur chacune de ces figures, la flèche indique le niveau ayant livré des Echinides réguliers.

Légende explicative : Sandstone : Grès. — Shale : Schistes. — Marl : Marne. — Limestone : Calcaire. — Dolomite : Dolomite. — Nodular limestone : Calcaire noduleux. — Glauconite : Glauconite. — Ooides : Ooides. — Flint : Silex. — Pebbles : Cailloux. — Intraclasts : Enclaves. — Hardground : Hardground. — Oysters : Huîtres. — Bivalves : Bivalves. — Gastropods : Gastéropodes. — Echinoids : Echinides. — Birdeeye structures : Structures « œil d'oiseau ». — Corals : Coraux.

2) Locality 1 : Rumeimin.

Situation. The lowermost occurrence of a fauna of regular echinoids in the Cretaceous of Jordan was discovered below the town of Rumeimin, in the eastern flank of a steep wadi, downriver of the waterfall and the ruins

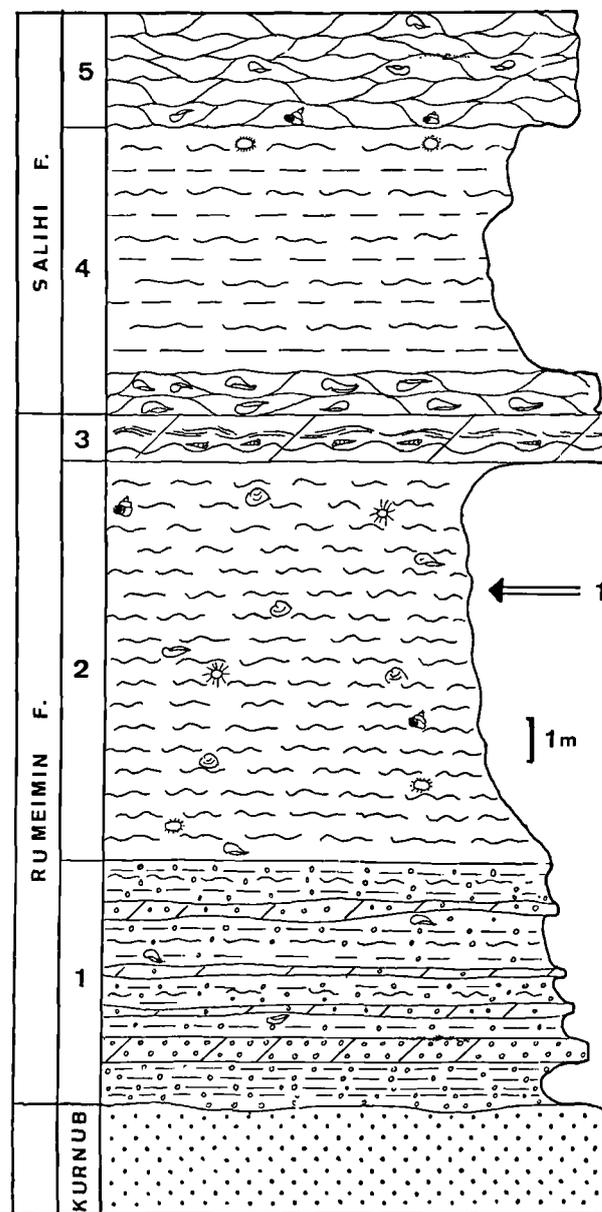


Fig. 3. — Columnar section of Locality 1 (Rumeimin).

Fig. 3. — Gîte n° 1 (Rumeimin) : colonne stratigraphique.

of an ancient mill. The wadi cuts deeply into the soft, varicoloured sandstones of the uppermost Kurnub Sandstone Group, which is mainly of fluvatile origin.

Stratigraphy (fig. 3). Regular echinoids were found in fossiliferous marls and marly nodular limestones of Member 2 in the Rumeimin Formation. Apart from rare regular echinoids, these beds contain irregular echinoids, numerous oysters, as well as steinkerns of other bivalves and of large gastropods.

Member 2 overlies glauconitic marls and limestones of Member 1, with abundant oysters, a network of thalassinoid burrows and intense bioturbation. It is overlain by well bedded dolomitic limestones of Member 3, with well oriented turriform gastropods, stromatolitic structures, ripple-marks and mud-cracks.

Palaeoenvironment. Member 2 has been deposited close to the shore of a shallow, warm sea.

3) Locality 2 : Wadi Salihi.

Situation. At about 80 m above the base of the Upper Cretaceous, regular echinoids are found in the deep Wadi Salihi; the first wadi east of Rumeimin. This locality can be reached walking from the road between Salihi and Um ed Dananir, and leading to the King Talal Reservoir, in Zarqa Valley. The donkey path reaches the valley bottom above a large waterfall, near a prehistoric ruin. Just above the latter, a very conspicuous yellowish massive limestone of the upper Salihi Formation (Members 9-11) can be used as a marker horizon. The bed yielding rare regular echinoids is halfway to the top of this marker horizon.

Stratigraphy (fig. 4). Member 10 is composed of two portions, the lower of which contains echinoids. It consists of nodular, completely bioturbated limestone with a rich molluscan fauna. It is overlain by thin-bedded dolomitic limestones, with alternating beds, mainly consisting of small bivalved bivalves, or of intraclasts. Below and above Member 10, laminated, massive and in part dolomitic limestones with bored hardgrounds and intraclast beds are exposed.

Palaeoenvironment. The basal bed of Member 10 was deposited during a transgression of a shallow sea, over intertidal and indurated sediments. Normal marine conditions ended soon afterwards and lagoonal and intertidal deposits were formed.

4) Locality 3 : Wadi Salihi.

Situation. In the same section as locality 2, but above the conspicuous massive limestone of the upper Salihi formation, a younger occurrence of regular echinoids exists on the east side of the wadi bottom.

Stratigraphy (fig. 5). Regular echinoids occur in an extremely fossiliferous marly bed, containing coquinas of mainly oyster shells, part of Member 13. This bed is overlain by a massive nodular limestone, which is

very strongly bioturbated. Underlying the fossiliferous marl are well bedded to laminated, lagoonal deposits, with a variable degree of bioturbation. Some rich accumulations are present within the otherwise poorly fossiliferous sequence.

Palaeoenvironment. Member 13 was deposited in shallow marine water close to the shore.

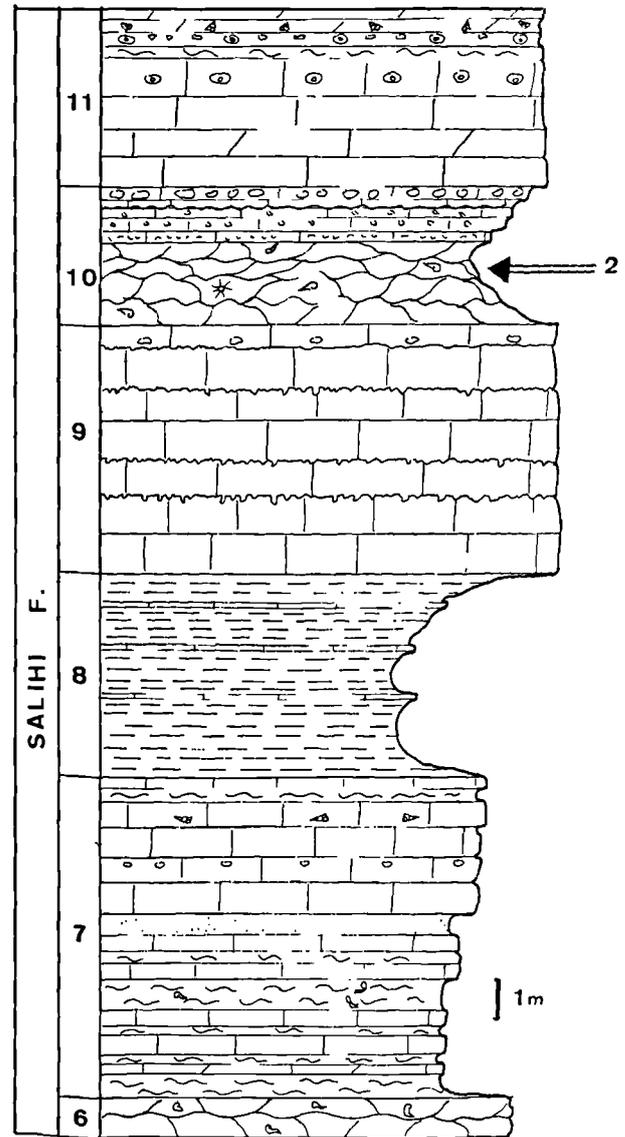


Fig. 4. — Columnar section of Locality 2 (Wadi Salihi).
Fig. 4. — Gîte n° 2 (Wadi Salihi) : colonne stratigraphique.

5) Locality 4 : Wadi Salihi.

Situation. This section is situated in the Wadi Salihi valley floor and below the point where the road from Salihi to the King Talal Reservoir follows the ledge, formed by Member 21 (Naur Formation), at the top of the Nodular Limestone.

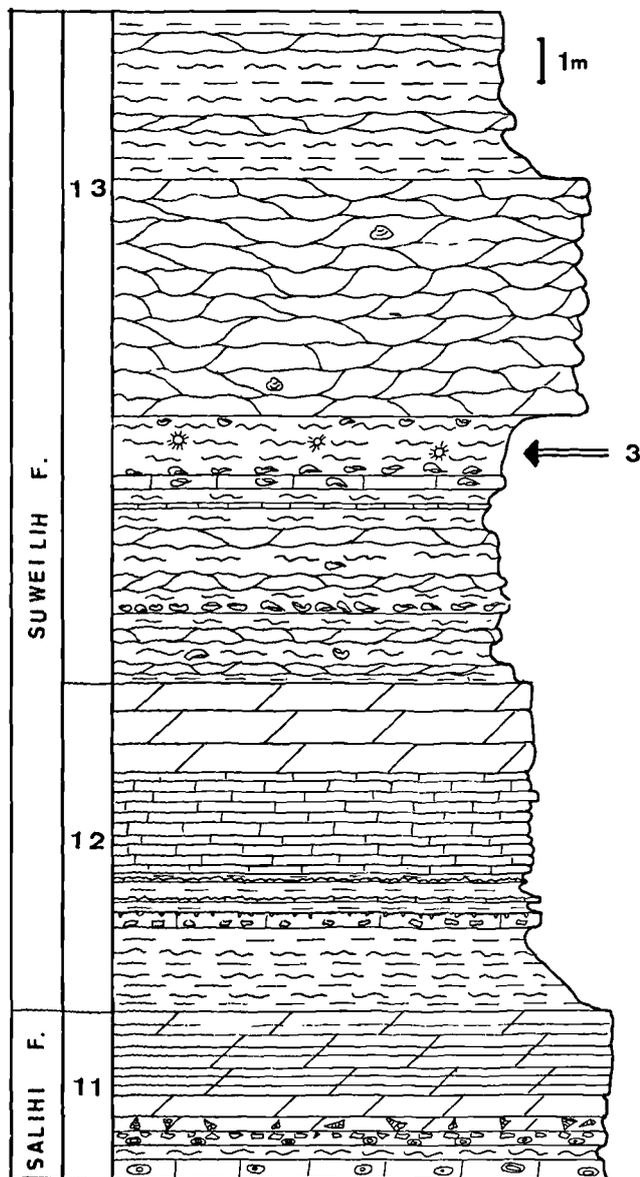


Fig. 5. — Columnar section of Locality 3 (Wadi Salihi).
Fig. 5. — Gîte n° 3 (Wadi Salihi) : colonne stratigraphique.

Stratigraphy (fig. 6). The base of Member 16 of the Suweilih formation is a marly limestone, with thalassinoid burrows imprinted on the bioturbated background. Besides oysters, other bivalves and numerous large gastropods, regular echinoids have been found.

This fossiliferous bed overlies a strongly bioturbated hard marl, with large infaunal bivalves and numerous Pectinacea (Member 15). An oyster bank with some

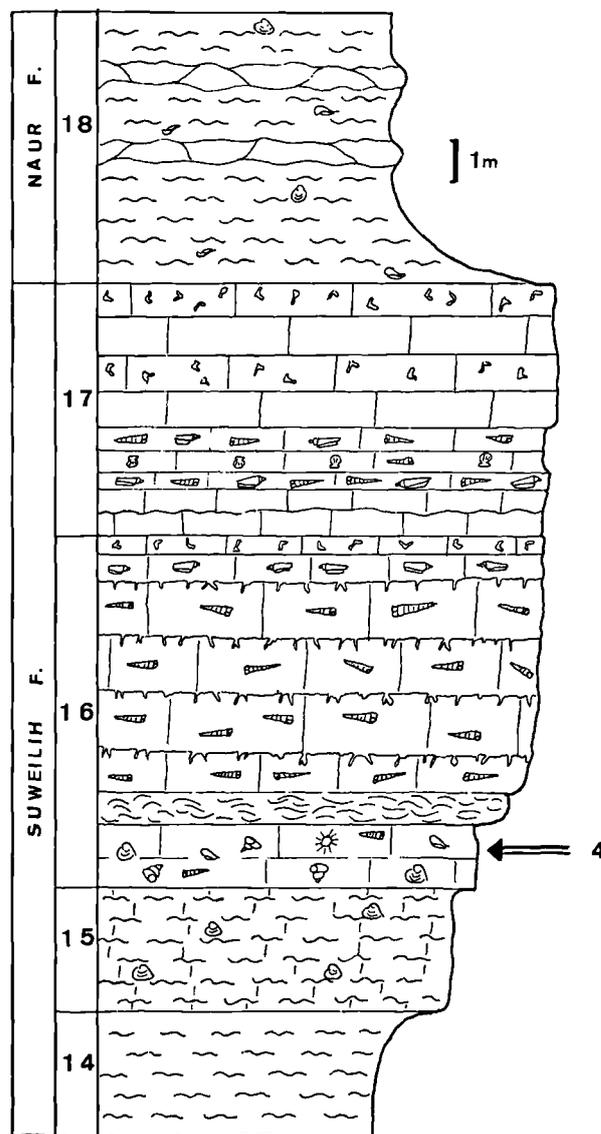


Fig. 6. — Columnar section of Locality 4 (Wadi Salihi).
Fig. 6. — Gîte n° 4 (Wadi Salihi) : colonne stratigraphique.

rudists overlies the echinoid-bearing bed; this oyster bank is itself overlain by limestones with nerinean and opisthobranch gastropods (Member 16).

Palaeoenvironment. The base of Member 16 has been deposited in a near shore environment, close to an oyster bank. Behind this bank, a lagoon was present.

6) Locality 5a : Salihi and Locality 5b : Baqa'a.

Situation. The uppermost Member (21) of the Naur Formation forms very conspicuous cliffs and rock exposures at both localities. At the base of the member a rich fauna can be collected. Locality 5a is situated in the eastern slope of the Wadi Salihi, above locality 4. Locality 5b is at the east side of the road from Baqa'a to Djerash, at the northern margin of the Baqa'a depression, after the road has reached the pass.

Stratigraphy (fig. 7). The strongly bioturbated marls of Member 20 (Naur Formation) contain a rich fauna of byssate and infaunal bivalves, oysters and various gastropods, of which strombids and neogastropods are characteristic. Regular and irregular echinoids are common in this member. Its central part yields large orbitolinid foraminifers. The base of the member is formed by an oyster coquina.

Member 20 rests upon the hard, stylolitic limestone of Member 19, with scattered corals, oysters, rudists, gastropods and irregular echinoids. Member 19 shows a hardground at its top.

The overlying Member 21 consists of hard limestones, forming a conspicuous cliff in all its outcrops.

Palaeoenvironment. Member 20 has been deposited in shallow, translucent water, in the open sea.

7) Locality 6 : Salihi.

Situation. Locality 6 is situated along the road from Salihi to the King Talal Reservoir, in the immediate vicinity of locality 5a. While locality 5a is found at the base of the massive dolomitic limestone cliff, locality 6 is situated at its top.

Stratigraphy (fig. 7). Member 22 (Fuheis Formation) consists of marly sediments with a very rich marine fauna, mainly containing oysters and echinoids. These beds were deposited during a transgression over the hard, dolomitic limestones of Member 21 (Naur Formation), which were, probably, subjected to continental or littoral conditions after deposition.

Palaeoenvironment. Member 22 has been deposited in a shallow, open sea.

8) Locality 7a : University and Locality 7b : Amman road-junction.

Situation. At two localities a rich fossil fauna was collected. Locality 7a is opposite the main gate of University of Jordan, just west of the road from Amman to

Suweilih. Locality 7b consists of temporary excavations for the construction of houses, just south of the road-junction Naur-Amman-Suweilih, on the road to Amman.

Stratigraphy. Highly fossiliferous marls of Member 22 (Fuheis Formation) are exposed. Typically, bivalved bivalves, both infaunal and epifaunal species, often in growth position, ammonites and calcareous

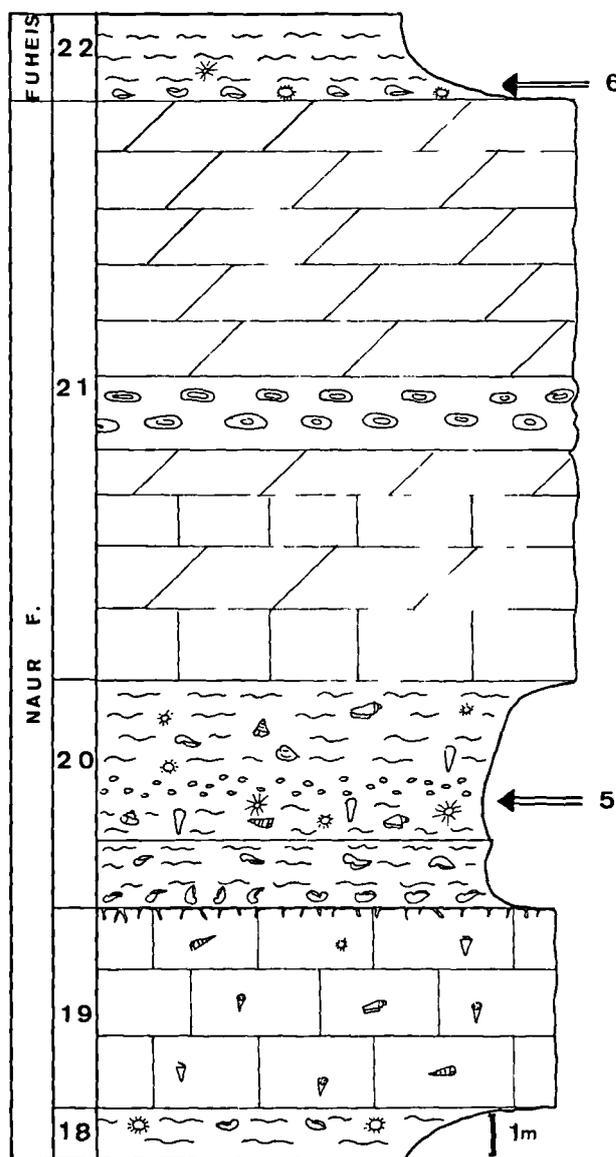


Fig. 7. — Columnar section of Localities 5 and 6 (Salihi).

Fig. 7. — Gîtes n° 5 et 6 (Salihi) : colonne stratigraphique.

worm tubes are found together with regular and irregular echinoids. The ammonoids often have been reworked and their steinkerns are covered by encrusting bryozoans and bivalves.

Palaeoenvironment. Member 22 was deposited in a shallow open sea. Deposition and erosion alternated.

9) Locality 8 : Ras el-Ain.

Situation. Quarries on both sides of the road from Amman to Naur, above Ras el-Ain, and still within the city limits, were surveyed and sampled.

Stratigraphy (fig. 8). Member 35 of the Wadi Sir Formation contains numerous regular echinoids, many of them still with spines attached or lying nearby. Irregular echinoids are absent. Within the bioturbated nodular limestone, some beds consist of reworked carbonate concretions. Between these, the well preserved echinoids are embedded, probably without considerable transport. The member grades upwards into laminated dolomitic limestones; its top is formed by laminated limestones with clay partings. Both these limestones lack any trace of bioturbation.

Palaeoenvironment. Sheltered lagoonal conditions prevailed. Echinoids lived on a sea-bottom, covered with washed-out limestone nodules. These nodules provided shelter and a substrate on which algal growths could be grazed.

10) Locality 9a : Ras el-Ain and Locality 9b : Sukhna.

Situation. A fossiliferous outcrop of this bed was found in the same quarries as locality 8 (9a). Another was exploited above the river Zarqa in the cliffs between Sukhna and Zarqa (locality 9b). Here the beds can easily be observed below the massive unit of Member 37, which forms the top of the cliffs.

Stratigraphy. Member 36 consists of alternating bioturbated limestones and marls, with chert concretions, oolitic beds, laminated limestone beds, hardground and intraclast layers. The member ends with a fossiliferous marl, containing numerous bivalves, as well as regular and irregular echinoids.

Palaeoenvironment. The rapid changes between the lithologies indicates a continuous movement of the sea, back and forth. Deposition in a shallow sea, near and at the shore, and deposition in lagoonal and intertidal environments alternated.

11) Locality 10a : Wadi Sir and Locality 10b : Steffena.

Situation. On the slope opposite the road towards the village of Wadi Sir and coming from Amman, the Wadi Sir Formation is exposed in its full thickness. Locality 10a is found, just below the uppermost beds of this formation in the upper part of the massive limestone, forming the last cliffs. At about the same stratigraphical position, near the village of Steffena. NW of Ajlun, a rudist reef is developed (locality 10b). Its talus is very fossiliferous, among the fossils are some echinoids.

Stratigraphy. Member 37 of the Wadi Sir Formation consists of a coarsely bedded, massive limestone, into which caves have been formed. In its upper portion, the member shows abundant, thick-shelled bivalves with shells often intensively bored, mainly by sponges. In the uppermost 2 m, fossils are commonly silicified, among them many gastropods and bivalves (especially near Sukhna). The echinoids of the Wadi Sir outcrop are also silicified and usually broken.

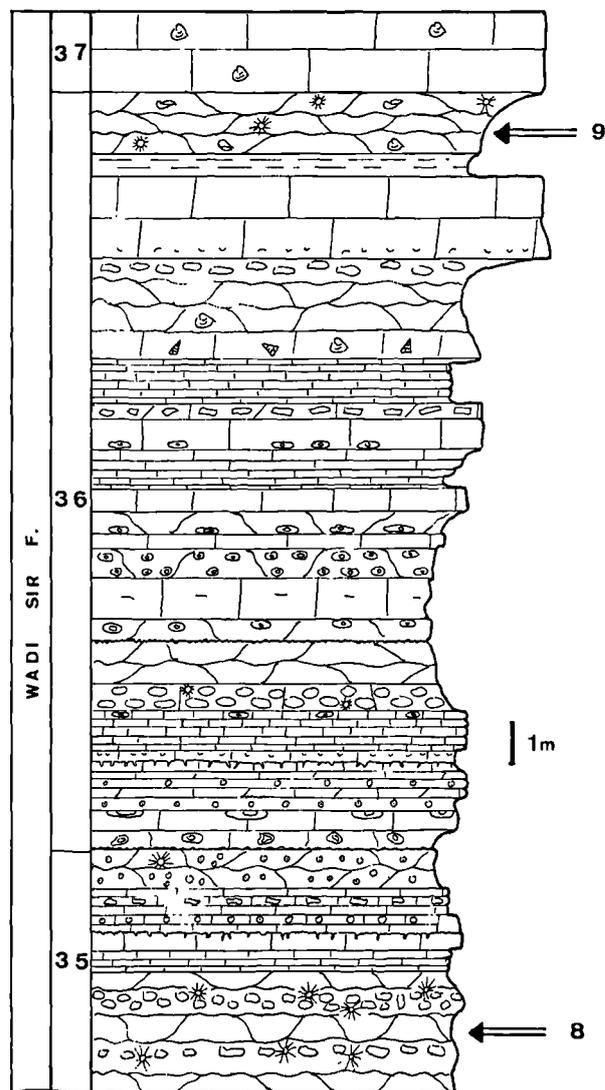


Fig. 8. — Columnar section of Localities 8 and 9 (Ras el-Ain).
 Fig. 8. — Gîtes n° 8 et 9 (Ras el-Ain) : colonne stratigraphique.

Underlying are beds of similar lithology ; overlying beds consist of a soft, marly chalk. At Steffena, echinoids are part of the rich fauna of a rudist reef, which represents the top of the Wadi Sir Formation.

Palaeoenvironment. The rich, shelly, autochthonous molluscan fauna indicates open shallow sea condition, on the offshore side of a rudist reef.

12) **Conclusion.**

It is obvious that all localities, with the exceptions perhaps of localities 7a and 7b, show rock facies, deposited near the shore on an indurated or shelly bottom. The echinoidal tests found are autochthonous and have been embedded in their living environment, without considerable transport, on the bottom of a shallow sea, with translucent water. At localities 7a and 7b, episodes of erosion produced hardgrounds that could be colonised by regular echinoids. Biostratigraphical data, gathered from ammonite faunas indicate that the rock column between localities 1 to 4, and probably also 5, was deposited during Cenomanian times. Localities 6 and 7 are of Turonian age ; localities 8, 9 and 10 are of Coniacian age (Bandel and Wiedmann, in prep.). The stratigraphical distribution of the collected species is given in table I.

Stage	Formation	Member	<i>Salenia ammonitorum</i>	<i>Salenia batensis</i>	<i>Heterodidema lybicum</i>	<i>Tetragramma cf. varifolium</i>	<i>Trochotifara moabitum</i>	<i>Phymosoma mansour</i>	<i>Phymosoma maresi</i>	<i>Rachiosoma major</i>	<i>Rachiosoma rectistretum</i>	<i>Goniopygus menardi</i>	<i>Goniopygus</i> sp. indet.
S	Wadi Sir	37	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	02
S	Wadi Sir	36	--	--	--	--	--	01	--	01	--	--	--
S	Wadi Sir	35	--	--	--	--	--	--	--	09	05	--	--
T	Fuheis	22	--	--	01	--	--	--	12	--	--	--	--
C?	Naur	20	--	--	11	--	--	--	--	--	--	01	--
C	Suweilih	16	--	01	--	01	--	--	--	--	--	04	--
C	Suweilih	13	--	--	01	--	--	--	--	--	--	--	--
C	Salihi	10	01	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
C	Rumeimin	2	--	--	--	01	01	--	--	--	--	--	--

Table I. — Stratigraphical distribution of regular echinoids in the Upper Cretaceous of the Amman area (Jordan). S, Coniacian. — T, Turonian. — C, Cenomanian. (number of specimens)

Tableau I. — Distribution stratigraphique des Echinides réguliers dans le Crétacé supérieur des environs d'Amman (Jordanie). S, Coniacien. — T, Turonien. — C, Cénomanien. (nombre de spécimens)

III. — SYSTEMATIC DESCRIPTION

Ordo SALENIOIDA Delage and Herouard, 1903

Familia SALENIIDAE Agassiz, 1838

Subfamilia SALENIINAE Agassiz, 1838

Genus *SALENIA* Gray, 1835

Type species : *Cidarites scutigera* Münster (in Goldfuss). 1826 ; original designation.

Diagnosis : « Differs from *Salenocidaris* and *Salenidia* only in its ambulacra which consist throughout of bigeminate plates, each with one primary tubercle and two pore pairs (Fell and Pawson, 1966 ; Mortensen, 1935).

SALENIA AMMONITORUM nov. sp.
(Pl. III, fig. 1-6)

LOCUS TYPICUS : Wadi Salihi, near Amman, Jordan (locality 2).

STRATUM TYPICUM : Member 10, Salihi Formation. Nodular Limestone, Cenomanian.

DERIVATIO NOMINIS : from the Ammonites, biblical tribe, living on the left bank of the River Jordan.

LOCATION OF HOLOTYPE : K.B.I.N. collections, n° IST 10232.

SPECIMENS STUDIED : Locality 2 ; Member 10, Salihi Formation, Cenomanian : 1 specimen (IST 10232).

Dimensions. (*)

D = 15.7 mm ; h = 9.7 mm ; h/D = 0,60 ;
ds = 5,6 mm ; ds/D = 0,36.

Description.

Medium sized *Salenia*, with moderately elevated test and almost flat apical system. The preservation of the specimen does not allow a description of peristome and girdle.

The apical system is relatively small and pentagonal, its angles directed towards the interradial sutures. Its 11 plates are smooth, without ornamentation. They are solidly welded together and the sutures are not visible. However, there are 16 large, deep, rounded sutural depressions. Oculars II, IV and V are surrounded by 3 sutures each ; oculars I and II by 2 each. Genital plates 3 and 4 are surrounded each by 5 depressions ; genital 1 and 5 each by 3 depressions ; genital 2 is surrounded by 4 depres-

(*) D : ambital diameter of the test ; h : height of the test ; ds : diameter of the apical system, from III to V ; dp : diameter of the peristome, gill slits not included.

sions. The suranal plate is surrounded by 3 depressions. Genital pores are situated in deep, rounded depressions, similar to sutural depressions, in the center of each genital plate. The madreporite, 2, carries a large, rounded poriferous depression. The periproct is large, subtriangular and surrounded by slightly protruding lips.

Ambulacra are relatively wide. It is impossible to establish the exact number of ambulacral tubercles in each series. We counted 5 ambulacral plates for each interambulacral plate, at the ambitus. Each plate has one non-crenulate, non-perforate primary tubercle. These tubercle are very small: they are hardly larger than granules. Perradial extrascrobicular surfaces are covered by a fine, very dense granulation. Poriferous zones are almost straight and wide. The plates are very regularly bigeminate. Pore pairs are almost horizontal and close together. They are surrounded by an inconspicuous ridge. Interporiferous partitions are present but poorly developed.

Interambulacral primary tubercles are crenulate, non perforate. The areoles are large at the ambitus, but small adapically. They are not confluent. Adapical areoles are separated by wide, granulated zones. All areoles are shallow. Scrobicular rings are complete and consist of 12 small scrobicular tubercles at the ambitus. Interradial extrascrobicular surfaces are covered with a very fine, very dense granulation. The granulated surfaces are very conspicuous adapically, where the scrobicules diminish in size.

Diagnostic features.

1. Smooth pentagonal apical system, with interradian angles and large sutural depressions.
2. Genital pores in depressions, similar to sutural depressions, in the centres of the genital plates.
3. Ambulacra straight; ambulacral tubercles hardly larger than granules.
4. Granulated extrascrobicular surfaces very important adapically, where interambulacral scrobicules and tubercles are small.

Discussion.

This is a very characteristic species, which cannot be confused with other saleniids. I do not know any salenioid echinoid corresponding to the description above, nor even resembling it superficially. So I had to consider this specimen a new species. Comparisons to other known species can only be trivial.

SALENIA BATNENSIS Peron and Gauthier, 1879
(Pl. IV, fig. 1-5)

- *•1879. *Salenia batnensis*, Cotteau, Peron and Gauthier, p. 183-185, Pl. 13, fig. 7-13.

- *•1889. *Salenia tunetana*, Gauthier, p. 65, Pl. 4, fig. 8-13; fide Fourtau (1914).
•1910. *Salenia batnensis*, Lambert and Thiery, p. 210.
1914. *Salenia batnensis* race *tunetana*, Fourtau, p. 9-10.
•1918. *Salenia batnensis* var. *tunetana*, Stefanini, p. 122-123, Pl. 5, fig. 2a-c.
•1921. *Salenia batnensis*, Checchia-Rispoli, p. 9.
•1932. *Salenia batnensis*, Lambert, p. 157.

LOCUS TYPICUS: Djebel Iche-Ali gorge, south of Batna, Algeria.

STRATUM TYPICUM: Cenomanian.

OTHER OCCURRENCES OUTSIDE JORDAN: Lybia: Cenomanian at Gusbat (Checchia-Rispoli, 1921); Tunisia: Cenomanian (Gauthier, 1889); Egypt: Cenomanian near St. Paul's Convent (Eastern Desert) and at Wadi Thal (Sinai) (Fourtau, 1914).

SPECIMEN STUDIED: Locality 4; Member 16, Suweilih Formation, Nodular Limestone, Cenomanian: 1 specimen (IST 10211).

Dimensions.

D = 20.4 mm; h = 16.1 mm; h/D = 0,79;
ds = 10,5 mm; ds/D = 0,51.

Description.

Medium to large sized *Salenia*, with high, globular shape.

The peristome is small and not sunken. Gill slits are fairly deep and surrounded by a fold of calcareous material.

The apical system is relatively small. Its 11 plates are separated by clearly visible sutures, marked by sutural depressions. These sutural depressions are situated: a) at the contacts of 1 ocular and 2 genitals, b) at the contacts of the suranal and 2 genitals, c) in the middle of the sutures between any two adjacent plates. The plates are smooth. The ocular plates are triangular, the genital plates are hexagonal. The genital pore is situated in an oval depression, near the distal border of the genital plate and sometimes connected to it. Genital plate 2, the madreporite, shows a conspicuous, rectangular, poriferous depression, occupying some 70 % of the plate's surface. This depression is densely granulated. The pores open between the granules. The periproct is oval and larger than in most salenioids. As a result, genital plates 1 and 5, as well as ocular plate I are exceedingly small. The periproct is surrounded by a high ridge, giving it a protruding appearance.

Primary tubercles are 29 or 30 in each ambulacral series. These primary tubercles are non crenulate, non perforate. The ambulacra are sinuous and very regularly bigeminate. A coarse granulation is concentrated along the perradial suture. The interporous partitions carry a coarse granule. The pore pairs are

closely spaced and separated by a furrow-like suture. The axes of the pore pairs have an inclination of about 20°.

Interambulacral primary tubercles are crenulate, non perforate. They are 7 in a series. The scrobicules are smooth, conical and surrounded by a ring of about 17 scrobicular tubercles. The scrobicules are not confluent. Interradial extrascrobicular surfaces are narrow, sinuous and coarsely granulated.

Diagnostic features.

1. Conspicuous rectangular, granular poriferous depression, occupying the larger part of the madreporite 2.
2. Huge protruding periproct.
3. Sinuous ambulacra, with about 30 primary tubercles in each series.
4. Closed scrobicular rings; scrobicules not confluent.

Discussion.

Salenia batnensis is a readily recognizable species, because of its large, rectangular poriferous depression and its huge, protruding periproct. These features give the apical system a very characteristic appearance.

I agree with Fourtau (1914) in rejecting *S. tunetana* Gauthier, 1889 as a separate species, and in uniting it with *S. batnensis*. The differences between both species are few and subtle (apical system slightly larger, peristome slightly smaller and one interambulacral plate less in *S. tunetana*). Since only a few specimens of each species are known, the differences seem subjective and insufficient to justify the establishment of a separate species, or even subspecies. Hence, I consider *S. tunetana* as a junior synonym of *S. batnensis*.

A closely related species is *S. choffati* de Loriol, 1887 (Pl. 3, fig. 2-3) (Cenomanian of Portugal). It differs from *S. batnensis* by its much smaller and triangular poriferous depression, by the shape of its genital plates, by its narrower extrascrobicular surfaces and by its narrower ambulacra.

Ordo HEMICIDAROIDA Beurlen, 1937

Familia HEMICIDARIDAE Wright, 1857

Genus *HETERODIADEMA* Cotteau, 1862

Type species: *Pseudodiadema martinianum* (Cotteau, 1859) [= *H. lybicum* (Agassiz and Desor, 1846), *sensu* Cotteau, 1864]; original designation.

Diagnosis: « Apical system penetrating deeply into interambulacrum 5; ambulacral plates trigeminate throughout (Fell and Pawson, 1966) ».

HETERODIADEMA LYBICUM

(Agassiz and Desor, 1846)

(Pl. IV, fig. 6-7; Pl. V, fig. 1-2)

v. 1980. *Heterodiadema lybicum*, Geys, p. 445-451, Pl. 8 (extensive synonymy in this paper).

SPECIMEN STUDIED: Locality 3: Member 13, Suweilih Formation, Nodular Limestone, Cenomanian: 1 crushed specimen; Locality 5a: Member 20, Naur Formation, Nodular Limestone, Cenomanian?: 1 poorly preserved specimen; Locality 5b: Member 20, Naur Formation, Nodular Limestone, Cenomanian?: 10 specimens (among which IST 10212); Locality 7a: Member 22, Fuheis Formation, Echinoidal Limestone, Turonian: 1 specimen.

Dimensions.

D = 24.3 - 38.4 mm; h = 10.5 - 20.0 mm;
mean h/D = 0.48; ds = 10.8 - 15.5 mm;
mean ds/D = 0.40; dp = 8.2 - 12.7 mm;
mean dp/D = 0.32.

Description.

Given at length by Geys (1980).

Diagnostic features.

1. Pentagonal apical system, extending deeply into depressed interradian zone of interambulacrum 5.
2. Aboral side slightly convex, but peristome not sunken; gill slits fairly deep.
3. Fine and dense granulation on all extrascrobicular surfaces.

Discussion.

The Cenomanian specimen from Locality 3 is much smaller than the Turonian individuals (D = 15 mm; h = 7 mm). This agrees with the observations of Fourtau (1914) who mentioned similar differences in size between Cenomanian and younger specimens.

Familia PSEUDODIADEMATIDAE Pomel, 1883

Genus *TETRAGRAMMA* Agassiz, 1840

Type species: *Cidarites variolare* Brongniart, in Cuvier, 1822; by subsequent designation of Lambert and Thiery, 1910.

Diagnosis: « Flattened test of moderate size; apical system not penetrating deeply into interambulacrum 5; poriferous zones diplopodous apically; two large tubercles on each interambulacral plate (Mortensen, 1935; Fell and Pawson, 1966) ».

TETRAGRAMMA cf. *VARIOLARE*
(Brongniart, 1822)

(Pl. V, fig. 3-4)

v. 1985. *Tetragramma variolare*, Geys (forthcoming)
(extensive synonymy in this paper).

SPECIMENS STUDIED: Locality 1: Member 2, Rumeimin Formation, Nodular Limestone, Cenomanian: 1/2 specimen; Locality 4: Member 16, Suweilih Formation, Nodular Limestone, Cenomanian: 1 specimen (IST 10213).

Dimensions (of specimen IST 10213).

$D = 44.4 \text{ mm}$; $h = 16.3 \text{ mm}$; $h/D = 0.37$.

The state of preservation of the specimen is such, that no other dimensions can be measured.

Description.

Given at length by Geys (forthcoming).

Diagnostic features.

1. Presence of 4 series of interambulacral primary tubercles.
2. Poriferous zones strongly diplopodous adapically.
3. Peristome slightly sunken (not visible in the specimens under discussion).

Discussion.

Owing to their poor state of preservation, the specific identification of the specimens from Jordan remains slightly uncertain. Therefore I added cf. to their name.

Genus *TROCHOTIARA* Lambert, 1901

Type species: *Diadema priscum* Agassiz, 1840; by original designation.

Diagnosis: « Small, flattened test; poriferous zones straight, widening near the peristome; ambulacral plates trigeminate at the ambitus; adapical part of interradial extrascrobicular surfaces naked and depressed (Fell and Pawson, 1966) ».

TROCHOTIARA MOABITORUM sp. nov.

(Pl. V, fig. 5-7; Pl. VI, fig. 1-3)

LOCUS TYPICUS: Rumeimin (Locality 1), near Amman, Jordan.

STRATUM TYPICUM: Member 2, Rumeimin Formation, Nodular Limestone, Cenomanian.

DERIVATIO NOMINIS: from the Moabites, inhabitants of the biblical kingdom of Moab, on the left bank of the River Jordan.

LOCATION OF THE HOLOTYPE: K.B.I.N. collections n° IST 10214.

SPECIMENS STUDIED: Locality 1: Member 2, Rumeimin Formation, Nodular Limestone, Cenomanian: 1 specimen (IST 10214).

Dimensions.

$D = 12.7 \text{ mm}$; $h = 4.7 \text{ mm}$; $h/D = 0.37$;
 $ds = 7.9 \text{ mm}$; $ds/D = 0.62$; $dp = 5.5 \text{ mm}$;
 $dp/D = 0.43$.

Description.

Small *Trochotiara*, with strongly flattened, wheel-shaped test. The adoral surface is distinctly concave, the peristome being sunken.

The peristome is circular and shows distinct gill slits, surrounded by calcareous folds.

The apical system is large. Its plates are lost, but it leaves a pentagonal hole, penetrating deeply into interambulacrum V.

Ambulacra are narrow and slightly swollen. Primary tubercles are perforate and crenulate; there are 9 or 10 in a series. Scrobicules are small, not confluent and surrounded by a complete scrobicular ring. Per-radial extrascrobicular surfaces are narrow and covered by a dense granulation. Ambulacral plates are compound diadematoid and trigeminate. The axes of the pore pairs are slightly oblique at the ambitus. Poriferous zones are simple and straight at the ambitus. They broaden slightly in the immediate vicinity of the peristome. Adapically the poriferous zones are slightly zigzagging, without being really biserial.

Interambulacra are almost twice as large as the ambulacra. Primary tubercles are perforate, crenulate and 9 or 10 in a series. Their size is the same as that of the ambulacral tubercles. Scrobicules are not confluent: one or two rows of tiny granules separates them. Interradial extrascrobicular surface are covered by a dense and coarse granulation, except adapically, where they are naked, smooth and very slightly depressed. Adradially, wide extrascrobicular surfaces bear a regular series of small secondary tubercles and a dense, coarse granulation. Interambulacral plates are horizontally elongated.

Diagnostic features.

1. Concave adoral surface; sunken peristome.
2. Poriferous zones simple, zigzagging adapically, very slightly widened near the peristome.
3. Wide extrascrobicular surfaces on adradial side of interambulacra, carrying tiny secondary tubercles.
4. Large, pentagonal apical system, penetrating deeply into interambulacrum 5.

Discussion.

This new species is closely related to *Pseudodiadema macilentum* Cotteau, Peron and Gauthier, 1878 (Pl. 14, fig. 6-11) (Cenomanian of Algeria). *T. moabitorum* differs from the latter in its interambulacra. Interradial extrascrobicular surfaces are less developed and primary tubercles are more numerous in *P. macilentum*.

Ordo PHYMOSOMATOIDA Mortensen, 1904

Familia PHYMOSOMATIDAE Pomel, 1883

Genus *PHYMOSOMA* Haime, 1853

Type species: *Cidaris koenigi* Mantell, 1822, by subsequent designation of Lambert and Thiery (1910).

Diagnosis: « Low, flattened test; polyporous ambulacral plates; poriferous zones biserial adapically; no conspicuous radiating grooves on interambulacral scrobicules (Mortensen, 1935; Fell and Pawson, 1966) ».

PHYMOSOMA MANSOUR

(Peron and Gauthier, 1881)

(Pl. VI, fig. 4-7)

*•1881. *Cyphosoma mansour*, Cotteau, Peron and Gauthier, p. 108, Pl. 7, fig. 10-15.

•1910. *Phymosoma mansour*, Lambert and Thiery, p. 225.

•1932. *Phymosoma mansour*, Lambert, p. 157.

LOCUS TYPICUS: Mansourah, Constantine, Algeria.

STRATUM TYPICUM: Santonian.

SPECIMEN STUDIED: Locality 9a: Member 36, Wadi Sir Formation, Massive Limestone, Coniacian: 1 specimen (IST 10215).

Dimensions.

$D = 35.5 \text{ mm}$; $h = 21.0 \text{ mm}$; $h/D = 0.59$;
 $ds = 14.8 \text{ mm}$; $ds/D = 0.42$; $dp = 15.7 \text{ mm}$;
 $dp/D = 0.44$.

Description.

Large *Phymosoma* with high, hemispherical test. The adoral side is flattened, the peristome is not sunken. The adapical side is hemispherical to conical.

The peristome is of medium size and circular. Gill slits are well developed and surrounded by calcareous folds.

The plates of the apical system are lost. They leave a fairly large, pentagonal hole in the top of the test.

Each ambulacral series consists of 14 crenulate, non perforate primary tubercles. The scrobicules are smooth and slightly swollen. They are not confluent, but separated by a single row of coarse granules. The perradial extrascrobicular surface is sinuous and shows a double row of coarse granules; the interstices between them are covered with a very fine granulation. The ambulacral plates are 5-geminate. The poriferous zones are undulating at and below the ambitus; adapically they are biserial and straight; they widen in the immediate vicinity of the peristome. The pore pairs are very slightly inclined to subhorizontal.

Interambulacra are wider than the ambulacra. Primary tubercles are crenulate, non-perforate, in a series of 13. Scrobicules are smooth, slightly conical and not confluent. Simple horizontal rows of small granules separate them. Interradially, a fairly wide, densely and coarsely granulated extrascrobicular surface separates the series of tubercles. Near the apical system the extrascrobicular surfaces are naked and smooth. Adradially regular series of secondary tubercles occur. These secondary tubercles are crenulate, non-perforate and hardly larger than the small scrobicular tubercles, which surround the primary tubercles. On each plate are 4 secondary tubercles.

Diagnostic features.

1. Not flattened, conical shape of the test.
2. Scrobicules not confluent.
3. Peristome not sunken.
4. Poriferous zones biserial adapically and widening near the peristome.
5. Regular series of small secondary tubercles.

Discussion.

Phymosoma mansour differs from *Rachiosoma said* (Peron and Gauthier, 1881) (Cotteau, Peron and Gauthier, 1881, Pl. 19, fig. 3-10; Campanian of Algeria) in its poriferous zones, which are undulating and biserial adapically in the former, straight and simple throughout in the latter.

Confusion with *Phymosoma foukanense* (Peron and Gauthier, 1881) (Cotteau, Peron and Gauthier, 1881, Pl. 6, fig. 1-6; Santonian of Algeria) is possible. Interambulacral secondary tubercles are considerably smaller in *P. mansour* than in *P. foukanense*.

The same feature permits the distinction between *P. mansour* and *Phymosoma archiaci* (Agassiz, 1846) (Cotteau, 1863, Pl. 1149; Lower "Senonian" of SW and S France). Moreover, *P. archiaci* has three series of tubercles on each half interambulacrum, while *P. mansour* has only two.

Also *P. solignaci* Lambert, 1931 (Pl. 4, fig. 1, 3; Santonian of Tunisia) has three series of tubercles in each half interambulacrum. In spite of superficial

resemblance, this species can be distinguished easily from *P. mansour*.

Also easy to distinguish are *P. mansour* and *Phymosoma palaestinense* (Blanckenhorn, 1925) (Pl. 7, fig. 4-6; Turonian-Santonian of Palestina). In the former, ambulacral plates are 5-geminate, scrobicules are not confluent and secondary tubercles are 4 on each plate. In the latter, ambulacral plates are 6-geminate, scrobicules are confluent and there are only two secondary tubercles on each plate.

Differences with *P. maresi* (Cotteau, 1864) are discussed under the next heading.

PHYMOSOMA MARESI (Cotteau, 1864)

(Pl. VII, fig. 1-5)

- *1864. *Cyphosoma maresi*, Cotteau, p. 619, Pl. 1150.
- 1881. *Cyphosoma maresi*, Cotteau, Peron and Gauthier, p. 98-99.
- 1910. *Phymosoma maresi*, Lambert and Thiery, p. 225.
- 1932. *Phymosoma maresi*, Lambert, p. 157.
- 1975. *Phymosoma maresi* Zaghbib-Turki, p. 31-32, Pl. 1, fig. 19-21.

LOCUS TYPICUS: right bank of Oued Djelfa (between salt rock and Djelfa), Ain Zamera, Algeria.

STRATUM TYPICUM: Santonian.

OTHER OCCURRENCES OUTSIDE JORDAN. Tunisia: Coniacian, Santonian and Campanian of Central Tunisia (Zaghbib-Turki, 1975).

SPECIMENS STUDIED: Locality 7a: Member 22. Fuheis Formation. Echinoidal Limestone. Turonian: 12 specimens (among which IST 10216).

Dimensions.

D = 15.8 - 27.2 mm; h = 7.0 - 13.3 mm;
mean h/D = 0.51; ds = 6.7 - 11.3 mm;
mean ds/D = 0.38; dp = 6.7 - 11.2 mm;
mean dp/D = 0.41.

Description.

Medium sized *Phymosoma*, with flattened to hemispherical test. The adoral side is flat; the peristome is not sunken. The adapical side is hemispherical to conical.

In some specimens the corona is distinctly pentagonal at the ambitus. The peristome is circular. Gill slits are well developed and surrounded by a calcareous fold.

Each ambulacral series consists of 15 crenulate, non perforate tubercles. The scrobicules bear a very faint radiating striation. The bosses are low. The scrobicules are not confluent, but separated by narrow

belts of fine granules. The perradial extrascrobicular surfaces are narrow, sinuous and granulated. The ambulacral plates are 4-geminate. The poriferous zones are almost straight at and below the ambitus; adapically they are biserial. There is some widening of the poriferous zones in the immediate vicinity of the peristome. The pore pairs are horizontal throughout.

Interambulacra are almost twice as wide as the ambulacra. Crenulate, non perforate primary tubercles form series of 11. The bosses are low and very faintly sculptured with radiating grooves. Scrobicules are not confluent. Simple horizontal rows of fine granules separate them. Interradial extrascrobicular surfaces are fairly wide and covered by a fine granulation, which fades out towards the apex. Adapically, the interradial extrascrobicular surfaces are naked and smooth. Adradially, regular series of well developed secondary tubercles are present. These secondary tubercles are crenulate, non perforate and, at the ambitus the secondary tubercles abruptly diminish in size.

Diagnostic features.

1. Rounded, to pentagonal outline of the test.
2. Scrobicules not confluent.
3. Peristome not sunken.
4. Poriferous zones widening near the peristome.
5. Regular series of secondary tubercles, large at the ambitus, small adapically.

Discussion.

Phymosoma bourgeoisi (Cotteau and Triger, 1860) (Cotteau, 1865, Pl. 1153; Lower Senonian of W France) bears a superficial resemblance to *P. maresi*, owing to its hemispherical test. The shape of the former is more conical, its poriferous zones are straight and its secondary tubercles are less well developed.

P. maresi can be distinguished from *Phymosoma mansour* (Peron and Gauthier, 1881) (see above) by the better developed secondary tubercles, the smaller size, the more flattened shape and the less sinuous poriferous zones, in the former species.

Ambulacral plates are 4-geminate, scrobicules are not confluent in *P. maresi*, while ambulacral plates are 6-geminate and scrobicules are confluent in *Phymosoma palaestinense* (Blanckenhorn, 1925) (Pl. 7, fig. 4-6; Turonian-Santonian of Palestina).

Genus *RACHIOSOMA* Pomel, 1883

Type species: *Cyphosoma delamarrei* Deshayes, in Agassiz and Desor, 1846; by subsequent designation of Lambert and Thiery, 1910.

Diagnosis : « Flattened test of moderate size ; poriferous zones simple throughout ; differs from *Gauthieria* in its apical system, without polygonal periproctal plates (Mortensen, 1935 ; Fell and Pawson, 1966) ».

RACHIOSOMA MAJOR (Coquand, 1862)

(Pl. VII, fig. 6-7 ; Pl. VIII, fig. 1-2)

- *1862. *Phymosoma major*, Coquand, p. 256, Pl. 27, fig. 16-18.
- 1864. *Cyphosoma major*, Cotteau, p. 596-599, Pl. 1143-1144.
- 1910. *Rachiosoma majus*, Lambert and Thiery, p. 221.
- ?1931. *Phymosoma majus*, Lambert, p. 95.
- (1937). *Phymosoma majus*, Lambert, p. 28.
- ?1961. *Phymosoma majus*, Petitot, p. 164.
- non 1879. *Cyphosoma majus*, Cotteau, Peron and Gauthier, p. 93-95.
- non 1914. *Cyphosoma majus*, Fourtau, p. 31-32.
- non 1975. *Phymosoma majus*, Zaghbib-Turki, p. 29-30, Pl. 1, fig. 13-15.

LOCUS TYPICUS : Tebessa, prov. Constantine, Algeria.

STRATUM TYPICUM : " Etage Mornassien ", Turonian ?

OTHER OCCURRENCES OUTSIDE JORDAN : The species has been reported from Morocco by Lambert (1937) and by Petitot (1961). The descriptions given by both these authors are insufficiently accurate to be convincing.

SPECIMENS STUDIED : Locality 8 : Member 35, Wadi Sir Formation, Massive Limestone, Coniacian : 9 specimens ; Locality 9b : Member 36, Wadi Sir Formation, Massive Limestone, Coniacian : 1 specimen (IST 10217).

Dimensions.

D = 24.4 - 31.9 mm ; h = 9.0 - 13.6 mm ;
mean h/D = 0.40 ; ds = 8.2 - 12.9 mm ;
mean ds/D = 0.39 ; dp = 10.1 - 11.6 mm ;
mean dp/D = 0.41.

Description.

Fairly large sized *Rachiosoma*, with flattened, but not always wheel shaped test. The peristome is small, circular and not sunken. Gill slits are well developed, and surrounded by a calcareous fold.

The plates of the apical system are absent in all the specimens. This system leaves a pentagonal hole in the test, which penetrates slightly deeper into interambulacrum 5 than in the other interambulacra. Its III-5 diameter is less than half the corresponding diameter of the test.

Ambulacral primary tubercles are non-perforate, crenulate. They are 13 or 14 in a series. The scrobicules are large, swollen, smooth but not confluent. A single row of tiny granules separates them. Perradially a narrow, finely granulated extrascrobicular surface

occurs. The plates are 4-geminated. Poriferous zones are sinuous but simple throughout, only widening a little in the immediate vicinity of the peristome. The pore pairs are almost horizontal.

Interambulacra are twice as large as the ambulacra. Primary tubercles are crenulate, non-perforate in series of 11 or 12. These tubercles have almost the same size as the ambulacral tubercles. The scrobicules are large, smooth and swollen. They are not confluent, but separated by a small row of tiny granules. Adradially series of large secondary tubercles are present. These secondary tubercles can reach the same size as the primary tubercles in large specimens. They disappear three or four plates from the apical system. The interradial extrascrobicular surfaces are fairly narrow and finely granulated.

Some specimens still carry a few slender, striated spines, without diagnostic features.

Diagnostic features.

1. Simple, undulating poriferous zones, which widen slightly near the peristome.
2. Peristome not sunken.
3. Presence of secondary tubercles, of the same size as the primary tubercles, in regular series, disappearing some distance from the apical system.

Discussion.

Authors disagree on the nature of the poriferous zones of *R. major* : bigeminate or simple. Coquand (1862) made no statement in his original description of the species, but Cotteau (1964), who redescribed Coquand's specimens, considered them " simples et non bigeminés à la face supérieure " (simple and not bigeminate adapically). This agrees with the figures of these two authors : they show simple, sinuous poriferous zones.

Cotteau, Peron and Gauthier (1879) describe poriferous zones which are bigeminate adapically and simple at the ambitus and adorally. Fourtau (1914) speaks of " strongly bigeminate " poriferous zones ; so does Zaghbib-Turki (1975).

Unfortunately, neither Cotteau, Peron and Gauthier (1879) nor Fourtau (1914) figured their specimens. The photographs of Zaghbib-Turki (1975) do not permit a close examination of the features involved. Must I assume that *Cyphosoma majus* sensu Cotteau, Peron and Gauthier (1879) is actually a different species from *Phymosoma major* Coquand, 1862 ? Although the spelling is different, the three coauthors certainly had no intention of introducing a new species : they explicitly refer to Coquand's species. If the bigeminate specimens belong to another, yet unnamed species, the specimens from Jordan, here under discussion, clearly are true *R. major*. It would be necessary to study the type specimens of the authors named above,

to clarify the status of true *R. major* and of its homonym with bigeminate poriferous zones.

The well developed secondary tubercles of the species under discussion, make it easy to distinguish between *R. major* and *Rachiosoma delamarrei* (Deshayes, in Agassiz and Desor, 1846) (Cotteau, 1864, Pl. 1140-1141; Turonian of North Africa).

RACHIOSOMA RECTILINEATUM
(Peron and Gauthier, 1881)

(Pl. VIII, fig. 3-7; Pl. IX, fig. 1)

- *•1881. *Cyphosoma rectilineatum*, Cotteau, Peron and Gauthier, p. 104-106, Pl. 7, fig. 1-4.
- 1910. *Rachiosoma rectilineatum*, Lambert and Thiery, p. 222.
- 1932. *Rachiosoma rectilineatum*, Lambert, p. 157.

LOCUS TYPICUS : Les Tamarins, Algeria.

STRATUM TYPICUM : Santonian.

SPECIMENS STUDIED : Locality 8 : Member 35. Wadi Sir Formation, Massive Limestone, Coniacian : 5 specimens (among which n° IST 10218).

Dimensions.

D = 14.5 - 17.9 mm ; h = 5.3 - 8.3 mm ;
mean h/D = 0,39 ; ds = 5.0 - 6.9 mm ;
mean ds/D = 0.36 ; dp : 6,4 - 7.0 mm
mean dp/D = 0.41.

Description.

Small sized *Rachiosoma*, with flattened, wheel-shaped test. The peristome is small, circular and not sunken. Gill slits are shallow and surrounded by an inconspicuous calcareous fold.

The apical system is caducous : its plates are absent in all the specimens. The apical systems leaves a pentagonal hole in the top of the test. Its sides are straight, its angles sharp. The hole penetrates a little deeper into interambulacrum 5, than into the other interambulacra. Its III-5 diameter is less than half the corresponding diameter of the test.

Eight crenulate, non perforate primary tubercles are found in each ambulacral series. The scrobicules are swollen, large and smooth, but not confluent. A narrow, single row of tiny granules separates them. Along the perradial suture, the extrascrobicular surface is narrow and finely granulated. The ambulacral plates are 4-geminate. The poriferous zones are straight and simple throughout and do not widen in the vicinity of the peristome. The pore pairs are very slightly oblique.

Interambulacra are twice as wide as the ambulacra. Primary tubercles are crenulate, non perforate. They are 8 or 9 in a series. The scrobicules are smooth, large and swollen, but they are not confluent. They

are separated by a narrow, simple row of tiny granules. Interradially a fairly large, finely granulated extra-scrobicular surface separates both series of tubercles. Agradially, regular series of secondary tubercles are present. These are crenulate, non perforate. There are two secondary tubercles for each primary.

In some specimens a few radioles are still attached to the test. These radioles are very slender, longitudinally striated and they have a strongly crenulated collar.

Diagnostic features.

1. Poriferous zones straight and simple throughout.
2. Scrobicules not confluent.
3. Interambulacral miliary zone fairly wide.
4. Extrascrobicular granulation fine.
5. Peristome not sunken.
6. Regular series of small secondary tubercles ; 2 per plates.

Discussion.

Rachiosoma rectilineatum differs from *Rachiosoma delamarrei* (Deshayes, in Agassiz and Desor, 1846) (Cotteau, 1864, Pl. 1140-1141; Turonian of North Africa) in its secondary tubercles : fairly well developed in the former, exceedingly small in the latter. Double rows of granules separate the scrobicules in *R. delamarrei*, single ones in *R. rectilineatum*. In *R. delamarrei* ambulacral plates are 5-geminate and poriferous zones are slightly sinuous. In *R. rectilineatum* ambulacral plates are 4-geminate and poriferous zones are straight.

Ordo ARBACIOIDA Gregory, 1900

Familia ARBACIIDAE Gray, 1855

Genus *GONIOPYGUS* Agassiz, 1838

Type species : *Salenia peltata* Agassiz, 1836, by original designation.

Diagnosis : « Hemispherical test of small to moderate size ; ambulacral plates compound, tri- or quadrigeminate at the ambitus ; poriferous zones widening near the peristome, elsewhere simple ; primary tubercles large, in regular series ; genital plates elongated (Mortensen, 1935 ; Fell and Pawson, 1966) ».

GONIOPYGUS MENARDI (Desmarest, 1825)

(Pl. IX, fig. 2-6)

- v. 1985. *Goniopygus* cf. *menardi*, Geys, forthcoming. (exhaustive synonymy quoted in this paper).

SPECIMENS STUDIED: Locality 4: Member 16. Suweilih Formation, Nodular Limestone, Cenomanian: 4 specimens (among which IST 10164); Locality 5b: Member 20, Naur Formation, Nodular Limestone, Cenomanian?: 1 specimen.

Dimensions.

D = 10.1 - 17.3 mm; h = 5.9 - 9.9 mm;
mean h/D = 0.58; ds = 3.5 - 7.0 mm;
mean ds/D = 0.35; dp = ? - 8.1 mm;
mean dp/D = 0.47.

Description.

Given at length by Geys (forthcoming).

Diagnostic features.

1. Moderately large apical system, in the shape of a 15-pointed star, consisting of 10 smooth plates.
2. Ambulacra narrow, with two series of 15 or 16 primary tubercles.

GONIOPYGUS sp. indet.

(Pl. IX, fig. 7)

SPECIMENS STUDIED: Locality 10b: Member 37. Wadi Sir Formation, Massive Limestone, Coniacian: 1 inner mould, 1 outside cast.

The mould and cast are in coarse sandstone. They are both too poorly preserved to be properly identified.

IV. — CONCLUDING REMARKS

The specimens discussed in this paper were collected in a small part of the Jordanian territory, in and around its capital, Amman. Cotteau (1869) and Blanckenhorn (1925) described faunas of the same age, but covering a much larger area, including parts of what is now Israel, the Lebanon and Syria. Hence it is not surprising that some of the species, mentioned by Cotteau and by Blanckenhorn, were not found in our survey.

Not found were:

Pedinopsis desori (Coquand, 1862), from the Cenomanian at an unknown locality in Palestina (Blanckenhorn, 1925);

Tetragramma gileadensis (Blanckenhorn, 1925), from the Cenomanian at Ajun Musa, south-west of Amman (Blanckenhorn, 1925);

Phymosoma palaestinense (Blanckenhorn, 1925), from the Turonian of the Jerusalem-area, and from the Santonian of Ajun Djerra, near Kerak and of En Gedi, west shore of the Dead Sea (Blanckenhorn, 1925);

Rachiosoma delamarrei (Deshayes, 1846), from the Santonian of the Djebel Nebo, north-east side of the Dead Sea (Blanckenhorn, 1925) and from Cretaceous strata of Djebel Harun, near Petra (Cotteau, 1869);

Codiopsis doma (Desmarest, 1825), from the Cenomanian in the Jerusalem area (Blanckenhorn, 1925);

Goniopygus brossardi Coquand, 1865, from the Cretaceous of Wadi Mojeb in the Amman area (Cotteau, 1869);

Orthopsis miliaris (D'Archiac, 1835), from the Cenomanian near Jerusalem (Blanckenhorn, 1925).

It can hardly be doubted that future surveying will bring to light some of these, and even still other species. Our description of the Upper Cretaceous regular echinoids from Jordan is certainly not final.

Acknowledgements. — The field work was carried out in the framework of a Jordanian-German partnership between the University of Jordan, Amman, and the G.T.Z. in Geosciences, Eschborn. We wish to thank both organizations for the support, as well as Dr. E. Salameh (Geology dept. of the University of Jordan, Amman) and the German Embassy in Amman for their help. We are also much indebted to Dr. X. Misonne and to Ir. P. Sartenaer for facilities offered at the Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, in Brussels, to Dr. A.V. Dhondt (Brussels) and to Dr. R.B. Stokes (Kingston-upon-Thames) for critically reading the manuscript and for numerous useful suggestions and improvements.

REFERENCES

- 1) AGASSIZ L. (1836). — Prodrôme d'une monographie des radiaires ou échinodermes. *Mém. Soc. Sc. Nat. Neuchâtel*, 1, p. 168-199.
- 2) AGASSIZ L. (1838). — *Monographies d'échinodermes vivants et fossiles*. 1. - Des Salénies, 32 p., 5 pl. Neuchâtel.
- 3) AGASSIZ L. (1840). — *Catalogus systematicus ectyporum echinodermatum fossilium musei Neocomensis*, 20 p. Neuchâtel.
- 4) AGASSIZ L. et DESOR E. (1846). — Catalogue raisonné des familles, des genres et des espèces de la classe des Echinodermes. I. *Ann. Sc. Nat. (3) Zoologie* 6, p. 305-374.
- 5) BENDER F. (1968). — *Geologie von Jordanien*, 230 p. Berlin.
- 6) BEURLIN K. (1937). — Revision der Seeigel. *Preuss. Geol. Landesanst., Abh.*, (n. s.), 174, p. 6-149, 1 pl.

- 7) BLANCKENHORN M. (1925). — Die Seeigelfauna der Kreide Palästinas. *Palaeontographica*, 67, p. 83-113, Pl. 7-8.
- 8) CHECCHIA-RISPOLI G. (1921). — Fauna del Neocretacico della Tripolitania. Echinidi. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, 8/2, p. 1-31, Pl. 7-9.
- 9) COQUAND H. (1862). — *Géologie et Paléontologie de la région sud de la province de Constantine*, 320 p., 35 pl., Paris.
- 10) COTTEAU G. (1858-1880). — *Echinides nouveaux ou peu connus*. T. I, 230 p., 32 pl., Paris.
- 11) COTTEAU G. (1862-1867). — *Paléontologie française. Description des animaux invertébrés commencée par Alcide d'Orbigny. Terrain Crétacé*. T. VII. Echinides, 892 p., Pl. 1007-1204. Paris.
- 12) COTTEAU G. (1869). — Notice sur les Echinides fossiles recueillis par M. Louis Lartet en Syrie et en Idumée, pendant son voyage avec le Duc de Luynes. *Bull. Soc. Géol. France*, (2), 26, p. 533-538.
- 13) COTTEAU G., PERON P. et GAUTHIER V. (1878-1879). — *Echinides fossiles de l'Algérie*. Vol. 1, pt. 5, Etage Cénomaniens. p. 145-234, Pl. 9-16; Vol. 2, pt. 6, Etage Turonien, 110 p., Pl. 17-26. Paris.
- 14) COTTEAU G., PERON P. et GAUTHIER V. (1881-1884). — *Echinides fossiles de l'Algérie*. Vol. II, pt. 7 et 8, Etage Sénonien, 197 p., 20 pl. Paris.
- 15) COTTEAU G. et TRIGER J. (1855-1869). — *Echinides du département de la Sarthe*, 458 p., 75 pl. Paris.
- 16) CUVIER G. (1821). — *Description géologique des environs de Paris*, 8 + 428 p., 16 pl. Paris.
- 17) D'ARCHIAC A. (1835). — Mémoire sur la formation crétacée du Sud-Ouest de la France. *Mém. Soc. Géol. France*, (1), 2, p. 157-192, Pl. 11-13.
- 18) DELAGE Y. et HEROUARD E. (1903). — *Traité de Zoologie concrète*. III. *Les Echinodermes*. 495 p., 53 pl., Paris.
- 19) DE LORIOU P. (1887-1888). — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal*. Vol. II. Description des Echinodermes, 122 p., 22 pl., Lisboa.
- 20) DESMAREST A.G. (1825). — Oursin, in DeFrance, *Dictionnaire des Sciences Naturelles*, 37, p. 59-102. Strasbourg et Paris.
- 21) FELL H.B. and PAWSON D.L. (1966). — Echinacea, in R.C. Moore (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology*. Part. U. Echinodermata, 3, p. 367-437. New-York and Kansas.
- 22) FOURTAU R. (1914). — Catalogue des Invertébrés fossiles de l'Egypte, représentés dans les collections du Musée de Géologie au Caire. Terrains crétacés. I. Echinodermes. *Geol. Surv. Egypt., Palaeont. Ser.*, 2, 109 p., 8 pl.
- 23) GEYS J.F. (1980). — *Heterodiadema lybicum* (Agassiz and Desor, 1846), a Hemicyclaroid Echinoid from the Campanian of Belgium. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCIX, p. 449-451, Pl VIII.
- 24) GOLDFUSS A. (1826-1833). — *Petrefacta Germaniæ. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefacten Deutschlands und der angrenzenden Länder*. I. 252 p., 71 pl. Düsseldorf.
- 25) GRAY J.E. (1855). — An arrangement of the families of Echinida, with description of some new genera and species. *Proc. Zool. Soc. London*, 23, p. 35-39.
- 26) GREGORY J.W. (1900). — Echinoidea, in E.R. Lankester (ed.), *A Treatise on Zoology*. III. The Echinodermata, p. 282-332. London.
- 27) GREGORY J.W. (1906). — Fossil Echinoidea from Sinai and Egypt. *Geol. Mag.* (n. s.), Dec. 5, 3, p. 216-255, Pl. 10-11.
- 28) HAIME J. (1853). — In E. d'Archiac et J. Haime, *Description des animaux fossiles du groupe nummulitique de l'Inde : les Echinodermes*, 373 p., 36 pl. Paris.
- 29) LAMBERT J. (1901). — Note sur quelques oursins bajociens de Comberjon (Haute-Saône), communiqués par M. P. Petitclerc. in P. Petitclerc. *Supplément à la faune du Bajocien inférieur dans le nord de la Franche-Comté*, p. 233-241, 2 pl. Vesoul.
- 30) LAMBERT J. (1931-1933). — Etude sur les Echinides fossiles du Nord de l'Afrique. *Mém. Soc. Géol. France*, (n. s.) 16, 228 p., 8 pl.
- 31) LAMBERT J. (1937). — Echinides fossiles du Maroc. *Serv. Mines, Notes et Mém.*, 39, 109 p., 4 pl.
- 32) LAMBERT J. et THIERY P. (1909-1925). — *Essai de nomenclature raisonnée des Echinides*, 607 p., 15 pl. Chaumont.
- 33) MANTELL G. (1822). — *The Fossils of the South Downs; or illustrations of the Geology of Sussex*, 327 p., 42 pl. London.
- 34) MORTENSEN T. (1904). — The Danish expedition to Siam, 1899-1900. II. Echinoidea. *Danske Vidensk. Selsk. Skrift.* (7), 1, 124 p., 7 pl.
- 35) MORTENSEN T. (1935). — *A Monograph of the Echinoidea*. II. *Bothriocidaroida, Melonechinoida, Lepidocentroida and Stirodonta*, 647 p., 89 pl. København.
- 36) PETITOT M.L. (1961). — Contribution à l'étude des Echinides fossiles du Maroc (Jurassique et Crétacé). *Notes et Mém. Serv. Géol.*, 146, 183 + 67 p., 17 pl.
- 37) POMEL A. (1883). — *Classification méthodique et générale des Echinides vivants et fossiles*, 131 p., 1 pl. Alger.
- 38) STEFANINI G. (1918). — Echinidi Cretacei e Terziari d'Egitto, raccolti da Antonio Figari Bey (parte prima). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 37, p. 121-168.
- 39) WRIGHT T. (1855-1860). — *A monograph of the British fossil Echinodermata of the Oolitic formations*. I. The Echinoidea, 481 p., 43 pl. London.
- 40) ZAGHBIB-TURKI D. (1975). — Echinides du Crétacé de Tunisie centrale. Etude systématique, paléobiométrique et paléocéologique. *CERPAB Contrib.*, 10, 117 p., 3 pl.

EXPLANATION OF THE PLATES

EXPLICATION DES PLANCHES

PLATE III
PLANCHE III

Fig. 1 to 6. — *Salenia ammonitorum* nov. sp.
Locality 2, Wadi Salihi; Member 10, Salihi Fm.,
Cenomanian. Coll. K.B.I.N. (IST 10232).

- 1: Adapical view. $\times 3$.
Vue apicale. Gr. = 3.
- 2: Lateral view. $\times 3$.
Vue latérale. Gr. = 3.
- 3: Ambital detail of ambulacrum V. $\times 10$.
Détail des plaques ambitales de l'ambulacre V. Gr. = 10.
- 4: Ambital detail of interambulacrum 4. $\times 10$.
Détail des plaques ambitales de l'interambulacre 4. Gr. = 10.
- 5: Adapical detail of ambulacrum V and interambulacrum 5. $\times 10$.
Détail apical de l'ambulacre V et de l'interambulacre 5. Gr. = 10.
- 6: Part of the apical system, with suranal plate, madreporite, genital 3 and oculars II, III and IV. $\times 10$.
Partie du système apical, avec la plaque suranale, le madréporite, la plaque génitale 3 et les plaques oculaires II, III et IV. Gr. = 10.

PLATE IV
PLANCHE IV

Fig. 1 to 5. — *Salenia batnensis* Peron and Gauthier, 1879.
Locality 4, Wadi Salihi; Member 16, Suweilih Fm.,
Cenomanian. Coll. K.B.I.N. (IST 10211).

- 1: Adapical view. $\times 2,5$.
Vue apicale. Gr. = 2,5.
- 2: Adoral view. $\times 2,5$.
Vue adorale. Gr. = 2,5.
- 3: Lateral view. $\times 2,5$.
Vue latérale. Gr. = 2,5.
- 4: Ambital detail of ambulacrum III and interambulacrum 2. $\times 7$.
Détail des plaques ambitales de l'ambulacre III et de l'interambulacre 2. Gr. = 7.
- 5: Part of the apical system, with suranal plate, madreporite, genital 3 and oculars III and IV. $\times 7$.
Partie du système apical, avec la plaque suranale, le madréporite, la plaque génitale 3 et les plaques oculaires III et IV. Gr. = 7.

Fig. 6 and 7. — *Heterodiadema lybicum* (Agassiz and Desor, 1846).
Locality 5b, Baqa'a; Member 20, Naur Fm., Cenomanian? Coll. K.B.I.N. (IST 10212).

- 6: Lateral view. $\times 1,75$.
Vue latérale. Gr. = 1,75.
- 7: Ambital detail of ambulacrum I and interambulacrum 5. $\times 5$.
Détail des plaques ambitales de l'ambulacre I et de l'interambulacre 5. Gr. = 5.

PLATE V
PLANCHE V

Fig. 1 and 2. — *Heterodiadema lybicum* (Agassiz and Desor, 1846).
Locality 5b, Baqa'a; Member 20, Naur Fm., Cenomanian? Coll. K.B.I.N. (IST 10212).

- 1: Adapical view. $\times 1,75$.
Vue apicale. Gr. = 1,75.
- 2: Adoral view. $\times 1,75$.
Vue adorale. Gr. = 1,75.

Fig. 3 and 4. — *Tetragramma* cf. *variolare* (Brongniart, 1822).
Locality 4, Wadi Salihi; Member 16, Suweilih Fm.,
Cenomanian. Coll. K.B.I.N. (IST 10213).

- 3: Adoral view. $\times 1,5$.
Vue adorale. Gr. = 1,5.
- 4: Ambital part of an ambulacrum. $\times 5$.
Plaques ambitales d'un ambulacre, moitié droite. Gr. = 5.

Fig. 5 to 7. — *Trochotiara moabitorum* sp. nov.
Locality 1, Rumeimin; Member 2, Rumeimin Fm.,
Cenomanian. Coll. K.B.I.N. (IST 10214).

- 5: Adapical view. $\times 4$.
Vue apicale. Gr. = 4.
- 6: Lateral view. $\times 4$.
Vue latérale. Gr. = 4.
- 7: Adapical detail of interambulacrum. $\times 14$.
Détail apical d'un interambulacrum. Gr. = 14.

PLATE VI
PLANCHE VI

Fig 1 to 3. — *Trochotiara moabitorum* sp. nov.
Locality 1, Rumeimin; Member 2, Rumeimin Fm.,
Cenomanian. Coll. K.B.I.N. (IST 10214).

- 1: Adoral view. $\times 4$.
Vue adorale. Gr. = 4.

2: Ambital detail. $\times 14$.
Détail de l'ambitus. Gr. = 14.

3: Adoral detail. $\times 14$.
Détail de la surface adorale. Gr. = 14.

Fig. 4 to 7. — *Phymosoma mansour* (Peron and Gauthier, 1881).

Locality 9a, Ras el-Ain; Member 36, Wadi Sir Fm., Coniacian. Coll. K.B.I.N. (IST 10215).

4: Adapical view. $\times 1.5$.
Vue apicale. Gr. = 1,5.

5: Adoral view. $\times 1.5$.
Vue adorale. Gr. = 1,5.

6: Lateral view. $\times 1.5$.
Vue latérale. Gr. = 1,5.

7: Detail of ambitus. $\times 6$.
Détail de l'ambitus. Gr. = 6.

PLATE VII
PLANCHE VII

Fig. 1 to 5. — *Phymosoma maresi* (Cotteau, 1864).

Locality 7a, University; Member 22, Fuheis Fm., Turonian. Coll. K.B.I.N. (IST 10216).

1: Adapical view. $\times 2.5$.
Vue apicale. Gr. = 2,5.

2: Adoral view. $\times 2.5$.
Vue adorale. Gr. = 2,5.

3: Lateral view. $\times 2,5$.
Vue latérale. Gr. = 2,5.

4: Adapical detail (1 and 5). $\times 11$.
Détail de la surface apicale (1 et 5). Gr. = 11.

5: Adoral detail. $\times 11$.
Détail de la zone adorale. Gr. = 11.

Fig. 6 and 7. — *Rachiosoma major* (Coquand, 1862).

Locality 9b, Sukhna; Member 36, Wadi Sir Fm., Coniacian. Coll. K.B.I.N. (IST 10217).

6: Lateral view. $\times 2$.
Vue latérale. Gr. = 2.

7: Detail of ambitus. $\times 12$.
Détail de l'ambitus. Gr. = 12.

PLATE VIII
PLANCHE VIII

Fig. 1 and 2. — *Rachiosoma major* (Coquand, 1862).

Locality 9b, Sukhna; Member 36, Wadi Sir Fm., Coniacian. Coll. K.B.I.N. (IST 10217).

1: Adapical view. $\times 2$.
Vue latérale. Gr. = 2.

2: Adoral view. $\times 2$.
Vue adorale. Gr. = 2.

Fig. 3 to 7. — *Rachiosoma rectilineatum* (Peron and Gauthier, 1881).

Locality 8, Ras el-Ain; Member 35, Wadi Sir Fm., Coniacian. Coll. K.B.I.N. (IST 10218).

3: Lateral view. $\times 3$.
Vue latérale. Gr. = 3.

4: Adapical view. $\times 3$.
Vue apicale. Gr. = 3.

5: Detail of ambitus. $\times 9$.
Détail de l'ambitus. Gr. = 9.

6: Adoral detail. $\times 9$.
Détail de la zone adorale. Gr. = 9.

7: Adapical detail. $\times 9$.
Détail de la surface apicale. Gr. = 9.

PLATE IX
PLANCHE IX

Fig. 1. — *Rachiosoma rectilineatum* (Peron and Gauthier, 1881). Locality 8, Ras el-Ain; Member 35, Wadi Sir Fm., Coniacian. Coll. K.B.I.N. (IST 10218).

Adoral view. $\times 3$.
Vue adorale. Gr. = 3.

Fig. 2 to 6. — *Goniopygus menardi* (Desmarest, 1825).
Locality 4, Wadi Salihi; Member 16, Suweilih Fm., Cenomanian. Coll. K.B.I.N. (IST 10164).

2: Adapical view. $\times 4$.
Vue apicale. Gr. = 4.

3: Adoral view. $\times 4$.
Vue adorale. Gr. = 4.

4: Lateral view. $\times 4$.
Vue latérale. Gr. = 4.

5: Detail of ambitus. $\times 12$.
Détail de l'ambitus. Gr. = 12.

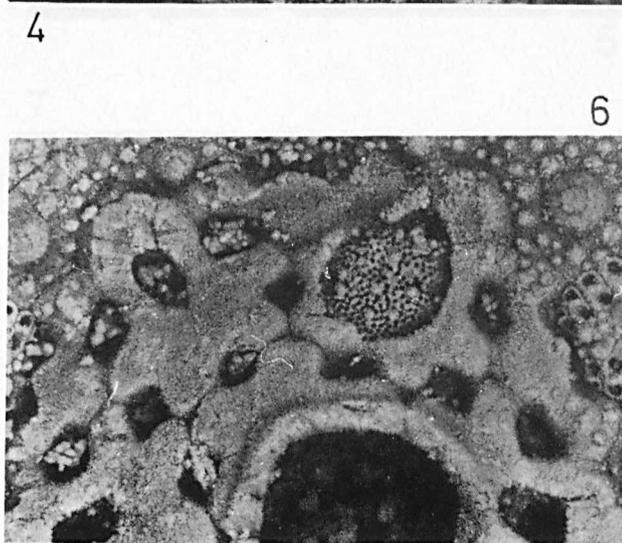
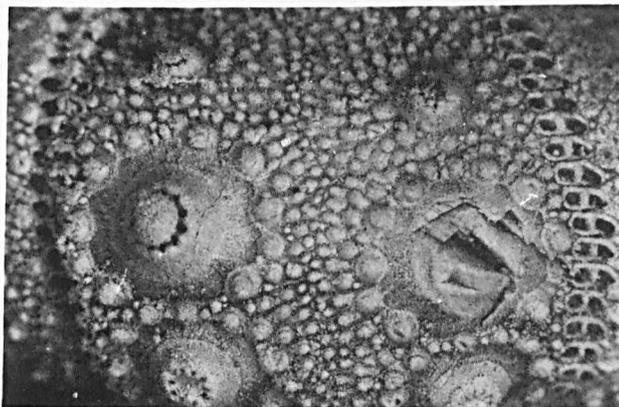
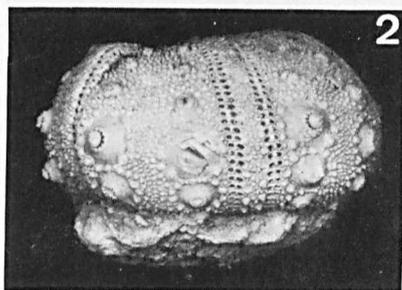
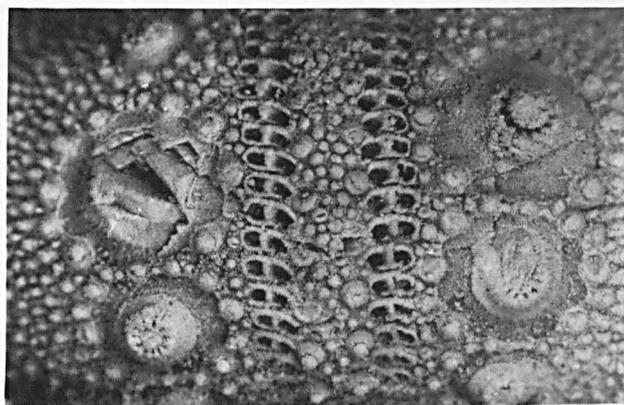
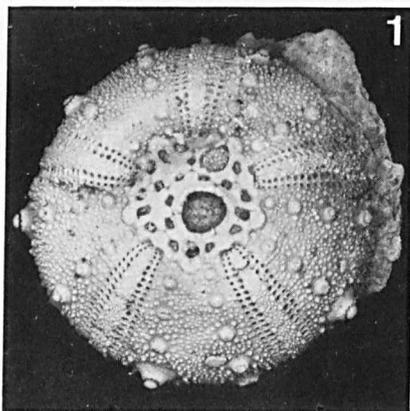
6: Apical system. $\times 11$.
Système apical. Gr. = 11.

Fig. 7. — *Goniopygus* sp. indet.

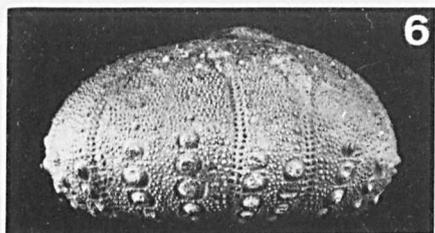
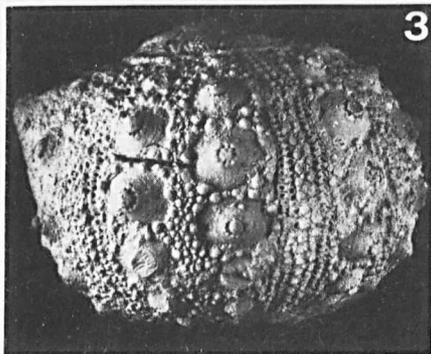
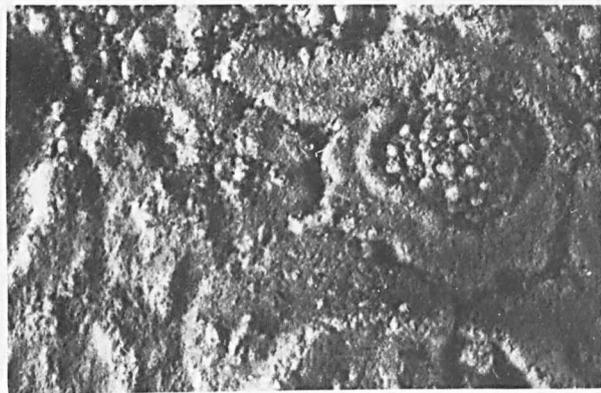
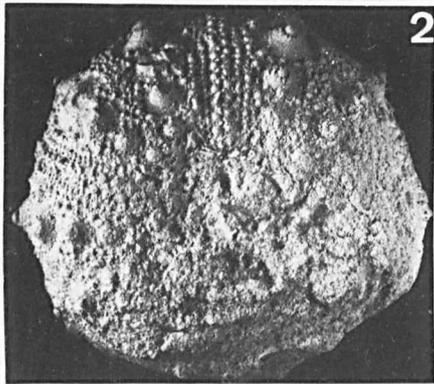
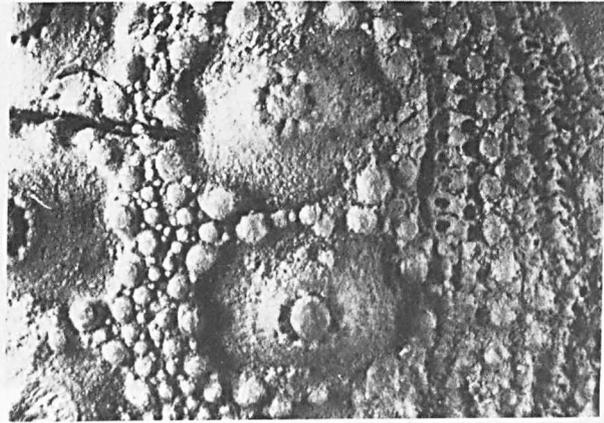
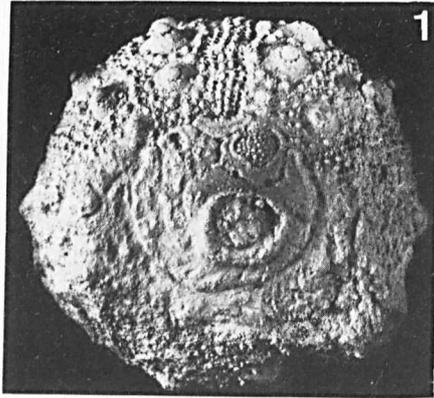
Locality 10b, Steffana; Member 37, Wadi Sir Fm., Coniacian. Coll. K.B.I.N. (IST 10169).

Negative mold of adapical side. $\times 2$.

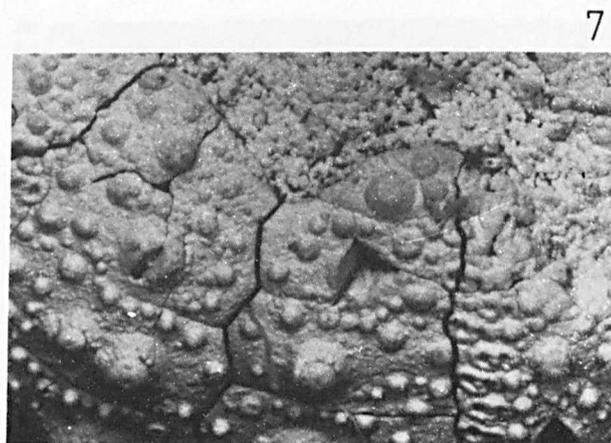
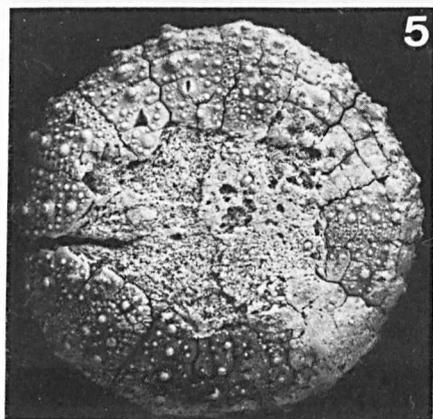
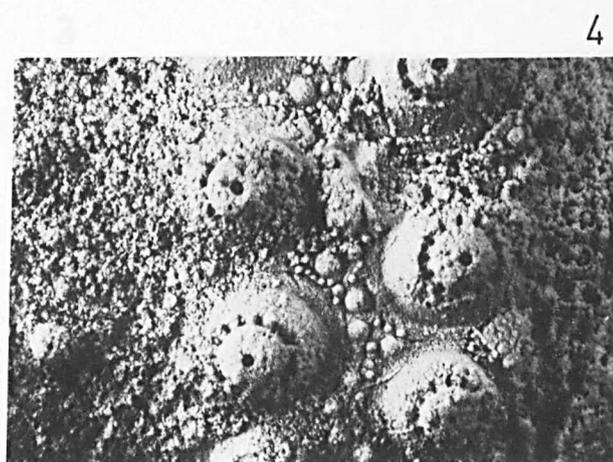
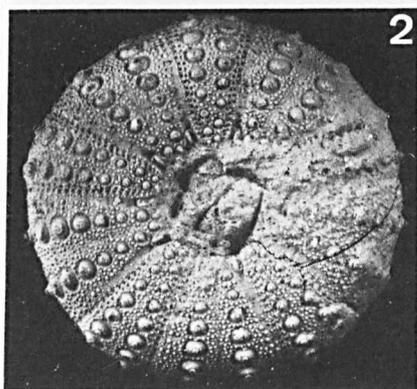
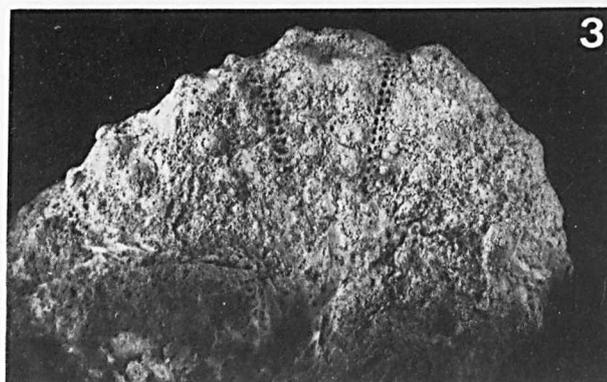
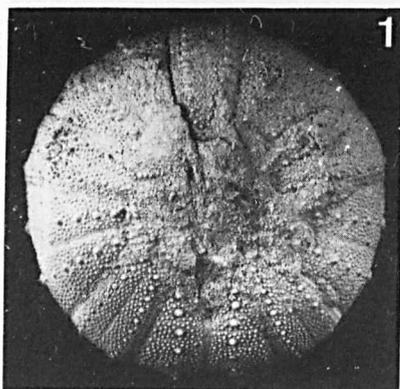
Empreinte négative de la surface apicale. Gr. = 2.

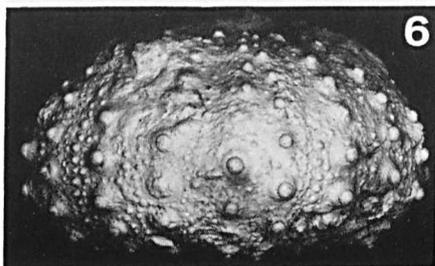
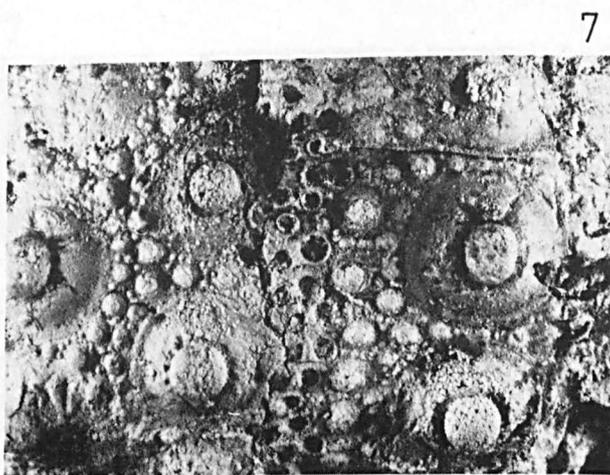
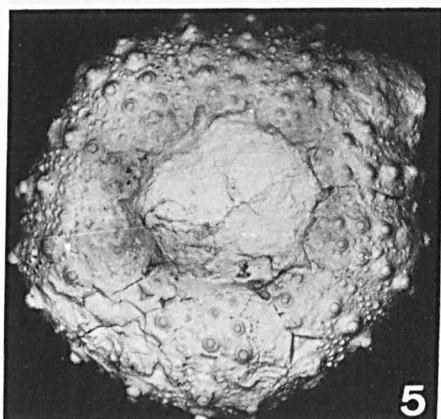
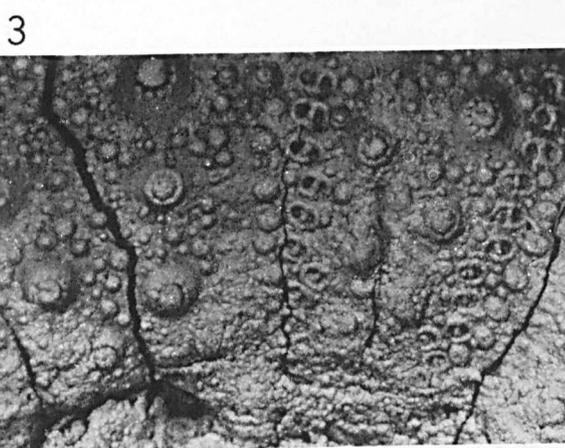
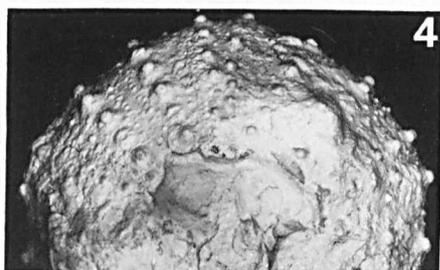
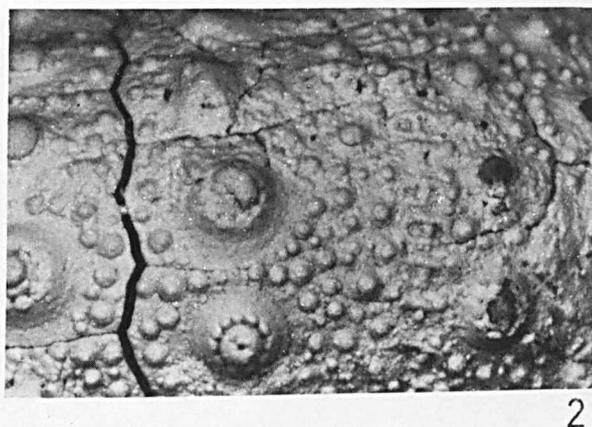
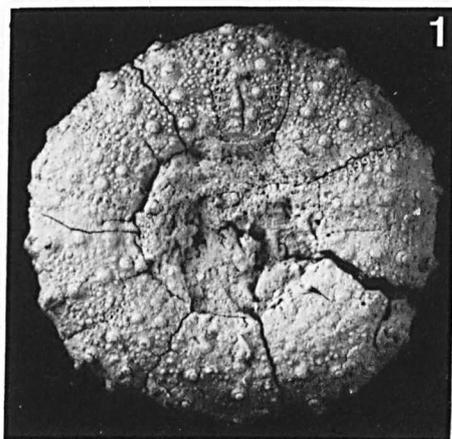


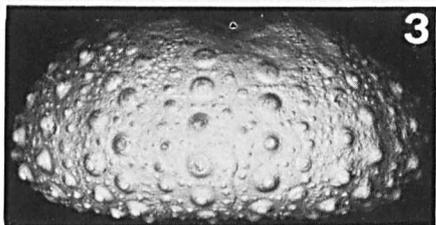
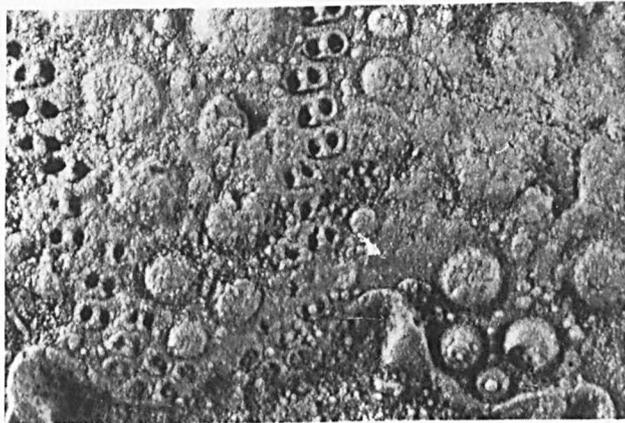
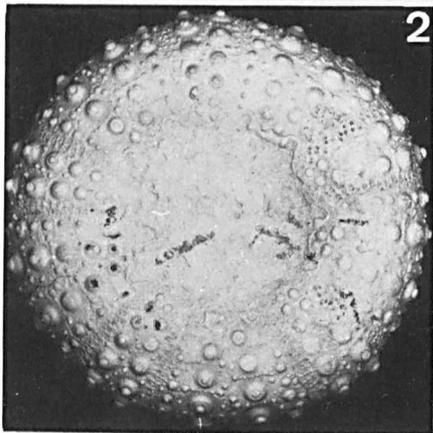
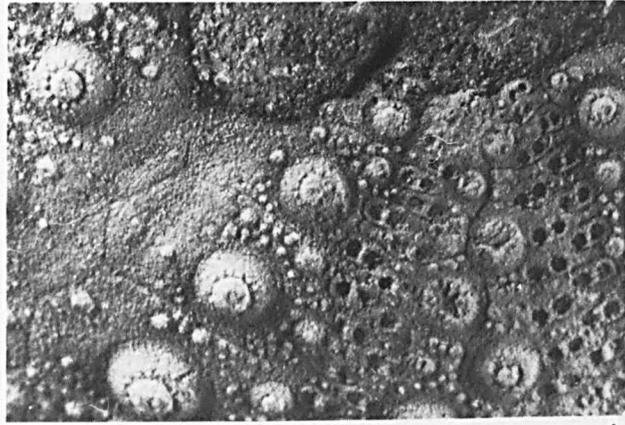
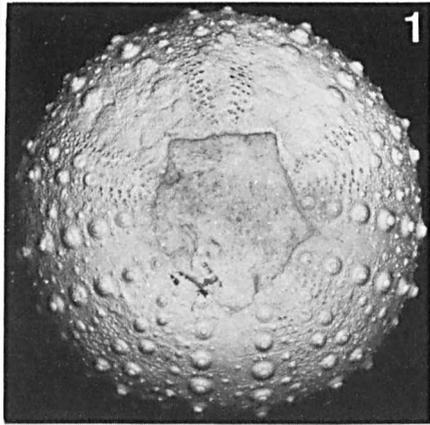
BU
III



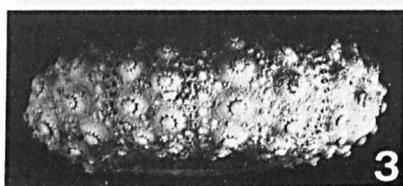
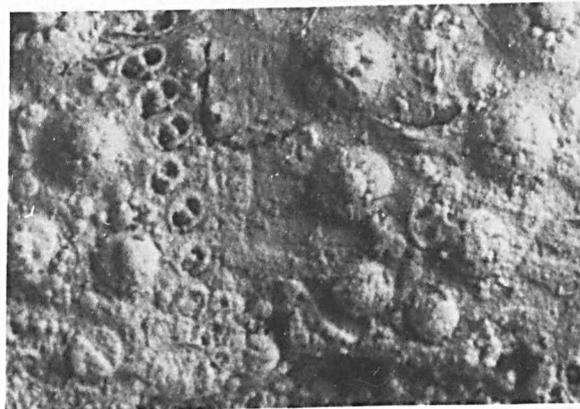
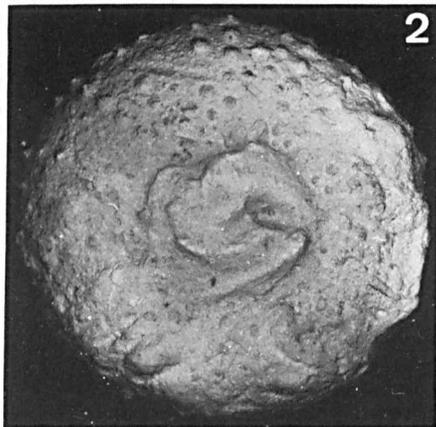
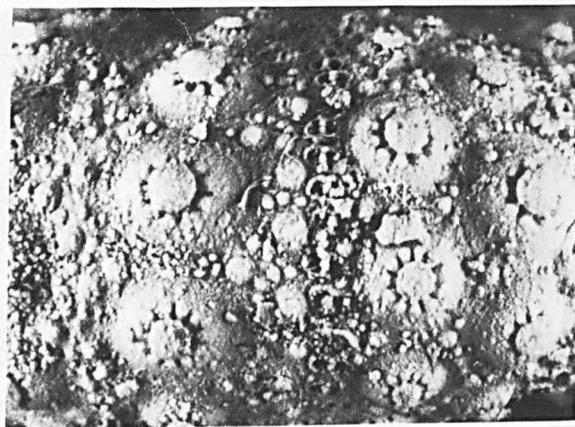
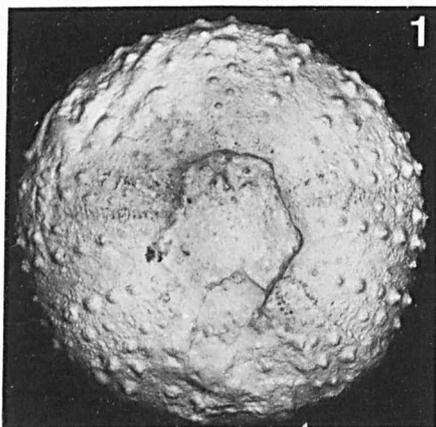
BU
III



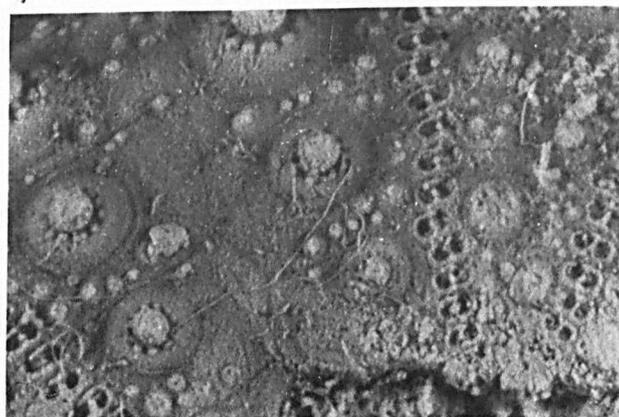
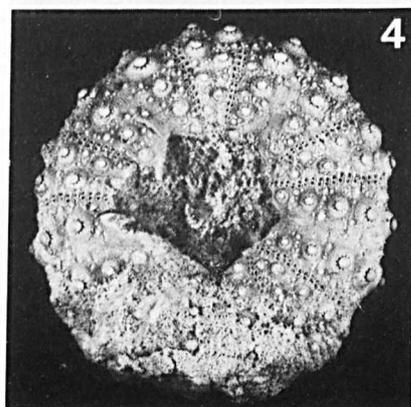


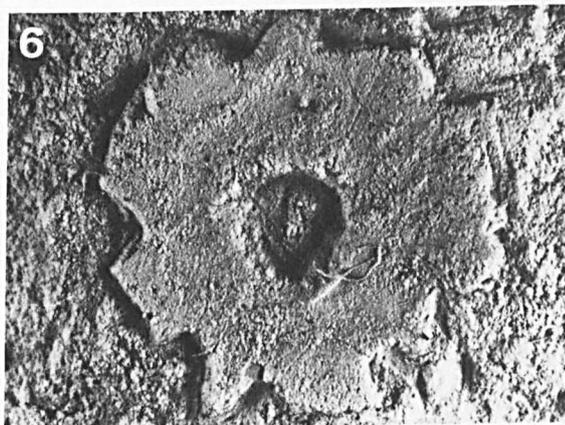
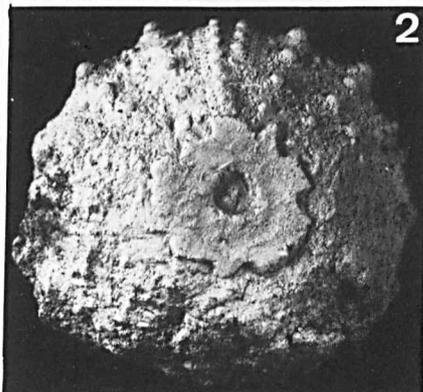
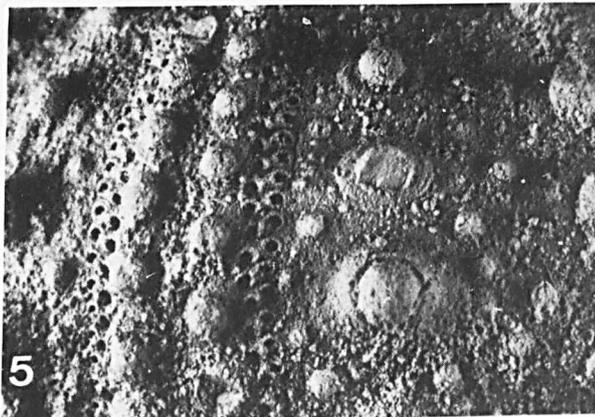
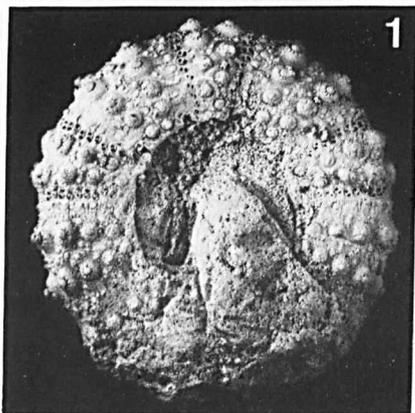


BU
LILL

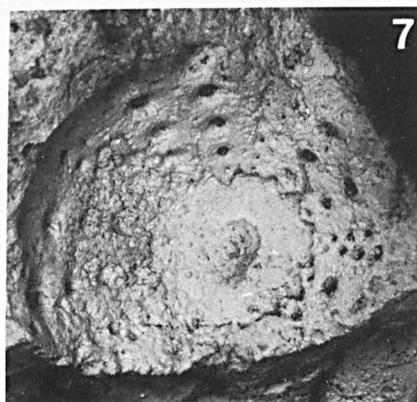
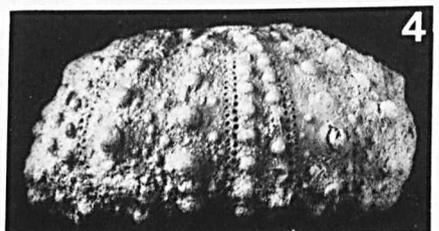
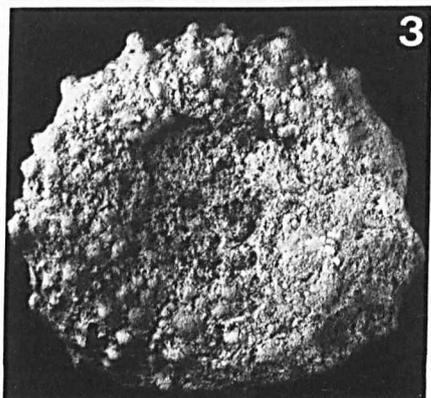


7





BU
LILLE



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 B. Renault</i> , 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F.
n° 2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. 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 Stenzel</i> , 1911, 72 p., 6 pl.	102,00 F.
Tome VIII, n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</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. — G. FOURNIER et al., <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F.
Tome X, n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.	180,00 F.
Tome XII. — D. LEMAITRE, <i>Faune des Calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.	336,00 F.
Tome XIII. — P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</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.
Tome XVI. — A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i>	250,00 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.
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières »	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.
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des Hellénides externes en Péloponnèse méridional</i>	185,00 F.
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Téthys</i>	180,00 F.
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Hellénides Internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F.
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F.
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptéridiennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain</i>	200,00 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) (**)

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.

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe.

(**) La liste des séries de diapositives peut être demandée au Secrétariat de la S.G.N.

SOMMAIRE

Tome CIV

1984

2^{me} trimestre

	pages
H. MAILLOT, F. MEILLIEZ, M. BARTOLI, F. CLERC, T. DELAPORTE, O. FOURMONT, O. FRANÇOIS et L. WACK. — Géophysique et géologie appliquées à la reconnaissance des gîtes alluvionnaires. Pays de Bray (Oise)	61
A. BEUGNIES. — Sur la présence d'une albite de haute température dans les niveaux feldspathiques gédinniens de l'aire anticlinale de l'Ardenne	71
J.M. CHARLET, Y. QUINIF et Ph. BOUKO. — Facteurs susceptibles de modifier les propriétés de thermoluminescence des couvertures limoneuses. Le cas des formations superficielles de la région de Ciplly (Bassin de Mons, Belgique)	77
A. BEUGNIES. — Structure de l'aire anticlinale de l'Ardenne entre les méridiens de Bertrix et de Mohret	87
K. BANDEL and Joris F. GEYS. — Regular echinoids in the Upper Cretaceous of the Hashemite Kingdom of Jordan	97

© 1985 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)