

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 4 (2^me série), Fascicule 1
parution 1995

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

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 des 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 abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 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 fascicule 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 du bon à tirer.

Cotisations et Abonnements (à la date du 1^{er}-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques ^{(2) (3)}	40,00 F	160,00 F T.T.C.	200,00 F
AUTRES PAYS	Personnes physiques	40,00 F	180,00 F T.T.C.	220,00 F

Abonnement des non-membres : FRANCE et C.E.E.: 365,00 F H.T. — ÉTRANGER : 420,00 F

ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD

La vente des Annales s'effectue par tomes entières aux prix suivants. Exceptionnellement, et jusqu'à épuisement du stock, certains fascicules sont en vente séparément.

Tomes I à LXXIX (manquent I, II, V à IX, XVI, XXI, XXXIV à XXXVI, XXXIX à XLIII, XLV, XLVII à LVIII).....	200,00 F H.T.
Tomes LXXX à XCV (manque XCI).....	270,00 F H.T.
Tomes XCVI à CV	330,00 F H.T.
Tome CVI	385,00 F H.T.

TABLES GÉNÉRALES DES ANNALES

Table 1(Tomes I à XX) -Table 2(Tomes XX à XXX) -Table 3(Tomes XXXI à XL) -Table 4(Tomes XLI à LXXIX)	50,00 F H.T.
Table 5 (Tomes LXXX à CIX)	par table

Esquisse géologique du Nord de la France, par J. GOSSELET, Fascicule IV (Terrains quaternaires)	29,00 F H.T.
Ecorché géologique infra mésozoïque (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 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 (80,00 F), soit un total de 120,00 F.

(3) Les membres de l'APBG peuvent bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (120,00 F), soit un total de 160,00 F.

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 4 (2^me série), Fascicule 1
parution 1995

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1995 —

<i>Président</i>	M. N. CRAMPON
<i>Premier Vice-Président</i>	M. M. DEBUYSER
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M ^{lle} D. BRICE
	M. F. GUILLOT
<i>Conseillers</i>	M. F. ROBASYNSKI
	M. D. VACHARD
	M. J.N. PROUST
	M. J. FERRIÈRE
	M. A. BLIECK
	M ^{lle} B. TESSIER
<i>Secrétaire</i>	M. J.F. DECONINCK
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. B. BEAUVIÈRE
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

STRATIGRAPHIE ET DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE D'UN BANC TIDAL. LE MIDDELKERKE BANK, MER DU NORD MÉRIDIONALE.

Stratigraphy and sedimentary processes of a tidal sand bank. The Middelkerke Bank, Southern North Sea.

par Alain TRENTESAUX(*)

I. — INTRODUCTION

1) Les bancs tidaux

Les bancs tidaux sont présents sur de nombreuses plates-formes, là où les conditions locales produisent des courants importants et des apports sédimentaires suffisants. Depuis le début du siècle (Van Veen, 1936), ils ont fait l'objet de nombreuses études à plus ou moins long terme (Stride, 1982).

- L'origine des bancs sableux tidaux est toujours controversée. L'interprétation génétique ainsi que le contexte de mise en place de ces grands corps sableux est une des voies pour la recherche pétrolière. Il est donc nécessaire de comprendre leur architecture. De plus, l'évolution des bancs à long terme procure des informations sur les effets des variations du niveau marin sur la sédimentation.

- À cause de leur localisation près des côtes, les bancs sableux sont des zones potentielles d'exploitation de sable (De Moor & Lanckneus, 1992), de minéraux concentrés ou de ressources halieutiques. Leur proximité des côtes, en particulier dans la partie Sud de la Mer du Nord, est la cause de problèmes pour la navigation. Il est ainsi important de connaître l'évolution à court terme des bancs et donc la mobilité des sédiments à leur surface.

2) Localisation de la zone d'étude. Acquisition des données

Afin de répondre à certaines de ces questions, le Middelkerke Bank a été choisi comme atelier. Ce banc est localisé dans la partie Sud de la Mer du Nord, à 15 km au large de la côte belge (fig. 1). Il appartient au groupe des bancs de Flandre. Il s'agit d'un corps sableux d'environ 15 km de long pour 3 à 5 km de large. Sa profondeur varie entre -5m à son sommet et -25m dans les chenaux voisins.

La zone d'étude est caractérisée par un régime macrotidal (marnage > 4m). Pendant les marées de vives eaux, les courants tidaux, légèrement obliques par rapport à l'axe du banc, peuvent dépasser $1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$.

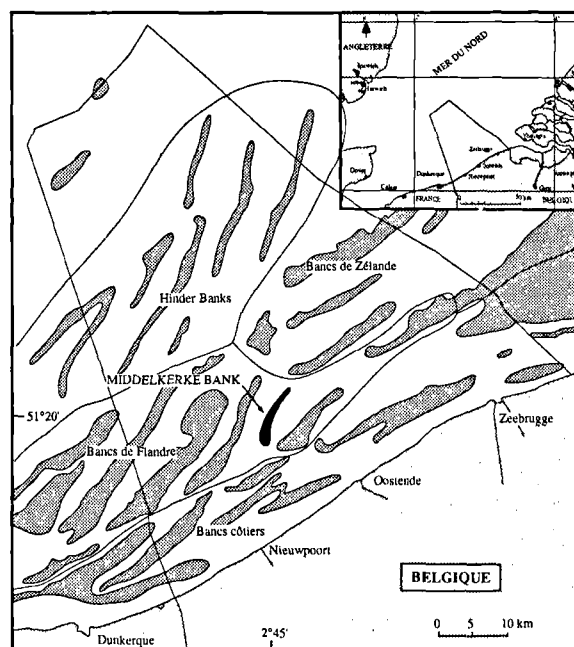


Fig. 1. — Localisation de la zone d'étude au Sud de le Mer du Nord.

Fig. 1. — Study area.

Les techniques employées pour connaître la dynamique sédimentaire sont essentiellement l'analyse des sédiments superficiels et le sonar à balayage latéral. Pour étudier l'architecture, la sismique à haute et très haute résolution permet de définir des unités sismiques dont le contrôle lithologique est assuré par des carottages. Un total de 224 échantillons superficiels a été prélevé, 350 km ont été couverts par le sonar, 800 km de profils sismiques ont été tirés et 65 carottes prélevées.

Le mémoire de thèse (Trentesaux, 1993) est divisé selon deux axes de recherche : 1) la dynamique actuelle du banc sableux, et 2) l'architecture et l'évolution du banc au cours du Quaternaire.

(*)Université des Sciences et Techniques de Lille, SN5, Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, 59 655 Villeneuve d'Ascq Cedex

II. — DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE DANS LA ZONE DU MIDDELKERKE BANK

1) Facteurs contrôlant la répartition des sédiments

La répartition des sédiments superficiels a été étudiée deux fois sur la totalité du banc afin de calibrer les paramètres granulométriques avec la morphologie du banc. La première campagne eut lieu après deux semaines de temps calme tandis que la seconde suivit deux semaines de mauvaises conditions climatiques.

La granulométrie étudiée par tamisage indique que les sédiments sont des sables fins à grossiers dont les médianes sont comprises entre $175 \mu\text{m}$ ($2,5 \Phi$) $884 \mu\text{m}$ ($0,2 \Phi$). La répartition des sédiments suit la morphologie du banc (fig. 2). Les sédiments les plus grossiers sont localisés dans la partie Nord et dans les zones les moins profondes tandis que les plus fins se rencontrent au Sud et dans les parties les plus profondes. La même répartition est observée pour les teneurs en CaCO_3 , les échantillons les plus hauts étant plus riches en carbonate. Cette répartition est le signe que la granulométrie est fonction de la profondeur, les parties hautes étant soumises à un hydrodynamisme plus fort. La répartition du CaCO_3 suit cette règle, car il est présent sous forme de débris coquilliers plus abondants dans les fractions grossières. Le classement mime la médiane, les sédiments les plus fins étant les mieux classés. Une étude plus approfondie sur la terminaison Nord du banc afin de calibrer les images sonar indique des résultats concordants mais qui amplifient l'effet des dunes surimposées.

Pour chacune des campagnes, la répartition des paramètres granulométriques suit la forme générale du banc. Néanmoins, il y a une différence de position entre les valeurs maximales des médianes et teneurs en CaCO_3 et la crête du banc. Au Nord, les valeurs maximales sont observées plus au large tandis qu'au Sud, elles le sont plus vers la côte. Le déplacement des valeurs maximales par rapport à la crête du banc se fait dans le sens anti-horaire (Trentesaux *et al.*, 1994). Ce phénomène est interprété comme étant une manifestation de la circulation générale des sédiments autour du banc (Caston, 1972 ; Houbolt, 1968 ; Stride, 1982). Bien que la granulométrie soit principalement contrôlée par la profondeur d'eau, l'extrémité Nord étudiée en détail montre qu'elle l'est également par la hauteur des dunes. Les sédiments les plus grossiers ($> 500 \mu\text{m}$; 1Φ) sont localisés là où les dunes sont les plus hautes (jusque 5 m). Les sables fins, quant à eux, sont localisés dans les zones à dunes moyennes.

Les deux campagnes de prélèvement présentent les mêmes tendances pour la répartition des paramètres granulométriques mais la médiane qui semble plus aléatoire à la seconde campagne met en évidence un changement important. Ces différences sont interprétées comme étant dues à des conditions météorologiques opposées pendant les 15 jours précédents chacune des campagnes. La première était caractérisée par des conditions de beau temps responsables d'un état d'équilibre principalement maintenu par les courants tidaux. La seconde suivait une période de tempêtes responsable d'un état de déséquilibre (Houthuys *et al.*, 1994). Dans ce sens, il semble que les vagues agissent comme un agent de remise en mouvement du sédiment tandis que les courants tidaux modèlent la surface du banc en redistribuant le sédiment.

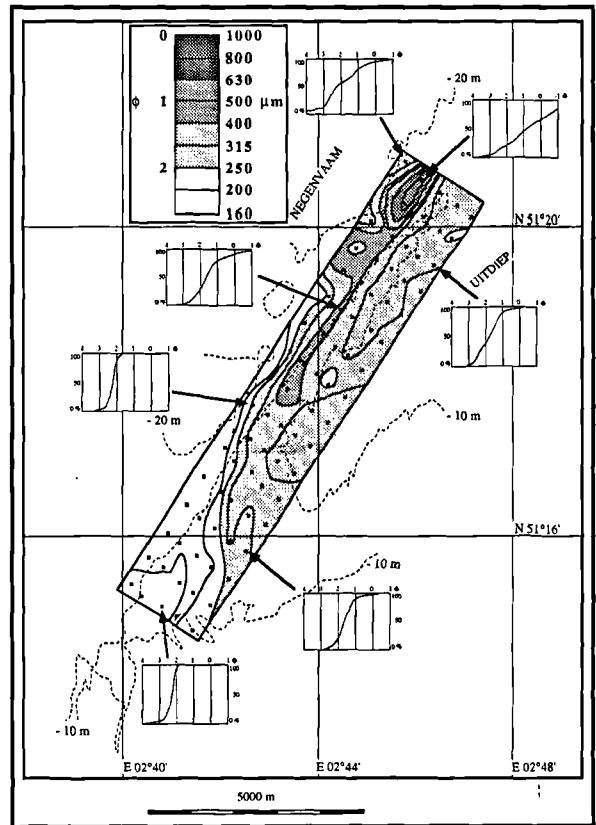


Fig. 2. — Répartition de la médiane à la surface du banc et courbes granulométriques caractéristiques (Trentesaux *et al.*, 1994).

Fig. 2. — Distribution of the mean calculated on surficial sediments and characteristic grain-size curves.

2) Évaluation qualitative du transport sédimentaire

Les directions des transits sédimentaires ont été déduites de l'interprétation des données de sonar à balayage latéral ainsi que grâce à des méthodes d'analyses granulométriques.

La reconnaissance de l'ensemble de la zone montre une opposition entre les deux flancs du banc. Sur les deux flancs, la face la plus déclinée des dunes tend à être plus orientée en direction de la crête du banc à fur et à mesure que la profondeur diminue. Les plus grandes dunes (jusqu'à 5 m) sont observées à la terminaison septentrionale du banc qui a été choisie pour établir une mosaïque de sonar à balayage latéral. La mosaïque montre que les grandes dunes présentent une géométrie en échelons, leur face raide étant orientée vers le NE. Les petites dunes surimposées sont obliques d'environ 20° par rapport aux grandes. Les transits sédimentaires interprétés de ces morphologies se font dans le sens horaire autour du banc mais ce mode est interrompu aux deux terminaisons.

Les transits sédimentaires ont été également appréhendés par l'utilisation de la méthode de McLaren (McLaren, 1981 ; McLaren & Bowles, 1985). Cette méthode met en évidence des transits en direction de la crête du banc. Certaines zones, comme la terminaison Nord, semblent être des zones sources potentielles pour les aires environnantes. Les deux techniques (sonar et McLaren) montrent la même opposition entre les deux flancs du banc qui conduit à un transport convergent en direction de sa crête (fig. 3). Néanmoins, comme pour d'autres

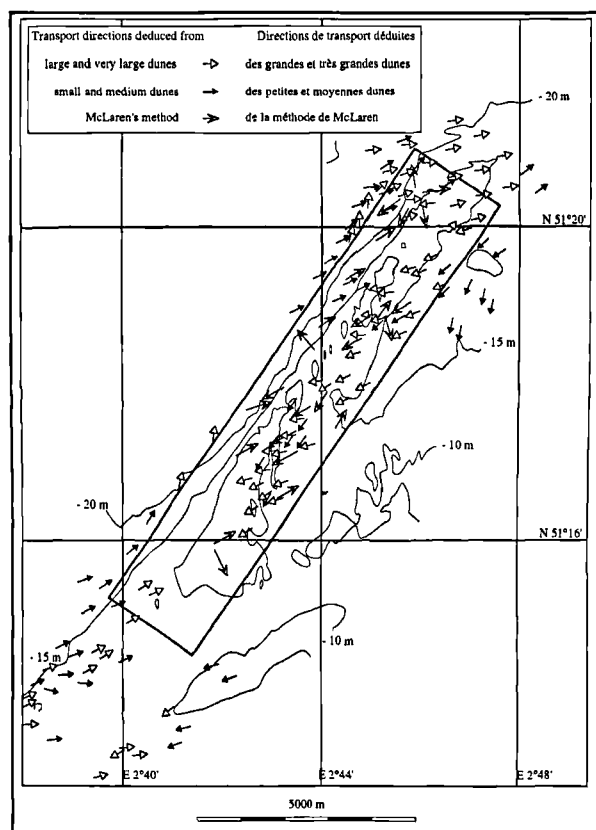


Fig. 3. — Sens des transits sédimentaires déduits de l'orientation et de l'asymétrie des dunes comparés avec les résultats de la méthode de McLaren (Trentesaux, 1993).

Fig. 3. — Sedimentary transit directions deduced from the orientation and asymetry of small to very large dunes compared with those calculated from the McLaren method.

études (Gao *et al.*, 1995), de grandes zones montrent des résultats différents ou opposés. Dans ce cas, les données morphologiques sont préférées, car elles sont plus en accord avec les données de courant.

3) Évaluation quantitative du transport sédimentaire

La zone de la mosaïque a été étudiée 2 fois ce qui a permis d'observer un déplacement important et inattendu des grandes dunes. Bien que la forme des dunes n'ait que peu changé, le déplacement est d'environ 100 m. Il correspond à un mouvement de 86 m.an⁻¹ de sédiment. Cette valeur est élevée en comparaison avec les données de la littérature (e.g. Berné, 1991 ; Berné *et al.*, 1989). Elle indique que la partie Nord du banc est très dynamique et que les grandes dunes sont complètement reconstituées en moins de dix ans.

4) Conclusion

L'utilisation combinée des études de sonar latéral et de granulométrie procurent des informations sur la dynamique sédimentaire de la région :

- Les effets de tempêtes sont enregistrés dans la sédimentation. Ils perturbent la distribution des sédiments,
- La mobilité des grandes dunes est élevée, en particulier à la terminaison Nord,

- Il y a une nette opposition entre les deux flancs du banc qui indique une circulation complexe autour de celui-ci. L'utilisation de deux méthodes pour connaître le transit sédimentaire peut conduire à des interprétations contradictoires,

- La mobilité du banc à plus long terme est difficile à extrapoler. Elle est considérée dans le troisième chapitre qui concerne l'architecture du banc.

III. — STRUCTURE INTERNE DU MIDDELKERKE BANK

Deux méthodes complémentaires ont été employées pour connaître la structure interne du banc. La sismique à haute et très haute résolution (Berné, 1991) donne l'architecture du banc tandis que les carottages (Hoogendoorn & Kluwer, 1990) permettent de caractériser les étapes principales d'un point de vue sédimentologique.

1) Architecture.

Les profils sismiques présentent deux unités principales : le Tertiaire, souvent affecté par des failles (De Batist *et al.*, 1989) et les dépôts quaternaires. Seuls ces derniers ont été étudiés en détails.

Sept unités sismostratigraphiques sont identifiées au sein du Quaternaire. Elles sont nommées dans un ordre chronologique U1 à U7 (fig. 4). Leurs bases, épaisseurs et localisations, les directions de leurs réflecteurs internes sont illustrées grâce au logiciel GEOFOX (Verschuren, 1992). La forme externe des unités montre clairement une évolution chronologique depuis des formes de remplissage de chenaux (U1 et U2), puis deux unités en forme de feuillet sableux (U3 et U4) jusqu'à des formes de lentilles ou de bancs soit enfouies (U5), soit actives à la surface (U6 et U7). La sismique à très haute résolution permet de diviser certaines unités en sous-unités caractérisées par différents faciès sismiques. Ces sous-unités reflètent des stades différents de l'évolution du banc.

Les données sismiques permettent de distinguer trois types principaux de réflecteurs :

la discontinuité située à la base du Quaternaire produit une réflexion très marquée. Elle représente une surface d'érosion entre l'argile Yprésienne (Eocène) et les sédiments quaternaires sus-jacents. La limite pend légèrement vers le Nord et est marquée par des incisions ou dépressions. Les incisions tendent à s'aligner selon un motif bifurqué de chenaux attribués au système de la paléovallée d'Ostende (Liu *et al.*, 1993).

Les limites des unités sont facilement identifiées et peuvent être suivies sur de grandes distances sur les profils sismiques. Elles représentent des discontinuités et/ou des limites d'unités aux faciès sismiques différents et sont les témoins de l'évolution à long terme du banc ou de changements drastiques dans son évolution.

Les réflecteurs internes sont responsables du faciès sismique de chacune des unités. Ils représentent souvent des directions de progradation. La sismique à très haute résolution permet de distinguer des surfaces de progradation (foresets) présentant des angles maximum de 15°. Ces foresets définissent des sets groupés en coSETS. Les réflecteurs

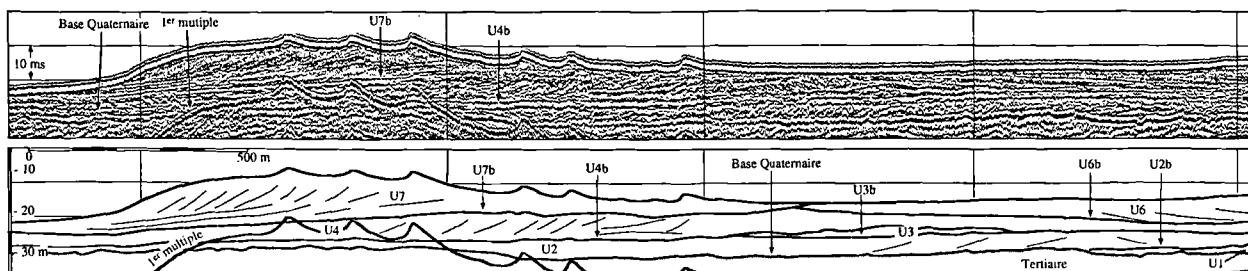


Fig. 4. — Exemple de profil sismique analogique et son interprétation.

Fig. 4. — Analog record of a seismic section and the interpreted line-drawing.

horizontaux correspondent à l'enregistrement de périodes de tempêtes tronquant le sommet des dunes. De grands réflecteurs en pente douce ($\pm 1^\circ$) marquent la progradation des grandes dunes. Ils divisent les unités en sous-unités.

Les informations apportées par l'étude sismique montre clairement que le développement du Middelkerke Bank est polygénique et ainsi plus complexe que ce qu'avaient indiqué les études antérieures (e.g. Davis & Balson, 1992). Il résulte de la succession de phases de dépôt et d'érosion. Les sept unités sismiques identifiées peuvent correspondre à des changements importants dans les environnements sédimentaires (Berné *et al.*, 1994).

2) Structures observées en carotte

Toutes les carottes exceptée une sont des vibrocarottes longues de 2,62 à 5,57 m. La dernière est un forage de 13,55 m qui a atteint le Tertiaire. Les carottes ont été prélevées dans les différentes unités morphologiques du banc : banc, flancs, sommet et chenaux adjacents.

Selon la taille des grains, leur nature, les structures sédimentaires, les bioturbations et les couleurs, onze faciès sédimentaires ont été distingués. Le sédiment est très variable. On rencontre tous les intermédiaires entre de l'argile et des graviers et des teneurs en coquilles comprises entre 0 et 50%.

Verticalement, il y a une variabilité importante des faciès. Le passage d'un faciès à un autre peut être progressif mais est souvent brutal. Cette variabilité importante est également observée latéralement entre les carottes. Malgré l'importante variabilité spatiale, la plupart des carottes montre une tendance à un accroissement de la taille des grains vers le haut. Cette tendance est associée au passage de teintes grises à des teintes beiges comme dans de nombreux exemples de la côte Est des Etats Unis (Nummedal & Swift, 1987). Il y a également une simplification des structures vers le haut. Enfin, il existe une opposition claire entre les carottes prélevées sur le flanc et sur le sommet du banc. Le premier groupe présente fréquemment des sables fins ou variables, gris et argileux tandis que le second groupe est caractérisé par des sédiments plus grossiers, beiges, riches en débris coquilliers et spatialement plus constants.

3) Utilisation combinée des données sismiques et lithologiques

Toutes les carottes ont été prélevées à proximité de profils sismiques. Ceci permet de corréler les deux sources d'information. Fréquemment, les réflecteurs correspondent à

d'importants changements lithologiques au niveau de la taille ou de la densité. Les réflecteurs ne coïncident pas toujours à des niveaux particuliers mais avec des changements sédimentaires. Dans certains cas, les réflecteurs sont marqués par aucun changement lithologique. Dans ces cas, ils peuvent correspondre à des changements de densité ou à des changements non observés sur carottes à cause d'une distance trop grande entre la position des profils et celle des carottes.

Les quatre unités les plus superficielles (de U4 à U7) ont été densément échantillonnées grâce à 35 carottes. Celles-ci sont alignées selon 4 profils, l'un d'entre eux étant présenté figure 5. Les profils montrent des faciès sismiques différents selon les unités mais également selon les profils. Les unités sismiques peuvent être divisées en unités lithologiques caractérisées par des sédiments différents. Même si la plupart des réflecteurs sismiques semblent correspondre à des changements de faciès, certains réflecteurs ne peuvent pas être associés à des changements lithologiques tandis que certaines discontinuités lithologiques importantes correspondent à aucune discontinuité sismique. La combinaison de deux sources de données indique une structure interne complexe du banc lui-même mais aussi au sein de chacune des unités sismiques.

Les unités U1, U2 et U3 n'ont été échantillonnées que dans le forage long. À cause de la haute variabilité des faciès, l'interprétation de ces trois unités doit être considérée avec précautions.

- **L'unité U1** comble les chenaux qui entaillent l'argile tertiaire. Elle débute par des niveaux de graviers de silex associés à des débris humiques et de marcassite. Les coquilles sont celles d'animaux marins.

- **L'unité U2** comble également des paléovallées et présente des litages variés : en wavy, flaser, arrête de poisson et se caractérise par la succession de lits argileux et sableux. Le sommet de l'unité est constitué par l'empilement oblique de ces lits de compositions différentes. Il est interprété comme étant le résultat de la progradation d'une grande dune dans un chenal estuarien à forte influence des marées.

- **L'unité U3** a une forme externe de feuillet sableux et montre quelques réflecteurs internes orientés vers l'Ouest. Le sédiment est un sable propre, bien classé encadré par deux niveaux de gravier qui indiquent des événements érosifs avant et après la mise en place de U3.

- **L'unité U4** est échantillonnée dans 15 carottes et couvre la totalité de la zone d'étude. Les profils sismiques montrent une forme en feuillet sableux épais avec de nombreux réflecteurs internes aux pendages majoritairement en direction

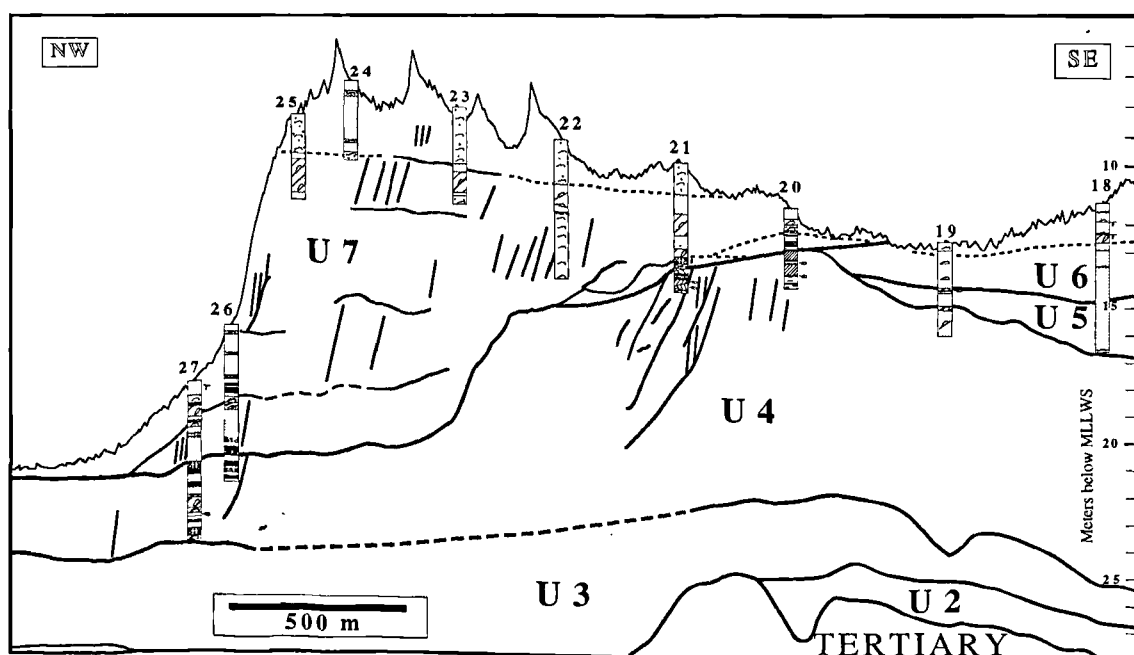


Fig. 5. — Profil N°80 regroupant les données lithologiques et sismiques (Trentesaux, 1993).

Fig. 5. — Profile 80. It combines the lithologic and seismic informations.

du Nord. Cette unité contient les onze faciès définis qui ont été groupés en trois associations de faciès. L'association A est composée de sables argileux ou silteux gris, d'argile et de graviers avec des litages variés. Les coquilles sont typiques de secteurs très côtiers. L'association B regroupe des sédiments plus grossiers tels que des sables moyens à fins, gris, pauvres en débris de coquilles, en argile ou en gravier. Les coquilles caractérisent également des environnements côtiers. L'association C comprend les différents faciès qui se relaient rapidement verticalement. Elle occupe des sous unités sismiques en forme de chenaux. Les données sismiques montrent que ces trois associations sont souvent intercalées les unes dans les autres. Elles correspondent à des environnements différents mais proches.

- **L'unité U5** possède une forme de lentille sur un petit secteur. Échantillonnée dans deux carottes, elle est constituée de sable fin brun-gris, pauvre en débris coquilliers. Le sédiment ressemble à celui actuellement rencontré dans les chenaux interbancaux.

- **L'unité U6** présente également une forme lenticulaire allongée selon un axe NE-SW. Cet axe n'est pas parallèle au banc actuel mais au chenal adjacent : l'Uitdiep. L'unité contient un grand nombre de réflecteurs subparallèles en pente vers le SE ou le SSE avec des angles dépassant fréquemment 5°. Le sédiment correspondant est un sable moyen, pauvre en coquilles concentrées dans des niveaux obliques centimétriques.

- **L'unité U7** existe sur la quasi-totalité de la zone d'étude. Elle est caractérisée par des réflecteurs internes en pente vers le NW, parallèles au flanc raide actuel du banc. Cette unité est échantillonnée dans de nombreuses carottes à cause de sa position sommitale. Il existe une tendance à l'évolution verticale des sédiments depuis du sable fin brun-gris pauvre en particules argileuses jusqu'à des sables moyens à grossiers beiges et riches en débris coquilliers et petits graviers. Cette

évolution mime la répartition actuelle des sédiments superficiels entre les flancs et le sommet du banc.

4) Synthèse - Évolution du Middelkerke Bank

L'utilisation conjointe des données sismiques et lithologiques permet de définir pour chacune des unités des caractères propres. En fonction de ces données et de celles de la littérature, un environnement de dépôt est proposé pour chacune des unités. Ensuite, un âge pour le début de la mise en place des unités est évalué en combinant l'environnement sédimentaire et la courbe des variations du niveau marin Quaternaire (Jelgersma, 1979). L'unité U1 est reliée au système de la Vallée d'Ostende. Le creusement des chenaux a eu lieu lors du dernier stade glaciaire (i.e., le Weichselien, 70 000 - 10 000 BP), mais a peut être été initié lors des stades antérieurs tels que le Saalien (170 000 - 130 000 BP). Le creusement est essentiellement d'origine fluviale mais le remplissage contenant des coquilles marines correspond à des dépôts estuariens du début de l'Holocène. Nous proposons un âge Boréal tardif (8 200 - 7 900 BP) pour le début de la mise en place de U1.

Le creusement de la base de U2 a été initié au cours de l'Holocène car elle tronque les dépôts de U1 d'âge Holocène. Les sédiments rencontrés dans U2 sont caractéristiques d'un environnement estuarien influencé par les marées. Ils correspondent au comblement d'un estuaire avec un accroissement de l'énergie correspondant à un passage du haut vers le bas estuaire. La profondeur de cette unité suggère un âge à la limite du Boréal et de l'Atlantique (8 100 - 7 900 BP).

L'unité U3 est la dernière unité sismique présentant une forme très évasée de remplissage de chenaux. Sa forme de feuillet sableux et le caractère très bien classé des sédiments indique des courants continus avec une décroissance verticale de l'énergie. Ces caractéristiques sont en relation avec un delta

estuarien ou une plage voisine. La diminution verticale du grain correspond à un approfondissement progressif de la zone. Les niveaux grossiers au toit de l'unité sont peut-être dus à des tempêtes ou à la migration de corps sédimentaires en rapport avec le changement du niveau marin. L'âge de l'unité est probablement Atlantique.

Les trois associations qui composent U4 expriment différents environnements. L'association A correspond à un estran tidal vaseux en accord avec la nature des coquilles rencontrées. L'association B, plus grossière, pourrait correspondre à la partie sableuse de l'estran tidal ou à un banc côtier qui aurait protégé l'estran vaseux des influences du large. La troisième association C correspond à des chenaux méandrisant typiques de ces environnements. U4 est interprétée comme faisant partie des dépôts d'Elbow. Nous proposons un âge de la Formation de Calais (7 000 - 6 700 BP).

L'unité U5 est peu connue à cause de sa petite taille et de la rareté des informations lithologiques. Elle est considérée comme étant la trace d'un chenal interbancs qui aurait suivi la destruction partielle de U4.

Les caractères principaux de U6 rendent cette unité très différente des autres. Parmi les environnements possédant ces caractères, l'hypothèse des bancs côtiers semble la plus probable même si les équivalents actuels ne montrent que peu de réflecteurs internes. L'incertitude rend les datations impossibles.

L'unité supérieure U7 correspond à un banc sableux tidal du large typique. Sa structure interne montre cependant une

organisation plus complexe. Son évolution verticale est interrompue par des discontinuités horizontales qui sont les expressions de périodes de tempêtes. Cette évolution verticale est différente selon la zone du banc considérée. Au Sud, une diminution progressive du grain vers le haut indique des processus lents d'aggradation avec un approfondissement relatif de la zone. Le reste du banc montre une évolution opposée, c'est-à-dire un accroissement du grain accompagné d'une diminution de la teneur en argile au profit de celle en gravier. Ceci indique une construction verticale du banc. A la terminaison septentrionale, le banc progresse vers l'Est.

L'enregistrement sédimentaire Quaternaire du Middelkerke Bank ne commence qu'au Weichselien avec le creusement des chenaux. Le remplissage de ces chenaux débute au stade Boréal (8 200 - 7 900 BP). Ensuite, malgré les érosions importantes entre chaque unité, la séquence est une des plus complètes observée en Mer du Nord (Cameron *et al.*, 1993 ; Kosters *et al.*, 1992). Différents environnements se succèdent : estuaire, delta estuarien ou plage, estran tidal, banc côtier et banc tidal *s.s.* Cette évolution montre que, même si la plupart des unités sont fortement influencées par les courants tidaux, seule la dernière unité U7 est un banc sableux tidal. L'importance des niveaux érosifs au sein du banc est le témoin d'une évolution qui présente fréquemment des états de déséquilibres en relation avec les changements de condition sédimentaire, d'environnement ou de variation du niveau marin.

Remerciements. — Les recherches ont été réalisées dans le cadre du projet MAST 0025-C : RESECUSED financé par la Communauté Européenne qui est ici vivement remerciée. Ifremer et la Région Nord-Pas de Calais sont également remerciés pour l'octroi d'une bourse d'études.

BIBLIOGRAPHIE

- BERNÉ S. (1991). — Architecture et dynamique des dunes tidales. Thèse de doctorat, Université de Lille 1, 295 pp.
- BERNÉ S., ALLEN G., AUFFRET J.P., CHAMLEY H., DURAND J. & WEBER O. (1989). — Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 6, p. 1145-1160.
- BERNÉ S., TRENTESAUX A., STOLK A., MISSIAEN T. & DE BATIST M. (1994). — Architecture and long term evolution of a tidal sandbank: The Middelkerke Bank (southern North Sea). *Mar. Geol.*, vol. 121, p. 57-72.
- CAMERON D., VANDOORN D. & STREIF H.J. (1993). — Geology of the Southern North Sea Basin. in "Coastlines of the Southern North Sea", Hillen, R. & Verhagen, H.J. éd., American Society of Civil Engineers, New-York, p. 14-26.
- CASTON V.N. (1972). — Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology*, vol. 18, p. 63-78.
- DAVIS R.A.J. & BALSON P.S. (1992). — Stratigraphy of a North Sea tidal sand ridge. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 62 (1), p. 116-121.
- DE BATIST M., De BRUYNE H., HENRIET J.P. & MOSTAERT F. (1989). — Stratigraphic analysis of the Ypresian off the Belgian coast. in "The Quaternary and Tertiary geology of the Southern Bight, North Sea", Henriët, J.P. & De Moor, G. éd., Bruxelles, p. 75-88.
- DE MOOR G. & LANCKNEUS J. (1992). — Zand- en grintwinning op het Belgisch Continentaal Plat en monitoring van de eventuele gevolgen voor de bedemstabiliteit. In *Oppervlaktiedel-stoffenproblematiek in Vlaanderen*, Gent. Proceedings colloquium, p. 188-214.
- GAO S., COLLINS M., LANCKNEUS J., DE MOOR G. & VAN LANCKER V. (1995). — Grain size trends associated with net sediment transport patterns: An example from the Belgian continental shelf. *Mar. Geol.* sous presse.
- HOOGENDOORN R. & KLUWER L.F.J. (1990). — Geological Survey of the Netherlands' high-energy hydraulically driven vibration corer for subsea sediments. In *Oceanology International Conference*, Brighton, U.K. proceedings, p.14.
- HOUBOLT J.J.H.C. (1968). — Recent sediments in the southern bight of the North sea. *Geol. en Mijnb.*, vol. 47 (4), p. 245-273.
- HOUTHUYS R., TRENTESAUX A. & DE WOLF P. (1994). — Storm influences on a tidal sandbank's surface (Middelkerke Bank, southern North Sea). *Mar. Geol.*, vol. 121, p. 23-41.
- JELGERSMA S. (1979). — Sea-level changes in the North Sea basin. in "The Quaternary history of the North Sea", Oele, E., Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. éd., Acta Univ. Ups., Uppsala, p. 233-248.
- KOSTERS E.C., VAN MIERLO B.E.J.M., VERBEEK N.H., POSTHUMUS B.J., MCGEE T.M. & BROUWER J. (1992). — Late Quaternary stratigraphic signature, offshore the Dutch barrier shoreline. *Sediment. Geol.*, vol. 80, p. 199-212.
- LIU A.C., DE BATIST M., HENRIET J.P. & MISSIAEN T. (1993). — Plio-Pleistocene scour hollows in the Southern Bight of the North Sea. *Geol. en Mijnb.*, vol. 71, p. 195-204.
- MCLAREN P. (1981). — An interpretation of trends in grain size measures. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 51, p. 611-624.
- MCLAREN P. & BOWLES D. (1985). — The effect of sediment transport on grain-size distribution. *J. Sediment. Petrol.*, vol. 55 (4), p. 457-470.

- NUMMEDAL D. & SWIFT D.J.P. (1987). — Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. in "Sea-level Fluctuation and coastal Evolution", Nummedal, D., Pilkey, O.H. & Howard, J.D. éd., p. 242-260.
- STRIDE A.H. (1982). — Offshore tidal sand, processes and deposits. Chapman & Hall, London, 222 pp.
- TRENTESAUX A. (1993). — Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale. Thèse de doctorat, Université de Lille 1, 229 pp.
- TRENTESAUX A., STOLK A., TESSIER B. & CHAMLEY H. (1994). — Surficial sedimentology of the Middelkerke Bank (southern North Sea). *Mar. Geol.*, vol. 121, p. 43-55.
- VAN VEEN J. (1936). — Onderzoekingen in de Hoofden. 's Gravenhage, 252 p.
- VERSCHUREN M. (1992). — An integrated 3D approach to clay tectonic deformation and the development of a new 3D surface modelling technique. Unpublished PhD thesis, Universiteit Gent.

ENGLISH VERSION

I. — INTRODUCTION

1) Tidal sand banks

Tidal sand banks are sedimentary bodies distributed all over the world where continental platforms are wide enough and local conditions provide active current and sediment supply. Since the beginning of the century (Van Veen, 1936), they have been and continue to be the subject of numerous short or long term studies (Stride, 1982).

1) *The origin of sand banks is still a controversial issue. Because the genetic interpretation and palaeoecological setting of large sand bodies is one of the clues in oil exploitation, it is necessary to go deeper in the bank architecture. Long term evolution of the banks gives information about the effects of sea level changes on sedimentation.*

2) *Because of their location near the coasts, sand banks are potential areas for sand exploitations (De Moor & Lanckneus, 1992), mineral concentrations, and fish production. This close distance to the coast, especially in the southern North Sea, is the cause of problems in the routing of coastal navigation. It is important to know the short term evolution of the banks and consequently their surficial sediment mobility.*

Whatever the time interval considered, results of ancient studies often remain controversial. It is therefore necessary to use a multidisciplinary approach.

2) Study area and data acquisition

In order to answer some of these questions, the Middelkerke Bank was selected as an investigation area. This bank is located in the southern North Sea, 15 km off the Belgium coast (fig.1). It is a part of the Flemish Banks group. This bank is an asymmetric elongated body of about 15 km long and from 3 to 5 km wide. The depth varies between -5 m at its top and -25 m in adjacent channels.

From a dynamic point of view, the study area is characterised by a macrotidal regime (tidal range higher than 4 m). Tidal currents are slightly oblique with regard to the bank axis and may exceed 1 m.s^{-1} during spring tides.

The techniques used comprise among others surficial sediment grain-size analysis and side-scan sonar for the sedimentary dynamics. In order to study the architecture, high resolution and very high resolution seismics allows to define seismic units, whereas vibrocoreing provides the lithologic control. A total of 224 surficial samples have been taken,

350 km were sounded by side-scan sonar, 800 km of seismic profiles were shot and 65 cores were sampled.

The present PhD thesis (Trentesaux, 1993) is divided in two main research axes: 1) understanding of the present day sedimentary dynamics of a sand bank, and 2) description of the bank architecture and its evolution during the Quarternary.

II. — SEDIMENTARY DYNAMICS IN THE MIDDELKERKE BANK AREA

1) Factors controlling the sediment distribution

The surficial sediment distribution was studied twice on the whole bank in order to calibrate the grain-size parameters relative to the bank morphology. The first campaign took place after two weeks of fair weather, the second campaign after two weeks of severe meteorological conditions.

The granulometry studied by sieving methods on the whole bank indicates that all sediments are sands, ranging from fine ($175 \mu\text{m}$; 2.5Φ) to coarse ($884 \mu\text{m}$; 0.2Φ). Placed on a map, (fig. 2), the distribution fits the general shape of the bank. Coarser sediments are located in the northern part and in the shallower zones, whereas finer sediments are found in the southern part and in the deeper zones. The same distribution is observed for the CaCO_3 content; samples from shallower depths being richer in CaCO_3 . This behaviour indicates that the sediment grain-size is a function of the depth, the shallower areas having a more energetic hydrodynamism. The CaCO_3 follows the same distribution because it is mainly present as shell debris, especially abundant in the coarser granulometric fractions. Sorting index is closely related to the mean grain-size. The finer the sediments, the better the sorting is. Special attention was given to the northern end of the bank in order to calibrate grain-size parameters with side-scan pictures. The results are similar to those obtained on the whole bank but emphasis the effect of the superimposed dunes.

For both campaigns, the distribution of the grain-size parameters fits the general shape of the bank. The grain-size and CaCO_3 crests are almost superimposed, but there is a shift between these crests and the topographic crest. To the North, there is a seaward shift of the grain-size crest: coarsest (CaCO_3 rich) sediments are located on the steep slope of the bank. On the other hand, to the South, there is a coastward shift. The displacement of these crest constitutes an anticlockwise angle offset relative to the bank axis (Trentesaux et al., 1994). This phenomenon is interpreted as owing to general sediment circulation pattern around the bank

(Caston, 1972 ; Houbolt, 1968 ; Stride, 1982). Although grain-size is controlled mainly by the water depth, the mosaic area shows that it is controlled also by the dune height. It appears that coarsest sediments ($> 500 \mu\text{m}$; 1Φ) are located in the area occupied by the highest dunes (large dunes up to 5 m high). Finer sediments occur in the areas occupied by medium dunes.

Although the grain-size parameters distribution for the second campaign displays the same tendencies than for the first one, some important differences are observed in the mean distribution that is more randomised. The observed differences are interpreted by different meteorological conditions during the two weeks preceding the campaigns. The first campaign was characterised by fair weather conditions responsible for an equilibrium state, mainly controlled by tidal currents. The second campaign was characterised by stormy conditions responsible for a disequilibrium state (Houthuys et al., 1994). In that sense, it seems that the waves act as a disturbing factor for the sediment while tidal currents shape the bank surface.

2) Qualitative evaluation of the sedimentary transport

The directions of the sedimentary transport were evaluated by the mean of side-scan sonar surveys and numerical granulometric methods.

A complete view of the area shows an opposition between the two flanks of the bank. On both sides, the lee side of the dunes tends to be more oriented toward the crest of the bank as the dunes get shallower. The largest dunes (up to 5m high) are located in the northern part. This area was chosen for the establishment of a side-scan sonar mosaic. The mosaic shows that at the end of the bank, the large dunes display an "en echelon" planar geometry, their lee side dipping to the NE. The superimposed small dunes are oblique to the large dunes. For the whole area, general investigations show a clockwise pattern of the sediment transport around the Middelkerke Bank. This pattern is interrupted at both ends.

The sediment transport pattern was studied also using McLaren method (McLaren, 1981 ; McLaren & Bowles, 1985). This method shows that the general trend is a sediment displacement in the direction of the bank crest. Some zones (e.g., to the northern end) seem to be potential source areas for the surrounding areas.

The two methods display almost the same opposition between the two flanks characterised by a converging transport toward the crest (fig. 3). Nevertheless, large areas display opposite or different directions of transport. The directions deduced from the side-scan sonar data are preferred because they seem to be more consistent with currents data.

3) Quantitative evaluation of the sediment transport

The mosaic area was surveyed twice with a one year interval. An unexpected strong displacement of the large dunes was observed. Although the shape of the dunes changes slightly, the displacement of the dunes is on average 100 m. It corresponds to a movement of $86 \text{ m}\cdot\text{year}^{-1}$. The values are high with regard to the literature (Berné, 1991 ; Berné et al., 1989). They indicate that the northern part of the bank is highly dynamic and that the large dunes are completely rebuilt in less than one decade.

4) Conclusion

The combined results of grain-size and side-scan sonar studies give information on the sedimentary dynamics of the studied area :

- Storm effects are recorded in the sedimentation and cause important changes in the sediment distribution.
- The large-dunes mobility may be high and reach 86 metres per year in the northern end of the bank.
- There is an obvious opposition between the two flanks of the bank indicating a complex circulation pattern around it. The results of a numerical method and side-scan sonar studies may provide contradictory interpretations.
- The long term resulting mobility of the bank is difficult to extrapolate. It is considered in the third chapter dealing with the internal structure of the bank.

III. — INTERNAL STRUCTURE OF THE MIDDELKERKE BANK

Two complementary methods were used in order to know the internal structure of the bank. High and very high resolution reflection seismics (Berné, 1991) give the architecture of the bank, while coring (Hoogendoorn & Kluwer, 1990) allows one to characterise the main stages from a sedimentological point of view.

1) Architecture

Seismic profiles were interpreted according to basic seismic principles. Two main units are distinguished easily: the Tertiary often affected by block faulting (De Battist et al., 1989) and the Quaternary deposits. Only the last deposits are studied in detail.

Seven seismostratigraphic units are identified within Quaternary deposits. They are chronologically labeled U1 to U7 (fig. 4). Their base, thickness and occurrences, and the directions of internal reflectors are illustrated on GEOFOX (Verschuren, 1992) three- or two-dimensional maps. The external form of the seismic units clearly exhibits a chronological evolution from a channel-fill shape with complex fill facies (units U1 and U2), over two sand-sheet shapes (thin unit U3 and thicker unit U4), to a lens or bank shape with either buried (unit U5) or present-day morphologically active surface (units U6 and U7). Very high resolution seismic allows us to divide some units in sub-units characterised by different seismic facies. A detailed survey was done on the northern part of the bank. It is showed that the seismic units U4 and U7 may be divided into five sub-units: U4A, U4B and U7A to U7C reflecting different growth stages of the bank.

The seismic data set allows us to distinguish three main reflectors categories within the study area:

The unconformity at the base of the Quaternary deposits is strongly marked on most profiles. It represents the erosional boundary between the Eocene Ieper Clay and the overlying Quaternary deposits. The boundary is dipping slightly toward the North and is marked by incisions or depressions. The incisions appear to line up in a bifurcating channel system attributed to the Ostend Valley complex (Liu et al., 1993).

The unit boundaries can easily be identified on the seismic data and followed over large distances. They represent unconformities and/or distinct seismic facies boundaries and witness certain long-term stages or drastic variations in the Quaternary evolutionary history of the bank. Six first order reflectors have been distinguished. They correspond to the basis of the seismic units and are labeled U2.b to U7.b.

The internal reflectors make up the seismic facies of the units. They often represent directions of progradation. The very high resolution seismics allows one to distinguish prograding surfaces or foresets with angles varying up to 15°. These foresets define sets grouped into cosets. Horizontal reflectors reflect storm periods that truncate the dune crests. Large slightly dipping ($\pm 1^\circ$) reflectors are the marks of the progradation of large dunes. They divide sometime seismic units in sub-units.

As shown by the seismic study, the development of the Middelkerke Bank is clearly polygenetic and therefore much more complicated than former studies had indicated (Davis & Balson, 1992). It results from a succession of phases of erosion and deposition. The seven seismic units identified may correspond to important changes in sedimentary environments. The different internal reflectors define different sedimentary processes within the different units (Berné et al., 1994).

2) Structures observed in cores

All the sampled cores except one are vibrocores with lengths ranging from 2.62 to 5.57 metres. The last one is composed of a 13.55 metres long borehole and reached the Tertiary. They were sampled on different morphological parts of the studied area: on the bank, its flanks and top, and on the adjacent channels.

According to their grain-size, nature of components, sedimentary structure, bioturbation and colours, eleven sedimentary facies are distinguished. Sediments range from clay to gravel and the shell content varies from about 0% to more than 50% of the total sediment.

Vertically, there is a high variability of sedimentary facies. The passage from a facies to another can be continuous but is often sharp. It may put in contact clay and gravel. A high variability is also observed laterally between different cores.

Despite of this high spatial variability, most cores show an upward coarsening trend. This trend is associated with a change of sediment colour from grey to beige. There is also an upward simplification of the sediment structure that is less complicated and variable than in the lowest levels. There is a clear opposition between the cores taken on the flanks and those sampled on the top of the bank. The first group consists of cores characterised by fine, grey, clayish and variable sand, whereas the second group is characterised by coarser sediments, beige in colour, rich in shell debris and spatially more constant.

3) Combined use of seismic and lithologic data

All the vibrocores are sampled at proximity of a seismic profile. This allows to correlate sediment parameters with seismic reflectors. In most cases, reflectors are marked on vibrocores by important changes in grain-size and density. The reflectors do not coincide with specific layers but with

sedimentary changes. In some cases, reflectors are not marked by any sedimentary change. In these cases, reflectors can be related to changes in density or may consist in changes not observed on the cores because of the large distance between the locations of seismic profiles and cores. The globally close relation between seismic and lithologic data enabled us to combine seismic profiles interpretation with core lines descriptions. By this way, it is possible to characterise the seismic units.

The four superficial units U4 to U7 were sampled densely by 35 vibrocores. These vibrocores are lined up on four profiles, one of them being shown on figure 5. The profiles display different seismic facies for each unit but also between the profiles. Seismic units can be divided in different lithologic sub-units characterised by different sediments. Most seismic reflectors seem to correspond to changes in sedimentary facies. Nevertheless, some reflectors cannot be associated with any change in lithology, whereas strong lithologic contrasts are not linked with any seismic discontinuity. The combination of the two sets of data displays a complex pattern of the internal structure of the bank itself and also within each seismic unit.

The units U1, U2 and U3 are sampled only in one long core. Because of the high variability of seismic facies and lithology identified in the former chapters, the interpretation of these units must be considered with caution.

- Unit U1 found in channels overlains the Tertiary clay with a layer of coarse flint gravels associated with marcssite and humic debris. The shells correspond to marine animals.

- Unit U2 is also a unit with a valley-fill external form. This unit displays various type of bedding: wavy, flaser and herring-bone bedding characterised by an alternation of sandy and muddy layers. The top of the unit consists of oblique alternate layers of these two components, interpreted as the expression of a large dune progradation in a tidally-influenced estuarine channel.

- Unit U3 has a sand sheet external form and displays few internal reflectors dipping westward. The sediment collected is a clean white, well sorted, sand at its base. The two ends of the unit consist of coarse flint gravel layers indicating a strong erosional episode before and after the deposition of U3.

- Unit U4 occurs in 15 cores and is present all over the study area. The seismic profiles display a thick sand sheet external form with a lot of internal reflectors mostly dipping northward. This unit contains all the sedimentary facies defined, which are closely interconnected. Facies are grouped in three facies associations. Association A is characterised by fine grey, silty and muddy sands, mud and gravel, displaying various bedding. Shells are typical of coastal sectors. Association B gathers coarser sediments: medium to fine grey sands, poor in shell debris with few mud clasts and gravels. Shells also characterise coastal sectors. Association C comprises different sedimentary facies with very frequent vertical changes. It occurs in channel-like seismic forms. On seismic profiles, these three associations are often intercalated among themselves. They correspond to distinct sedimentary environments but closely related spatially.

- Unit U5 presents a lens shape on a small sector. It is sampled only in two vibrocores. It consists of grey-brown fine sand, poor in shell debris. The sediment looks like those found presently in the inter-banks channels.

- *Unit U6* also presents a lens shape elongated in a NE-SW trend. This direction is not parallel to the Middelkerke Bank axis nor to the Ostende Bank axis, but is parallel to the Uitdiep channel axis. It contains numerous sub-parallel internal reflectors dipping toward the SE or SSE with angles frequently steeper than 5°. The corresponding sediment is a medium sand, poor in shell debris. The shells are concentrated in centimetric oblique layers.

- *Unit U7* is present in most of the study area. It is characterised by internal reflectors dipping toward the NW, parallel to the steep slope of the bank. This unit is present in numerous vibrocores because of its surficial location. Sub-units can be differentiated within the unit and there is a general vertical evolution. The lower parts display mostly grey-brown fine sand while clay is hardly found. In opposition, the uppermost part of U7 consists in beige medium to coarse sand rich in shell debris and small gravels. This division reflects the present-day opposition between flanks and top of the bank.

4) Synthesis - Evolution of the Middelkerke Bank

The combination of seismic and lithologic data allows to define for each seismic unit a few characteristic features. According to these data and those found in the literature, an attempt is done to reconstruct the depositional environments of the seven units. Then, an age for the beginning of the setting is proposed by combining the sedimentary environment data and the Holocene sea-level curve (Jelgersma, 1979).

The unit U1 is connected to the Ostend Valley system. The scouring of the channels corresponds to the last glacial stage (i.e., the Weichselian, 70 000 - 10 000 BP), but it was perhaps initiated during the Saalian (170 000- 130 000 BP). The scouring is essentially owing to fluvial processes. Nevertheless, the channel-fill deposits contain marine shells and probably correspond to early Holocene estuarine deposits. We propose a Late Boreal age (8 200 - 7 900 BP) for this unit.

The scouring of the unit U2 channels was initiated during the Holocene as they truncate the U1 deposits, which are Holocene in age. The sediments contained in U2 are characteristic of estuarine, tidally influenced environment. They correspond to the filling up of an estuary with an increase in the energy level related to a movement from the upper to the lower estuary. The depth of this unit suggests an age at the limit between the Boreal and the Atlantic stage (8 100 - 7 900 BP).

Unit U3 is the last seismic unit found in a very open channel form. Its sand-sheet shape and well sorted sediments indicate the presence of continuous currents with a decreasing upward energy. These characteristics are related to an estuarine delta or to a neighbouring beach. The fining upward sequence corresponds to a continuous deepening of the depositional area. The coarse layers at the top of the unit may be due to strong storms or sediment body migrations after changes in sea-level. Its age is probably Atlantic.

The three associations that make up U4 express different environments. The fine, muddy association A is related to a muddy tidal-flat on which the deposition of great amount of

clay occurs. This environment is consistent with the types of shells. The coarser sandy association B is more sticking and can consist in the sandy part of a tidal flat or in a shore connected ridge supposed to have protected the muddy tidal-flats from an open marine influence. The third association C corresponds to free-swinging meanders often found in tidal-flats. U4 is interpreted as a part of the Elbow Deposits. We propose an age corresponding to the Calais Formation (7 000 and 6 700 BP).

Unit 5 is poorly characterised because of its small size and the seldom lithologic information available. It is considered to be the trace of an inter-bank channel following the destruction of part of unit U4.

The main features of unit U6 make this unit very different from the other. Three environments with these features are considered: storm-generated ridges, flood delta system and coastal banks. The first one must be rejected because of contradictory data from the lithology and seismics. The flood delta system may be envisaged but it points out the problem of the associated bar not found in the area. Moreover, the internal reflector constancy is observed rarely in flood delta. The last hypothesis seems to be closer to the data even if few internal reflectors have been observed in present-day coastal banks. The uncertainty in the depositional environment makes any datation not possible.

The uppermost unit U7 consists of a typical offshore tidal sand bank unit. Its internal structure is much more complicated than former studies had shown. Its vertical evolution is interrupted by horizontal discontinuities that express severe storms. The vertical evolution is different when considering the location on the bank. At the southern end, fining upward sediments indicate a slow aggradation process with relative deepening of the area. The rest of the bank displays an opposite evolution marked by a coarsening upward tendency accompanied by a decrease in clay particles compensated by an increase in gravel content. This indicates a vertical building of the bank. At the northern end, the bank is growing Eastward.

5) Conclusion

The recorded story of the Quaternary deposits of the Middelkerke Bank only began in the Weichselian with channel scouring. The observed sequence, despite the numerous erosional boundaries, is more complete than expected (Cameron et al., 1993 ; Kusters et al., 1992). The filling up of these channels began during the Boreal stage (8 200 - 7 900 BP). Different environments are present successively: estuary, estuarine delta or beach, tidal flats, coastal bank and tidal sand bank. This evolution shows that even if most units are tidally influenced, only the very last unit U7 can be named tidal bank. The importance of erosive levels throughout the bank witnesses that the evolution often presents disequilibrium states related to changes in sedimentary conditions, environments or sea-level change rates.

Acknowledgements. — Most of the work presented was carried out in the framework of the MAST 0025-C RESECUSED project financed by the European Community. It is greatly acknowledged. Ifremer and the Nord-Pas de Calais Council are both thanked for their support in providing a fellowship.

FRACTURATION ET PALÉOCIRCULATIONS HYDROTHERMALES. APPLICATION AU PROJET DE GÉOTHERMIE ROCHES CHAUDES SÈCHES DE SOULTZ-SOUS-FORÊTS (ALSACE).

Fracturation and hydrothermal paleocirculations. Application to the
Hot Dry Rock Soultz-sous-Forêts project (Alsace, France).

par Béatrice LEDESERT(*)

Résumé. — Le granite de Soultz-sous-Forêts a été choisi pour y développer un programme de géothermie Roches Chaudes Sèches. Pour ce faire, il est nécessaire d'étudier de façon précise la géométrie du réseau de fractures et son aptitude à véhiculer des fluides. Situé sous une épaisse série sédimentaire, le granite de Soultz ne peut être atteint que par forage. L'analyse tridimensionnelle d'un réseau de veines dans un granite a donc été réalisée sur un analogue naturel. Cette étude a montré que les grandes fractures sont les plus conductrices même lorsqu'elles sont peu interconnectées; la plupart possèdent la même orientation. Ces résultats, appliqués aux fractures du granite de Soultz afin de les trier, ont montré que les plus grandes sont groupées dans des zones d'intense fracturation et qu'elles possèdent une orientation de N 120°E à N 180°E. Leurs épontes sont poreuses du fait d'intenses altérations hydrothermales; elles se comportent comme des réservoirs et sont donc de bons candidats pour le programme de géothermie. L'étude pétrographique d'une zone altérée de ce type a montré la présence de matière organique d'origine sédimentaire en étroite association avec la tosudite, un minéral interstratifié chlorite-smectite dioctaédrique qui remplace les plagioclases. De l'illite et de la calcite ont précipité après la tosudite. La cristallisation de ces trois minéraux néoformés est liée à la circulation de saumures dont la température a décliné de 250°C à 150°C. Un fluide de ce type circule encore actuellement dans cette zone (salinité: 100 g/l; température: 140°-150°C).

Abstract. — The Soultz-sous-Forêts granite is dedicated to Hot Dry Rock (HDR) geothermics because of its location in the Rhine graben: it is submitted to an intense thermal anomaly (fig. 1). Being overlain by a 1 400 m thick sedimentary pile, the Soultz granite can be reached only by drilling. This allows a uni-dimensional view of its structures. A natural analogous system has been chosen in order to study the three dimensional geometry of fractures and their ability to conduct fluids (Ledéseret et al., 1993 a). A 0,66 m³ granite block has been sawed into 9 parallel plates showing numerous fractures (fig. 2). Each fracture was followed from one plate to another in order to calculate its surface. The width of its altered halo and the number of intersections of this fracture with the others have been measured also. The width of an altered halo is proportional to the amount of fluid which flew in the fracture. When plotted into a diagram these data show that large fractures are the most efficient for fluid conduction (fig. 3a) even though they are poorly interconnected (fig. 3b). Fractal analysis of the plates has showed that the overall fracture set may be divided into 2 families with very different orientation and distribution (fig. 4). The A family shows an irregular distribution. It contains 80 % of the large fractures. Thus the conductivity of a fracture is linked to its orientation. These results have been used to sort out the Soultz fractures (Ledéseret et al., 1993 b). Their fractal and petrographic analysis has showed that large fractures are grouped in highly fractured zones (fig. 5). They are surrounded by porous altered wallrocks. Their orientation is favorable to the HDR project. Consequently they are good candidates for the conduction of the injected fluids. Such a fractured and altered zone has been studied in detail (Ledéseret et al., submitted to Geochim. Cosmochim. Acta). Its organization is presented in figure 6. It has showed the presence of sedimentary organic matter (Ledéseret et al., submitted to J. Volc. Geotherm. Res.) associated with tosudite (interstratified chlorite-smectite dioctahedral mineral) which replaces plagioclases. Posterior to the crystallization of tosudite, illite and calcite have precipitated into veinlets. These results show that the granite is in connection with its surrounding medium. The successive precipitation of tosudite and illite-calcite is due to the circulation of a high salinity fluid which temperature has decreased from 250°C to 150°C. Such a fluid (salinity: 100 g/l; temperature: 140-150°C) is going on flowing in this zone at present. As a conclusion, fluid circulations have been observed on a wide range of scales (Micrometric to hectometric, fig. 7; Ledéseret, 1993). The above results allow an extrapolation of the studied fracture network observed in EPS 1 drill hole to the kilometric scale volume of the thermal exchanger (fig. 8).

I.- INTRODUCTION

Le concept de géothermie Roches Chaudes Sèches (Green, 1993) est basé sur la circulation d'eau entre des puits d'injection et de récupération dans un massif rocheux fracturé non aquifère. Il vise à produire de l'énergie (chauffage, électricité) à un prix compétitif. Il importe donc

de comprendre les processus gouvernant la circulation de fluides dans des réseaux de fractures.

La région de Soultz-sous-Forêts, située dans le graben rhénan, est soumise à une intense anomalie thermique (fig. 1). Le projet européen y a débuté en 1986 par un forage en majeure partie destructif (GPK 1) de 2 000 m de

(*) Laboratoire de Géologie Dynamique, URA 719 CNRS, Université de LILLE I, 59655 Villeneuve d'Ascq cédex, France.

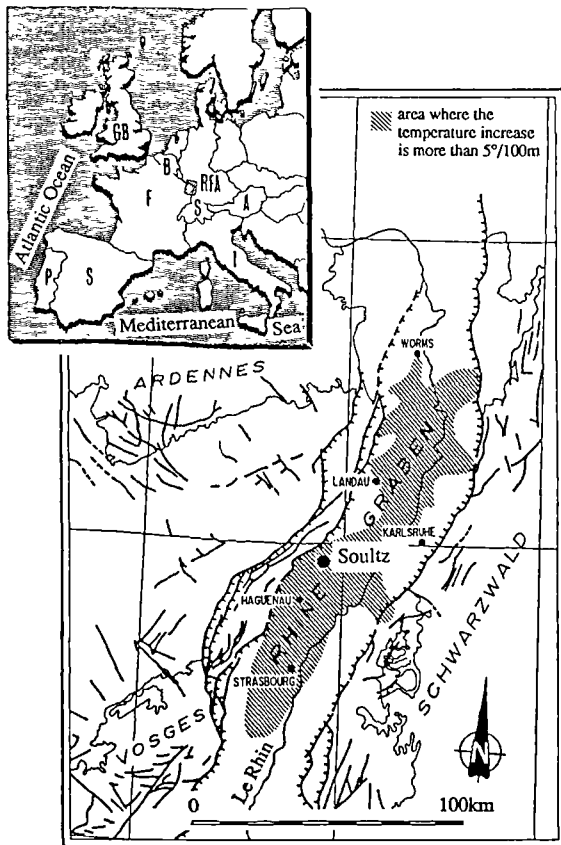


Fig. 1. — Localisation du site de Soultz-sous-Forêts. La zone hachurée correspond à un gradient de température de plus de 5° C/100 m (d'après Ledéser, 1993).

Fig.1. — Location of the Soultz-sous-Forêts site. Hachured zone corresponds to a temperature increase higher than 5° C/100 m (from Ledéser, 1993).

profondeur. Le forage EPS 1, entièrement carotté, a atteint 2 200 m. La température mesurée à 2 000 m est d'environ 140°C. En 1994, le forage GPK1 a été réapprofondi jusqu'à 3 900 m. Les forages ont traversé les 1 400 m de couverture sédimentaire avant de s'enfoncer dans le granite de Soultz (granite porphyroïde à biotite et amphibole) dans lequel doit être développé l'échangeur thermique. Une étude préliminaire des fractures affectant le granite a montré que leurs caractéristiques (direction, pendage) par rapport au champ de contraintes actuel sont favorables au projet. Les fractures ont été le siège de circulations naturelles de fluides, certaines le sont encore actuellement. Qu'elles soient colmatées ou non, ces fractures sont susceptibles d'être stimulées et de conduire les fluides injectés dans le cadre du projet Roches Chaudes Sèches (RCS). Leur connaissance est donc primordiale pour le projet. Le massif granitique de Soultz n'affleurant pas, l'étude du réseau de fractures est limitée à une vision unidimensionnelle, dans le forage. La compréhension du comportement hydraulique d'un réseau de fractures n'est rendue possible que par une étude en 3 dimensions.

Pour approcher les caractéristiques géométriques d'un réseau de fractures et sa capacité à véhiculer des fluides, une analyse statistique et fractale a donc été réalisée sur un analogue naturel de dimension métrique (bloc de granite de La Peyratte, Deux-Sèvres, France). Les enseignements tirés

de cette étude ont ensuite été appliqués aux 3 000 données structurales collectées sur les 800 m de carottes du forage EPS 1 afin de mettre en évidence et prédire les zones potentiellement perméables (analyses pétrographique et fractale).

Une zone intensément déformée est située vers 2 160 m de profondeur. Elle a été le siège de puissantes altérations hydrothermales et est encore perméable. Elle représente un analogue naturel des drains susceptibles d'être stimulés lors du fonctionnement de l'échangeur. La bonne connaissance de telles zones est donc primordiale pour le projet.

II. ÉTUDE D'UN ANALOGUE NATUREL : ANALYSE FRACTALE ET GÉOMÉTRIQUE D'UN RÉSEAU DE VEINES HYDROTHERMALES DANS UN GRANITE FRACTURÉ

Un bloc de granite de 0,66 m³ a été scié en 9 plaques parallèles afin de permettre l'étude du réseau de veines en 3 dimensions (Ledéser *et al.*, 1993 a). Les fractures environnées d'une auréole altérée décolorée ont été relevées sur chaque plaque. Chacune d'elles a été indexée et suivie d'une plaque sur la suivante (fig. 2). Le pouvoir conducteur des fractures au moment de l'altération est proportionnel à la largeur de l'auréole altérée. L'efficacité d'un échangeur thermique de type RCS dépend de la surface de contact entre la roche et le fluide et de la connectivité des fractures. La surface de chaque fracture du bloc a donc été évaluée. Il a également été nécessaire de compter le nombre d'intersections de chaque fracture avec les autres.

L'analyse fractale a été effectuée sur chaque plaque en faisant varier la direction d'analyse afin de mettre en évidence l'organisation du réseau de fractures en 2 dimensions.

Dans un diagramme surface des fractures en fonction de la largeur de leur auréole altérée, 2 groupes de veines sont mis en évidence (a, fig. 3). Les grandes fractures sont généralement associées à une large auréole altérée. Les fractures de plus petite taille ont développé une auréole d'altération plus étroite.

Lorsque le nombre d'intersections d'une fracture avec les autres est porté en fonction de sa surface (b, fig. 3), deux familles sont à nouveau observées. Les petites fractures montrent une tendance positive. Les grandes fractures présentent généralement une faible interconnectivité.

La figure 3 permet de conclure que les grandes fractures constituent un réseau relativement peu interconnecté mais qu'elles ont malgré tout joué un rôle primordial dans la conduction des fluides. En effet, les veines de largeur > 2 mm (29 % des fractures) représentent 53 % de la surface des fractures dans le bloc et sont responsables de 66 % des altérations en volume.

La technique d'analyse fractale employée (poussières de Cantor, Velde *et al.*, 1990, Badri *et al.*, 1993) permet de quantifier la régularité de distribution des fractures dans un espace à deux dimensions. Sur chacune des plaques, la dimension fractale du réseau de fractures varie entre 0,15 et 0,5. Une valeur faible caractérise des fractures groupées en amas, et une valeur forte des fractures de distribution plus régulière. Sur chaque plaque, la valeur élevée caractérise la

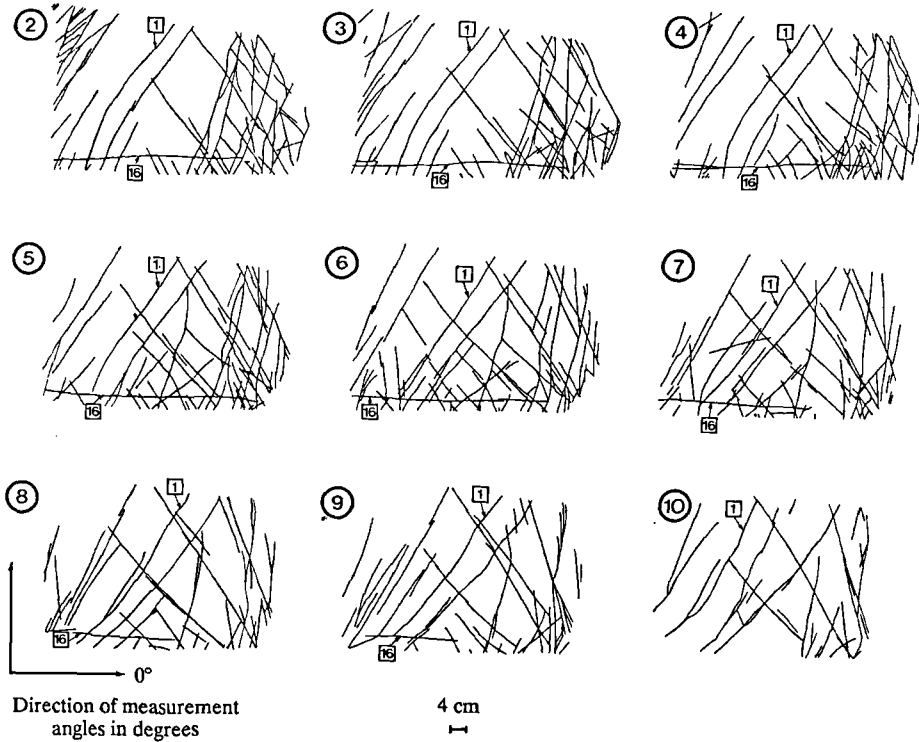


Fig. 2. — Présentation des neuf réseaux de fractures successifs. Les directions de mesure pour l'analyse fractale sont indiquées dans l'angle gauche, au bas de la figure. Les nombres 1 et 16 indiquent 2 fractures que l'on peut suivre d'une plaque sur l'autre (d'après Ledésert, 1993).

Fig. 2. — The nine successive fracture patterns. The measurement directions for fractal analysis are indicated in the lower left hand corner. The numbers 1 and 16 indicate 2 fractures which can be followed from one plate to another (from Ledésert, 1993).

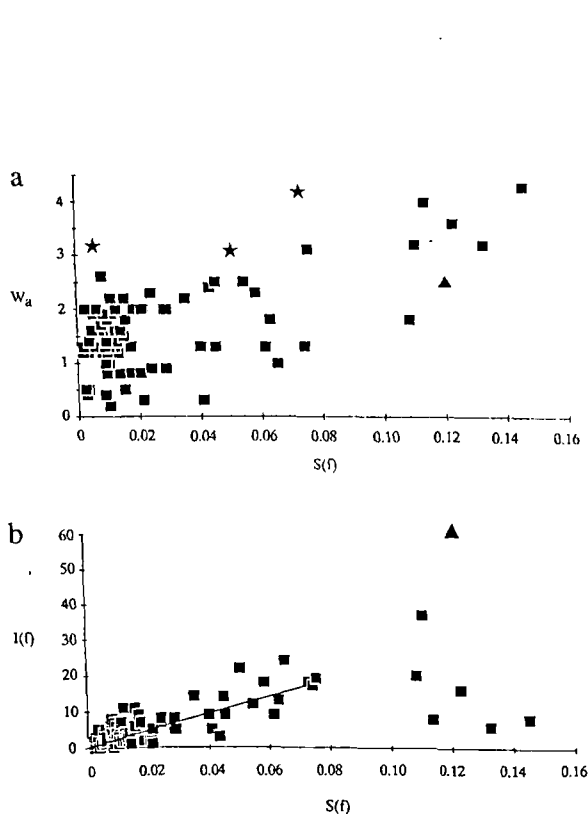


Fig. 3. — Résultats de l'analyse géométrique des fractures (d'après Ledésert, 1993).

a- Relation entre la surface des fractures exprimée en m^2 , $S(f)$ et la largeur moyenne de leur auréole altérée en mm, W_a . Deux groupes de fractures apparaissent. Les petites fractures sont généralement associées à une étroite auréole (< 3 mm). Les halos d'altération plus larges appartiennent à des fractures de plus grande surface. Quelques halos larges correspondent à des fractures courtes (étoiles): celles-ci se trouvent dans les angles du bloc et ont été tronquées pendant l'échantillonnage. Le triangle représente la fracture horizontale (Fig. 2).

b- Relation entre le nombre d'intersections d'une fracture avec les autres, $I(f)$ et sa surface en m^2 , $S(f)$. Deux groupes apparaissent. Les petites fractures présentant peu d'intersections montrent une tendance positive: $I(f)=0.02 S(f)+1.26$ avec un coefficient de corrélation de 0.82. La plupart des grandes fractures (surface $> 0.1 m^2$) en intersectent peu d'autres (< 20): elles correspondent aux limites de zones non fracturées. La fracture horizontale (triangle) recoupe 60 autres fractures du fait de sa position particulière dans le bloc.

Fig. 3. — Results of the geometrical analysis of fractures (from Ledésert, 1993).

a- Relation between the surface of fractures in m^2 , $S(f)$ and their associated altered halo mean width in mm (W_a). Two main fracture families are enhanced. Small fractures are mostly linked to narrow altered halos (< 3 mm). Wider halos often correspond to the largest fractures. A few wide halos belong to short fractures (stars): they are located in the corners of the block and have been artificially shortened. The triangle represents the horizontal fracture (Fig. 2).

b- Relation between the number of intersections of a fracture with the others, $I(f)$ and its surface in m^2 , $S(f)$. Two main groups can also be distinguished. Small fractures with few intersections show a positive slope: $S(f)=0.02 I(f)+1.26$ with a 0.82 correlation coefficient. Most of the larger fractures ($> 0.1 m^2$) intersect few others (< 20): they are boundaries of fracture-free areas. The horizontal fracture (triangle) intersects 60 others due to its special location in the block.

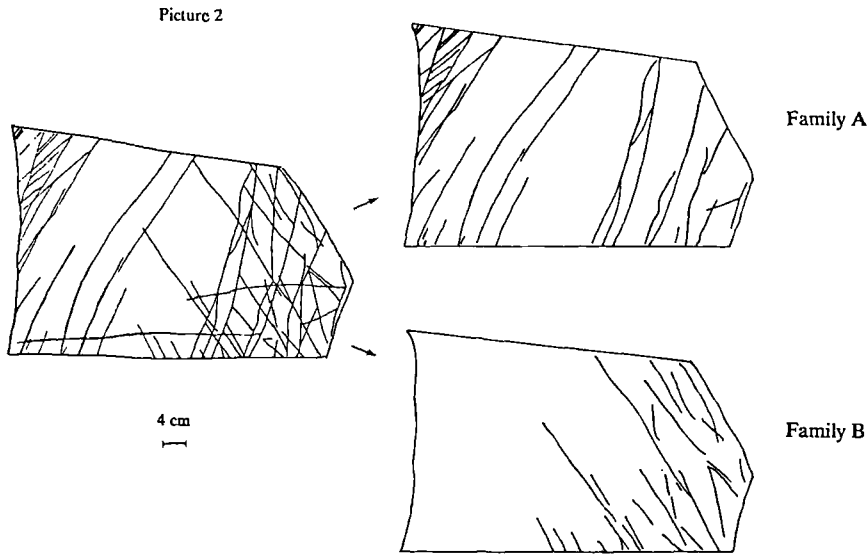


Fig. 4. — Plaque 2: le réseau de fractures total divisé en deux familles d'orientation. La famille A montre une distribution irrégulière et des fractures plus courtes que la famille B dont la distribution est plus homogène (d'après Ledésert, 1993).

Fig. 4. — The total fracture set divided into the two main fracture orientations (plate 2). Family A shows an irregular distribution and longer fractures than family B which distribution is more homogeneous (from Ledésert, 1993).

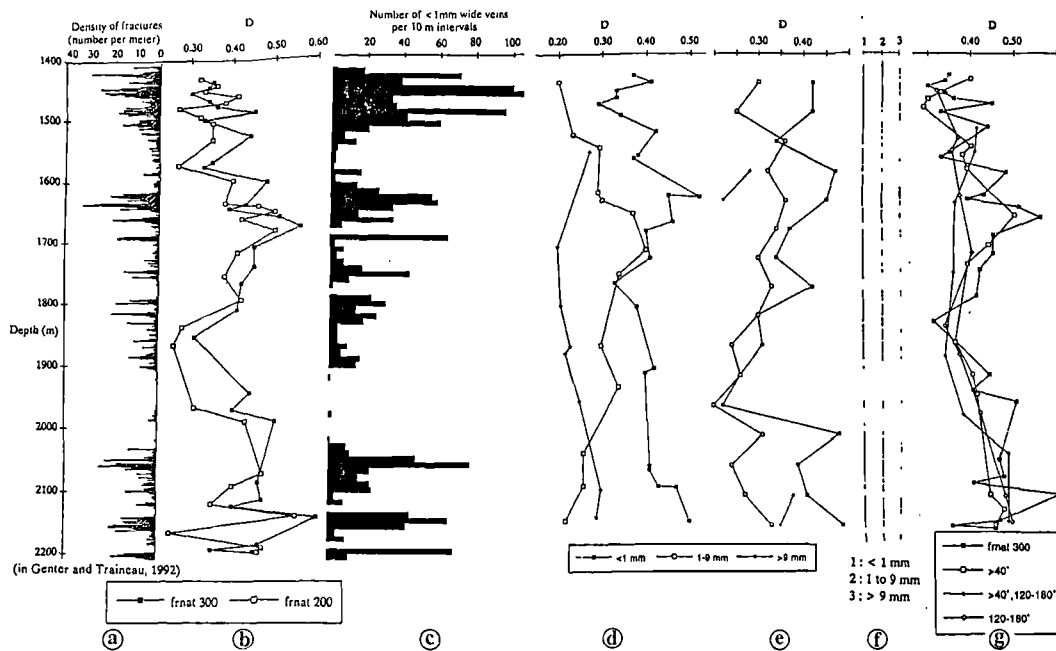


Fig. 5. — Localisation des fractures dans le forage EPS 1 et résultats de l'analyse fractale (d'après Ledésert, 1993). D: dimension fractale. a- Densité de l'ensemble des fractures (nombre/m); b- Ensemble des fractures: variations importantes de D en fonction de la profondeur pour des intervalles de 200 fractures (frnat 200) et de 300 fractures (frnat 300); c- Densité de fractures pour les veines étroites (<1 mm). Celles-ci sont nombreuses: leur distribution est similaire à celle de l'ensemble des fractures; d- Variations de D pour les veines d'épaisseur <1 mm, 1 à 9 mm et >9 mm calculées pour des intervalles respectifs de 300, 100 et 50 fractures. Les veines étroites montrent les mêmes variations que l'ensemble des fractures. Les veines intermédiaires présentent des variations plus faibles: leur distribution à l'échelle du forage est plus régulière. Les veines larges sont caractérisées par une faible D tout au long du forage: elles sont groupées en amas, quelle que soit la profondeur considérée; e- Variations de D pour les veines d'épaisseur <1 mm, 1 à 9 mm et >9 mm calculées pour des intervalles de longueur 100 m. Les mêmes variations sont obtenues que sur la figure 5d; f- Occurrence des trois familles de veines. Les plus larges sont groupées dans des zones d'intense fracturation; g- Variation de D avec la profondeur pour l'ensemble des fractures (frnat 300) et pour les fractures d'orientation N 120°E - N 180°E et de pendage >40° (intervalles de 300 fractures). La distribution de ces dernières est groupée et homogène dans tout le forage.

Fig. 5. — Location of fractures in EPS 1 drill hole and results of fractal analysis (from Ledésert, 1993). D: fractal dimension. a- Density of the whole fracture set (number/m); b- Whole fracture set: great variations of D as a function of depth for 200 fracture intervals (frnat 200) and 300 fracture intervals (frnat 300); c- Density of narrow veins (<1 mm). They are numerous; their distribution is similar to that of the whole fracture set; d- Variations of D for <1 mm, 1 to 9 mm and >9 mm wide veins (respectively; 300, 200 and 50 fracture intervals). Narrow veins show the same variations as the whole fracture set. Larger veins show slighter variations: their distribution is more regular at the scale of the borehole. Large veins are characterized by a low D: they are clustered whatever their depth; e- Variations of D for <1 mm, 1 to 9 mm and >9 mm wide veins calculated on 100 m long intervals. The same variations are observed as in Fig. 5d; f- Occurrence of the three vein families. The largest ones are grouped in highly fractured zones; g- Variations of D with depth for the whole fracture set (frnat 300) and for N120°E - N180°E oriented fractures and fractures with a >40° dip. These last 2 classes are grouped all along the borehole.

famille d'orientation B (fig. 4) et la valeur faible la famille d'orientation A. 80 % des fractures les plus conductrices appartiennent à cette dernière famille. Le pouvoir conducteur des fractures dépend donc de leur orientation.

Ce bloc de granite peut être considéré comme un analogue naturel d'un échangeur thermique même s'ils appartiennent à des contextes géologiques très différents. En effet, la distribution des fractures dans le bloc est hétérogène (alternance de zones très fracturées et peu fracturées). Ce type de distribution est observé pour les 3 000 fractures relevées sur les carottes du forage EPS 1 (Ledésert *et al.*, 1993 b ; Genter *et al.*, 1995) ainsi qu'on l'observe en a, figure 5.

III.- ANALYSE FRACTALE DU RÉSEAU DE FRACTURES OBSERVÉES SUR LES CAROTTES DU FORAGE EPS 1

Le but de cette analyse est de déterminer les chemins préférentiels des fluides dans le granite. Pour ce faire, les données de fracturation ont été triées en tenant compte des résultats de l'étude de l'analogue naturel et du champ de contraintes actuel (Ledésert *et al.*, 1993 b). La contrainte maximale est verticale : les fractures de faible pendage seront donc difficilement réouvertes. La contrainte maximale horizontale est orientée N 150° E : les fractures possédant une orientation proche de celle-ci seront stimulées préférentiellement. La position des fractures dans le forage EPS1 est présentée en a, figure 5.

Les critères de classement des fractures sont les suivants :

- épaisseur du remplissage hydrothermal : < 1 mm, 1 à 9 mm, > 9 mm ;
- orientation : N 120° à N 180°, autres ;
- pendage : < 40°, > 40°.

Plusieurs de ces critères sont choisis pour déterminer une famille de fractures à analyser, par exemple, fractures orientées N 120° - N 180°, de pendage > 40° et d'épaisseur de remplissage hydrothermal > 9 mm. Les différentes familles de fractures sont soumises à l'analyse fractale (méthode des poussières de Cantor dans un espace unidimensionnel puisque les données ne sont accessibles que dans le forage).

Les résultats pour l'ensemble des fractures sont présentés en b, sur la figure 5 pour des intervalles de mesures de 200 et 300 fractures. Leur dimension fractale varie le long du forage : leur mode de distribution n'est donc pas constant. Elles peuvent être distribuées de façon régulière (D de l'ordre de 0,5) ou être groupées en amas (D de 0,2 à 0,3). L'analyse fractale d'une carotte du forage GPK 1 (Velde *et al.*, 1990) a donné une dimension fractale identique à celle d'EPS 1 à la même profondeur : le réseau de fractures est donc homogène latéralement. Les petites veines (remplissage < 1 mm) constituent la majeure partie de ces fractures (c, fig. 5). La régularité de leur distribution est également variable (d et e, fig. 5).

L'analyse fractale a montré que les veines épaisses (épaisseur > 9 mm) sont caractérisées par une faible dimension fractale (0,2) tout au long du forage (d et e, fig. 5). Elles présentent donc une distribution irrégulière, groupée en mas. D'après l'étude de leur position dans le forage, elles sont situées dans des zones fortement fracturées (f, fig. 5). Leur orientation est comprise entre

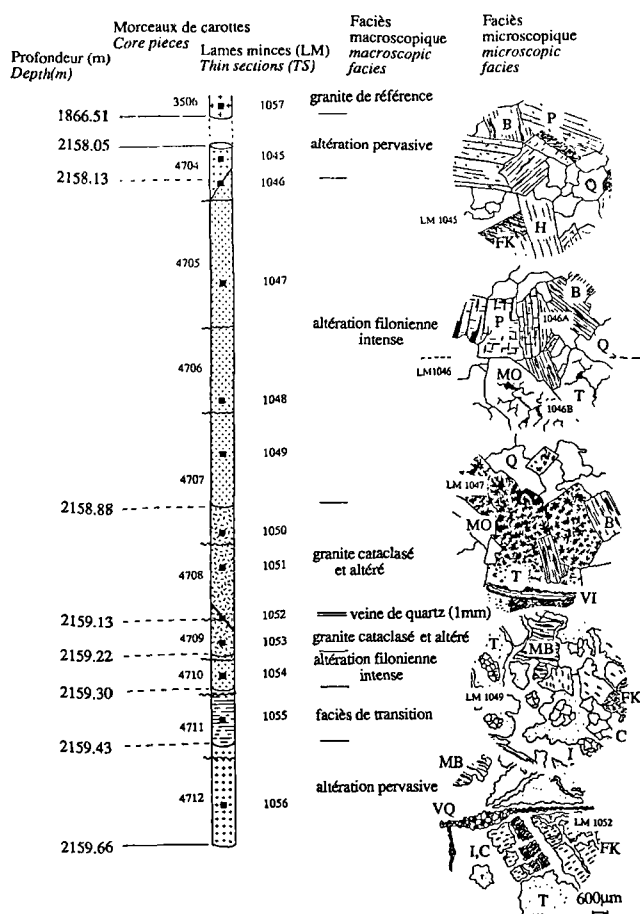


Fig. 6. — Présentation de la zone altérée (d'après Ledésert, 1993). Q: quartz, P: plagioclase, MO: matière organique, T: tosudite, MB: micas blancs, C: carbonates, VI: veines d'illite, FK: orthose, VQ: veines de quartz, I,C: illite et calcite, H: amphibole.

Fig. 6. — Presentation of the altered zone (from Ledésert, 1993). Macroscopic facies from top to bottom: reference granite, pervasive alteration, intense vein alteration, cataclased and altered granite, quartz vein, transition facies. Q: quartz, P: plagioclase, MO: organic matter, T: tosudite, MB: white micas, C: carbonates, VI: illite veins, FK: orthoclase, VQ: quartz veins, I,C: illite and calcite, H: amphibole.

N 120° et N 180°. L'ensemble des fractures de pendage > 40° et de direction comprise entre N 120° et N 180° présente une distribution relativement stable à l'échelle du forage (g, fig. 5).

L'étude pétrographique des carottes a montré que les épontes des veines > 1 mm sont intensément altérées : elles ont parfois une porosité de l'ordre de 25 %. Les fluides injectés sont donc susceptibles de percoler non seulement le long du plan de fracture, si celui-ci est réactif, mais également dans un réseau poreux tridimensionnel particulièrement favorable aux échanges de chaleur.

Dans le cadre du projet, il faudrait donc privilégier des zones du granite (suffisamment profondes pour atteindre la température optimale) dans lesquelles les fractures les plus importantes sont regroupées. Leurs épontes altérées sont susceptibles d'être superposées créant une zone poreuse de grande dimension dont les caractéristiques sont celles d'un réservoir.

IV.- ÉTUDE D'UNE ZONE INTENSÉMENT FRACTURÉE ET ALTÉRÉE SITUÉE VERS 2160 M DE PROFONDEUR (FORAGE EPS 1)

Les études réalisées à l'échelle des forages (Traineau *et al.*, 1991 ; Genter and Traineau, 1992 ; Ledésert *et al.*, 1993 b) ont montré que le batholite est abondamment fracturé et que les fractures, notamment les plus larges (> 1 mm) peuvent localement être associées à d'intenses modifications physico-chimiques du milieu rocheux. Ces altérations affectant certaines zones du futur échangeur, il est important de les étudier afin de mettre en évidence les implications qu'elles peuvent avoir sur son fonctionnement et éventuellement sur sa durée de vie. Une zone particulièrement fracturée et altérée est située vers 2160 m de profondeur, dans le forage EPS 1. Elle est encore perméable (température des fluides actuels : environ 150°C, salinité : 100 g/l). Son étude est basée sur divers modes d'investigation :

- caractérisation de ses propriétés pétrographiques pour prévoir les zones de passage potentiel des fluides ;
- caractérisation des phases minérales néoformées afin d'en déduire des bilans de matière ;
- détermination de la salinité et de la température des fluides responsables des altérations.

Elle a pour but de reconstituer l'histoire des altérations et de les modéliser d'un point de vue thermodynamique afin d'en expliquer la succession.

L'ensemble du batholithe a été soumis à une altération tardi-magmatique de type propylitique.

Postérieurement, des fluides ont circulé dans des fractures. La zone fracturée et altérée faisant l'objet de cette étude (Ledésert *et al.*, note présentée à *Geochim. Cosmochim. Acta*) est organisée de part et d'autre d'une faille colmatée par un dépôt de quartz d'une épaisseur de 1 mm (fig. 6). L'éponte lointaine (de 1 m à 40 cm de la faille) n'est pas déformée mais est intensément altérée : les plagioclases sont transformés en tosudite (minéral interstratifié chlorite-smectite dioctaédrique) alors que les autres minéraux primaires sont préservés. L'organisation des cristaux de tosudite y crée une importante porosité. L'éponte proche (moins de 40 cm) est cataclasée. Le quartz magmatique y a localement été dissous. Un intense développement d'illite et calcite dans des veinules est superposé à l'altération à tosudite.

Dans l'ensemble de l'éponte, la tosudite est envahie par de la matière organique provenant de la couverture sédimentaire (Ledésert *et al.*, note présentée à *J. Volc. Geotherm. Res.*) : le granite de Soultz est situé sous l'ancien champ pétrolier de Pechelbronn.

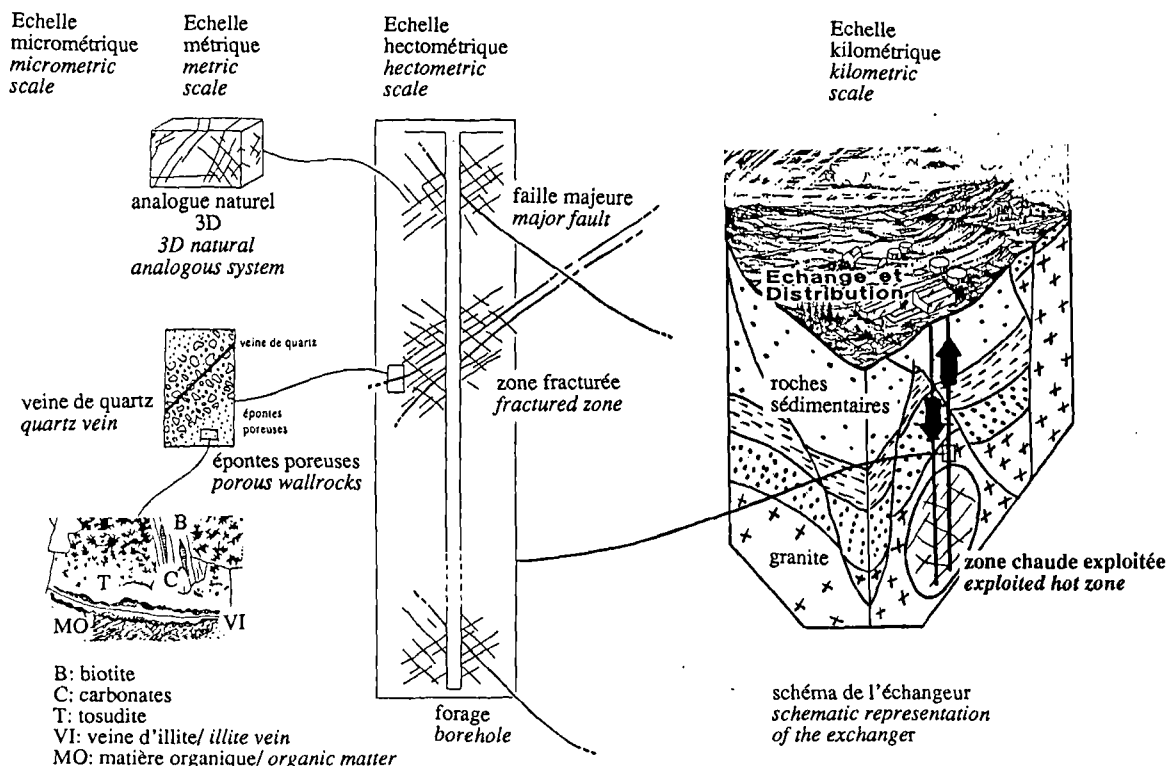


Fig. 7. — Représentation schématique des différentes échelles auxquelles ont été observées des circulations de fluides (d'après Ledésert, 1993) : échelle micrométrique (lame mince : matière organique et minéraux néoformés au sein des minéraux primaires) ; échelle métrique : éponte altérée, analogue naturel 3D ; échelle hectométrique (mêmes remplissages hydrothermaux tout au long du forage) ; échelle kilométrique de l'échangeur (fluides sédimentaires et matière organique trouvés dans le granite, 1000 m plus bas).

Fig. 7. — Schematic representation of the scales of observation of fluid flows (from Ledésert, 1993) : microscopic scale (thin section : organic matter and neoformed minerals within the primary minerals) ; metric scale (natural analogous 3-dimensional system, porous altered wallrocks) ; hectometric scale (identical hydrothermal fillings all along the drill hole) ; thermal exchanger kilometric scale (organic matter and sedimentary fluids in the granite, 1000 m deeper).

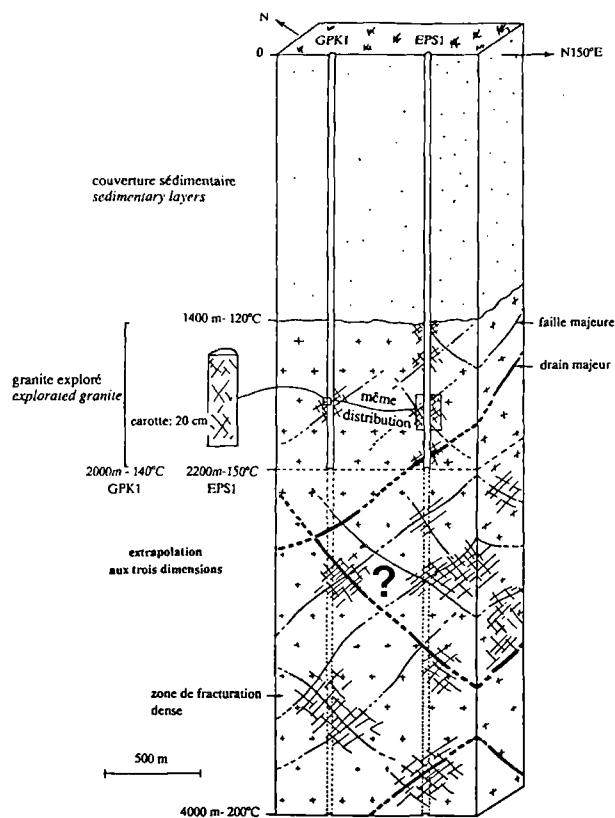


Fig. 8. — Extrapolation de l'ensemble des résultats (échelle micrométrique à hectométrique) au volume de l'échangeur (échelle kilométrique), d'après Ledésert (1993). L'analyse fractale des fractures du forage EPS 1 permet d'extrapoler le réseau de fractures à des profondeurs plus importantes, sur une verticale. L'analyse fractale des petites fractures d'une carotte du forage GPK 1 permet d'extrapoler latéralement le réseau de fractures étudié. Plusieurs zones de fracturation dense sont à prévoir jusqu'à 4000 m. Seuls 2 ou 3 drains majeurs sont susceptibles d'être rencontrés.

Fig. 8. — Extrapolation of the overall results (micrometric to hectometric scale) to the volume of the thermal exchanger (kilometric scale), from Ledésert (1993). Fractal analysis of fractures in EPS 1 borehole allows to extrapolate the network to greater depths. Fractal analysis of small fractures on a core piece (carotte) sampled in GPK 1 drill hole allows a lateral extrapolation since the same distribution of fractures (même distribution) is observed in the 2 boreholes. As a result, the fracture network can be extrapolated to the 3 dimensions of space (extrapolation aux trois dimensions). Several high fracture density zones (zone de fracturation dense) containing major faults (faille majeure) are expected up to a 4000 m depth. Only 2 or 3 major drains (drain majeur) might be found.

Des mesures micro thermométriques sur inclusions fluides dans les quartz ont montré que cette zone a été soumise à l'action de deux fluides :

- un fluide de salinité inférieure à celle de l'eau de mer et de température comprise entre 150 et 260°C, responsable de la dissolution des quartz magmatiques lors de l'ouverture du graben à l'Oligocène ;

- un fluide de salinité égale à plus de deux fois celle de l'eau de mer et de température comprise entre 150°C et 250°C. Ce fluide présente des caractéristiques similaires au fluide circulant actuellement dans cette zone et dans la couverture sédimentaire (Pauwels *et al.*, 1993).

L'utilisation du code de calcul EQ 3/6 (Wolery and Davaler, 1990) a montré que le fluide salé aurait permis la précipitation de tosudite à 250°C (Ledésert *et al.* ; note présentée à *Geochim. Cosmochim. Acta*). Une chute de température de 250° à 150°C aurait ensuite entraîné la précipitation d'illite et de calcite. Ces circulations ont vraisemblablement débuté dans la période post-Oligocène et continueraient actuellement, la forte salinité de ces fluides étant acquise lors de la traversée des horizons salifères du Trias et de l'Oligocène.

V.- CONCLUSION : APPORTS DE CETTE ÉTUDE AU CONCEPT RCS

L'étude de l'analogie naturel a montré que les grandes fractures sont les plus conductrices, même lorsqu'elles sont peu interconnectées. Les fractures les plus importantes du granite de Soultz sont environnées d'une large auréole altérée. Elles sont groupées dans des zones d'intense fracturation. Dans ces zones, les fluides sont susceptibles de circuler suivant les plans de fractures réactivés ainsi que dans le milieu poreux tridimensionnel des épontes.

La zone altérée étudiée correspond à un drain majeur, seul de son espèce dans les 800 premiers mètres du granite. Ses épontes sont rendues poreuses par des cristallisations de minéraux argileux, ce qui leur confère des propriétés de réservoir. Des fluides y circulent actuellement, indiquant que cette porosité est interconnectée. La présence de matière organique typiquement sédimentaire dans ces épontes indique l'existence de connexions à longue distance, par l'intermédiaire des fractures, entre le granite et son milieu environnant.

Des témoins de circulations de fluides sont donc observés (fig. 7) à toutes les échelles (Ledésert, 1993).

L'analyse géométrique et fractale des fractures observée sur les 800 premiers mètres du granite permet l'extrapolation du réseau au volume de l'échangeur (fig. 8). Cet outil prédictif est appréciable car les forages réalisés pour le projet dans l'avenir ne seront vraisemblablement pas carottés. L'investigation du réseau de fractures et des propriétés physico-chimiques du granite ne seront donc possibles que de façon indirecte.

Remerciements. — Ce travail a pu être mené à bien grâce à l'aide enthousiaste de A. Meunier (Univ. Poitiers), A. Genter (BRGM, Orléans), Y. Benderitter (CNRS, Garchy), J. Dubois (Univ. Jussieu, Paris), G. Berger (Univ. Paul Sabatier, Toulouse), H. Bril (Univ. Limoges), J. Joffre et A. Amblès (Univ. Poitiers), P. Patrier, A. Bouchet, et F. Rassineux (ERM, Poitiers). Qu'ils en soient très vivement remerciés!

BIBLIOGRAPHIE

BADRI A., TOUCHARD G., VELDE B., BADRI SAHEL A. & BORZEIX J. (1994). — Image processing software for fractal analysis of fractures in rocks, *Proc 6ECS Prague 1993, Acta Stereol.* 13/1, 183-188.

GENTER A. & TRINEAU H. (1992). — Borehole EPS 1, Alsace, France: preliminary geological results from granite core analysis for HDR research, *Scient. drilling*, 3, 205-214.

- GENTER A., TRINEAU H., DEZAYES Ch., ELSASS Ph., LEDÉSERT B., MEUNIER A. & VILLEMEN Th. (1995). — Fracture analysis and reservoir characterization of the granitic basement in the HRD Soultz project (France), *Geotherm. Sci. & Tech.*, 4 (3), 189-214.
- GREEN A.S.P. (1993). — Review of HDR technology summary report, RTSU G164-P2, CSM associates Ltd, 140 p.
- LEDÉSERT B. (1993). — Fracturation et paléocirculations hydrothermales. Application au granite de Soultz-sous-Forêts, Thèse de l'université de Poitiers (France), 219 p..
- LEDÉSERT B., DUBOIS J., VELDE B., MEUNIER A., GENTER A. & BADRI A. (1993 a). — Geometrical and fractal analysis of a three-dimensional hydrothermal vein network in a fractured granite, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 56, 267-280.
- LEDÉSERT B., DUBOIS J., GENTER A. & MEUNIER A. (1993 b). — Fractal analysis of fractures applied to the Soultz-sous-Forêts Hot Dry Rock geothermal program, *J. Volc. Geotherm. Res.*, 57, 1-17.
- LEDÉSERT B., JOFFRE J., AMBLÈS A., SARDINI P., GENTER A. & MEUNIER A.. — Organic matter in the Soultz HDR granitic thermal exchanger (France): natural tracer of fluid circulations between the basement and its sedimentary cover, *J. Volc. Geotherm. Res.* (submitted).
- LEDÉSERT B., BERGER G., MEUNIER A., BRIL H., GENTER A. & BOUCHET A.. — Hydrothermal alteration as a tool for the study of paleocirculations of fluids in the Soultz-sous-Forêts granite (Hot Dry Rock research program, Alsace, France), *Geochim. Cosmochim. Acta* (submitted).
- PAUWELS H., FOUILLAC C. & FOUILLAC A.M. (1993). — Chemistry and isotopes of deep geothermal saline fluids in the Upper Rhine Graben: origin of compounds and water-rock interactions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 2737-2749.
- TRINEAU H., GENTER A., CAUTRU J.P., FABRIOL H. & CHEVREMONT P. (1991). — Petrography of the granite massif from drill cutting analysis and well log interpretation in the geothermal HDR borehole GPK 1 (Soultz, Alsace, France), *Geotherm. Sci. and Tech.*, 3 (1-4), 1-29.
- VELDE B., DUBOIS J., TOUCHARD G. & BADRI A. (1990). — Fractal analysis of fractures in rocks: the Cantor's dust method, *Tectonophysics*, 179, 345-352.
- WOLERY T.J. & DAVELER S.A. (1990). — EQ6, a computer program for reaction path modeling of aqueous geochemical systems: user's guide and documentation. Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, UCRL-reports.

L'EFFET D'ECHELLE SUR LE COMPORTEMENT HYDRODYNAMIQUE ET HYDRODISPERSIF DE L'AQUIFERE CRAYEUX: APPORTS DE L'ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE.

The scale effect in the hydrodynamic and hydrodispersive behaviour of the chalk aquifer.
contribution of morphostructural analysis

par Pierre BRACQ(*).

La craie crétacée s'étend sur près du 1/5 de la superficie totale de la France (fig. 1), tout en affleurant que sur 1/8, dans la moitié nord du pays. Cette large auréole du bassin de Paris rejoint au Nord le bassin de Mons en Belgique. Le

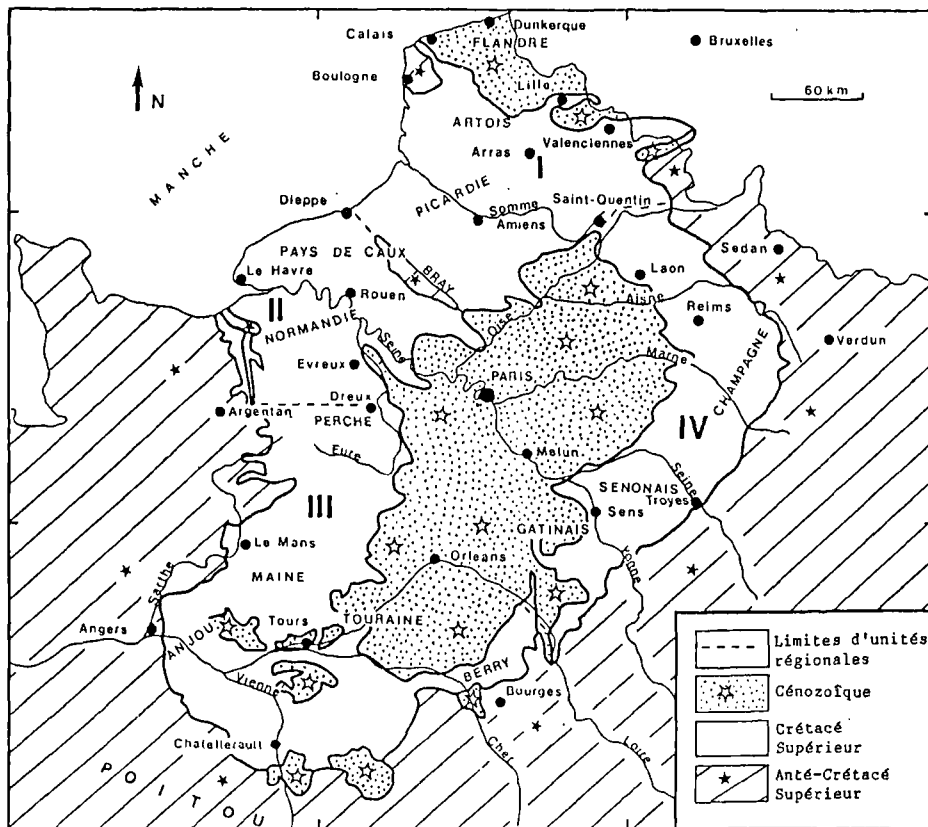


Fig. 1. — Carte de localisation des unités étudiées, (Bracq, in Crampon *et al.*, 1993).

Fig. 1. — The distribution of the chalk in the Paris basin in northern France.

(*) Université du Littoral, Centre Universitaire de la Mi-Voix, 50 rue F. Buisson BP 699, 62 228 Calais.
Recherches effectuées (thèse de Doctorat, 1992) au sein de la J.E 231, Hydrogéologie, Structure et matériaux des milieux carbonatés.

développement du faciès crayeux au Crétacé supérieur n'est pas constant: selon les régions, les variations latérales de faciès peuvent engendrer une disposition multicouche de l'aquifère, par ailleurs affecté de plis et de failles qui, avec les axes drainants des principales vallées, le découpent en systèmes quasi indépendants. Mais le caractère essentiel de ce milieu carbonaté reste sa double porosité: porosité matricielle élevée d'une roche en elle-même très peu perméable et porosité faible d'un milieu fissural et sectoriellement karstique, dans lequel les perméabilités élevées permettent une exploitation de ressources considérables et d'intérêt vital. En effet pour certaines régions la nappe de la craie est parfois l'unique possibilité d'alimentation en eau. La ressource naturelle renouvelable est estimée à plus de 10 milliards de m³ par an en moyenne pour une exploitation de l'ordre d'un milliard de m³.

Dans une première partie, les caractères généraux de l'aquifère crayeux sont décrits : à l'échelle du bassin de Paris, la majorité des écoulements de la nappe de la craie se dirigent vers la mer uniquement grâce au réseau hydrographique drainant la partie supérieure des affleurements crayeux (fig. 2). Une autre partie des écoulements vers la mer est assurée par de nombreuses sources littorales dont le débit, parfois important, a entraîné leur captage par les collectivités, notamment en Normandie. Mais il existe également un écoulement diffus tout au long des falaises crayeuses littorales. Globalement l'aquifère crayeux peut être qualifié de pelliculaire, son épaisseur représentant le millième de son extension Nord-Sud. A cette échelle la nappe de la craie apparaît homogène et c'est cette considération qui prévaut à l'échelle régionale lors de l'établissement de modèles prévisionnels, dans lesquels l'aquifère crayeux est représenté par un milieu poreux homogène et continu.

Mais cette conception devient en fait plus discutable lorsque l'on passe à une échelle plus sectorielle (hectométrique), et même à l'échelle régionale. En effet la craie est un milieu très poreux (porosité de l'ordre de 40%) mais finalement peu perméable, en l'absence de fractures, elle est donc aquiclude. Le matériau crayeux n'est aquifère que si il est suffisamment fissuré. A l'affleurement il est affecté par un réseau dense de microfissures peu ouvertes mais interconnectées entraînant un écoulement, d'ensemble de la nappe, lent et capacitif, de milieu quasi poreux. Sous recouvrement tertiaire épais, peu perméable, la nappe de la craie perd rapidement de son intérêt, en effet ce type de fissuration tend à disparaître d'où une diminution conséquente des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère. La craie est également affectée par un réseau de fractures plus lâches, plus développées (mésofracturation), plus ouvertes mais beaucoup moins interconnectées, assurant un écoulement fissural rapide d'une partie de l'eau de sa nappe. C'est aussi à cette échelle d'observation que l'on peut rattacher les écoulements de type karstique qui assurent des transferts ou des transports à grande vitesse et parfois sur de longues distances. Failles et karsts sont des vecteurs potentiels de matières polluantes soit à partir de la surface du sol vers la nappe de la craie soit au sein même de la nappe vers des captages d'alimentation en eau potable, le danger résidant surtout dans le fait que les entrées et les sorties de ces systèmes sont en général peu connues.

Le milieu crayeux révèle son anisotropie, voire son hétérogénéité suivant les variations de faciès qui en font un aquifère multicouche. Ces différentes considérations font de la perception et de la compréhension des écoulements de la craie un sujet très complexe qui a souvent fait l'objet de

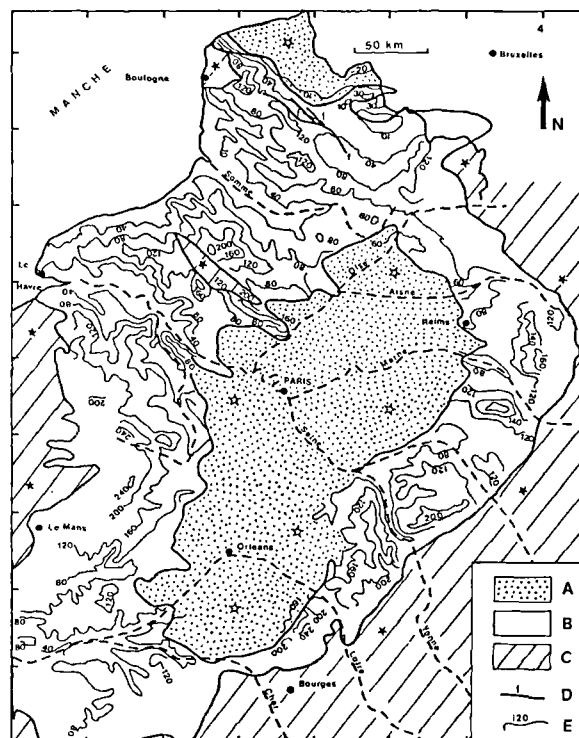


Fig. 2. — Carte piézométrique générale de la craie du bassin de Paris (Bracq & Delay, in Crampon et al, 1993); A : Tertiaire, B : Crétacé supérieur, C : anté-Crétacé supérieur, D : faille, E : courbe piézométrique.

Fig. 2. — Groundwater levels in the unconfined chalk of the Paris basin in metres relative to sea level; A : Cenozoic, B : Upper Cretaceous, C : older than Upper Cretaceous, D : fault, E : potentiometric curve.

simplifications, parfois trop rapides. Comment par exemple intégrer les effets de la faille de Pernes sur la configuration piézométrique (décalage vertical de part et d'autre de la faille de l'ordre de 60 m au maximum) à l'échelle de la région Nord-Pas-de-Calais, sur la base d'un milieu poreux équivalent. Cette remarque est valable à tous les niveaux même si l'influence des failles est moins spectaculaire que dans ce dernier cas. On peut également évoquer le problème de la concordance entre les bassins versants hydrographiques (et topographiques) et les bassins de drainage souterrain. Souvent à une échelle d'investigation globale on a considéré et on considère encore les deux bassins comme étant superposables et lorsqu'ils ne le sont pas cela reste, presque encore, du domaine de l'anecdote.

Ces observations se retrouvent lorsque l'on étudie l'hydrochimie de la nappe de la craie à l'échelle du bassin de Paris. On découvre des zones fortement polluées, soit par les nitrates, les sulfates ou les chlorures (fig. 3 et 4), cotoyants des secteurs où les concentrations de ces divers éléments chutent brutalement. Il est bien évident qu'il doit exister un transport suivant des directions préférentielles, soit par l'intermédiaire de failles, soit suivant les réseaux karstiques, mais cela ne peut se démontrer qu'à l'échelle locale.

La variabilité des paramètres décrits fait qu'à partir d'une certaine échelle on ne peut plus considérer l'aquifère crayeux comme un milieu poreux homogène et continu. La porosité de la craie varie entre 15 et 45%, la conductivité hydraulique entre 10⁻¹⁰ et 10⁻³ m/s, la transmissivité entre 10⁻⁵ et

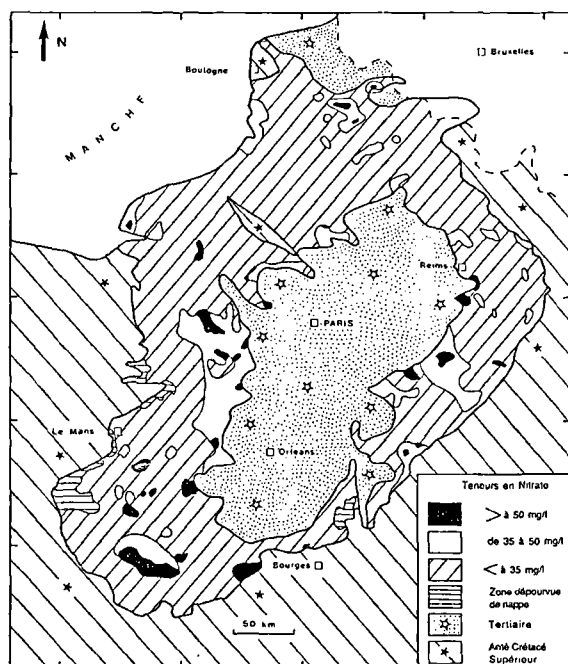


Fig. 3. — Carte de synthèse des teneurs en nitrates dans le bassin de Paris (Bracq, in Crampon *et al*, 1993).

Fig. 3. — Distribution of nitrate in groundwater in the chalk of the Paris basin.

10^{-1} m²/s, le débit spécifique entre 0,1 et 1000 m³·h⁻¹·m⁻¹, le coefficient d'emmagasinement entre 10⁻⁴ et 10⁻³ en nappe captive et jusqu'à 10% en vallée, la productivité qui peut varier de 10 à 1000 m³/h, la vitesse effective d'écoulement, hors système karstique, entre quelques dizaines de mètres et quelques kilomètres par an et enfin la dispersivité longitudinale et transversale qui varient également. Ces valeurs vont changer en fonction du faciès de la craie, de l'intensité de la fissuration ou de la fracturation, de la situation topographique, de l'existence ou non d'un recouvrement et de sa nature lorsqu'il existe... A partir de ces considérations l'effet d'échelle existe entre le forage et ce qu'il y a au-dessus c'est-à-dire la surface ou l'échelle à laquelle on gère un système aquifère qu'elle qu'en soit l'étendue.

Il faut souligner, lorsqu'on parle de l'effet d'échelle, qu'on considère souvent cet effet comme un ensemble d'observations et de tentatives de corrélations sur des surfaces de plus en plus réduites (passage parfois du bassin de Paris à un secteur de quelques km²). Cela correspond à une approche en deux dimensions mais cette méthode est relativement limitée car on ne peut que nuancer les propos tenus de manière générale sur une surface plus étendue.

Par contre à l'échelle du forage apparaît une bien plus grande variabilité des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère crayeux et de la matrice (*s.l.*), nous intégrons cette fois une nouvelle dimension qui est la profondeur, c'est à ce niveau que se rencontrent les plus grandes différences pour des forages parfois très proches, d'où les difficultés rencontrées lors de l'établissement de modèles. La quatrième dimension intervenant dans cette étude est celle du temps surtout en ce qui concerne l'hydrochimie, et donc la pérennité de la qualité des réserves en eau. Elle intervient également sur la vitesse, de renouvellement des réserves, de transport dans les réseaux karstiques ou faillés...

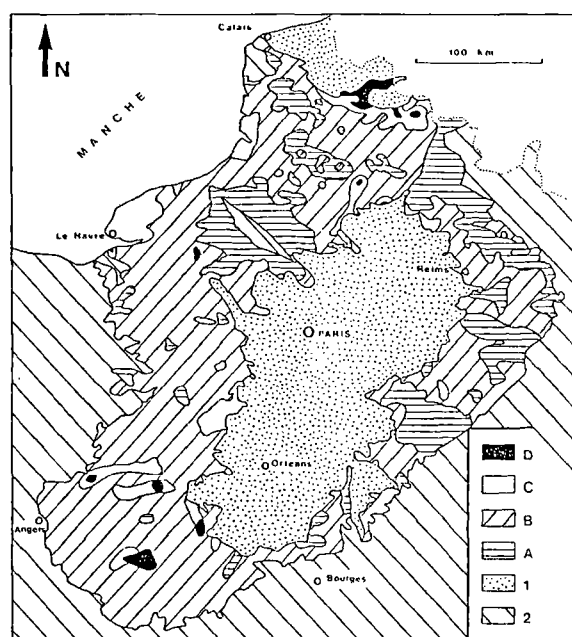


Fig. 4. — Carte de synthèse des teneurs en chlorures dans le bassin de Paris (Bracq, in Crampon *et al*, 1993); A : < 15 mg/l, B : de 15 à 30 mg/l, C : de 30 à 50 mg/l, D : > 50 mg/l, 1 : Tertiaire, 2 : anti-Créacé supérieur.

Fig. 4. — Distribution of chloride in groundwater in the chalk of the Paris basin; A : < 15 mg/l, B : 15-30 mg/l, C : 30-50 mg/l, D : > 50 mg/l, 1 : Cenozoic, 2 : pre-Upper Cretaceous rocks.

A l'échelle du bassin de Paris jusqu'au secteur de quelques km², des hypothèses simplificatrices permettent l'établissement de modèles mais à l'échelle de l'affleurement tous ces paramètres interfèrent. L'étude de l'effet d'échelle montre qu'il existe une gradation spatio-temporelle de la complexité des paramètres de l'aquifère crayeux ce qui rend difficile, à l'heure actuelle, l'intégration d'observations ponctuelles dans un schéma global.

Dans la deuxième partie, les conditions générales ou locales d'écoulement sont appréhendées par l'analyse morphostructurale. Les informations apportées par cette analyse sont en fait complémentaires de celles que peuvent fournir les mesures de fracturations sur les affleurements ou les analyses de photos aériennes ou satellitaires. Cette constatation a été faite de nombreuses fois et pour des régions différentes, par exemple, par Salperwyck (1990) pour le Jura et par Razack (1984) pour le Sud de la France. Les avantages indéniables que présente l'analyse morphologique sont le nombre d'éléments disponibles (200 000 segments digitalisés qui représentent 1 600 000 informations en 1995) et leur précision (saisie effectuée au 1/25 000, fig. 5) ce qui permet, grâce aux logiciels informatiques, de travailler à toutes les échelles.

L'acquisition des données morphologiques n'aurait pu se faire sans l'aide de l'outil informatique, ce qui a abouti à la création de logiciels spécifiques (Delay *et al*, 1991, 1992; Delay & Bracq, 1993). Mais il a fallu vérifier sur le terrain la validité des objets que nous prenons en compte. De ce point de vue, les résultats sont très probants, nous pouvons affirmer qu'une partie au moins des rideaux est d'origine naturelle bien que les conditions ayant présidé à leur genèse soient encore assez obscures. Quant aux vallées dissymétriques, de

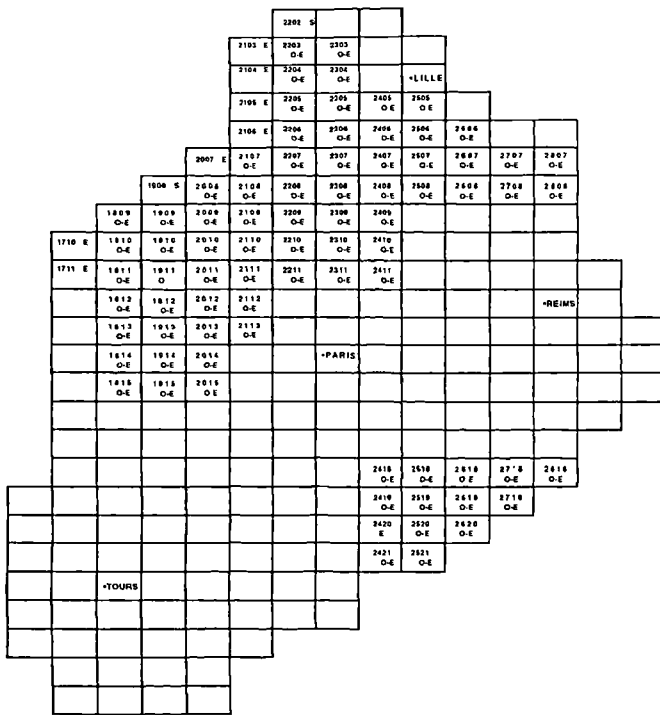


Fig. 5. — Schéma d'assemblage des cartes topographiques à 1/25 000 de l'Institut Géographique National sur le bassin de Paris. Les cartes digitalisées sont référencées par leur numéro (exemple : 2305 Ouest et Est).

Fig. 5. — Schematic representation of topographic maps at 1/25 000 scale on the Paris basin. Each digitalised map is referenced with its number (example : 2305 West and East).

nouvelles observations de terrain confirment que ces dernières pourraient avoir, pour origine, une activité tectonique récente. L'érosion n'a pu jouer pleinement son rôle mais elle a certainement contribué au maintien de cette dissymétrie sans être à l'origine de la genèse de ces vallées. Les failles responsables de leur formation sont situées vers le sommet du versant le plus raide.

Un autre problème s'est posé au cours de nos travaux, celui de l'effet d'échelle sur la représentativité des éléments morphologiques (talwegs et rideaux). En fait, il semble que la meilleure surface à prendre en compte, pour la construction d'un histogramme, doit comporter entre 30 et 100 éléments de traits morphologiques. La notion de Surface Élémentaire Représentative (S.E.R) peut se définir comme la surface susceptible de contenir le minimum d'informations permettant l'établissement d'une rosace de directions qui soit significative et dont la signification ne s'altère pas ou peu lorsqu'on augmente la surface prise en compte. A partir du moment où l'information s'altère, c'est-à-dire que, dans un cas extrême, sur un histogramme l'ensemble des directions est représenté avec le même pourcentage, on atteint alors la limite supérieure de la S.E.R. Mais il faut également tenir compte du nombre d'éléments présents, si la densité de linéaments est élevée, la S.E.R peut être réduite, par contre si elle est faible alors la S.E.R sera étendue. La notion de S.E.R est donc tributaire non pas d'une surface régulière et immuable mais de la quantité d'informations qui y est portée, donc en définitive du secteur considéré.

Dans la troisième partie, nous avons montré que l'étude des directions d'écoulement de la nappe de la craie ou le choix d'un site pour l'implantation d'un forage, grâce aux éléments morphologiques, ne pouvait se faire qu'à grande échelle. A plus petite échelle, les informations sont beaucoup trop générales mais permettent, toutefois, la reconnaissance de linéaments à développement déca-kilométriques à hecto-kilométriques (fig. 6).

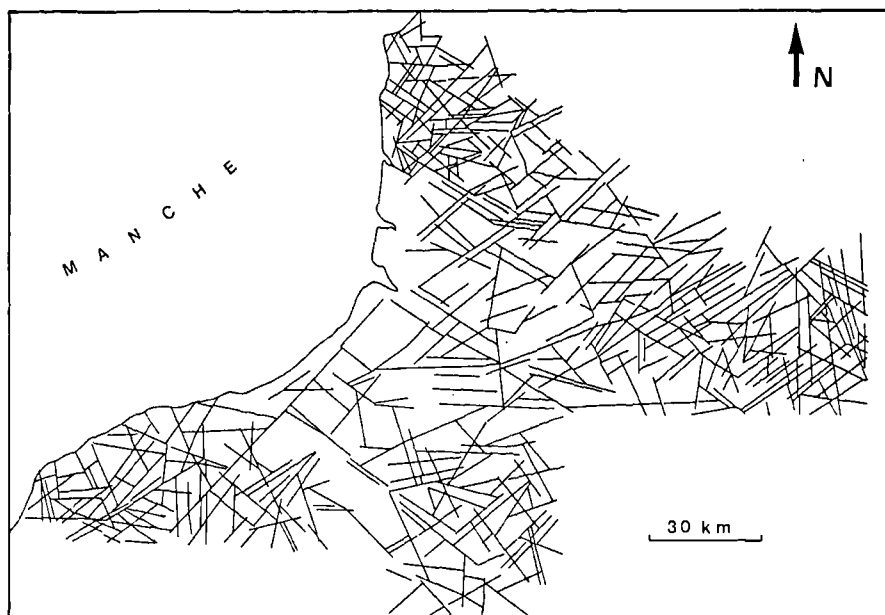


Fig. 6. — Structure linéamentaire du Nord-Ouest du bassin de Paris par l'analyse du réseau hydrographique.

Fig. 6. — Structural map of the North-West Paris basin by hydrographic network analyse.

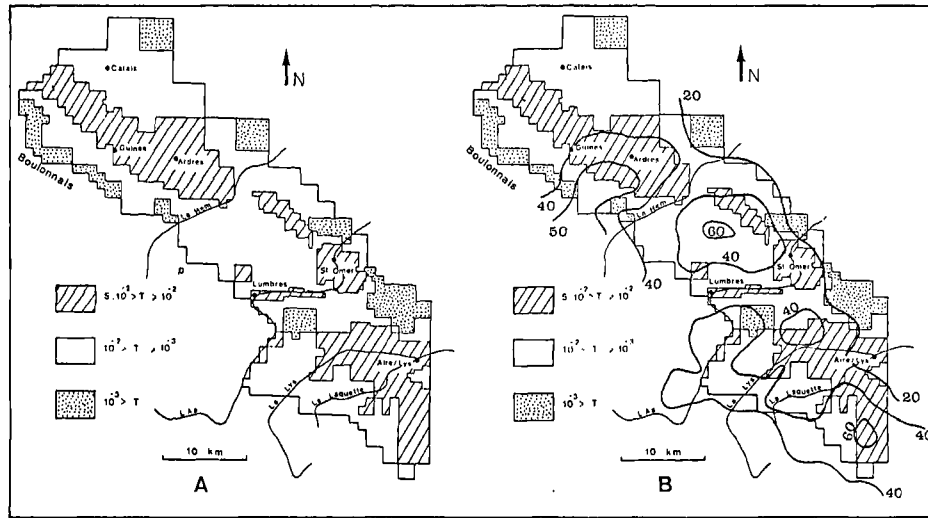


Fig. 7. — A : Carte des transmissivités obtenues grâce à un modèle hydrodynamique (Beckelynyck, 1981, adaptée). B : Superposition des courbes de fréquence krigée et de la carte des transmissivités, les correspondances entre les zones à forte fréquence et à forte transmissivité sont significatives.

Fig. 7. — A : Map of the transmissivities obtained with a groundwater flow model (Beckelynyck, 1981, adapted). B : Kriged contour map of the frequencies of morphological features superimposed to the transmissivity values. Note the general spatial correlation between high transmissivity areas and high frequencies of morphological features.

Compte tenu des observations faites précédemment (définition de la Surface Élémentaire Représentative et du pas de maille) on ne peut intégrer dans cette démarche (krigeage des données morphologiques et comparaison avec les valeurs de transmissivité) que des secteurs relativement peu étendus, de l'ordre de 1000 à 2000 km² (fig. 7) ce qui correspond tout de même à une échelle d'investigation moyenne située entre l'échelle de détermination des linéaments morphostructuraux et celle de détermination d'un état de fracturation sur une surface de quelques dizaines de km² et des directions préférentielles d'écoulement. Chaque échelle permet de prendre en compte certaines informations qui sont en fait complémentaires et qui concourent à une meilleure compréhension du comportement de l'aquifère crayeux. Toutefois, l'analyse du comportement hydrodynamique de la nappe de la craie et de ses relations avec les données morphostructurales, à l'échelle du Nord-Ouest du bassin de Paris, n'est pas possible, ou ne permet pas de préciser les observations générales effectuées au cours de la première partie du mémoire.

Nous avons également appliqué l'analyse morphostructurale sur un substrat autre que la craie et montré qu'il y avait de bonnes correspondances, cette démonstration était nécessaire si on ne voulait pas restreindre le champ d'application des logiciels et de l'analyse morphostructurale au domaine crayeux.

Dans la quatrième partie nous avons étudié des exemples locaux.

L'analyse morphostructurale a permis d'identifier, dans le cas du traçage d'Escalles (Boulonnais), des directions potentielles et préférentielles (directions déduites de l'orientation majeure des talwegs et des rideaux) d'écoulements des eaux souterraines qui ont été confirmées par les données du traçage, comme ce fut le cas dans les calcaires paléozoïques de l'Avesnois (Carlier, 1983; Crampon *et al*, 1987). Une autre expérience de traçage a été réalisée

dans la région des Andelys (Sud-Ouest de Rouen) et les éléments en notre possession (Bracq *et al*, 1995) montrent un contrôle indéniable de la morphostructure sur les directions d'écoulement.

Nous avons appliqué cette méthodologie sur le haut bassin des sources de la Lys (Artois) ce qui nous a permis de valider un concept nouveau (Bracq *et al*, 1992), celui de "casier hydrogéologique" (fig. 8). Ce dernier comporte des limites latérales correspondant à des failles, une limite inférieure matérialisée par un imperméable quelconque et une limite supérieure qui est dans ce cas l'altitude à partir de laquelle l'eau passe d'un "casier" à l'autre. Cette limite supérieure peut être liée à l'altération plus ou moins prononcée des zones faillées près de la surface topographique. Cette démarche ne prétend pas répondre de façon exhaustive à tous les cas, mais pourrait permettre une approche nouvelle dans la connaissance du fonctionnement de l'aquifère crayeux en relation avec une structuration tectonique parfois très récente.

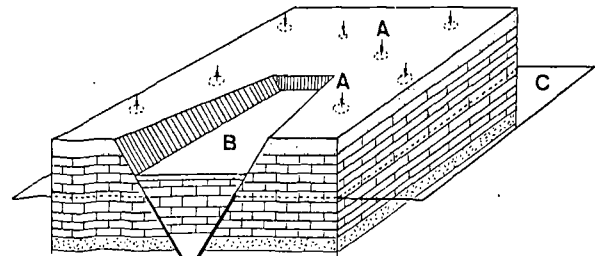


Fig. 8. — Schéma de présentation du concept de casier hydrogéologique; A : doline, B : bloc effondré, C : niveau piézométrique.

Fig. 8. — Schematic representation of "hydrogeologic casier"; A : sinkhole; B : sinked bloc C: piezometric level.

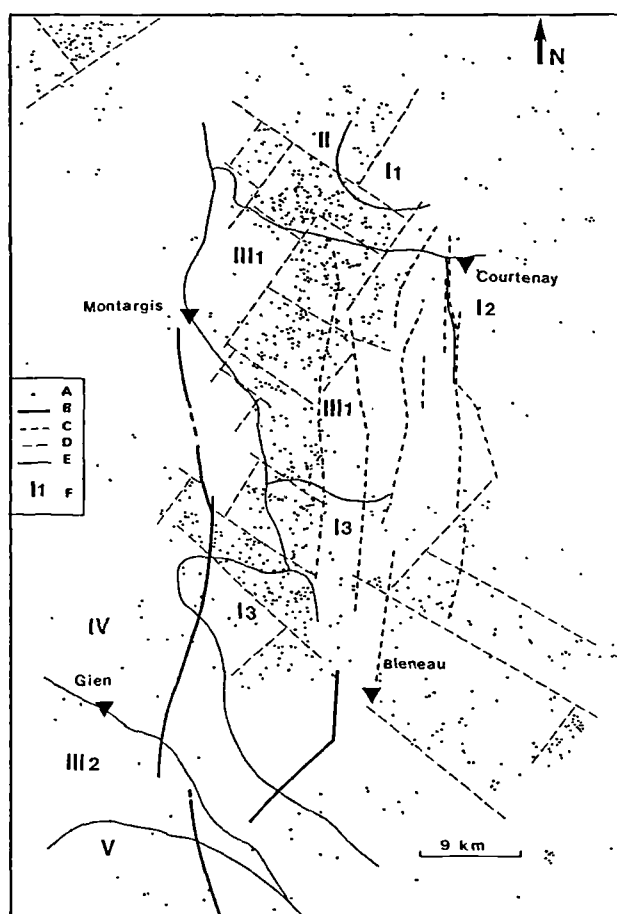


Fig. 9. — Carte de synthèse; A : dolines, B : faille reconnue sur le terrain, C : faille reconnue par forage, D : limite de zone à forte densité de dolines, E : limite de secteur hydrogéologique, F : secteur hydrogéologique (Lasne, 1992).

Fig. 9. — Synthesis map; A : sinkhole, B : fault recognised on field, C : fault recognised by borehole, D : boundaries of high density sinkhole, E : boundaries of hydrogeologic area, F : hydrogeologic area.

Les résultats de l'analyse morphostructurale du Gâtinais (SE du bassin de Paris) sont confrontés aux travaux réalisés par Lasne (1992) à partir de l'analyse statistique des productivités des forages ce qui permet de préciser et de valider la méthode que nous avons développée.

La figure 9 synthétise l'ensemble des informations issues des deux approches et permet de définir de manière plus précise le découpage proposé par Lasne (1992). L'analyse poussée des éléments morphologiques permettrait la définition de secteurs à forte probabilité pour la réussite des forages d'eau même dans des zones considérées comme très défavorables actuellement.

Les observations que nous avons effectuées sur Escalles, les Sources de la Lys et le Cambrésis permettent d'envisager l'existence de phénomènes karstiques dans le Nord de la France. Une autre approche, à partir de l'étude de la répartition des dolines et des creuses, comparée au Gâtinais, confirme également cette idée. Les nouveaux éléments que nous avons examinés montrent que l'activité karstique pourrait être relativement ancienne mais qu'elle se poursuit de différentes manières de nos jours.

Une des applications possibles de ces travaux est la prospection de ressources en eau. En effet, de nombreux auteurs ont mis en évidence les relations entre le développement des réseaux de failles ou de fractures et les possibilités de débits des ouvrages implantés dessus. Les écoulements souterrains ont été et sont conditionnés par l'activité tectonique qui engendre des affaissements ou des remontées de blocs homogènes et crée des limites plus ou moins étanches ou à perméabilité plus faible (casier hydrogéologique). Ceci entraîne une réorganisation des écoulements qui tendent vers une hiérarchisation ("état d'équilibre") pouvant englober plusieurs éléments (casiers), cet assemblage conduirait à la formation d'un système stable qui correspondrait à la définition des systèmes hydrogéologiques.

Les différentes approches utilisées au cours de ce travail concourent à une meilleure compréhension de l'aquifère crayeux, même si quelques unes semblent n'avoir que peu de rapport avec l'hydrogéologie elles restent néanmoins nécessaires. On ne peut prétendre connaître l'hydrogéologie de manière globale sans essayer de comprendre pourquoi certaines morphologies ou faits existent ou n'existent plus et quelles seront les évolutions de certains paramètres de l'aquifère crayeux ou par exemple des ressources en eau.

BIBLIOGRAPHIE

- BECKELYNCK J. (1981). -Traitement régionalisé des paramètres contribuant à la gestion des nappes. Application à la modélisation de la nappe de la craie dans le bassin de l'AA et de la moyenne LYS. Thèse 3ème cycle, Univ. Lille I, 132 p.
- BRACQ P, COLBEAUX J.P, MAQSOUD A, DELAY F. et CRAMPON N. (1992).-Vers une nouvelle définition du concept de bassin versant en pays crayeux fracturé à partir de l'étude hydrogéologique du système aquifère des Sources de la Lys: 5ème coll. "Hydro. en Pays Calcaire", Proceedings, Neuchâtel, Suisse, Ann. Sc. Univ. Besançon, 1, pp 77-87.
- BRACQ P, CRAMPON N, LÉBOULANGER T, COLBEAUX J-P, HANICH L, MAQSOUD A et DZIKOWSKI M. (1995).-Analyse morphostructurale et piézométrie générale : des divergences? Application par traçage aux Andelys (Eure); (soumise à Hydrogéologie).
- CARLIER E. (1983). -Influence de la fracturation sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif des calcaires paléozoïques de l'Avesnois (Nord). Thèse 3ème cycle, Lille, 224 p.
- CRAMPON N, CARLIER E, COLBEAUX J.P, DROZ B. et LEMPEREUR R. (1987).-Guides structuraux de l'écoulement souterrain dans les formations paléozoïques carbonatées de l'Avesnois (Nord de la France). Bull. Soc. Géol. France, (8), t III, n°4, pp 783-796.
- CRAMPON N, ROUX J.C. et BRACQ P. avec la collaboration de DELAY F, LEPILLER M, MARY G, RASPLUS L. et ALCAYDE G. (1993).-Hydrogeology of the chalk in France. In "Hydrogeology of the Chalk of North-West Europe". Oxford University Press, pp113-152.

- DELAY F, BRACQ P. et de MARSILY G. (1991).-Traitement informatisé de linéaments morphostructuraux. Mise en oeuvre et perspectives d'application à l'Hydrogéologie. Séance spécialisée "Objets géologiques", *Soc. Géol. France.*, International stereology soc., sp. vol., Paris, pp 21-24.
- DELAY F, BRACQ P. et COLBEAUX J.P. (1992).-Cartographie numérique de linéaments morphostructuraux; exemple d'application à l'Hydrogéologie de la craie du Nord de la France. *Bull. Soc. géol. France.*, 163, 3, pp 345-352.
- DELAY F et BRACQ P. (1993).-A vectorial method for the study of the spatial distribution or morphological features applied to the needs of hydrogeology, *Computers & Geosciences.*, Vol. 19, No. 7, pp. 965-980.
- LASNE E. (1992). Etude de la structure et du fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique d'un système hydrologique karstique en milieu crayeux. Conceptualisation et modélisation de ce milieu à triple porosité. Exemple du système des Trois-Fontaines, Saint-Loup-de-Genois, Loiret. Thèse, Univ. Orléans, 437 p.
- RAZACK M. (1984).-Application des méthodes numériques et statistiques à l'identification des réservoirs fissurés carbonatés en hydrogéologie. Thèse Doc. Etat. Univ. Montpellier II, 384 p.
- SALPERWYCK M. (1990).-Structure et réponses hydrochimiques d'un système karstique de plateau (bassin des reculées de la Seille, Jura). *Ann. Sc. Univ. Besançon.*, Mém. hors série n°10, 242 p.

ENGLISH VERSION

In France, the Upper Cretaceous chalk stretches on almost 1/5 from the total area (fig. 1), while cropping out only on 1/8, in the north part of the country. This Paris basin wide ring links up, in the north, with the Mons basin in Belgium. The development of the Upper Cretaceous chalky facies is not homogeneous : depending on the areas, the lateral facies variations can bring the aquifer to a multi-layered state, moreover with folds and faults which, with the drainage axes of the main valleys, parcel it out into almost independent systems. But the main feature of this carbonate environment is its double porosity : high matrix porosity of a rock which is itself less permeable and low porosity of a fissured and sometimes karstic media in which high permeabilities (hydraulic conductivities) make it possible an exploitation of considerable resources and of vital interest. Indeed, for some areas, the chalk aquifer is sometimes the single possibility in water supplying. The renewable natural resource is estimated at more than 10 billion m³ per year on average for an exploitation estimated at 1 billion m³.

The main features of the chalky aquifer are described in the first part : on the Paris basin scale, most of the outflows from the chalk aquifer, go towards the sea only by the hydrographic network draining the top of the chalky outcrops (fig. 2). An other part of the outflows going to the sea is provided by a lot of littoral springs among which, particularly in Normandy, some of them were caught by local communities for water supply due to their sometimes considerable flow rate. But it also exists a diffuse outflow alongside the chalky littoral cliffs. Globally, the chalky aquifer could be qualified as pellicular as its thickness only equals the thousandth of its North-South spreading. On that scale, the chalk aquifer seems homogeneous and it is this consideration which is taken into account on regional scale when establishing forecast models in which the chalk reservoir is represented by a porous but homogeneous and continuous medium.

But this notion is all the more debatable especially on a sector-based scale but also on the regional scale. The chalk is in fact a very porous medium (porosity of 40% high) but finally less permeable when there no fractures : it is then aquiclude. The chalky material only becomes aquifer if it is enough fissured. When cropping out, it present a dense network of very small fractures which are a little opened but interconnected together, leading to a slow and of some capacity overall streamflow of the water table, from a near-porous medium.

Under thick, but less permeable tertiary covering, the aquifer quickly becomes of no interest as this kind of fissures tends to disappear, hence a considerable decreasing of the

aquifer hydrodynamic features, more developed (mesofracturation), more opened but far less interconnected, providing a quick flow in fracture of a part of the groundwater. It is also on this observation scale that it is possible to link together the karstic outflows which provide transfers or transports at high speed and sometimes on long distances. Faults and karsts are potential carriers for polluting matters either from the ground surface to the aquifer or inside the aquifer itself to sources of drinking water supply; the risk being that the inlets and outlets of these systems are generally not well known.

The chalk aquifer shows its anisotropie, nay its heterogeneity according to the facies variations which make it a multilayered aquifer. These different notions make from the perception and understanding of the chalk flow a very compound subject which was often but sometimes too quickly simplified.

For example, how integrating the Pernes fault effects into the potentiometric map (vertical gap of 60 m on either side of the Pernes fault) on the scale of the Nord-Pas de Calais area, on the base of an equivalent porous isotropic medium. This remark is appropriate whatever the scale is even if the fault influence is less spectacular than in this last case. We can also talk about the problem of conformability between the hydrographic (and topographic) basins and the groundwater drainage basins. Often on an overall investigation scale, this basins have been considered and still considered as being superimposable on eachother and when they are not, it is almost like trivial detail.

These remarks appear again when studying the groundwater hydrochemistry on the Paris basin scale. There are areas highly polluted, either by nitrates, sulphates or by chlorides (fig. 3 & 4), next to other areas where the concentrations of these different elements abruptly decrease. It is obvious that there is a transport following preferential directions either by faults or following the karstic networks, but this can only be demonstrated on local scale.

The variability of the described parameters makes that, at a certain scale, the chalky aquifer can no more be considered as a porous, homogeneous and continuous medium. The chalk porosity varies between 15 and 45%, the hydraulic conductivity between 10⁻¹⁰ and 10⁻³ ms⁻¹, the storage coefficient between 10⁻⁴ and 10⁻³ in confined aquifer and up to 10% in valley; the productivity can vary from 10 to 1000 m³/h, the effective velocity of an outflow (outside the karstic system) is between tens of metres and some kilometres per year, and finally the longitudinal and transverse dispersivity

which also varies. These values will change according to the chalk facies, the fissuring or fracturing intensity, the topographic location, the existence or not of a covering and its nature if existing...

From these considerations, the scale effect exists between the borehole and what is above, that is to say the surface or the scale on which an aquifer system can be managed whatever the expanse is. It is necessary to underline that, when talking about the scale effect, the latter is often considered as a whole of observations and correlation attempts on areas more and more reduced (change of the Paris basin down to an area of a few square kilometres). That means working with two dimensions but this method is partly limited because it is necessary to shade what is generally said regarding an area more expanded.

Besides, at the borehole scale appears a much more higher variability of the hydrodynamic parameters of the chalk aquifer and of the matrix : a new dimension, which is the depth, is the time integrated; it is at this level that there are the highest differences for boreholes sometimes very close, hence the difficulties met when establishing models. The fourth dimension used in that study is the time-one especially regarding hydrochemistry, and hence the durability of the water storage quality. It also has an impact on the velocity of the storage renewal, of the transportation in the karstic or faulted network...

On the Paris basin scale and this up to the area of a few square kilometres, some simplifying hypotheses make it possible to establish models but at the outcrop scale, all these parameters interfere. The scale effect study shows that there is a spatio-temporal gradation of the complexity of the chalk aquifer parameters, which, at the present time, makes difficult the integration of punctual observations in an overall schema.

In the second part, the local or general outflow conditions are apprehended by the morphostructural analysis. The information issued from this analysis are in fact complementary of the ones which can be provided by the fracturation measures on outcrops or based upon analyses on aerial or satellite photographs. This remark was made many times and for different areas, for example, Salperwyck (1990) for the Jura and Razack (1984) for the South of France. The undeniable advantages presented by the morphological analysis are the number of elements (200 000 digitalised segments representing 1 600 000 data in 1995) and their precision (input made at 1/25 000; fig. 5), what allows, thanks to computer softwares, to work at every scales.

The acquisition of the morphological data could not have been done without computer use, hence the creation of specific softwares (Delay et al, 1991; 1992; Delay & Bracq, 1993). But it was necessary to check on the field, the validity of the objects taken into account. From this point of view, the result are very convincing : it is sure that at least a part of the lynchets has a natural origin although the conditions used for their genesis are still quite obscure. As for the dissymmetrical valleys, new observations confirm that these latter could be due to a recent tectonic activity. The erosion has not been able to fully play its part but it has certainly contributed to the preservation of this dissymmetry without being the essence of their genesis. The fault responsible of their creation are located towards the top of the steepest slopes.

An other problem occurred during our studies : the one of the scale effect on the morphological elements representativity (talwegs and lynchets). In fact, it seems that the best surface to

take into account for an histogram making, has to include between 30 and 100 elements in order to give a better idea of the morphological features distribution. The notion of the Representative Elementary Surface (S.E.R) can be defined as an area able to include the minimum of information for establishing a significant directions rose diagram for which the significance is not or a little altered when the surface taken into account is increased.

Where the information alters, meaning in an extreme case in which, on a histogram, the whole directions is represented with the same percentage, the S.E.R superior limit is reached. But it is necessary to also take into account the present elements : if the lineaments density is high, the S.E.R can be reduced, besides if it is weak then the S.E.R will be extend. The S.E.R notion does not depend on a regular and immutable surface but depend on the quantity of information included, then finally of the studied area.

In the third part, it was proved that, on the scale of the study of the groundwater flow directions or of the choice of a specific site for a borehole settlement, it was only possible to work at large scale for this morphological elements. On a smaller scale, the information are much too general but yet allow to recognise the lineaments from deca-kilometric to hecto-kilometric development (fig. 6). Considering the previous studies (definition of the S.E.R and of the step mesh), it is only possible to integrate in the survey (kriging of the morphological data and comparison with the transmissivity values) sectors of low spread out from 1000 to 2000 km² (fig. 7), what even so corresponds to an average investigation scale located between the determining scale of the morphostructural lineaments and the cracking state one, based on a few tens of square kilometres surface and on preferential flow directions. Each scale allows to take into account some information which are actually complementary and which bring a better understanding of the chalk aquifer behaviour.

Yet, the analysis, at the North-West of the Paris basin, of the hydrodynamic aquifer behaviour on one side, and of the possible connections with the morphostructural data on the other side, does not allow to precise, in the first case, the general remarks made during the first part and is impossible in the second one.

We have also made the morphostructural analysis on a substratum different from the chalk and have demonstrated that there were good correlations : this demonstration was necessary in order to avoid limiting the implementation field of the softwares and the morphostructural analysis to a chalky environment.

In the fourth part, we have studied local examples. In the frame of the Escalles tracer test (Boulonnais), the morphostructural analysis permitted to identify possible and preferential groundwater flows directions (directions deduced from the talwegs and lynchets major orientation) confirmed by the tracer test data, as observed in the Palaeozoic limestones from the Avesnois (Carlier, 1983; Crampon et al, 1987). Another tracing experiment was carried out in the Andelys area (at the South-East of Rouen) and the in-hands results (Bracq et al, 1995) show an undeniable control of the morphostructure on the flow directions.

We have applied this methodology on the top basin of the Lys springs (Artois), which enable us to validate a new concept (Bracq et al, 1992) : the one of the " hydrogeologic casier " (fig. 8). This latter has lateral boundaries corresponding to faults, an inferior limit materialised by some

impermeable or other and a superior limit which is, in that case, the altitude from which the water goes from a "casier" to another one. This superior limit can be linked to the more or less pronounced alteration of the faulted areas near the topographic surface. This survey does not tend to answer exhaustively all cases, but could bring a new approach in the knowledge of the chalk aquifer working in connection with a tectonic structuration sometimes very new.

The results of the Gâtinais morphostructural analysis (South-East of the Paris basin) are opposed to the studies done by Lasne (1992) from the statistical analysis of the boreholes productivities, that helps to precise and validate the method developed. The figure 9 synthetises the whole information issued from the two approaches and helps to define more precisely the cutting proposed by Lasne (1992). The deep analysis of the morphological elements would permit to define sectors with high probability in the success of water boreholes even in areas considered as very unfavourable today.

The observations made in Escalles, on the Lys springs and in the Cambresis let consider the existence of karstic features in the North of France. From the study of the dolines and "creuses" distribution, another survey, compared to the

Gâtinais one, also confirms this idea. The new elements we have studied show that the karstic activity could be quite ancient but now a days carries on in different ways.

One of the possible applications from these studies is the water supply prospecting. Indeed, many authors pointed out the connections between the development of the faults or fractures networks and the flow rate possibilities of the works settled upon them. The underground flows depended and depend on the tectonic activity which generates subsidences or ascents of homogeneous lumps and creates limits more or less impermeable or with weaker permeability ("hydrogeologic casier"). Consequently there is a reorganisation of the flows which tend towards a hierarchy (balance state) able to include several elements ("casier"): this assembling would lead to the creation of the stable system which would correspond to the definition of hydrogeological systems.

The different approaches used during this study lead to a better understanding of the chalk aquifer, even though some of them seem to have low connection with hydrogeology, they nevertheless remain necessary. No one can pretend to globally know hydrogeology without trying to comprehend why some morphologies or facts exist or do no more exist, and what will be the evolutions of certain parameters of the chalky aquifer or for example water supplies.

DISTRIBUTION ET ORIGINE DES MINÉRAUX ARGILEUX DES FORMATIONS CRÉTACÉ-EOCÈNE DU MOYEN ATLAS SUD- OCCIDENTAL (MAROC): SIGNIFICATION PALÉOGÉOGRAPHIQUE.

Distribution and origins of clay minerals in cretaceous to eocene formations of south-western middle-atlas (Morocco): paleogeographic significance.

par Lahcen DAOUDI (*), Mohamed CHARROUD (**), Jean François DECONINCK (***) et Mohamed BOUABDELLI (****).

(Planche I)

Résumé. — L'évolution des assemblages argileux du Crétacé-Eocène du Moyen Atlas Sud-occidental est étudiée sur deux coupes situées dans les bassins de Tighboula au Nord et d'Oudiksou au Sud. Les effets de la diagenèse argileuse étant négligeables, cette évolution dépend principalement de la conjugaison de plusieurs facteurs : tectonique, physiographie du bassin, apports éoliens, eustatisme et climat.

Les apports importants d'illite à l'Aptien-Cénomaniens et au Sénonien inférieur basal, paraissent déterminés par des mouvements tectoniques, associés à une baisse du niveau marin. La différenciation des cortèges argileux entre les deux domaines est due aux mécanismes de sédimentation différentielle, mais surtout à la structure de Tichoukt qui constitue une barrière morphologique vis-à-vis des argiles d'origine méridionale. Cette structure permet la création de conditions de bassin confiné dans le domaine d'Oudiksou, durant ces périodes. L'homogénéisation des cortèges argileux entre les deux bassins, au Turonien inférieur et moyen et au Santonien, serait la conséquence de l'élévation du niveau de la mer. Enfin, l'abondance de la kaolinite pendant le Turonien semble traduire l'existence d'un climat chaud et humide ; tandis que la fréquence de la smectite ou de la palygorskite dans l'Aptien-Cénomaniens, le Sénonien et le Paléocène-Eocène suggère un climat plus aride.

Abstract. — Aptian to Eocene clay mineral assemblages of sediments outcropping in the Middle Atlas are studied in two sections located in Tighboula basin to the North and Oudiksou basin to the South. As the effects of burial diagenesis seem weak, the vertical evolution of clays results mainly from various combination of tectonic, physiography of the basin, aeolian supply, eustasy and climate.

The input of illite during the Aptian-Cenomanian and the lower Senonian, results from tectonic movements associated with sea-level drop. Differentiation of clays between the two basins is due to differential settling processes and mainly to the Tichoukt structure, acting as a barrier. This structure allows to create restricted conditions at Oudiksou, during these periods. The homogenisation of clay assemblages between the two basins, during lower to middle Turonian and Santonian, is due to sea-level rise. The kaolinite abundance during the Turonian suggests the existence of warm and humid climate contrasting with Aptian-Cenomanian and Senonian to Paleocene-Eocene climates characterised by aridity expressed by the abundance of smectite and palygorskite.

I. — INTRODUCTION

Le Crétacé du Moyen Atlas a été découvert pour la première fois par Termier (1936) dans la région de Tighboula, et par Diouri (1965) dans d'autres secteurs. Les travaux de Rahhali (1970) et de Zemmouri (1971) ont ensuite apporté des précisions biostratigraphiques sur la série du Sénonien et du Paléogène de la région de Baqrit. D'une manière générale, les séries sont souvent mal datées en particulier en raison de la fréquence des faciès restreints où les repères stratigraphiques fiables sont rares. Le Turonien inférieur à moyen est daté par ammonites et foraminifères (Andreu et Charrière, 1986). Plus récemment l'Aptien a été identifié (Charrière et Vila, 1991) ainsi que le

Santonien supérieur (Andreu *et al.*, 1995). Les données structurales qui ont servi de base à notre étude sont celles de Charroud (1990) et Charrière (1990). D'après ces deux auteurs, le contrôle de la sédimentation obéit d'une part à la réactivation périodique d'accidents tectoniques et d'autre part à des facteurs externes s'exprimant à une échelle plus importante et intéressant plusieurs bassins. La discrimination de ces diverses influences peut être abordée sous l'angle de la dynamique des particules argileuses. Les minéraux argileux du Crétacé-Eocène du Moyen Atlas sont étudiés pour la première fois dans le but d'identifier l'évolution des cortèges argileux et de rechercher les directions d'approvisionnement des argiles ainsi que les modalités du contrôle de leur répartition dans le bassin moyen atlasique.

(*) Dépt. de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, B.P. 618, Guéliz - Marrakech, MAROC).

(**) Dépt. de Géologie, Faculté des Sciences Fes - Saïss, MAROC.

(***) Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique, U.R.A. 719 CNRS, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex (FRANCE).

(****) Dépt. de Géologie, Faculté des Sciences Semlalia - Marrakech (MAROC).

La technique utilisée pour l'étude de la fraction argileuse (particules de taille inférieure à deux micromètres) est la diffraction des rayons X sur pâtes orientées de particules non calcaires, selon une méthodologie exposée par Holtzapffel (1985). La proportion respective des minéraux est estimée à partir de l'aire de la raie principale (001) des échantillons glycolés. La cristallinité de l'illite est mesurée en mm à mi-hauteur du pic à 10Å sur le diffractogramme de l'échantillon glycolé (Kubler, 1968). Par ailleurs, des observations de particules argileuses au microscope électronique à transmission et à balayage ont été également effectuées. Enfin certaines fractions argileuses monominérales ont fait l'objet d'analyses thermiques différentielles (ATD).

II. — CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Le secteur étudié (Moyen Atlas Sud-occidental), s'articule entre la cause, la zone d'accidents Nord moyen atlasiques (Colo, 1961) et le Moyen Atlas plissé (fig. 1). Le cause a joué un rôle de zone haute; il s'agit du bloc de Guigou à l'Ouest, constitué principalement de formations carbonatées du Lias. Le Moyen Atlas plissé est organisé en rides anticlinales et en structures synformes; c'est au droit de celles-ci que les bassins de Tighboula et d'Oudiksou étudiés ici ont pris naissance. Cette zone est structurée dès le Jurassique moyen selon une direction N45. On y trouve la zone paléoanticlinale de Tichoukt, formée principalement de carbonates, séparant le bloc de Skoura au Nord-Ouest et le bloc d'El Mers au Sud-Est. La zone de passage d'accidents Nord moyen atlasiques est représentée par une série d'accidents subméridiens disposés en multiples relais alternants (Fedan *et al.*, 1989).

La structuration crétacée de ce secteur résulte de la réactivation des structures de direction N45, et du fonctionnement du faisceau d'accidents subméridiens dont l'importance va se manifester tout au long du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène (Duée *et al.*, 1977; Fedan, 1977; Herbig, 1988; Charrière, 1990; Charroud, 1990).

Par rapport à la sédimentation carbonatée du Lias et du Dogger, la sédimentation du Crétacé-Eocène se caractérise par une grande diversité lithologique. Les roches carbonatées accusent une importante diminution relative, alors que les dépôts gréseux se développent à plusieurs niveaux de la série. Les formations marneuses auxquelles se trouvent souvent associées des évaporites, constituent l'élément dominant de la colonne stratigraphique (fig. 2 et 3). Les divers caractères paléontologiques, lithologiques et sédimentologiques traduisent une nette dominance des dépôts restreints de plates-formes internes ou de lagunes, siège d'une sédimentation chimique récurrente. Des ouvertures se produisent à certaines périodes, entraînant l'invasion momentanée de faunes pélagiques, mais ces épisodes particuliers seront inexorablement suivis d'un retour vers un nouveau confinement (Andreu et Charrière, 1986). Cette évolution cyclique permet de décomposer l'ensemble sédimentaire en un certain nombre de mégaséquences. On distingue ainsi :

- 1) une phase de pré-ouverture, comprise entre l'Aptien et le Turonien, caractérisée par le développement d'environnements soumis à la dynamique tidale;
- 2) un cycle sédimentaire Turonien inférieur à moyen qui correspond à la phase d'ouverture maximale des milieux de sédimentation;

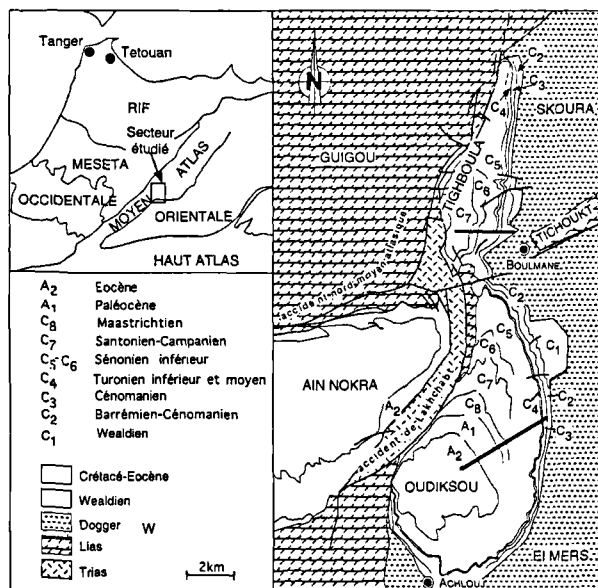


Fig. 1. — Localisation géographique et carte géologique (d'après Charrière, 1990) de la région étudiée.

Fig. 1. — Location map and geological map (after Charrière, 1990) of the studied region.

3) une phase de fermeture de plus en plus accentuée du milieu, où l'on assiste à des dépôts lagunaires et tidaux, suivie d'incursions marines durant lesquelles se sont mis en place les calcaires d'Ich Ou Sklou, durant le Sénonien inférieur;

4) cycle sédimentaire avec une phase d'ouverture au Santonien supérieur et une phase de fermeture maastrichtienne, caractérisée par des dépôts bitumineux et phosphatés;

5) Enfin, cycle Paléocène-Eocène durant lequel a lieu l'installation de milieux lagunaires et marins restreints (Charrière, 1990).

III. — RÉSULTATS

L'étude des cortèges argileux est basée sur plus de 150 échantillons prélevés sur deux coupes situées dans les structures synformes de Tighboula et d'Oudiksou (fig. 1). La fraction argileuse des sédiments aptiens à éocènes est constituée de proportions variables d'illite, de chlorite, de kaolinite, de smectite, d'argiles fibreuses (palygorskite et sépiolite) et d'interstratifiés irréguliers (illite-smectite, I/S, illite-vermiculite, I/V, chlorite-smectite, C/S et chlorite-vermiculite, C/V). Les minéraux non argileux contenus dans la fraction sédimentaire décalcifiée inférieure à deux micromètres comprennent le quartz, ubiquiste et d'abondance très variable, les feldspaths en faible abondance et la goëthite particulièrement abondante dans les sédiments turoniens et maastrichtiens.

Les variations des proportions relatives des minéraux argileux permettent d'individualiser plusieurs zones minéralogiques (fig. 2 et 3).

De l'Aptien au Cénomannien (zone I), le minéral dominant dans la coupe d'Oudiksou est l'illite mais certains

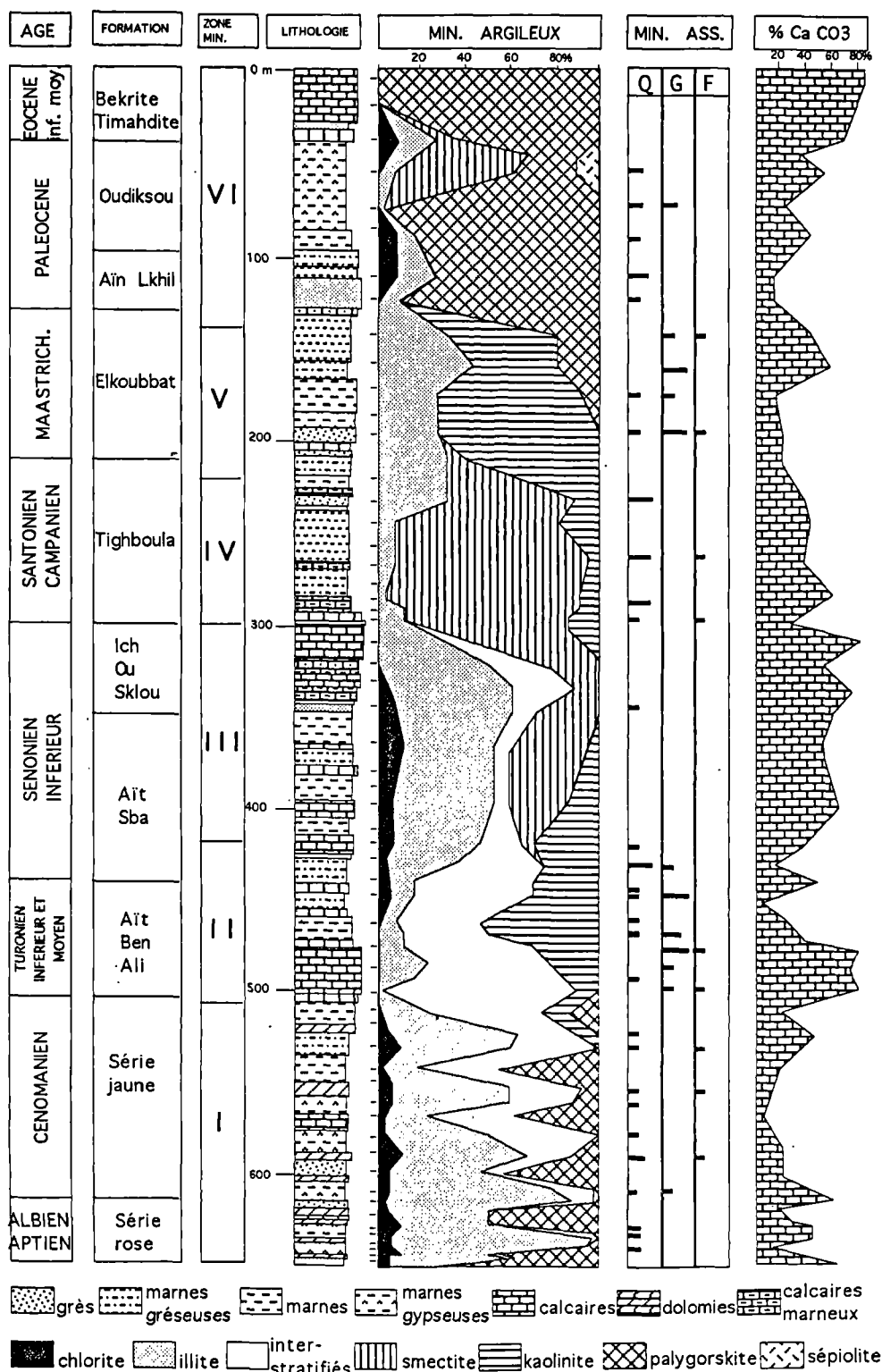


Fig. 2. — Minéralogie des argiles du Crétacé-Eocène de la coupe d'Oudiksou.

Fig. 2. — Clay mineralogy of Cretaceous-Eocene sediments of the Oudiksou section.

échantillons de lithologie variable, comprennent des proportions importantes de palygorskite (jusqu'à 70%) et d'édifices interstratifiés irréguliers très diversifiés (jusqu'à 50 %). La chlorite, peu abondante (traces à 10%), est

présente tout au long de cette zone. Dans la coupe de Tighboula, les assemblages argileux sont plus monotones; l'illite dominante (jusqu'à 90%) est associée à des interstratifiés irréguliers identiques à ceux de la coupe

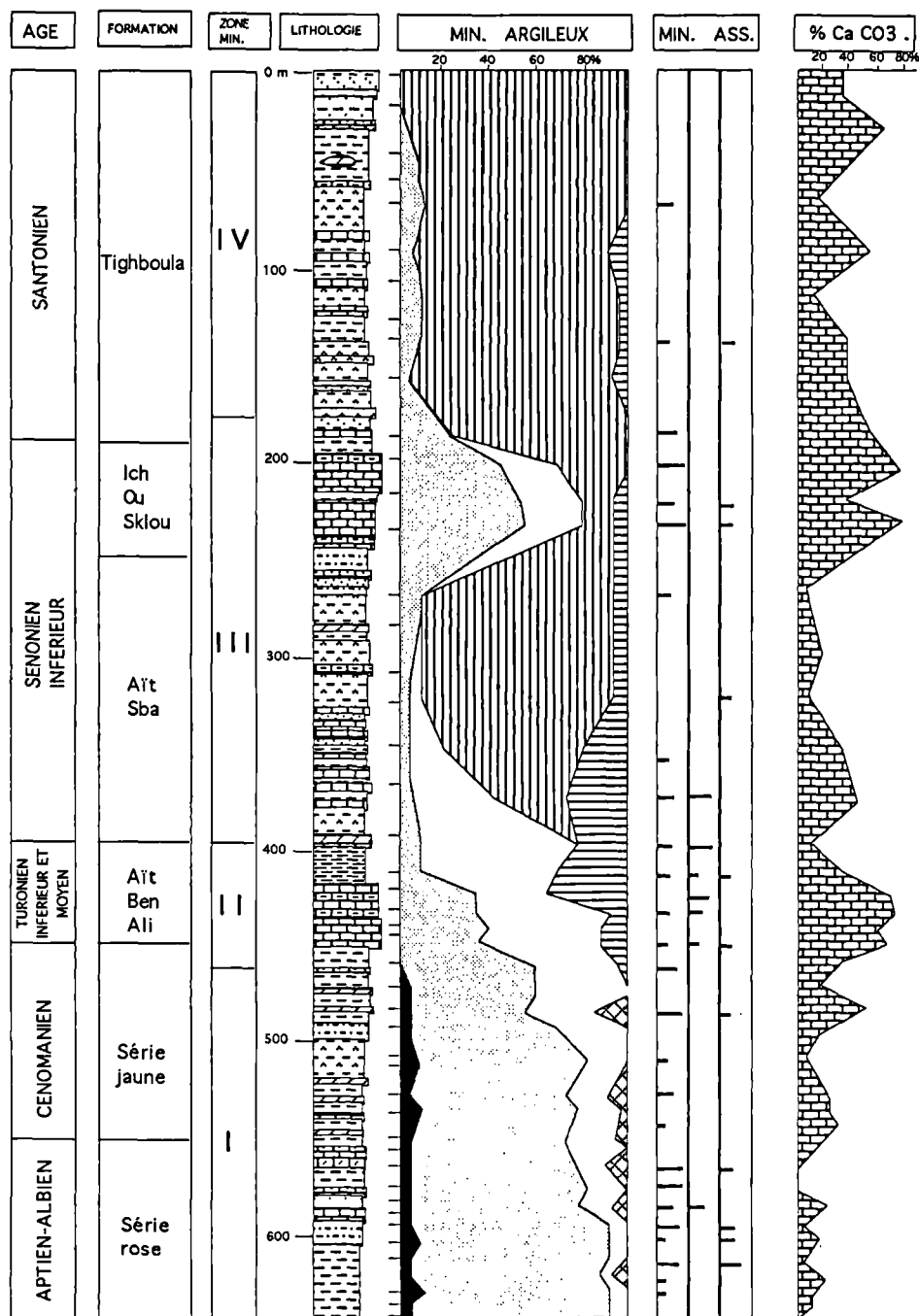


Fig. 3. — Minéralogie des argiles du Crétacé de la coupe de Tighboula.

Fig. 3. — Clay mineralogy of Cretaceous sediments of the Tighboula section

d'Oudiksou, et à des traces de chlorite. L'évolution globale de la fraction argileuse montre toutefois une diminution relative de la teneur en illite, vers le haut, au profit des interstratifiés irréguliers.

Au Turonien inférieur et moyen (zone II), le cortège argileux est identique entre les domaines d'Oudiksou et de Tighboula. Associé à des faciès de calcaire et de calcaire marneux, le cortège argileux est caractérisé par l'abondance des interstratifiés irréguliers de type I/S (40 à 95%) avec dominance de feuillets smectitiques, associés à de la kaolinite (20 à 60 %) et de l'illite (10 à 50 %).

Le Sénonien inférieur (zone III) peut être subdivisé en deux ensembles lithologiquement et minéralogiquement distincts :

1) L'ensemble inférieur est constitué de faciès lagunaires et tidaux avec alternance de niveaux de marnes gypsifères et de bancs calcaires, calcaires dolomitiques et gréseux. La fraction argileuse diffère d'une coupe à l'autre. La coupe d'Oudiksou montre une diminution relative des teneurs en kaolinite et en interstratifiés irréguliers au profit de l'illite et de la smectite; la chlorite est peu abondante mais ubiquiste (traces à 10%). Dans la coupe de Tighboula, la

kaolinite et les interstratifiés irréguliers présentent la même tendance, mais plutôt au profit de la smectite dont les teneurs atteignent 85%. Notons enfin que dans la coupe de Tighboula, la chlorite est absente.

2) L'ensemble supérieur d'une lithologie plus monotone (calcaire et calcaire marneux) constitue la formation des calcaires d'Ich Ou Sklou. Le cortège argileux associé à ce niveau, identique sur les deux coupes est formé d'illite, d'interstratifiés irréguliers et de smectite.

Au Santonien (zone IV), le minéral dominant sur les deux coupes est la smectite (jusqu'à 100%). Elle est associée à des marnes bitumineuses dans la région d'Oudiksou et à des formations lagunaires beaucoup plus épaisses dans la région de Tighboula.

Au Maastrichtien (zone V), le cortège argileux de la région d'Oudiksou est constitué de kaolinite, d'illite, de palygorskite ou de smectite. Les kaolinites sont relativement abondantes dans les niveaux gréseux friables, elles représentent jusqu'à 60% de la fraction argileuse.

Enfin au Paléocène et à l'Eocène (zone VI), la palygorskite constitue l'essentiel de la fraction argileuse (jusqu'à 100%). Au voisinage du passage Paléocène-Eocène, dans un niveau riche en matière organique, les proportions de smectites et de sépiolite augmentent aux dépens de la palygorskite.

IV. — COMPARAISONS ET DISCUSSION

1) Influence de la diagenèse

a) Relation entre lithologie et minéralogie des argiles

Les assemblages argileux sont dans l'ensemble peu dépendants de la lithologie. Cette indépendance d'ensemble est particulièrement exprimée par la comparaison de la teneur en carbonate de calcium et des assemblages argileux (fig. 2 et 3). La seule relation nette entre lithologie et minéralogie des argiles concerne le faciès gréso-phosphaté maastrichtien de la coupe d'Oudiksou. Ces faciès jaune-rougeâtres, marqués par la présence ubiquiste d'oxydes de fer du groupe de la goethite sont caractérisés par des teneurs élevées en kaolinite. La même association entre formations gréseuses et kaolinite est également reconnue ailleurs, comme par exemple dans le Crétacé inférieur du bassin du Haut-Atlas occidental (Daoudi et Deconinck, 1994). Les pics de diffraction de la kaolinite très étroits, indiquent que ce minéral est très bien cristallisé; ceci est confirmé par les observations au microscope électronique à balayage d'argiles provenant de ces niveaux (A, planche I). La kaolinite localisée dans les pores de la roche se présente sous forme de cristaux hexagonaux, automorphes, ce qui suggère fortement une néoformation tardive de la kaolinite. Ces néoformations résultent de la circulation de fluides riches en Si et Al dans ces roches poreuses (Wilson et Pitmann, 1977 ; Huggett, 1984 ; Burton *et al.*, 1987).

b) influence de l'enfouissement

L'abondance du mica-illite à la base de la série, notamment dans la région de Tighboula pourrait résulter de modifications diagénétiques dues à l'enfouissement, comme cela est reconnu dans diverses séries géologiques anciennes (Dunoyer de Segonzac, 1969; Kisch, 1983), et dans le

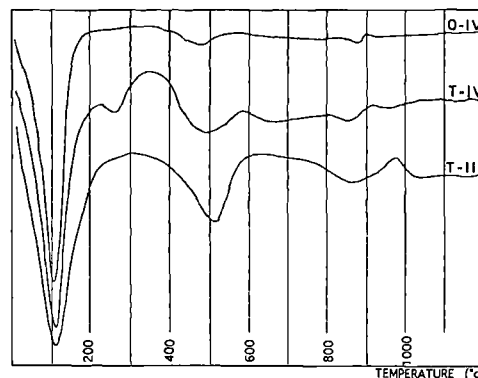


Fig. 4. — Courbes d'analyses thermiques différentielles type de la zone III (T-III), de la zone IV (T-IV) de Tighboula et de la zone IV d'Oudiksou (O-IV)

Fig. 4. — Typical differential thermal curves from zone III (T-III) from zone IV (T-IV) from Tighboula and from zone IV from Oudiksou (O-IV).

bassin du Haut Atlas occidental (Daoudi *et al.*, 1988). Ceci est vrai dans la mesure où la coupe en question présente une variation minéralogique de sens constant avec la profondeur, matérialisée par l'augmentation de la teneur en illite et chlorite au profit des interstratifiés. Cependant, les interstratifiés ne montrent pas de tendance vers une régularisation des réseaux cristallins avec l'approfondissement. D'autre part, les valeurs de l'indice de cristallinité de l'illite sont élevées (7 à 10 °2 θ) pour suggérer une influence diagénétique liée à l'enfouissement. Par ailleurs, le recouvrement total des séries crétacées paraît avoir été modéré (quelques centaines de mètres), et non suffisant pour avoir affecté les minéraux argileux de manière appréciable. Enfin, l'illite est associée à la palygorskite et à divers édifices interstratifiés irréguliers, minéraux rarement compatibles avec les conditions thermodynamiques de la profondeur.

2) Contrôle tectonique

La coexistence, à différentes périodes d'espèces minérales de la surface (kaolinite, smectite et palygorskite) et de la profondeur (illite et chlorite) dans le bassin, suggère que les secondes proviennent du remaniement de roches anciennes émergées, initialement riches en minéraux primaires. En effet, l'analyse de la fraction argileuse de plusieurs échantillons prélevés des massifs bordant le bassin montre qu'elle est constituée essentiellement d'illite bien cristallisée (70 à 95 %), associée à de la chlorite (5 à 30 %). De ce fait, l'abondance relativement élevée de l'illite dans le bassin, notamment à l'Aptien-Cénomaniens et au Sénonien inférieur reflète probablement la proximité des massifs soumis à l'altération physique, ainsi que l'existence de reliefs continentaux déclives favorisant une érosion active.

a) A l'Aptien-Cénomaniens, l'instabilité tectonique spécifique du secteur occidental (bloc de Guigou) par rapport au domaine sud oriental plus stable (bloc d'El Mers) paraît déterminée par les mouvements de distension et de fracturation, le long de l'accident Nord Moyen Atlasique (Duée *et al.*, 1977) et de son prolongement méridional, l'accident de Lakhchabt (Charrière, 1990). La fragmentation de la marge Ouest du bassin et le fonctionnement d'un

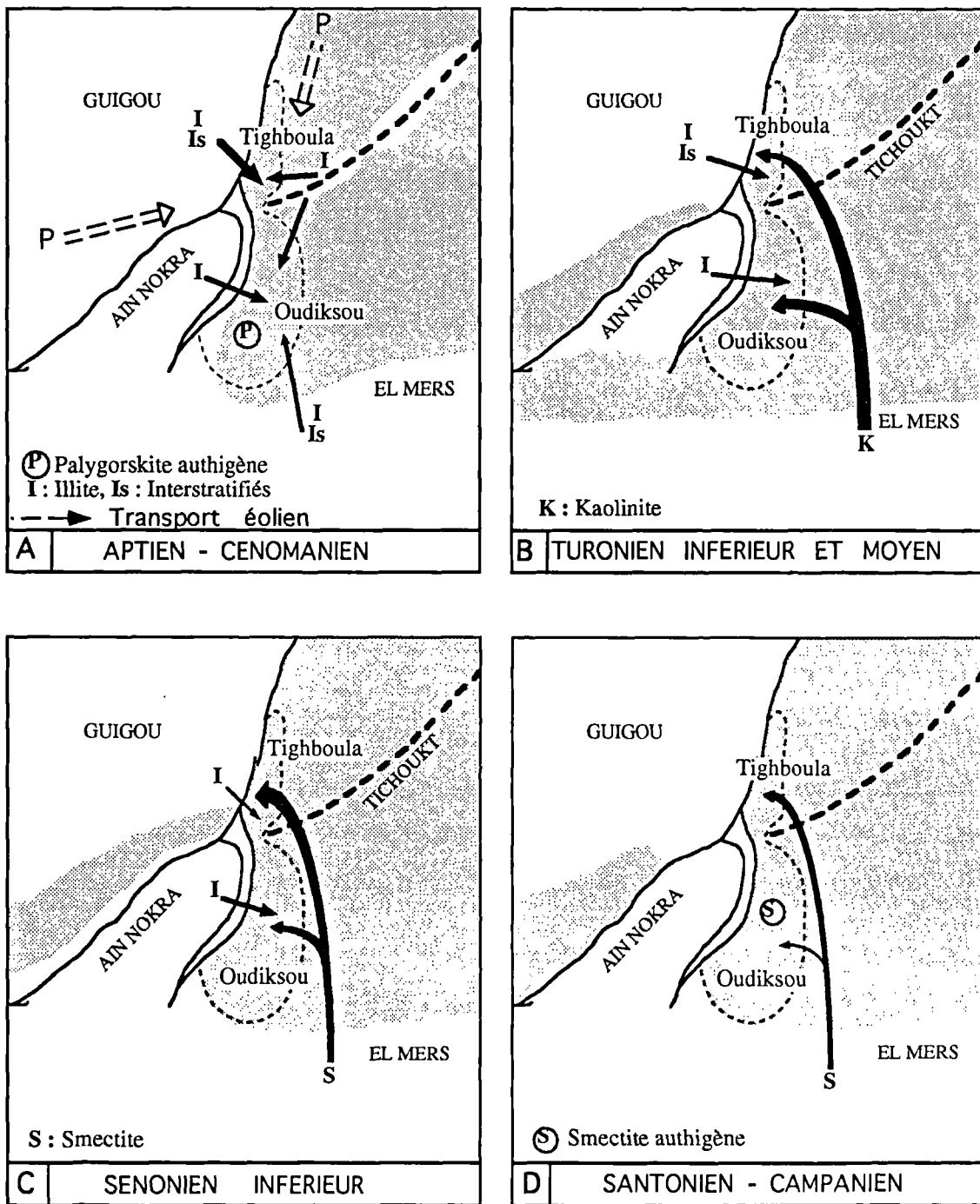


Fig. 5. — Origine et répartition des minéraux argileux dans le bassin moyen atlasique de l'Aptien au Campanien.
 Fig. 5. — Origin and geographical distribution of clay minerals in the Middle Atlas basin from Aptian to Campanian.

régime de blocs basculés ont probablement favorisé l'érosion du substrat rocheux. L'abondance de l'illite dans le bassin résulterait de l'érosion du domaine émergé de Tichoukt d'une part et des blocs d'Aïn Nokra et de Guigou d'autre part (A, fig. 5).

Les édifices interstratifiés demeurent partout de type irrégulier. Cependant, ils augmentent d'importance du bas vers le haut de la zone (de 5% à la base à 45% au sommet). Cette tendance est plus visible dans la coupe de Tighboula

où le cortège argileux est plus ou moins monotone. Par ailleurs, les édifices interstratifiés sont plutôt vermiculitiques et chloritiques à la base (I/V), et plus smectitiques vers le sommet (I/S et C/S). Ces interstratifiés sont probablement d'origine pédogénétique; cette hypothèse semble envisageable dans la mesure où les interstratifiés vermiculitiques représentent les premiers stades, inachevés, de l'altération météorique des roches cristallines (Millot, 1964). L'instabilité tectonique du secteur occidental contrarie l'accomplissement des actions

pédologiques de la surface, responsables de la formation des smectites et des interstratifiés smectitiques, car les roches soumises à l'altération chimique sont remaniées de manière permanente par l'érosion mécanique. Vers le sommet de la zone, les actions pédologiques prennent de l'importance d'où l'abondance des interstratifiés smectitiques. Ceci serait sous la dépendance directe de la diminution de l'activité de l'accident de Lakhchabt et de la ligne structurale de Tichoukt (Charrière, 1990).

b) *Au Sénonien inférieur*, la proportion des smectites par rapport à l'illite est élevée dans la région de Tighboula à l'inverse des faciès contemporains dans la région d'Oudiksou. Cette différence minéralogique importante entre les deux secteurs du domaine moyen atlasique suggère l'individualisation de deux sous-bassins de par et d'autre de l'axe du Tichoukt. Au Sénonien inférieur, la sédimentation est contrôlée principalement par l'accident de Lakhchabt qui met en relief sous forme d'un horst le bloc d'Ain Nokra. L'illite abondante dans le bassin d'Oudiksou proviendrait donc principalement de l'érosion de ce bloc (C, fig. 5).

3) Contrôle physiographique et hydrodynamique

Le comportement hydrodynamique des argiles dépend comme pour toute particule détritique de la morphologie, de la taille et de la composition minéralogique. De nombreuses études montrent que les mécanismes de sédimentation différentielle des argiles conduisent au dépôt préférentiel de l'illite et de la kaolinite près des rivages et à l'exportation des smectites loin des sources détritiques (Whitehouse *et al.*, 1960 ; Gibbs, 1977). Dans le bassin moyen atlasique, un cas typique de sédimentation différentielle d'argiles est mis en lumière par la répartition des cortèges argileux crétacés.

Au voisinage du passage Cénomaniens/Turonien, les proportions de kaolinite augmentent de manière significative. Dans la mesure où les précisions concernant les datations ne sont pas suffisantes, il est difficile d'établir le caractère synchrone ou légèrement diachrone de l'apparition de la kaolinite dans les deux sous-bassins séparés par l'axe du Tichoukt. On note que la kaolinite est plus abondante dans la région d'Oudiksou par rapport à la région de Tighboula. Il semblerait que ce minéral ait pris naissance dans le secteur méridional (bloc d'El Mers) où les processus pédogéniques prennent de l'importance. L'abondance relative de la kaolinite au Sud s'expliquerait par les mécanismes de sédimentation différentielle qui aboutiraient au dépôt préférentiel de la kaolinite près des sources (B, fig. 5).

Au Sénonien inférieur (zone III), les smectites de Tighboula résulteraient de l'érosion du bloc Sud-oriental stable où les processus pédogéniques prennent de plus en plus d'importance, sous climat chaud à saisons contrastées (Paquet, 1970) et dans de mauvaises conditions de drainage (Millot, 1964). La courbe A.T.D. (fig. 4) montre qu'il s'agit, en effet, de smectites dioctaédriques du type beidellites (Al, Fe), caractérisées par un pic endothermique entre 500 et 600°C et par un crochet exothermique entre 900 et 950°C (Chantret *et al.*, 1971; Caillère *et al.*, 1982). La proportion élevée des smectites par rapport aux illites dans le bassin de Tighboula en comparaison avec celui d'Oudiksou serait due aux mécanismes de sédimentation différentielle. Cependant, ces mécanismes conduisent à des variations des pourcentages relatifs beaucoup plus faibles (Gibbs, 1977). Il semblerait donc que le seuil de Tichoukt a

fortement contribué à l'accentuation de ces phénomènes. Les illites qui proviennent du démantèlement du bloc d'Ain Nokra, se déposent dans le bassin d'Oudiksou et n'arrive pas à franchir l'obstacle formé par le paléo-Tichoukt. Cependant, les smectites beaucoup plus légères qui proviennent du Sud-Est parviennent à franchir cette barrière et constituent par conséquent l'essentiel de la fraction argileuse de la région de Tighboula (C, fig. 5). La barrière de Tichoukt semble jouer un rôle important vis-à-vis de la dispersion des argiles.

Au Santonien (zone IV), en dépit de la différence lithologique entre les deux secteurs d'étude (marnes bitumineuses à Oudiksou et formations évaporitiques à Tighboula), le cortège argileux est dominé par la smectite. Cependant, ce minéral ne présente pas les mêmes caractéristiques entre les deux domaines. Dans le bassin d'Oudiksou, la courbe d'A.T.D. des smectites ne montre pas d'effet endothermique correspondant à la déshydroxylation bien individualisé à 500 °C (fig. 5); il s'agit vraisemblablement d'une smectite trioctaédrique magnésienne de type saponite magnésienne à stévensite. Dans le bassin de Tighboula, la courbe d'A.T.D. des smectites montre un faible pic endothermique à 500°C avec un crochet endo-exothermique de faible importance aux alentours de 900°C (fig. 5). Il s'agit probablement d'un mélange de smectites dioctaédriques alumineuses du type beidellite et de smectites trioctaédriques magnésiennes du type saponite.

Ceci conduit à supposer, au Santonien, une origine double des smectites. Les beidellites alumineuses résulteraient, comme pour la zone III, de l'érosion de paysages aplanis du bloc Sud-Est; les smectites magnésiennes proviendraient de la précipitation de solutions riches en magnésium dans des milieux où règnent évaporation et confinement (Trauth, 1977). L'observation au M.E.B. des smectites de la région d'Oudiksou (F, planche I) plaide en faveur de leur authigenèse. Leur abondance dans le bassin d'Oudiksou suggère que la structure de Tichoukt continue à former un relief, qui permet le développement de conditions confinées et qui met le bassin à l'abri d'autres influences marines (D, fig. 5).

Il semblerait donc que tout au long du Crétacé, le seuil formé par la ride de Tichoukt constitue une barrière qui permet la création, dans le domaine d'Oudiksou, de conditions de bassin fermé. En revanche, dans le bassin de Tighboula, on assiste à des conditions de mer plus ouverte. Ceci corrobore l'hypothèse de Charrière (1990), selon laquelle le bassin moyen atlasique est ouvert vers le quadrant Nord-Est, ce qui dénote une polarité téthysienne.

4) Contrôle éolien

Dans le bassin d'Oudiksou, l'observation au M.E.T. de certains échantillons aptiens à cénomaniens riches en palygorskite montre l'existence de deux types de fibres (B, planche I); des fibres fines, allongées et regroupées en amas et des fibres courtes et individualisées. Ceci pourrait suggérer une origine double pour les palygorskites. Le premier type de structure traduit la précipitation in-situ de ce minéral dans le milieu de lagune sursaturée, matérialisée par la fréquence des niveaux de dolomie et de gypse, ayant régi la sédimentation dans le bassin d'Oudiksou. La formation de la palygorskite nécessite, en effet, un milieu confiné, clos à semi-clos, riche en magnésium (Weaver et Beck, 1977; Chamley, 1989). Le deuxième type de structure suggère une

origine détritique du minéral. Cependant, les palygorskites sont inconnues dans les dépôts carbonatés antérieurs, du Lias et du Dogger, qui représentent la principale source d'éléments détritiques alimentant le bassin.

Des observations au M.E.B. de certains échantillons de grès très peu consolidé et riche en palygorskite d'âge Aptien-Albien, révèle la présence de grains relativement arrondis, dont la taille varie entre 50 et 200 µm (C, planche I). L'observation détaillée de ces grains montre la présence constante de fibres de palygorskite qui se présentent sous deux formes : - à l'état de revêtement de fibres plus ou moins écrasées et altérées tapissant des grains de minéraux variés; - à l'état de grains totalement constitués d'argiles fibreuses (D, planche I). Il s'agit vraisemblablement dans les deux cas de grains éolisés tels qu'ils ont été décrits par Coudé-Gaussen et Blanc (1985) dans des poussières actuelles et les sédiments récents d'origine désertique. La dimension des grains est en effet compatible avec la granulométrie des poussières éoliennes désertiques (Coudé-Gaussen, 1981 et 1987). Le feutrage superficiel des fibres (D, planche I) acquis dès le début de l'éolisation des grains (Coudé-Gaussen et Blanc, 1985) explique leur maintien dans les sédiments même après le transport.

La distribution géographique des palygorskites à l'Aptien-Cénomaniens dans le Sud de l'Europe, l'Afrique Nord-occidentale et l'Atlantique, suggère que le transport éolien semble avoir joué un rôle significatif. Les grains éolisés de palygorskite du bassin d'Oudiksou proviendraient soit de la Méséta occidentale soit du Sud de l'Espagne (Lopez Galindo et Martin-Algarra, 1992). L'existence de ces grains détritiques et éolisés est très intéressante dans ce milieu de lagune sursaturé; ils indiquent que même dans des conditions *a priori* favorables à sa néoformation, une partie de la palygorskite a aussi une origine allochtone.

L'interruption de ces épisodes à palygorskite par des venues illitiques serait due à des soubresauts tectoniques qui accéléreraient l'érosion des domaines occidentaux et qui pourraient également mettre en cause la stabilité du bloc d'El Mers. Par ailleurs, La faible abondance relative de palygorskite dans le bassin de Tighboula s'expliquerait par l'apport important d'illite consécutif à la subsidence du bassin et au démantèlement des blocs de Guigou et de Tichoukt. La sédimentation présente un caractère plus détritique, dans le domaine septentrional par rapport au domaine méridional.

5) Contrôle climatique

L'arrivée en abondance des kaolinites au Turonien serait probablement la conséquence d'un changement climatique. Dans la région d'Oudiksou, la disparition de la chlorite, minéral vulnérable à l'hydrolyse (Dejou *et al.*, 1972) d'une part, et de la palygorskite, minéral qui prend naissance dans les climats plus arides (Weaver et Beck, 1977), d'autre part, constitue un argument supplémentaire en faveur de ce changement climatique. Par ailleurs, l'association de la kaolinite à des produits ferrugineux de type goéthite, probablement d'origines primaires (E, planche I), impliquerait des climats chauds et plus hydrolysants.

La rareté de la kaolinite détritique pendant les autres périodes du Crétacé peut s'expliquer en partie par l'existence de climats trop secs ne permettant pas une hydrolyse suffisante pour former ce minéral. En effet, pendant l'Aptien-Cénomaniens et le Paléocène-Eocène, la présence des minéraux fibreux formés dans le bassin d'Oudiksou plaide en faveur de l'installation d'un tel climat (Weaver et Beck, 1977 ; Chamley, 1989). Par ailleurs, pendant le Sénonien inférieur et le Santonien-Campanien, l'abondance des smectites refléterait surtout un climat chaud, avec saisons contrastées sur les domaines continentaux (Paquet, 1970).

6) Contrôle eustatique

Au Turonien inférieur et moyen, l'augmentation brutale de la tranche d'eau entraîne une homogénéisation des faciès entre les domaines de Tighboula et Oudiksou (Charrière, 1990). Au Sénonien inférieur terminal, des épisodes exceptionnels d'incursions marines ont été mis en évidence dans la sédimentation, ils sont à l'origine du dépôt des calcaires d'Ich Ou Sklou dans les deux bassins (Charrière, 1990, Charroud, 1990). Ces élévations brutales du niveau de la mer contribueraient à l'atténuation du rôle de barrière joué par la structure de Tichoukt, et par conséquent à l'homogénéisation des cortèges argileux entre les deux domaines d'étude.

L'abondance des interstratifiés smectitiques dans le bassin de sédimentation s'explique par l'érosion du sol en relation avec l'avancée rapide et importante de la mer sur les terres émergées. En effet le même phénomène se retrouve loin vers le Sud dans plusieurs coupes du Haut-Atlas occidental (Daoudi, 1991).

V. — CONCLUSION

Dans la série Crétacé-Eocène du Moyen Atlas Sud occidental (Tighboula, Oudiksou), l'étude comparative des cortèges de minéraux argileux permet de distinguer les sources, les transits et les modalités de contrôle de la répartition des particules fines. La répartition des cortèges de minéraux argileux dans le temps et dans l'espace répond surtout à l'évolution tectonique et physiographique des bordures, puis aux conditions hydrodynamiques qui en résultent. Les massifs occidentaux bordant le bassin (Guigou et Ain Nokra) approvisionnent le bassin en illite et interstratifiés irréguliers. La barrière morphologique que constitue la ride de Tichoukt semble être à l'origine de la différenciation des assemblages argileux entre les deux domaines étudiés. Cependant, durant les périodes d'élévation du niveau de la mer (Turonien et Santonien supérieur), le rôle de barrière joué par la structure de Tichoukt est atténué, puisqu'on assiste à une homogénéisation des cortèges argileux entre les deux domaines. Ceci suggère que l'influence de l'eustatisme sur la répartition des argiles est également à prendre en compte. La distribution de ces argiles dans les deux domaines plaide en faveur de l'ouverture du bassin moyen atlasique vers le Nord, ce qui dénote une influence téthysienne.

Remerciements: Nous tenons à remercier M. André Charrière pour ses commentaires constructifs sur le manuscrit initial.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDREU B. et CHARRIERE A. (1986). — Données stratigraphiques et sédimentologiques nouvelles sur le Crétacé du synclinal de Tighboula (Moyen-Atlas, Maroc). In Symposium P.I.C.G. n° 183, "Corrélation du Mésozoïque et Cénozoïque de l'Afrique de l'Ouest". *Rev. Fac. Sci. Marrakech*, n° 2, Sect. Sci. Terre, p.5-29.
- ANDREU B., CHARRIERE A., MAGNÉ J., TRONCHETTI G., et VILA J.M. (1995). — Étude micropaléontologique du Sénonien du synclinal de Tighboula, Moyen Atlas, Maroc : biostratigraphie et paléoenvironnements. *Geobios*, 28, 3, p. 281-291.
- BURTON J.H., KRINSLEY D.H. et PEY K. (1987). — Authigenesis of kaolinite and chlorite in Texas Gulf Coast sediments. *Clays and Clay Minerals*, 35, n° 4, p. 291-296.
- CAILLERE S., HENIN S., et RAUTUREAU M. (1982). — Minéralogie des argiles. I. et II, *Masson, Paris*, 373 p.
- CHAMLEY H. (1989). — *Clay Sedimentology*. Springer-Verlag. 623p.
- CHANTRET F. DESPRAIRIES A., DOUILLET P., JACOB C., STEINBERG M. et TRAUTH N. (1971). — Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (Montmorillonites). *Bull. Groupe. Franç. Argiles*, 23, p. 141-172.
- CHARRIERE A. (1990). — Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : Le Moyen Atlas au S.E. de Fes (Maroc). *Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse*, 589 p.
- CHARRIERE A. et VILA J.M. (1991). — Découverte d'Aptien marin à foraminifères dans le Moyen-Atlas (Maroc) : un golfe mésogéen à travers le "Terre des Idrissides"?. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 313, II, p. 1579-1586.
- CHARROUD M. (1990). — Evolution géodynamique de la partie Sud-Ouest du Moyen Atlas durant le passage Jurassique-Crétacé, le Crétacé et le Paléogène : un exemple d'évolution intraplaque. *Thèse 3^{ème} cycle, Fac. Sci. Rabat*, 213 p.
- COLO G. (1961). — Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*. 139.
- COUDÉ-GAUSSSEN G. (1981). — Etude détaillée d'un échantillon de poussières éoliennes prélevé au Tanezrouft le 10 décembre 1980. *Rech. Géogr. Strasbourg*, 16-17, p. 121-130.
- COUDÉ-GAUSSSEN G. (1987). — Observations au M.E.B. de fibres de palygorskite transportée en grains par le vent. *Soil Micromorphology*, p. 199-205.
- COUDÉ-GAUSSSEN G. et BLANC P. (1985). — Présence de grains éolisés de palygorskite dans les poussières actuelles et les sédiments récents d'origine désertique. *Bull. Soc. géol. France*, 4, p. 571-579.
- DAOUDI L. (1991). — Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique supérieur à l'Eocène dans le bassin du Haut Atlas occidental (Maroc). *Thèse Univ. Lille*, 196 p.
- DAOUDI L., DECONINCK J. F., BEAUCHAMP J. et DEBRABANT P. (1988). — Minéraux argileux du bassin d'Agadir (Maroc) au Jurassique supérieur-Crétacé. Comparaison avec le domaine Est-Atlantique voisin. *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. CVII, p. 15-24.
- DAOUDI L., et DECONINCK J.F. (1994). — Contrôles paléogéographique et diagénétique des successions sédimentaires argileuse du bassin atlasique au Crétacé (Haut Atlas occidental, Maroc). *Jour. Afr. Earth Sci.*, 18, p. 123-133.
- DEJOU J., GUYOT J. et CHAUMONT C. (1972). — Altération superficielle des diorites dans les régions tempérées humides. Exemples choisis dans le Limousin. *Sci. Géol. Bull.*, 25, n° 4 Strasbourg, p. 259-286.
- DIOURI M. (1965). — Etat d'avancement des levés de la carte d'Azrou au 1/100.000. *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc*. 24, n° 183, p. 19-21.
- DUEE G., HERVOUET Y., LAVILLE E., LUCA P. de et ROBILLARD A. (1977). — l'accident nord moyen-atlasique dans la région de Boulemane (Maroc) : Une zone de coulissement synsédimentaire. *Ann. Soc. géol. Nord*, XCVIII, p.145-162.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969). — Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, 29, 320 p.
- FEDAN B. (1977). — Etude structurale d'une portion de l'accident nord moyen-atlasique (Moyen-Atlas central de Boulemane, Maroc) *Bull. Inst.Sci. Rabat*, n°2, p.87-96.
- FEDAN B., LAVILLE E., et EL MEZGUELDI A. (1989). — Le bassin jurassique du Moyen Atlas (Maroc) : exemple de bassin sur relais de décrochements. *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. V, n°6, p. 1123-1136.
- GIBBS R.J. (1977). — Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sedim. Petrol.*, 47, n° 1, p. 237-243.
- HERBIG H.G. (1988). — Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the Late Cretaceous and Tertiary. In *The Atlas System of Morocco*, V.H. Jacobshagen (Ed.), *Lecture Notes in Earth Sciences*, 15, p. 321-337.
- HOLTZAPFFEL T. (1985). — Minéraux argileux : Préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. Géol. Nord.*, n°12, 136 p.
- HUGGETT J.M. (1984). — Controls on mineral authigenesis in coal measures sandstones of the East Midlands, UK. *Clay Minerals*, 19, p. 343-357.
- KISCH H.J. (1983). — Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Developments in sedimentology* ; 2, p. 289-494.
- KUBLER B. (1968). — Evolution qualitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Cent. Rech. Pau - S.N.P.A.*, 2, pp. 385-397.
- LOPEZ GALINDO A. et MARTIN-ALGARRA A. (1992). — Palaeogeography and clay mineralogy of Mid-Cretaceous flysches of the Gibraltar Arc Area. *Cretaceous Research*, 13, p. 421-443.
- MILLOT G. (1964). — Géologie des argiles, altération, sédimentologie, géochimie: *Masson, Paris*, 499 p.
- PAQUET H. (1970). — Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, 30, 210 p.
- RAHHALI I. (1970). — Foraminifères benthoniques et pélagiques du Crétacé supérieur du synclinal d'El Koubbat (Moyen Atlas). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc* . 30, n° 225, p.51-97.
- TERMIER H. (1936). — Etudes géologiques sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mém. serv. Mines Carte géol. Maroc*, 33, 1566 p.
- TRAUTH N. (1977). — Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale Tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Sci. Géol. Mém Strasbourg*, 9, 195 p.
- WEAVER C.E. et BECK K.C. (1977). — Miocene of the S.E. United States - A model for Chemical sedimentation in a peri-Marine environment. *Géol.*, 17, p. 1-234.
- WHITEHOUSE G., JEFFREY L.M. et DEBBREHT J.D. (1960). — Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. *Clays and Clay Minerals.*, 7, p.1-79.
- WILSON M.D. et PITTMAN E.D. (1977). — Authigenic clays in sandstones : Recognition and influence of reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sedim. Petrol.*, 47, p. 3-31.
- ZEMMOURI O. (1971). — Contribution à l'étude des schistes bitumineux des bassins Crétacés du Moyen Atlas septentrional (Maroc). *Thèse 3^è cycle, Besançon*, 204 p.

EXPLICATION DE LA PLANCHE I

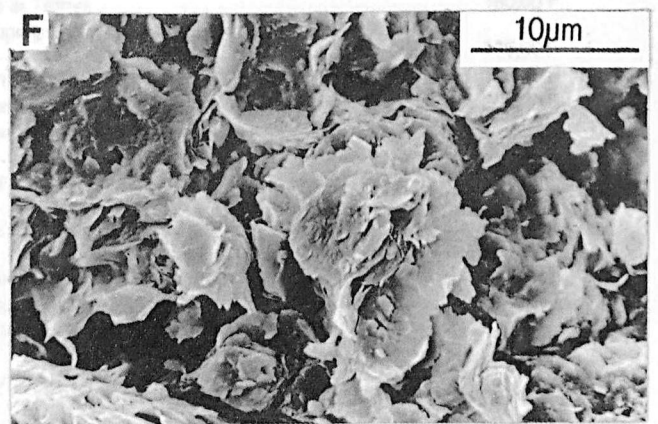
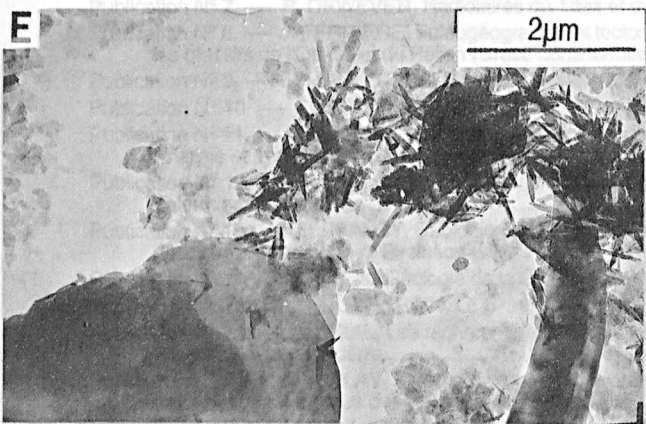
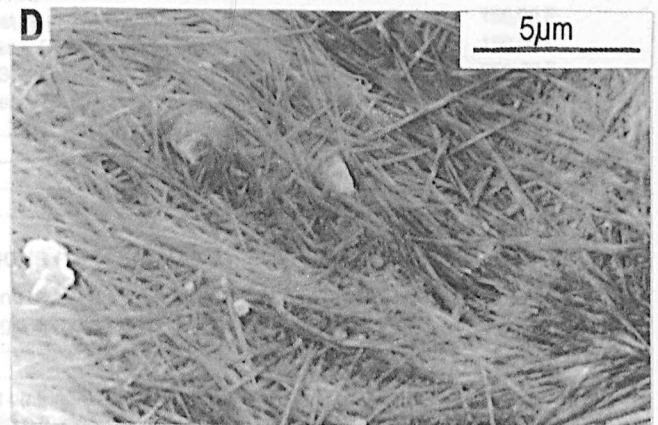
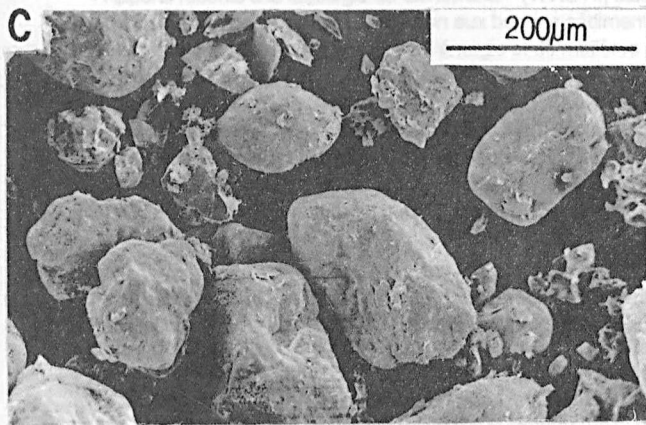
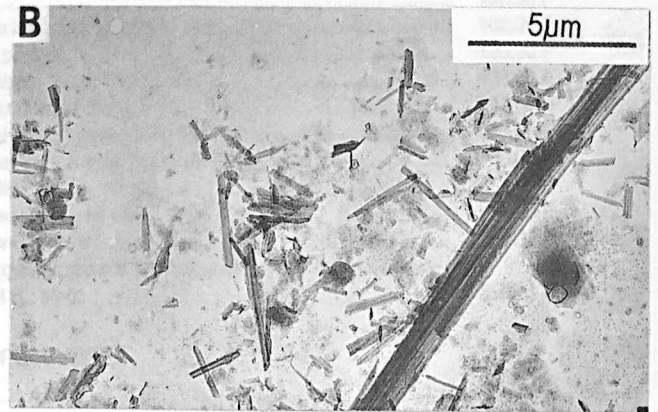
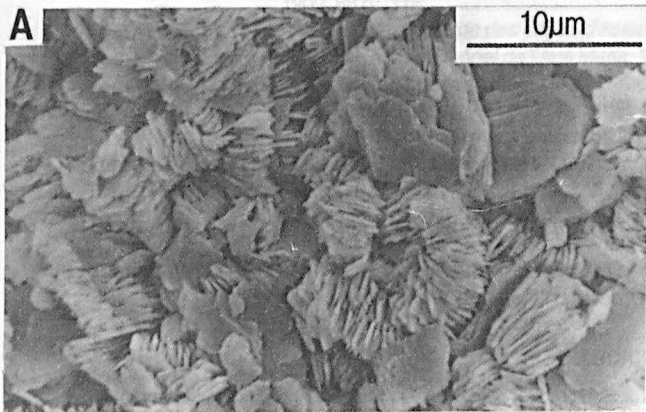
Planche: Microscopie électronique à transmission (MET) et à balayage (MEB)

Transmission electron microscopy (TEM), and Scanning electron microscopy (SEM)

- A. — MEB, cristaux hexagonaux de kaolinite authigène disposés en accordéon, dans les faciès grésophosphatés maastrichtiens d'Oudiksou.
- A. — *SEM, Authigenic hexagonal crystals of kaolinite in Maastrichtian phosphatic sandstone deposits of Oudiksou.*
- B. — MET, fibres de palygorskite albiennaise d'Oudiksou sous deux formes : fibres courtes et individualisées - fibres allongées et regroupées en amas.
- B. — *TEM, fibers of palygorskite from Albian deposits of Oudiksou. Notice the occurrence of short and isolated fibers together with grouped long fibers.*
- C et D. — MEB, niveau gréseux aptien d'Oudiksou. C - grains éolisés de palygorskite, D - détail de la surface d'un grain montrant un revêtement de fibres de palygorskite.
- C et D. — *SEM, Aptian sandstone from Oudiksou. C. aeolian grains of palygorskite, D. detail of the surface of aeolian grain showing fibers of palygorskite.*
- E. — MET, association goéthite (cristaux allongés et regroupés) et kaolinite (cristaux hexagonaux de petite taille) dans les faciès carbonatés du Turonien d'Oudiksou.
- E. — *TEM, Association of goethite and kaolinite from carbonate facies from Oudiksou.*
- F. — MEB, aspect pétaloïde des smectites néoformées du Santonien d'Oudiksou.
- F. — *SEM : Authigenic smectites from Santonian deposits from Oudiksou.*

Tome IV
Tome VI

n° 2. — P. FRAZON, Les gisements de minerai de fer du Massif Central, 1994, 172 p.
n° 3. — R. ZILLER, Mémoires sur le Bassin houiller des Ardennes, 1882, 24 p.
n° 1. — J. GOSSELET, Etude sur les minéraux du Geste de Valenciennes, 1894, 62 p., 1 pl.
n° 1. — P. BERTRAND, Etude du gisement de Phosphates de la région de Valenciennes, 1907, 102 p., 1 pl.
n° 2. — J. GOSSELET et al., Faune alvéoliforme de Liège, 1910-1911, fasc. 1.
n° 3. — V. COMBET, Saint-Amand et environs : Notes de Géologie, de Topographie et de Paléontologie, 1922, 20 p., 2 pl.



Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

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 Pennsylvanie</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 Vermeulli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutier</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.	85,00 F
	n° 2. — J. GOSSELET <i>et al.</i> , <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</i> , Stenzel, 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 <i>et al.</i> , <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIÈRE, <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 <i>et al.</i> , <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantotrachés 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 <i>et al.</i> , <i>Essai de synthèse des données acquises dans la genèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.	250,00 F

FASCICULES SPÉCIAUX (*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 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 » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	T.T.C. 250,00 F
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 ^{me} série, fasc. 1).....	175,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géol. 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 Saravejo (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 Héliénides 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 Héliénides 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 sphéroptériennes du Bassin Houllier Sarro-Lorrain</i>	200,00 F
Publication N° 11. — B. MISTIAEN, <i>Phénomènes récifaux dans le Dévonien d'Afghanistan (Montagnes Centrales). Analyse et systématique des Stromatopores</i>	200,00 F
Publication N° 12. — T. HOLTZAPFFEL, <i>Les minéraux argileux. Préparation, analyses diffractométriques et détermination</i>	T.T.C. 90,00 F
Publication N° 13. — J.L. MANSY, <i>Géologie de la Chaîne d'Ormineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i>	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i>	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i>	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i>	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly ; traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Fascicule 1, <i>Le Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyr. Or.). Evolution tectono-métamorphique</i>	T.T.C. 150,00 F
Fascicule 2, <i>Etude d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques</i>	T.T.C. 110,00 F
Fascicule 3, <i>Carte géologique en couleurs au 1/250000 du Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyr. Or.)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i>	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. LAMOUROUX, <i>Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution</i>	150,00 F
Publication N° 20. — G. MAVRIKAS, <i>Evolution Crétacé-Eocène d'une plate-forme carbonatée des Héliénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i>	150,00 F
Publication N° 21. — P. BRACQ, <i>L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux, apport de l'analyse morphostructurale</i>	150,00 F
Publication N° 22. — N. FAGEL, <i>Flux argileux du Néogène au Quaternaire dans l'Océan Indien Nord</i>	150,00 F

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

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

(*) Tous les prix sont indiqués hors taxe, sauf indication contraire (T.T.C.).

SOMMAIRE

Tome 4 (2^me série), Fascicule 1

parution 1995

	pages
Alain TRENTESAUX. — Stratigraphie et dynamique sédimentaire d'un banc tidal. Le Middelkerke Bank, Mer du Nord méridionale.....	3
Béatrice LEDESERT. — Fracturation et paléocirculations hydrothermales. Application au projet de géothermie Roches Chaudes Sèches de Soultz-sous-Forêts (Alsace).	13
Pierre BRACQ. — L'effet d'échelle sur le comportement hydrodynamique et hydrodispersif de l'aquifère crayeux : apports de l'analyse morphostructurale.....	21
Lahcen DAOUDI, Mohamed CHARROUD, Jean François DECONINCK et BOUABDELLI Mohamed. — Distribution et origine des minéraux argileux des formations Crétacé-Éocène du Moyen Atlas Sud-occidental (Maroc): signification paléogéographique.....	31

© 1995 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'auteurs.

Imprimé en France (Printed in France)