

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 5 (2^{ème} série), Fascicule 4
parution 1997

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 similité 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, XXII, 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.

FASCICULES SPÉCIAUX

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F H.T.
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F H.T.
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F H.T.
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F H.T.
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F H.T.
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F H.T.
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F H.T.
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F H.T.
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F H.T.
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F H.T.
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	250,00 F T.T.C.
« Le Nord et son environnement géologique. » (T.)	175,00 F H.T.

(1) Modification adoptée lors de l'Assemblée Générale

Société
Géologique du
Nord

ANNALES

Tome 5 (2^{ème} série), Fascicule 4
parution 1997

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1997 —

<i>Président</i>	M ^{lle} D. BRICE
<i>Premier Vice-Président</i>	M. F. ROBAZYNSKI
<i>Seconds Vice-Présidents</i>	M. M. DEBUYSER
	M. A. BLIECK
<i>Conseillers</i>	M. N. CRAMPON
	M. J.F. DECONINCK
	M. G. DASSONVILLE
	M. J. FERRIÈRE
	M. B. MISTIAEN
	M. J. SOMMÉ
<i>Secrétaire</i>	M. O. AVERBUCH
<i>Secrétaire Adjoint</i>	M. B. LEDESERT
<i>Trésorier</i>	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i>	M ^{me} Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i>	M. A. TRENTESAUX

CONSEIL SCIENTIFIQUE

— 1997 —

MM. W. CHRISTENSEN (Copenhague), A. DELMER (Bruxelles), W. KUNHT (Kiel),
B. PEYBERNES (Toulouse), M. PRICE (Reading) et H. ZIJLSTRA (Utrecht).

CONSEIL ÉDITORIAL

— 1997 —

MM. A. BLIECK, J.F. DECONINCK, J. FERRIÈRE, B. MISTIAEN et J. SOMMÉ
M^{me} Ch. VINCHON.

Nous tenons à remercier ici MM. et M^{mes} Y. BATTIAUX, B. BIJU-DUVAL, E. CARLIER,
N. CRAMPON, C. GORINI, F. HANOT, J. LEPLAT, Ph. MARTIN, D. OBERT, J.L. POTDEVIN,
Y. QUINIF et J. SOMMÉ qui ont bien voulu contribuer à l'examen des articles de ce fascicule.

MODÈLE TECTONO-SÉDIMENTAIRE DES DÉPÔTS PALÉOGÈNES DANS LE NORD-EST DU BASSIN DE PARIS : CONSÉQUENCES SUR LA GÉOMÉTRIE DU TOIT DE LA CRAIE.

**Tectonic & eustatic influences on Paleogene deposits in north-eastern area of Paris basin :
consequences on the top of chalk geometry.**

par Marc DUPRAT(*)

Résumé. — Dans le Nord-Est du bassin de Paris, en plus des cartes du BRGM et des nombreuses publications, l'intégration des données pétrolières de sub-surface permet de préciser l'âge et la géométrie des formations paléogènes. Les séquences de dépôts paléocènes et éocènes sont corrélées avec d'autres bassins, en faisant la part d'une origine eustatique et/ou tectonique. Les faciès du Thanétien marin et de l'Auverisien font l'objet d'une carte en isopaques révélant l'influence de quelques linéaments visibles en image satellite. La cohérence d'une tectonique cassante dans la craie influençant les épaisseurs et les faciès des étages paléogènes est démontrée à travers 7 profils géologiques. En particulier, une zone émergée au Thanétien récemment mise en évidence par plusieurs auteurs est confirmée dans ce travail. Elle pourrait être la conséquence d'une phase tectonique précoce jouant en compression sub-méridienne, antérieure à la phase pyrénéenne classiquement admise à l'Eocène. La géométrie des cuvettes et hauts structuraux, ainsi qu'une possible intervention de failles ou flexures décrochantes à léger jeu normal ou inverse permet de proposer, sous couverture tertiaire, une nouvelle carte structurale du toit de la craie localisée entre la faille du Bray et la cuesta tertiaire champenoise.

Abstract. — *The geometry of the Paleogene deposits in the north-eastern part of Paris basin has been precisely defined using new oil prospection data as well as pre-existing geological maps and publications. Paleocene and Eocene sequences have been correlated with other basins, taking into account eustatic or tectonic parameters. Isopach maps have been made for Thanetian and Auversian marine sediments to reveal the influence of faulting. This influence is also demonstrated by the use of seven geological profiles. A previously well-defined area of emersion has been confirmed for Thanetian. It could result from a NNW-SSE trending compressional episode before the classical Pyrenean event of the Eocene. The geometry of sub-basins and structural highs, normal or reverse faulting, and strike-slip faulting lead to a new structural map of the top of chalk for the region between Bray fault and Champagne area.*

Le bassin de Paris (fig. 1) est habituellement subdivisé en 3 secteurs structuraux (Megnier *et al.*, 1980) :

- le bloc armoricain, limité à l'Est par la faille de Sennely et la faille de la Seine,
- le bloc bourguignon limité à l'Ouest par la faille de Sennely et au Nord-Est par la faille du Bray-Vittel,
- le bloc ardennais, limité au Sud par la faille du Bray-Vittel et au Nord par la faille du Midi.

La zone d'étude se situe à l'Est du bassin de Paris, entre la cuesta tertiaire champenoise, le Laonnois et l'anticlinal du Pays de Bray. Ce secteur recouvre donc une partie des blocs bourguignon et ardennais.

L'objectif de ce travail est de préciser la géométrie du toit de la craie pour formuler des hypothèses sur l'enregistrement des déformations tectoniques de cette surface par les formations paléogènes.

Plusieurs milliers de diagraphies différées effectuées dans des forages peu profonds sont utilisées dans l'industrie pétrolière pour le calage des vitesses sismiques (Hanot & Renoux, 1991). Ces informations (données publiques

disponibles à la DHYCA ou au BRGM) ont permis de réaliser des profils géologiques (fig. 2), une carte d'épaisseur du Thanétien (fig. 4) et une carte d'épaisseur de l'Auverisien (fig. 7). Pour ce faire environ 1500 coredrills ont été analysés en corrélation avec la cartographie au 1/50.000 du BRGM et les affleurements visités à l'occasion de cette étude. Ces corrélations sont synthétisées sur les figures 3, 5 et 6 en y intégrant les formations classiques (Megnier *et al.*, 1980). La chronologie relative adoptée est issue de Bignot (1993), Laurain et Meyer (1986) ainsi que Gély et Lorenz (1991) pour l'Eocène. La chronologie des mammifères (zones MP de Schmidt-Kittler *et al.*, 1987) est corrélée avec celles du nannoplancton et de la magnétostratigraphie (zones NP de Berggren *et al.*, 1995) et tient compte de travaux récents de biochronologie mammalienne (Hooker, 1996 ; Escarguel *et al.*, 1997 ; Lévêque & Legendre, 1997 ; Gheerbrant *et al.*, 1997 ; Duprat, 1997). Les âges absolus proviennent de Cande et Kent (1995), de la courbe eustatique proposée par Haq *et al.* (1988) modifiée en chronologie absolue par les nouvelles datations de Berggren *et al.* (1995). Les linéaments décelés sur les images satellites NASA et SPOT ont permis de confirmer les directions structurales déjà proposées par de nombreux auteurs (Héritier & Villemin, 1971 ; Obert *et al.*, 1992 ;

(*) TOTAL Exploration-Production ; 24 cours Michelet, 92069 PARIS la Défense.

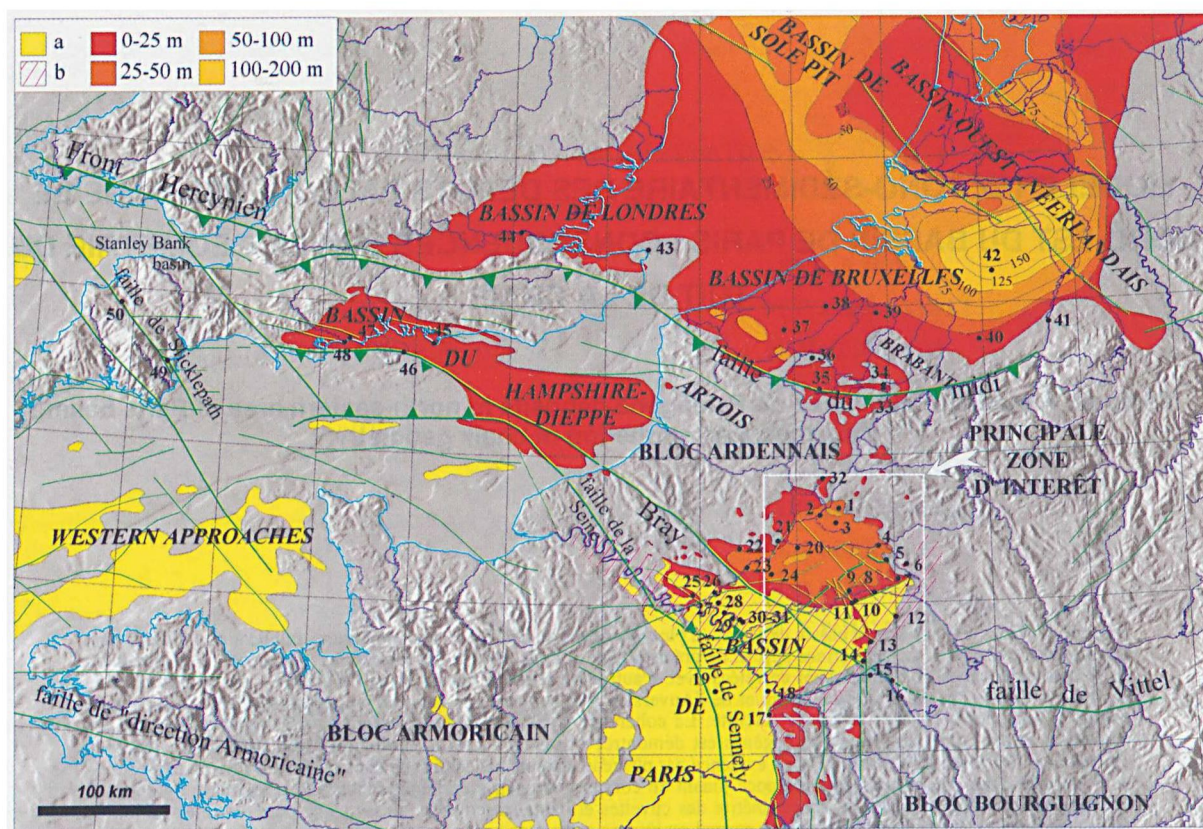


Fig. 1. — Schéma structural - Isopaques des sédiments paléocènes dans les bassins de Paris, Londres, Bruxelles et du Hampshire. d'après Aubry, 1986; Bignot, 1995; Cameron *et al.*, 1992; Dart *et al.*, 1995; Hamblin & Arthur, 1992; Héritier & Villemin, 1971; Hibschi *et al.*, 1993; Megnien *et al.*, 1980; Obert *et al.*, 1997; Kockel in Vinken, 1988.

a. bassins sans Thanétien reconnu, b. zone émergée à *Microcodium* à la fin du Thanétien

Localités du Paléogène : 1 Versigny, 2 Sinceny, 3 Prémontré, 4 Bouffignereux, 5 Châlons-sur-Vesle, 6 Cernay, 7 Rilly, 8 Oeuilly, 9 Jaulgonne, 10 Saint-Agnan, 11 Condé-en-Brie, 12 Vertus, 13 Sézanne-Broyes, 14 Chantemerle, 15 Romilly, 16 Droupt-Saint-Basle, 17 Nemours, 18 Fontainebleau, 19 Etampes, 20 Cuise-la-Motte, 21 Margny-les-Compiègne, 22 Clermont, 23 Creil, 24 Ducy, 25 Vigny, 26 Auvers-sur-Oise, 27 Beauchamp, 28 Argenteuil, 29 Saint-Ouen, 30 Pantin, 31 Romainville, 32 Saint-Quentin, 33 Mont Héribu, 34 Mons, 35 Orchies, 36 Roubaix, 37 Ypres, 38 Tielt, 39 Vlierzele, 40 Dormaal, 41 Maastricht, 42 Mol, 43 Isle of Thanet, 44 Woolwich, 45 Bracklesham, 46 Whitecliff, 47 Barton, 48 Hengistbury Head, 49 Bovey pull-apart basin, 50 Petrockstow pull-apart basin.

Fig. 1. — Structural sketch map - Isopachs of paleocene deposits in Paris, London, Brussels and Hampshire basins. a. basins without Thanetian, b. continental area with *Microcodium* for the end of Thanetian

Hamblin & Arthur, 1992; Cameron *et al.*, 1992; Hibschi *et al.*, 1993; Megnien *et al.*, 1980; Dart *et al.*, 1995) et d'en repérer quelques autres. Les figurés utilisés pour les failles sont aux normes de l'Institut Français du Pétrole (Letouzey, 1991).

I. — LE PALÉOCÈNE

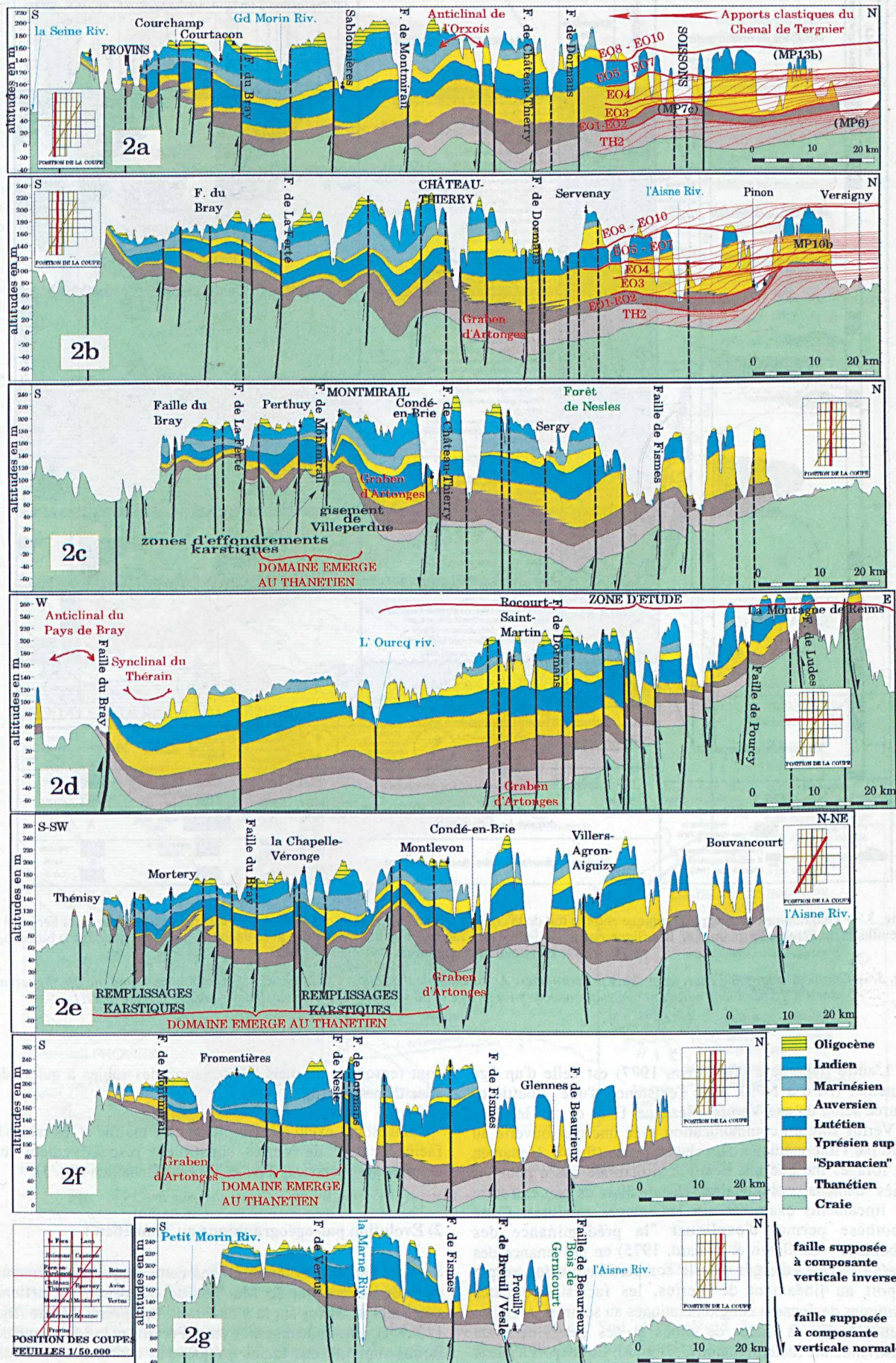
1) Les faciès "daniens" de la région de Vertus

Pris dans son ensemble, le "Danien" est marin littoral, avec de nombreux apports continentaux. D'autant que de nombreux organismes sont remaniés du Crétacé. Les faciès

évoluent d'une argile de base à des calcaires bioclastiques. La partie inférieure des coupes, très fossilifère, s'apparente au Danien. La partie supérieure, plus sableuse comporte un faciès analogue aux sables à galets de silex thanétiens, avec en plus, une matrice carbonatée. Quel que soit l'âge, le site correspond à un estuaire localisé sur un graben de dimension kilométrique, où régnait un courant littoral (faible selon Bignot *et al.*, 1987) drainant des éléments détritiques siliceux et carbonatés. Ainsi, dans le cas d'un âge danien (Bignot, 1993), il pourrait s'agir d'un golfe en communication avec la mer ouverte par le Sud-Ouest, en liaison avec les sites du Sud de Provins et les autres sites du bassin de Paris. Cette mer aurait alors été limitée par deux hauts structuraux préexistants : l'anticlinal du Bray NW-SE et le haut structural orienté SW-NE, entre Esternay et la Montagne de Reims.

Fig. 2. — Coupes géologiques présentant la géométrie du toit de la craie sous couverture paléogène. La lithologie des étages est précisée sur les figures 3, 5 et 6.

Fig. 2. — Geological cross-sections showing top of chalk under Paleogene. Lithology is detailed on fig. 3, 5, 6.



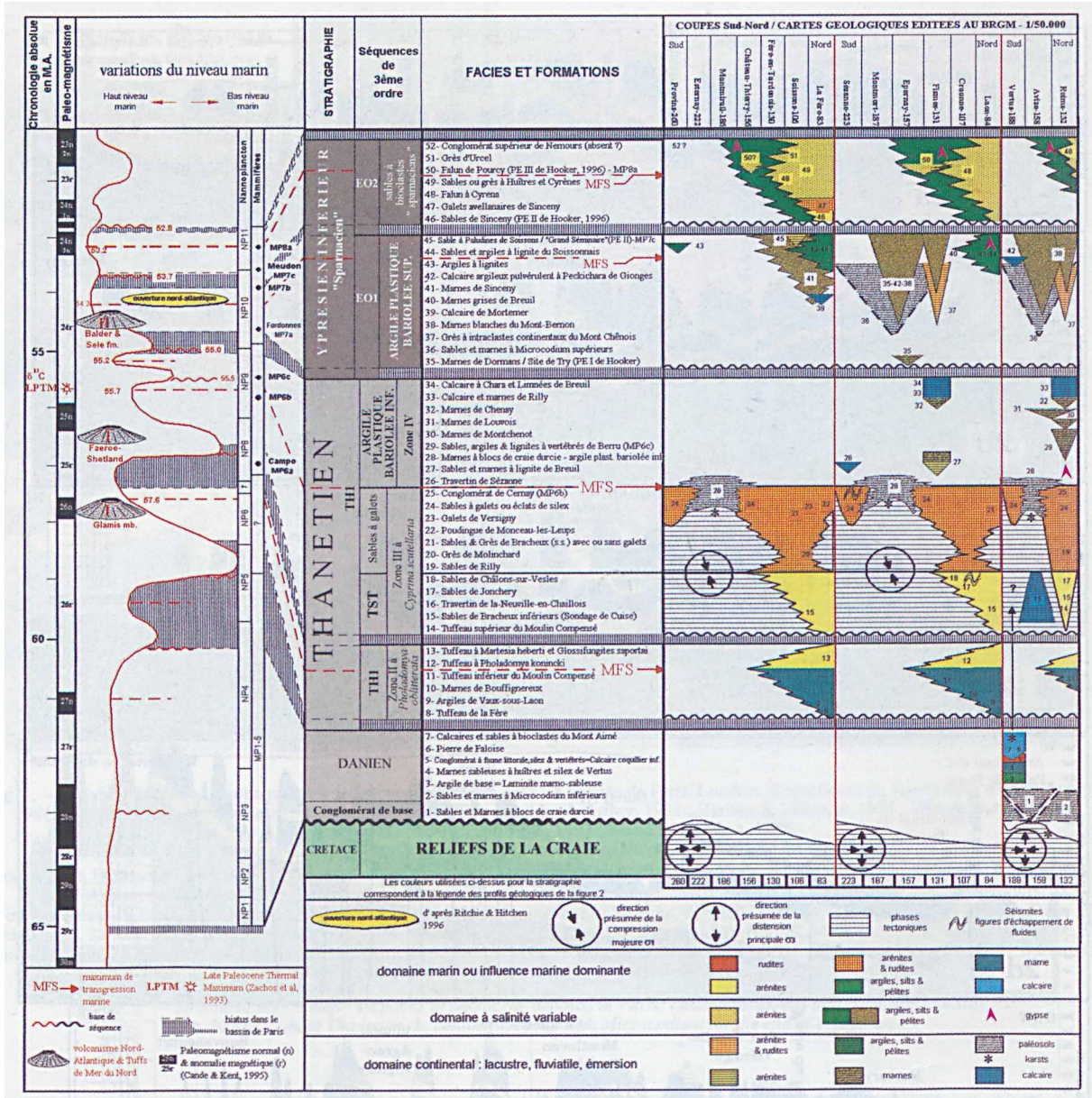


Fig. 3. — Diagramme chronostratigraphique entre le toit de la craie et celui de l'Yprésien inférieur. A titre d'exemple le tuffeau de la Fère n°8 (feuille de La Fère) et les marnes de Bouffignereux n°10 (feuille de Craonne) sont contemporains avec un âge évalué à 58 Ma dans la biozone NP6, sous le maximum transgressif de TH1 daté 57.6 Ma.

Fig. 3. — Chronostratigraphic chart from chalk to Sparnacian. As an example the "tuffeau de la Fère" n°8 (La Fère map) and the Bouffignereux marls n°10 (Craonne map) are contemporaneous with an age of 58 Ma in NP6, under the maximum flooding surface of TH1.

L'autre hypothèse (Guillemin, 1977) est celle d'un âge thanétien (NP6 à NP9), avec l'existence d'une "gouttière" centrée selon un axe Vertus - Sézanne. Dans ce cas, les sites de Vertus sont en communication avec une mer ouverte au Nord par l'intermédiaire d'un chenal marin (fig. 4). L'examen des forages indique une position structurale basse pour les faciès "daniens", soit une dénivelée de 30 m de part et d'autre des linéaments examinés sur les images satellites. Cette hypothèse permet d'expliquer "la prédominance des carbonates" (Guillemin & Renard, 1975) en provenance des reliefs de craie émergés. Sur le compartiment effondré par rapport au linéament de Vertus, les faciès carbonatés détritiques deviennent conglomératiques au sommet, avec des galets de silex à traces de chocs et des galets de craie maastrichtienne (détermination G. Bignot). Ces dépôts à galets

sont regroupés ici dans la formation des sables à galets de silex thanétiens (fig. 3).

Il n'est pas exclu que l'argile de base marine et les sables à faciès dessalé de Vertus constituent respectivement les témoins des séquences TH1 et TH2 du Thanétien (fig. 3).

2) Evolution paléogéographique au Thanétien :

Le Thanétien comprend dans cette étude les sédiments déposés entre 60 et 55 Ma. Les dépôts marins thanétiens s'étendent au moins sur la moitié nord de la zone d'étude (fig. 1, 3 & 4). Une zone émergée entre Provins et la Montagne de Reims supporte des faciès uniquement continentaux. Deux

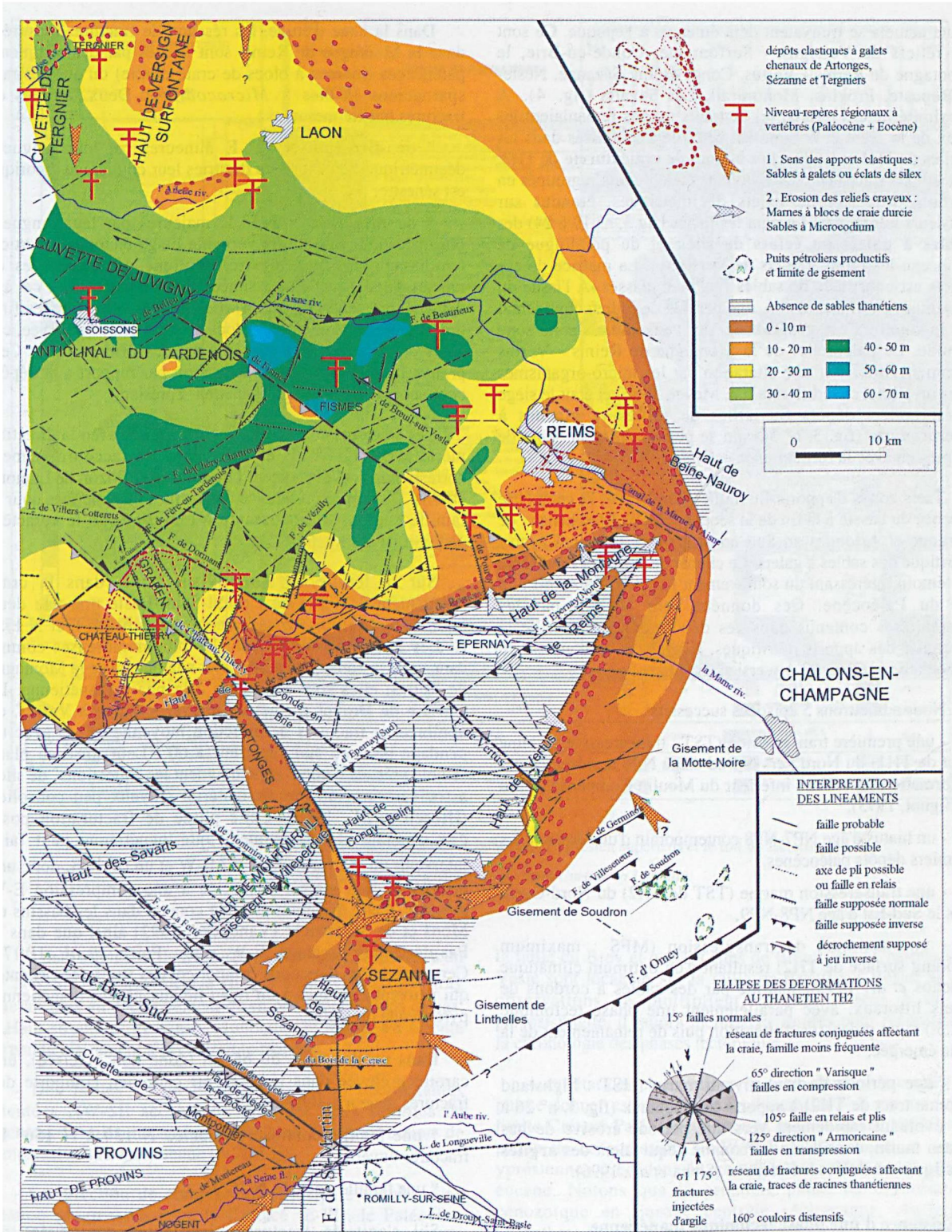


Fig. 4. — Carte des épaisseurs cumulées du Paléocène marin, thanétien pour la majeure partie. Le jeu des faïlles est déduit des isopaches.

Fig. 4. — Cumulated isopachs for marine paleocene deposits, mainly thanetian. Inverse or normal faulting from isopachs.

séquences de dépôts marins, TH1 et TH2 s'étendent au Nord de cette zone émergée. TH1 est caractérisée dans la région de Châlons-sur-Vesle par des dépôts essentiellement argileux. Cette argile à silex est bien marquée en forage et se retrouve dans toute la zone au Nord de la Marne au moins jusqu'à la

région de Saint-Quentin. TH2 regroupe des dépôts sableux pour l'essentiel.

A l'Est, au Sud, et au Nord de la zone d'étude, au maximum de la transpression thanétienne de TH2, certains

hauts actuels se trouvaient déjà émergés à l'époque. Ce sont les reliefs de Versigny - Surfontaine, Condé-en-Brie, la Montagne de Reims - Vertus, Congy-Belin, Sézanne, Nesle-la-Reposte, Provins, Montmirail, Les Savarts (fig. 4). A proximité de ces reliefs, les courants marins remaniaient les silex de la craie et notamment ceux déjà mobilisés dans les argiles de TH1 et les **marnes à blocs de craie durcie** de TH2. Ces silex à traces de chocs violents étaient alors regroupés en cordons littoraux de galets décimétriques, étendus sur plusieurs kilomètres, formant les faciès (fig.3, n° 19 à 24) des **sables à galets ou éclats de silex** et du poudingue de Monceau-les-Leups (galets de Versigny). La matrice de ces galets est constituée de sables fins bien classés. A l'issue du maximum de transgression, une période de milieu continental ou lagunaire s'est généralisée sur l'ensemble de la zone d'étude. Le paléorelief de la Montagne de Reims - Vertus commençait à subir une altération par les micro-organismes sous un climat chaud (Laurain & Meyer, 1986) et était le siège des premiers dépôts fluviatiles de **sables et marnes à *Microcodium*** (fig. 3, n° 36) qui se poursuivront au début de l'Yprésien avec la formation de calcrètes.

Trois zones d'apports fluviatiles confirment la géométrie précoce du bassin à la fin de la séquence TH2. Les chenaux de Sézanne et Artonges au Sud constituent le principal apport détritique des sables à galets. Le chenal de Tergnier représente un témoin intéressant du soulèvement précoce de l'Artois à la fin du Paléocène. Ces données sont étayées par les mammifères contenus dans ces dépôts qui attestent de la pérennité des apports détritiques, siliceux et carbonatés, du Thanétien supérieur à l'Auversien (fig. 2a et 2b).

Nous admettons 5 épisodes successifs :

- une première transgression (TST : transgressive system tract de TH1) du Nord vers le Sud d'âge NP6 représentée par la formation du tuffeau inférieur du Moulin Compensé (Janin & Bignot, 1993),
- un hiatus d'âge NP7-NP8 contemporain d'une érosion des premiers dépôts paléocènes,
- une transgression marine (TST de TH2) du Nord-Ouest vers le Sud-Est d'âge NP8-NP9,
- un maximum de transgression (MFS : maximum flooding surface de TH2) résultant d'un optimum climatique (Zachos *et al.* 1993), marqué par des sables à cordons de galets littoraux, avec parallèlement une phase tectonique (§ I.3.) et un processus d'altération puis de remaniement de la craie émergée,
- une période de haut niveau marin (HST : highstand system tract de TH2) à apports continentaux (fig. 3, n° 26 à 34) évoluant rapidement vers une période érosive de bas niveau marin, considérée ici comme l'équivalent des **argiles plastiques bariolées inférieures** (Sinha *et al.*, 1996).

3) Existence d'une phase tectonique thanétienne

Plusieurs auteurs ont envisagé une phase tectonique au Paléocène, sur des critères microstructuraux, cartographiques ou géophysiques.

a) Analyse microtectonique

En Angleterre, Hibschi *et al.* (1993) attribuent, pour le Paléocène, une direction de compression NW-SE se distinguant de celle (NNE-SSW) généralement admise pour la phase pyrénéenne (Lacombe *et al.*, 1996).

Dans la zone d'étude, les réseaux de fractures mesurées dans la Montagne de Reims sont scellés par des sédiments paléocènes (marnes à blocs de craie durcie) ou au plus tard sparnaciens (sables à *Microcodium*). Deux familles de fractures ont été mesurées :

* de direction N 42° E mineures par leur longueur décimétrique ; en l'absence de stries leur coulissage théorique est sénestre,

* de direction N 145° E majeures par leur longueur plurimétrique réalisant un véritable litage tectonique vertical (coulissage théorique dextre) souligné par des traces de racines d'âge thanétien car situées sous un paléosol de cet âge dans la zone émergée (fig. 4). Les marnes continentales fini-thanésiennes remanient des blocs de cette craie bioturbée, ces blocs étant eux-mêmes corrodés par des *Microcodium*. Ceci prouve l'antériorité de la fracturation par rapport aux dépôts continentaux de la limite Thanétien-Yprésien.

Ces fractures conjuguées sont en accord avec la direction méridienne (N175° E en moyenne) de raccourcissement correspondant à l'événement I de Coulon et Frizon de Lamotte (1988). De plus la préférence des racines thanésiennes pour la famille (supposée) coulissante N145 confirme le caractère distensif de ces fractures.

Sur la feuille de Romilly-sur-Seine, dans la craie campanienne, le site de Droupt-Saint-Basle présente deux familles de fractures verticales conjuguées N 28° E et N 155° E. Les fractures NW-SE sont les plus nombreuses comme dans toute la zone d'étude. Par leur analogie avec la Montagne de Reims, elles sont rattachées à la phase thanétienne. La carrière de Droupt permet de relever, comme à Vertus, de nombreuses fractures de direction moyenne 88° E avec un pendage nord ou sud supérieur à 60°. Leur mise en place semble précoce comme en témoignent les "injections" de silex associées caractérisant un matériel crayeux peu consolidé (Hibschi *et al.*, 1993). Cette phase de fracturation post-campanienne et certainement anté-thanésienne peut faire intervenir un σ_1 vertical, un σ_2 E-W et un σ_3 N-S, donc une distension N-S majeure associée à une compression E-W mineure. Cette direction est déjà connue dans les bassins de Mons et de Maastricht (Vandycke, 1992) ainsi que dans le Pas-de-Calais (serrage E-W selon Pairis *et al.*, 1997). Certaines de ces directions comportent des stries décrochantes qui peuvent être dues à un rejeu lié aux phases thanésienne, pyrénéenne ou alpine.

Dans un des puits du bassin (zone non précisée), une carotte prélevée dans le réservoir callovien comporte des fractures majeures subverticales :

* une famille dominante orientée N 130 à N 150° E, fractures ouvertes,

* une famille orientée N 25° E.

S'il s'agit de fractures cisailantes conjuguées, la bissectrice entre ces deux familles donne une valeur à N 175° E. Ceci est en accord avec une direction de raccourcissement NNW-SSE. Si la contrainte principale à l'Eocène avait une direction NNE-SSW, il est possible que les fractures de la seconde famille (N25) soient ouvertes et jouent un rôle de drain pour les hydrocarbures. Avec une direction de σ_1 actuelle orientée N150° E d'après l'ovalisation des puits, la première famille de fractures demeure ouverte.

Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer cette fracturation NW-SE dominante dans toute la zone d'étude :

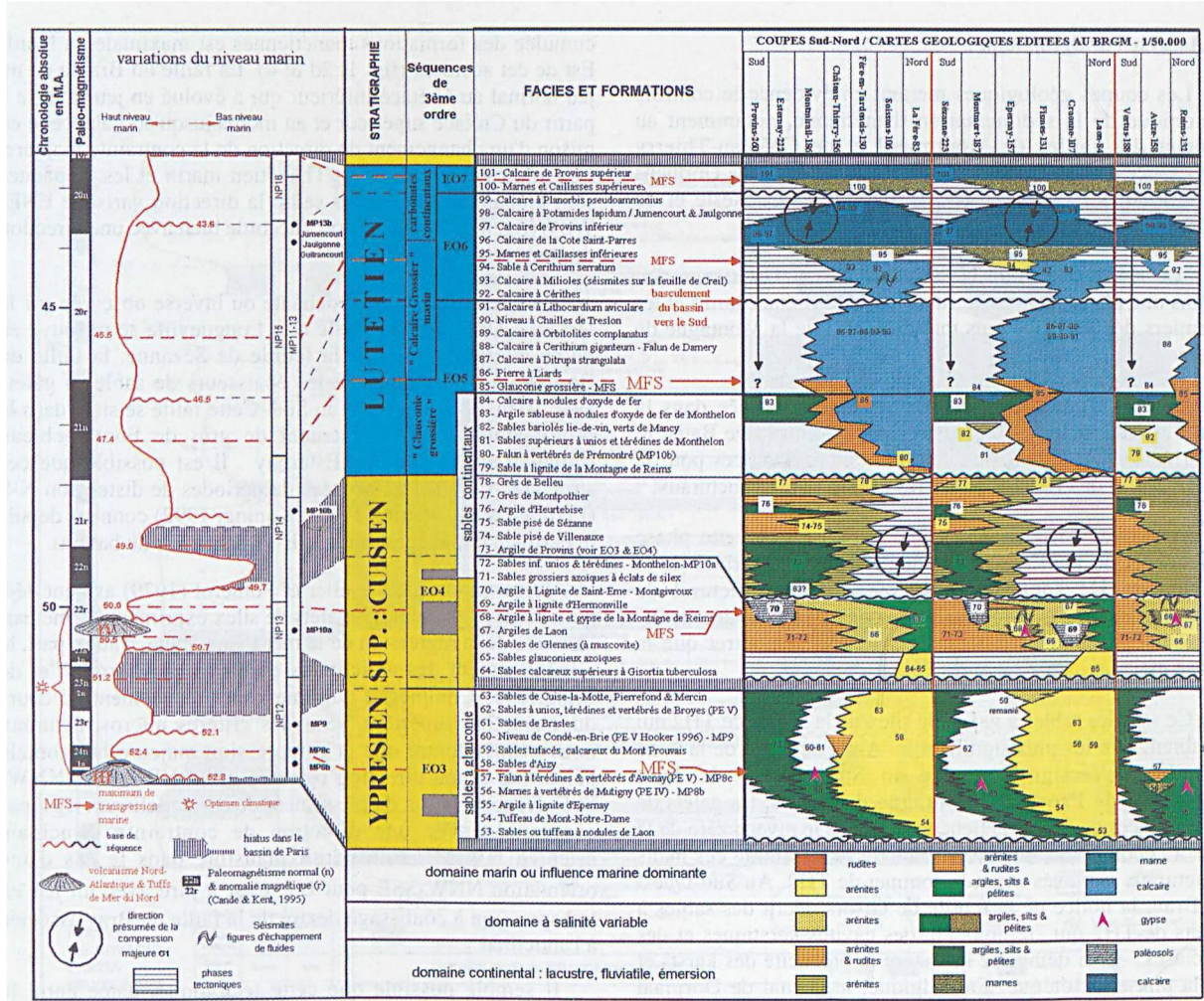


Fig. 5. — Diagramme chronostratigraphique entre la base de l'Yprésien supérieur et le toit du Lutétien.

Fig. 5. — Chronostratigraphic chart from Cuisian to Lutetian.

- Il peut s'agir soit de fractures en extension parallèles à un σ_1 NW-SE conformément à Hibschi *et al.* (1993). Le Bray jouerait plus en décrochement qu'en plissement. Dans ce cas, le Haut structural Provins - Montagne de Reims est orienté perpendiculairement à la contrainte majeure.

- Des failles (f. de Fismes sur fig. 4) décrochantes orientées NW-SE accentuent l'une des deux familles de fractures cisailantes conjuguées dues à une direction de compression sub-méridienne (N175° E),

- La direction de compression principale a connu une rotation progressive entre le Crétacé (E-W), le Paléocène (NW-SE à NS, compression provençale) et l'Eocène (NNE-SSW, compression pyrénéenne).

Quelques affleurements de sables marins thanétiens (TH2) montrent des figures d'expulsion de fluide dont l'interprétation est très discutée. Il peut s'agir de séismites, d'une surpression créée par les sédiments sus-jacents ou encore de glissements récents liés à la topographie actuelle. Certaines figures observées (Benoit, Laurain et Roux, communication personnelle) pourraient être des séismites : Il est intéressant de constater que le site de Chantemerle se trouve à proximité de

la faille du Bray et que les sites de Breuil et de Châlons-sur-Vesle sont localisés sur la faille de Breuil-sur-Vesle. Si ces observations se multiplient et sont reliées à de la paléosismicité, il faudra inclure ces figures pour reconstituer la chronologie des phases tectoniques.

A cet état des observations, la seule chronologie que l'on puisse donner est une phase de distension N-S proche de la limite Crétacé-Paléocène (Lerouge et Quéwardel, 1985), une phase de compression NNW-SSE post-crétacée et anté-yprésienne, précédant la compression pyrénéenne d'âge éocène. Notons que la première phase de déformation cénozoïque en Europe centrale (Allemagne, Autriche, Carpathes) est attribuée à la phase laramienne, au Paléocène moyen (Ziegler, 1987). Ceci est en accord avec une orientation NNW-SSE de la compression paléocène. Le relatif "calme tectonique paléocène" dans l'Ouest des Pyrénées est étayé par Pujalte *et al.* (1993) sur des bases sédimentologiques. Il confirmerait que la contrainte maximale paléocène enregistrée dans la zone d'étude est la conséquence d'une compression dominante NNW-SSE dite "provençale" ou NW-SE dite "alpine" précoce. En revanche, Vergès et Muñoz (1990) soulignent la continuité de la compression pyrénéenne du Maastrichtien à l'Oligocène.

b) *Analyse cartographique*

Les coupes géologiques mettent en évidence le contrôle tectonique de la sédimentation thanétienne, notamment au contact des failles de Montmirail et de Château-Thierry (fig. 2a, 2c & 2f), des failles du Bray, de La Ferté, de Dormans et de Fismes (fig. 2b, 2c & 2d), des failles de Nesle et de Beurieux (fig. 2f) et de la faille de Pourcy (fig. 2d).

Le Roux et Allouc (1988) démontrent l'existence d'au moins une phase tectonique située entre le Crétacé tardif et les premiers dépôts thanétiens marins (TH2) de la Montagne de Reims.

En plus d'une tectonique thanétienne supposée dans la partie méridionale des bassins de Mer du Nord (De Batist & Henriot, 1995), il existe un certain nombre d'indices pour le soulèvement de l'Artois ou d'autres actuels hauts structuraux.

Pour tenter de donner un âge plus précis à cette phase paléocène, on peut remarquer que les argiles marines de la séquence TH1 sont présentes sur le haut structural de Versigny et sur les point bas alors que les sables décrits ci-dessous épousent les reliefs. Ceci tend à démontrer que la phase majeure intervient après TH1.

Ce sont les sables à galets de silex de la séquence TH2 qui semblent être les plus significatifs. Ainsi au Nord de la zone d'étude, à Versigny, comme au Sud, autour du **haut structural de Provins - Montagne de Reims**, les galets de silex à traces de chocs mettent en évidence le niveau zéro de la mer à l'époque thanétienne et donc la précocité de ces hauts structuraux soulevés avant le sommet de TH2. Au Sud-Ouest du Bray, la notice de la feuille de Gisors décrit des sables à galets de TH2 qui "remplissent des cavités karstiques et des diaclases". Ceci démontre là encore la précocité des karsts et de la phase tectonique. En Belgique, le chenal de Dormaal inexistant pendant le dépôt de la formation de Hannut est actif à la limite Thanétien-Yprésien et constitue un équivalent du chenal de Tergnier au Nord de la faille du Midi. Ce point permet de privilégier un âge TH2 pour la phase tectonique paléocène.

L'épaisseur du Thanétien marin (fig. 1 & 4) illustre bien une zone émergée méridionale de direction sensiblement NE-SW. Cette zone se prolonge, en arc de cercle vers le Nord-Ouest, sur l'anticlinal du Pays de Bray jusqu'au Sud du bassin du Hampshire. Elle supporte la formation des argiles plastiques bariolées (Sinha *et al.*, 1996) dont il faut subdiviser une partie inférieure comprenant l'anomalie $\delta^{13}C$ vers 55.5 Ma (Berggren & Aubry, 1996) et une partie supérieure datée par le niveau-repère à mammifères de Meudon (Hooker, 1996). Laurain et Meyer (1986) ainsi que Bignot (1995) ont observé sur cette zone de craie émergée de nombreux dépôts à *Microcodium*. Il ne s'agit peut-être pas d'un anticlinal, mais d'une succession de failles inverses de direction varisque contrôlant la sédimentation. Les failles supposées de St-Agnan, Nesle (fig. 2f), Romery et Ludes (fig. 2d) contrôlent la limite méridionale du bassin marin. Elles ont pour analogue la faille de Soudron. De même, des failles héritées du front hercynien (faille du Midi) contrôlent la sédimentation thanétienne dans les bassins de Londres et Bruxelles (fig. 1).

Le modèle d'une inversion tectonique dans la zone de la faille du Bray est ici vérifié. L'épaisseur du Crétacé inférieur - comme au Malm - est maximale avec 700 m au SW de cet accident (Héritier & Villemin, 1971 ; Trémolières, 1981) entre Coulommiers et Provins ainsi qu'au SW du bassin du Hampshire (Chadwick, 1992). Au contraire l'épaisseur

cumulée des formations thanétiennes est maximale au Nord-Est de cet accident (fig. 1, 2d & 4). La faille du Bray a eu un jeu normal au Crétacé inférieur qui a évolué en jeu inverse à partir du Crétacé supérieur et au moins jusqu'au Paléocène en raison d'un changement de direction de la contrainte majeure. Les limites d'extension du Thanétien marin et les isopaques sont globalement orientées selon la direction varisque ENE-WSW (fig. 4). Cette direction s'accorde bien avec une direction de compression NNW-SSE.

La direction E-W décrochante ou inverse observée sur le terrain à Droupt-Saint-Basle et à Longueville se retrouve en photo-interprétation. Sur la feuille de Sézanne, la faille du Bois de la Cense contrôle les épaisseurs de sables à galets avec 10 m au Nord et 1 m au Sud. Cette faille se situe dans le prolongement d'un alignement de grès de Fontainebleau stampien sur la feuille d'Esternay. Il est possible que ces structures E-W soient héritées de périodes de distension N-S (Lerouge & Quenardel, 1985 ; Koning, 1992) connues depuis le Permien (isopaques orientés E-W dans l'Est du bassin).

Remarquons que Cavelier et Pomerol (1979) avaient déjà noté l'intérêt des sables à galets de silex exprimant "d'une part l'amorce de la régression de la mer thanétienne, d'autre part, le rajeunissement des anticlinaux du Bray, de Clermont et de Margny-les-Compiègne qui émergent précocement au cours du Thanétien supérieur." Sur des critères microstructuraux nous avons montré que la compression majeure horizontale paléocène a une direction orientée entre NW-SE et NNW-SSE. L'accentuation du plissement de ces anticlinaux n'est pas compatible avec une direction de contrainte principale orientée NW-SE. Elle paraît plausible dans le cas d'une orientation NNW-SSE pour σ_1 , c'est à dire avec un jeu en transpression à coulissage dextre de la faille du Bray associée à l'anticlinal.

Il semble possible que cette tectonique, datée entre le sommet de TH1 et le sommet de TH2, corresponde à la **phase laramienne**. C'est ce que suggèrent plusieurs auteurs dans le bassin du Hampshire - Wessex (Lake & Karner, 1987) avec une période d'inversion en contexte transpressif, en Belgique avec la remontée du dôme Artois-Brabant (Wouters & Vandenberghe, 1994 ; De Batist & Henriot, 1995). Dans une moindre mesure, la période d'uplift et d'inversion paléocène enregistrée dans les bassins de Mer du Nord peut en résulter (Ziegler, 1987 ; Nadin & Kuznir, 1995).

c) *Localisation des gisements pétroliers*

Il faut noter la remarquable répartition des gisements pétroliers au droit des zones émergées au Paléocène (fig. 4). Il s'agit des gisements de Malnoue, Cerneux, Coulommies, développés contre la faille du Bray sur le compartiment occidental. Le site de Villeperdue découvert par le partenariat TOTAL-TRITON en 1982 constitue le principal gisement dans les réservoirs du Dogger. L'extension du gisement correspond à une structure en dôme au toit de la craie, ce qui laisse entrevoir un piégeage structural. Vertus est un petit gisement exploitant les chenaux du Rhétien également positionné sous une zone haute du toit de la craie. De même les compartiments surélevés par rapport aux failles varisques de Soudron ou d'Omey sont des gisements produisant de l'huile du Rhétien. La faille de Saint-Martin de Bossenay orientée N-S constitue la bordure orientale d'un gisement du même nom (feuille de Romilly) et marque la limite de la cuesta tertiaire sur la feuille de Sézanne. Une inversion structurale est possible entre le Paléocène (composante normale) plus épais à l'Est et l'Éocène (composante inverse) uniquement connu à l'Ouest de cette accident. En revanche

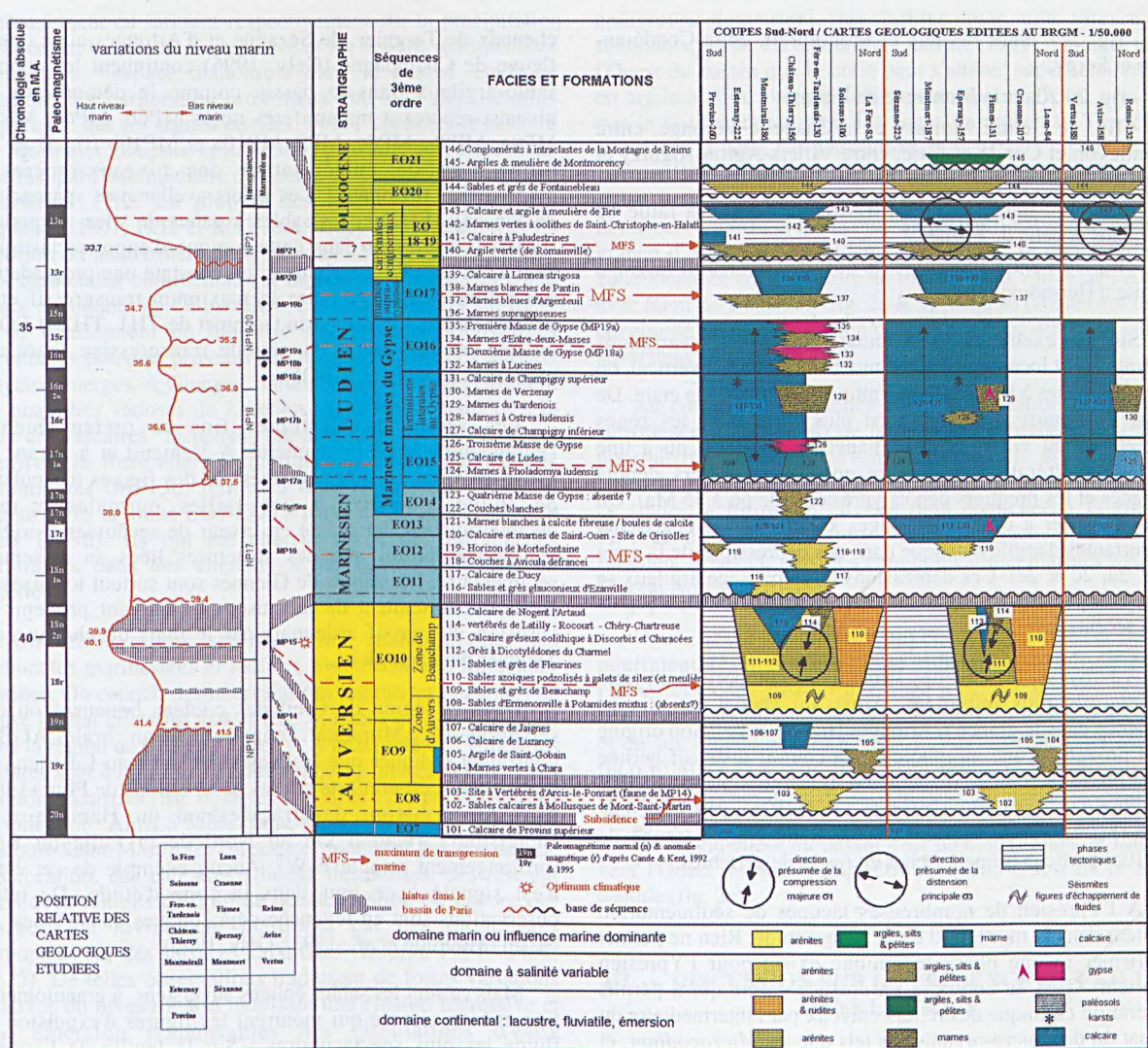


Fig. 6. — Diagramme chronostratigraphique entre la base de l'Auverisien et la base de l'Oligocène.

Fig. 6. — Chronostratigraphic chart from Auversian to Oligocene.

l'anticlinal de Vigny orienté N120 est non productif. Il n'a pas réagi à la contrainte principale thanétienne et s'est probablement mis en place à partir de l'Yprésien.

L'existence de plusieurs structures régionales émergées au Thanétien permet d'envisager un piégeage d'hydrocarbures à cette époque et donc d'impliquer une phase de structuration des reliefs. Ces arguments confortent l'hypothèse d'une migration de l'huile initiée au début du Tertiaire (Monchaux et Trémolières, 1985). Cette migration a pu se prolonger à l'Eocène grâce à la fracturation NE-SW et du Miocène à l'actuel avec les fractures NW-SE.

II. — L'EOCÈNE

1) Variations latérales des sables yprésiens aux faciès argileux "sparnaciens":

Le Sparnacien est représenté par des faciès lagunaires ou des argiles à lignites. Nous observons (fig. 3 & 5) qu'il est

diachrone et intercalé dans des sables réputés cuisien (Laurain & Guérin, 1989). Il convient donc de raisonner en environnements de dépôts plus qu'en âge. Les mollusques, nanfossiles (NP12), foraminifères (*Nummulites planulatus*) et pollens montrent une large invasion marine et un optimum climatique (Wolfe, 1986) à l'Yprésien supérieur. Les faciès sparnaciens sont nombreux au Cuisien avec comme exemples l'argile à lignite d'Epernay (fig. 5, n° 55), les marnes à mollusques et vertébrés de Mutigny (n° 56), l'argile de Provins (n° 73), l'argile à lignite et gypse de la Montagne de Reims (n° 68), les argiles à lignite d'Hermonville (n° 69) et de Saint-Eme - Montgivroux (n° 70). A l'inverse le falun de Pourcy (fig. 3, n° 50) sableux est attribué au Sparnacien grâce à sa faune de mammifères (MP8a).

De même, les coupes géologiques suivantes montrent des zones de variations latérales :

- fig. 2a : entre Courchamp et Courtacon, entre Sablonnières et la Faille de Montmirail,
- fig. 2b : entre Château-Thierry et Servenay, entre l'Aisne et Pinon,

- fig. 2c : entre Perthuy et Montmirail, entre Condé-en-Brie et Sergy,
- fig. 2d : dans la Montagne de Reims,
- fig. 2e : entre Mortery et la-Chapelle-Véronge, entre Montlevon et Condé-en-Brie, entre Villers-Agron-Aiguizy et Bouvancourt,
- fig. 2f : dans le graben d'Artonges, entre la faille de Dormans et celle de Fismes,
- fig. 2g : entre Prouilly et le bois de Gernicourt (argile à lignite d'Hermonville).

Sur ces exemples, nous remarquons que les variations latérales sont localisées à proximité de failles à jeu vertical, ou dans des zones à fort gradient d'altitudes au toit de la craie. De plus, le rapport argile/sable est plus élevé dans les zones anciennement émergées au Thanétien. Ceci est dû à une période d'altération prolongée entre les derniers dépôts crétacés et les premiers dépôts yprésiens (de 66 à 55 Ma). On peut attribuer à des remplissages karstiques les épaisseurs importantes d'argile plastique dans des dépressions de la craie (fig. 2a, 2c & 2e). Ces dépressions à remplissage argileux se sont compactées en favorisant la sédimentation des dépôts plus récents.

A l'inverse, les cuvettes structurales comportent un ratio sable/argile plus important. Ainsi, un chenal est mis en évidence dans le graben d'Artonges (fig. 2c & 2e). Son origine peut provenir d'une morphologie en couloir distensif héritée de la phase tectonique thanétienne. Il est possible qu'il soit à l'origine des dépôts fluviaux de Try (MP7a), de Condé-en-Brie (MP9, fig. 2c, 2e & 5) et de Saint-Agnan (faune de MP10a) particulièrement riches en restes de vertébrés.

A l'Yprésien de nombreuses lacunes de sédimentation existent dans la moitié sud de la zone d'étude. Rien ne permet d'affirmer qu'une phase tectonique existe pour l'Yprésien inférieur. C'est au contraire un épisode calme qui a permis l'altération chimique des reliefs crayeux par l'intermédiaire du climat ou des micro-organismes tels que les *Microcodium*, et la mise en place de dépôts lagunaires très argileux. A l'Yprésien supérieur, deux maxima de transgression (51.2 Ma et 49.0 Ma) n'apparaissent pas dans le bassin de Paris. Ce sont deux hiatus qui prédominent avec une absence de sédimentation marine (Gély & Lorenz, 1991). La base de la séquence EO5 comporte des paléosols argileux à pisolithes vadoses ferrugineuses (fig. 5, n° 83) traduisant une émergence, des précipitations abondantes et des circulations d'eaux météoriques pouvant accentuer les karsts déjà actifs au Paléocène dans la craie fracturée. En Champagne berrichonne (Lablanche, 1982) de tels faciès argilo-carbonatés à pisolithes résultent de processus d'altération karstique identiques à partir de la limite Yprésien-Lutétien. Après avoir observé deux sites à figures d'expulsion de fluide dans les sables de Glennes (n° 66), il s'avère que l'Yprésien supérieur connaît une phase tectonique importante matérialisée par une émergence et une érosion qui vont permettre le remaniement des éléments thanétiens (galets de silex) et yprésiens (sables, grès, galets de silex "avellanaires") lors de la transgression lutétienne.

2) Les faciès silicoclastiques et carbonatés, témoin de l'eustatisme et de la tectonique pyrénéenne

a) Les sédiments argilo-sableux

Le matériel sableux provient des apports clastiques d'au moins 3 chenaux actifs à partir du Thanétien TH2. Les

chenaux de Tergnier, de Sézanne et d'Artonges ainsi que le fleuve de Champagne (Gély, 1996) continuent les apports sablo-argileux dans le bassin comme le démontrent les niveaux-repères à mammifères notés MP6b, MP6c, MP7c, MP8a, MP8b, MP8c, MP9, MP10a et MP10b (fig. 3 & 5 - proposition de numérotation des niveaux-repères à mammifères régionaux). Les galets avellanaires sparnaciens de Sinceny (EO2) et les sables à galets de silex auversiens (EO10) s'inscrivent dans cette logique d'apports clastiques (fig. 2a et 2b). Régionalement, on constate une progradation des sables deltaïques entre le maximum transgressif et la période de bas niveau marin (sommet de TH1, TH2 et EO4), ou une rétrogradation en période transgressive (base des séquences EO2, EO3 et EO5).

Les sédiments clastiques fins se prêtent bien à l'enregistrement de la sismicité. A Venteuil et à Saran, les sables de Glennes sont perturbés par des figures d'expulsion de fluide associées à des failles normales à rejet décimétriques. Ceci plaide en faveur de secousses d'origine tectonique, plutôt que des structures liées au tassement sédimentaire. Les sables de Glennes sont surtout localisés au Nord et contiennent de la muscovite pouvant provenir de l'érosion du massif ardennais par le biais de chenaux (de Tergnier par exemple).

Dans la région de Creil des coulées boueuses ou des séismites (C. Montenat, communication orale AGBP) pourraient indiquer que le Bray a été actif au Lutétien. Ce dernier point est conforté par les observations de Plint (1983) dans la formation de Bracklesham du Hampshire, à Hengistbury Head 6 km au Nord de la faille du Bray (prolongement orienté E-W). Aucun exemple de cet étage n'est signalé à ce jour dans la zone d'étude. De telles observations sont en revanche déjà connues dans l'Ouest du bassin (Mourdon *et al.*, 1993 ; Gély, 1996).

Mais ce sont les sables éoliens auversiens, à granulométrie fine et bien classée qui montrent les figures d'expulsion de fluide les plus spectaculaires : Sur la feuille de Fère-en-Tardenois, le site de la hottée du diable signalé par C. Montenat (comm. orale) est aligné avec 3 autres carrières sur la faille de Fère-en-Tardenois (fig. 7). Dans chacune des 3 carrières analysées pour cette étude, les séismites forment un ou deux bancs continus d'épaisseur métrique. Certaines des figures d'expulsion de fluide sont analogues à celles présentée par Plint (1983). La continuité de ces événements ainsi que la présence de nombreuses failles normales scellées par des grès auversiens puis par les carbonates marinésiens confirme qu'un événement tectonique synsédimentaire est à l'origine de ces perturbations. On peut impliquer la phase pyrénéenne en terme d'âge. En revanche les directions de ces failles normales (de N50° E à N145° E) sont incompatibles avec la direction de compression NNE-SSW. Elles peuvent exprimer des régimes locaux de distension (failles de tassement, subsidence locale), ou un régime distensif analogue à la distension oligocène.

b) Les sédiments argilo-carbonatés d'eau douce

Les calcaires "lacustres" lutétiens contiennent du corindon titanifère provenant de la craie (Gély, 1996). Les constituants sont représentés par une micrite carbonatée ou marneuse, des intraclastes calcaires, des éléments remaniés de craie. A l'échelle de la paraséquence, l'alternance calcaire/argile pourrait avoir comme origine des variations climatiques et/ou de l'espace disponible dans le bassin lacustre. Les paramètres de température, pluviométrie, et subsidence interviennent

certainement en influant respectivement sur la précipitation carbonatée, la tranche d'eau douce et les apports d'intraclastes carbonatés, l'espace disponible dans le bassin. Dans ce schéma, les carbonates proximaux ont une densité plus importante que les argiles distales. Pour l'Yprésien, le calcaire de Mortemer (Dupuis *et al.* 1986) provient de l'érosion de l'Artois, par l'intermédiaire du chenal de Tergnier déjà actif au Thanétien TH2. La plupart des marnes et argiles des séquences EO1, EO2 et EO3 sont issues de l'altération et de l'érosion du haut structural de Provins - Montagne de Reims. Les carbonates continentaux à faunes de mollusques d'eau douce et oogones de *Chara* (EO6, EO7, EO9 à EO19 sur fig. 5 & 6) contiennent en majorité des éléments détritiques carbonatés pouvant provenir du démantèlement des massifs crayeux émergés. A Gionges, Saran, Grauves et Oger (Marne), les pisolithes vadoses du Lutétien basal sont remaniées à la base des calcaires "lacustres" lutétiens (fig. 5, n° 84), ce qui confirme la forte énergie impliquée pour ces dépôts. Les mammifères (MP13b) retrouvés dans le bassin de Paris se situent après la limite EO5-EO6 à partir de la séquence A9 de Gély (1996). Ils ont été charriés avec des intraclastes carbonatés dans des chenaux actifs depuis le Thanétien supérieur.

On retrouve une sédimentation analogue pour les carbonates marinésiens et ludiens, avec de faibles influences marines. On connaît des intercalations lagunaires ludiennes de gypse à l'état cristallin massif (fig. 6, faciès n° 126, 133, 135) dans la région de Château-Thierry. A proximité de Fismes, les sulfates sont à l'état de pseudomorphoses intercalées dans des horizons lacustres (fig. 6, faciès n° 120 et 129) parfois soumis à l'émersion. Ainsi à Mont-Saint-Martin, à Epaux-Bézu et à Rocourt-Saint-Martin les carbonates montrent des niveaux de dessiccation, des calcaires siliceux décalcifiés, des réseaux karstiques remplis d'argile de décalcification ou encore des surfaces de ravinement marquées par des intraclastes carbonatés sur des surfaces karstifiées (Duprat, 1997 - Pl. 2, fig. 5). De telles observations traduisent de fortes variations relatives du niveau marin induisant une érosion régressive et une émersion responsables des circulations d'eaux météoriques agressives.

A l'échelle de la séquence de 3^{ème} ordre, ces carbonates continentaux s'inscrivent dans une logique de progradation due à la régression marine. Conformément au modèle de Gély et Lorenz (1991), la période de dépôts carbonatés se situe entre le maximum d'inondation marine et l'épisode d'érosion régressive marquée par des hiatus de sédimentation et des chenaux fluviaux.

3) Déplacement du pôle de subsidence vers le Sud

La plupart des failles actives au Thanétien contrôlent également les épaisseurs du Lutétien et de l'Auverisien. Il s'agit en particulier des **directions armoricaines N125° E** et **varisques N 65° E**. Le couloir distensif orienté N160° E est également bien marqué par des épaisseurs plus importantes au centre du graben d'Artonges (fig. 2b, 2c, 2d, 2e, 2f & 4). Ces failles sont scellées par les sédiments marinésiens. Sur l'exemple de la figure 2a la localisation du pôle de subsidence maximale se déplace progressivement de Soissons pour le Thanétien au Grand-Morin pour le Ludien, et ce indépendamment du jeu vertical des failles supposées. Ceci est conforme au modèle proposé par Cavalier et Pomerol (1979). De même sur la figure 2f, ce pôle se déplace de Glennes pour le Thanétien à Fromentières pour le Ludien. En revanche, sur la même tranche de temps, au Sud de la faille du Bray, les

épaisseurs demeurent très faibles avec une vitesse de sédimentation de 1 à 6.5 m/Ma. Quesnel (1997) a montré dans l'Ouest du bassin que la craie peut s'altérer superficiellement en argile à silex avec des vitesses analogues. Il est possible que la sédimentation dans les zones émergées au Thanétien compense la perte par dissolution du matériel crayeux. Entre la base du Thanétien et le sommet du Ludien, le taux de sédimentation maximale est atteint sous la forêt de Nesles (fig. 2c) avec 11 m/Ma et à Rocourt-Saint-Martin (fig. 2d) dans le graben d'Artonges avec 12 m/Ma. Ce pôle se déplace d'une zone localisée entre la faille de Fismes et la vallée de l'Aisne avec 60 m de Thanétien (fig. 2c & 4) jusqu'au croisement de la cuvette de Fère et du graben d'Artonges avec 40 m de sables auversiens (fig. 2b, 2d & 7).

Au cours de la séquence EO5, la migration du pôle de subsidence (Gély 1996) de la cuvette de Juvigny à la Brie pourrait résulter du soulèvement de l'Artois ayant eu pour conséquence un basculement du bassin (fig. 5) vers le Sud. A ce stade, la forme en cuvette déjà ébauchée à la fin du Paléocène, se met définitivement en place au cours du Lutétien, achevant ainsi les communications marines avec la Mer du Nord.

Deux des 3 séquences auversiennes (EO8 et EO9) pourraient résulter d'une zone subsidente localisée entre Fismes et Epaux-Bézu. Cette zone a permis la conservation des sables à mollusques de Mont-Saint-Martin (fig. 6, n° 102) et du site à mammifères d'Arcis-le-Ponsart (faune de MP14, fig. 6 n° 103). Ces séquences n'ont peut-être pas une origine eustatique si elles ne se retrouvent pas dans d'autres bassins.

Le basculement du bassin s'est poursuivi après le Ludien vers l'Ouest du bassin (fig. 2d) et le Sud-Ouest de la zone d'étude (fig. 2e).

III. — DISCUSSION SUR LA PRÉSENCE DE FAILLES DANS LA CRAIE

De nombreux travaux démontrent l'existence de décrochements, de failles normales et inverses dans la craie (Hibsch *et al.*, 1993 ; Peacock, 1997 ; Pairis *et al.*, 1997). Donnons comme exemple la faille de la Seine (fig. 1) visible en sismique (Hanot comm. perso.). Elle limite à l'Ouest l'anticlinal de Vernon selon un axe NNW-SSE. Le rejet vertical au toit de la craie y est de 70 m à l'Ouest de Vernon. Cet accident se prolonge vers le Sud selon un axe EW jusqu'à Maisons-Alfort, en limitant le Sud de l'anticlinal de Beynes-Meudon avec un jeu inverse (Hanot & Obert, 1992). Il est à noter que le prolongement de cette faille vers l'ENE se matérialise par un linéament visible sur photo-satellite et se caractérise par une zone de séismites auversiennes (fig. 1 & 7).

Si l'on admet qu'une faille avec un rejet vertical de 20 m est visible en sismique sous plusieurs centaines de mètres de craie, il faut reconnaître que peu d'accidents sont visibles dans le Jurassique et le Crétacé inférieur de la zone d'étude. Même la faille du Bray dans la région de Bouchy-le-Repos n'est pas décelable de manière évidente alors qu'il s'agit de l'accident le mieux connu régionalement. Comment expliquer alors les fortes dénivellations visibles au contact des sédiments paléogènes sur la craie ?

Thiry et Hanot (1996) proposent une autre interprétation pour les reliefs découpés à la limite Crétacé-Paléogène qui est celle d'effondrements karstiques dans la craie. Notons que la

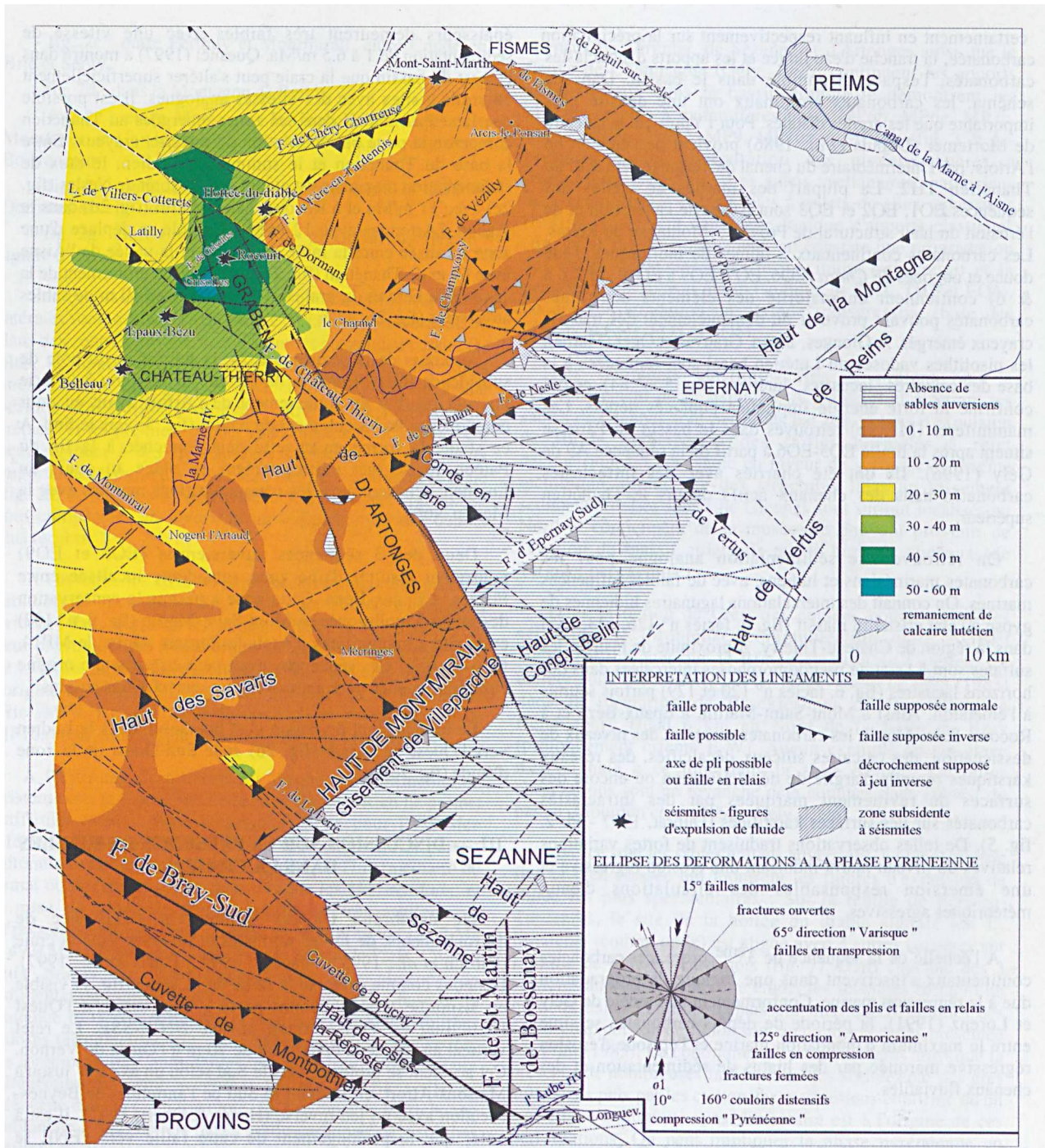


Fig. 7. — Carte des épaisseurs de l'Auversien sableux. Le jeu des failles est déduit des isopaques.

Fig. 7. — Isopachs map for sandy Auversian Normal or inverse faulting is deduced from isopachs.

zone émergée que ces auteurs proposent coïncide avec la zone émergée au Thanétien (fig. 1 & 4). Cette hypothèse semble particulièrement bien vérifiée entre le linéament de la Ferté et le gisement de Villeperdue (fig. 2c) ainsi qu'entre Thénisy et Montlevon (fig. 2e). Ces zones d'affaissement apparaissent scellées par les carbonates lutétiens. Des dolines affectant le calcaire de Champigny sont déjà connues sur les feuilles de Provins, Esternay, Château-Thierry et Avize. Dans la craie de la Montagne de Reims et de la Montagne d'Avize, Guérin (1989) et Rodet (1992) ont souligné l'importance des réseaux karstiques sous les sables à *Microcodium* yprésiens. Ce thème

du karst a été largement abordé au cours du colloque sur la craie d'Arras (Quinif *et al.*, 1997 ; Rodet, 1997). Il est envisageable que la plupart des failles proposées ici ne soient que des flexures ou des couloirs de fracturation accentués par l'érosion.

Une autre hypothèse fait intervenir les variations rhéologiques des sédiments mésozoïques ainsi que l'augmentation de la pression lithostatique avec la profondeur. Dans la région de Château-Thierry, Lacombe *et al.* (1996) ont démontré la transmission de la contrainte effective (20 à

30 MPa) de la compression pyrénéenne dans les réservoirs oolithiques d'âge bathonien-callovien. La valeur absolue de σ_1 a été évaluée à 70 MPa (Lacombe *et al.*, 1994). Un rapide calcul de la pression lithostatique donne les chiffres suivants:

- Dans la craie fracturée et aquifère (nappe libre) à 100 m de profondeur, la pression de fluide est de 1 MPa, la pression lithostatique est évaluée à 2.5 MPa avec une densité de la craie à 2.5. Ces chiffres interviennent dans une grande part sur la contrainte verticale mais sont très largement inférieurs au σ_1 horizontal (70 MPa): **la craie casse en régime transpressif**.

- Sous la craie, vers 600m de profondeur, dans les marnes et argiles d'âge Aptien à Cénomaniennes des niveaux aquifères persistent dans les intercalations sableuses. La fréquence des argiles et marnes imperméables et ductiles décroît entre ces deux étages. Les craies rythmées cénomaniennes (Amédéo *et al.*, 1997) représentent un faciès transitoire et constituent un bon marqueur sismique à la base du Sénonien. Les failles s'amortissent dans ces couches pouvant constituer des **niveaux de décollements** comparables à certains cas étudiés au Sud de la Mer du Nord (Huyghe & Mugnier, 1994). La pression verticale à 600 m est d'environ 15 MPa avec une densité de l'argile entre 2.2 et 2.7. L'alternance lithologique à cette profondeur et la forte surcharge peuvent provoquer la disparition des failles en profondeur, ou la transmission des rejets cassants en flexures.

- Dans les réservoirs bathonien-calloviens, vers 2000 m, la pression lithostatique (50 MPa) à laquelle on retranche la pression de fluide (20 MPa dans une nappe en charge) a un ordre de grandeur suffisant (30 MPa) pour être comparé aux 70 MPa de la compression pyrénéenne. Le régime des contraintes peut atteindre l'équilibre entre un σ_1 horizontal ou vertical et un σ_2 vertical ou horizontal selon l'ampleur de la poussée pyrénéenne. Il n'est donc pas exclu que l'on puisse passer rapidement d'un **régime légèrement transpressif** à un **régime distensif** dans les réservoirs du bassin de Paris.

Cette hypothèse permettrait d'expliquer :

- la présence de stylolites verticaux (Lacombe comm. pers.) et l'absence de failles profondes en sismique dans les réservoirs,

- un réseau dense de failles dans la craie s'amortissant dans les niveaux ductiles du Crétacé moyen,

- une fracturation puis une karstification essentiellement dans la craie provoquant de grandes anomalies de vitesses pour les traitements sismiques (Hanot et Renoux 1991).

Ajoutons que de nombreux affleurements de craie dans la région de Nogent-sur-Seine (P. Benoit comm. pers.) démontrent une tectonique transpressive du fait de la présence de failles décrochantes s'amortissant en profondeur (à Droupt) et d'indices possibles de néotectonique (faille (?) N70 à N95° E dans les alluvions à Longueville). Cette région comporte des linéaments orientés E-W limitant une zone de subsidence actuelle des alluvions de la Seine. Leur présence dans la craie prouve que les linéaments E-W de la zone d'étude, souvent marqués par des alignements de grès stampiens, ne constituent pas obligatoirement le témoin des paléo-lignes du rivage stampien. Si cette dernière origine existe, elle peut être associée à des remplissages de synclinaux ou de compartiments effondrés par faille.

Tectonique, dissolution, rhéologie, pression lithostatique sont des paramètres déterminants pour expliquer les variations altimétriques de la craie. En premier lieu **une ou plusieurs phases de compression** a fracturé la craie et provoqué des décrochements à faibles rejets verticaux. *A posteriori* et à

partir du Thanétien supérieur la craie a subi une **altération active dans les zones fracturées** avec une remobilisation sous forme de marnes à blocs de craie durcie (fig. 3, n° 28) - ou "argile plastique bariolée" - et de sables à *Microcodium*. De plus une forte baisse globale du niveau marin au Thanétien terminal (fig. 3) a pu effectivement accélérer l'érosion régressive, créer dans la craie des **réseaux karstiques** à la faveur de failles, provoquer des effondrements et ainsi avoir une influence indirecte sur le relief découpé du toit de la craie.

IV. — COMPARAISONS DES SÉQUENCES PALÉOGÈNES AVEC D'AUTRES BASSINS SÉDIMENTAIRES

Au Nord du bassin de Bruxelles, en offshore, une étude sismique haute résolution (De Batist & Henriët, 1995) a mis en évidence 3 cycles majeurs transgression - régression pour le Thanétien (T1 et formation de Hannut corrélés à TH2 comme le suggèrent Wouters & Vandenberghe, 1994), l'Yprésien (MFS de EO3) et le Bartonien (MFS de EO10), une transgression mineure au Lutétien (MFS de EO5), ainsi que 3 événements tectoniques dans l'offshore belge. Les maxima de transgression majeurs sont corrélés avec des périodes de sédimentation argileuse dans l'onshore belge. La séquence T1 du Landénien inférieur est datée par NP8 (Vinken, 1988), elle est donc corrélée à TA2.2 de Haq *et al.* (1988) et non à TA2.1 d'après de Batist & Henriët (1995).

Une période de haut niveau marin thanétien est décrite dans l'Est des Etats-Unis en Caroline du Nord dans la région de "l'Albemarle block" (Harris & Laws, 1997). Elle représente un maximum d'invasion marine (TA2.1) sur l'ensemble du Paléogène, avec comme en Europe un épisode tectonique influant sur les variations relatives du niveau marin. En revanche, à l'Ouest des Pyrénées espagnoles Pujalte *et al.* (1993) ont défini 4 séquences thanétiennes dont deux sont nommées 2.1 et 2.2 par les auteurs et sont comparables à TH1 et TH2 de la zone d'étude (fig. 3) et des bassins européens nord-occidentaux (Kockel *in* Vinken, 1988). La base de la séquence 2.1, très érosive, présente une karstification accentuée par l'activité cariante de *Microcodium*. Cette base de séquence placée à 58.5 Ma selon Pujalte *et al.*, en comparaison avec la charte de Haq *et al.* (1988), est replacée vers 59 Ma. Dans le bassin de Paris, le maximum transgressif est placé dans la biozone NP6, sur la base de datations récentes à Châlons-sur-Vesle (Janin & Bignot 1993, Aubry communication personnelle). La transgression de TH1 peut être rattachée à 2.1 en Espagne, à TA2.1 en Caroline du Nord et aux marnes de Gelinden en Belgique. Le sommet de 2.1 connaît en Espagne comme en France, un épisode à *Microcodium*. C'est une période de karstification qui se retrouve dans le bassin de Mons avant le Landénien (1^{ère} génération de cryptodolines selon Quinif *et al.*, 1997, p. 367-369). La formation Upnor dans le bassin de Londres (Ellison *et al.*, 1996) peut être corrélée à la "MFS" de TH2 de très forte amplitude en Champagne comme dans les bassins de Mer du Nord (Neal, 1996 : sommet du "cycle paléogène 1"). En Belgique la formation de Hannut correspond, d'une manière analogue, au biseau d'aggradation côtière de plus forte amplitude pour le Thanétien (Wouters & Vandenberghe, 1994 p.83). La séquence espagnole 2.3 n'est pas connue dans le bassin de Paris, peut-être en raison d'une période d'uplift responsable d'une forte baisse relative du niveau marin, d'un hiatus de sédimentation marine, et d'un second épisode de karstification (Quinif *et al.*, 1997, p. 367-369).

Grâce au volcanisme nord-atlantique et aux tufs de Mer du Nord, on a pu dater certains réservoirs du Paléogène inférieur du Central Graben britannique et norvégien. Les principales phases sont reportées sur les figures 3 et 5 (d'après Bignot, 1983 ; Knox & Morton, 1988 ; Ritchie & Hitchen, 1996). La formation de Woolwich se prolonge au Sud de la Mer du Nord sous le terme de formation de Lista au sein de laquelle on trouve des tufs volcaniques (événement I sur fig. 3). Dans ces régions le Thanétien s'achève par des carbonates alternant avec des tufs à éléments volcaniques. Les formations de Balder, Sele (événement II sur fig. 3) et Harwich sont datées NP10 dans l'Yprésien basal (C24r selon Berggren & Aubry, 1996 p.329 & 331) et se retrouvent dans la plupart des bassins de Mer du Nord. Selon Bignot (1983), ces niveaux de tufs augmentent la teneur en silice des eaux marines jusque dans le bassin de Paris avec des conséquences sur les faunes et flores du Paléogène inférieur. A titre d'exemple, le tuffeau de la Fère (fig. 3, n° 8), l'argile de Vaux-sous-Laon (n° 9) et la base des sables de Bracheux (n° 15) contiennent des diatomées, des spicules de spongiaires, des radiolaires et "de l'opale globulaire" (Rouillois, 1960) à l'époque de l'événement volcanique I nordique. De même les événements de tufs II et III précèdent les argiles sparnaciennes (EO1-EO2), les sables de Laon (fig. 5, n° 53) et le tuffeau de Mont-Notre-Dame (n° 54), riches en diatomées pyritisées et spongiaires.

Pour l'Eocène de Caroline du Nord, Harris et Laws (1997) n'ont déterminé que 6 séquences de dépôts, il sera donc difficile d'établir des comparaisons avec le bassin de Paris. La séquence qu'ils nomment TA2.5 représente certainement une séquence de 2^{ème} ordre, corrélable avec l'ensemble ou l'une des séquences de 3^{ème} ordre EO1 à EO4 du bassin de Paris. Le maximum transgressif yprésien est décrit en Mer du Nord au sommet du "cycle paléogène 2" (Neal, 1996). Il est placé vers 52.4 Ma dans une séquence (EO3) très riche en glauconie et tourmaline, dans les sables d'Aizy (fig. 5 n° 58, C24n-1n selon Ali, 1988) et au sommet du niveau-repère d'Avenay (MP8c, fig. 5 n° 57). Ce haut niveau marin est marqué dans le Hampshire (entre T1 et E2 selon Plint, 1988) par un niveau condensé riche en glauconie (Amorosi, 1995) qui est l'équivalent du lit glauconieux de Tielt (NP12_{basal}) dans le bassin de Bruxelles (Steurbaut, 1991). Notons pour étayer cette hypothèse que les *Nummulites planulatus* présents dans les sables de Cuise-la-motte, se retrouvent dans les bassins de Londres et du Hampshire, et sont associés à des nautilus flottés, indicateurs d'une communication avec des eaux profondes. Dans le bassin du Hampshire (Plint, 1988) et le bassin de Bruxelles (Steurbaut, 1991 ; Wouters & Vandenbergh, 1994) :

- les divisions B, C1 et C2_{basal} de la London Clay et l'argile du Mont Héribu sont corrélables à EO1,
- le chenal de Dormaal (formation de Tirlemont) est actif à partir de la limite TH2-EO1, mais n'a livré sa faune de mammifères qu'à la limite EO1-EO2 (MP7b sur fig. 3),
- le "Porsmouth member", la base de la division D de la London Clay et l'argile de Orchies (NP11) sont corrélables à EO2,
- le "Whitecliff member", la base de la "Wittering division" à glauconie (de E1 à E2 selon Plint) et l'argile de Roubaix (NP11-12) sont corrélables à EO3,
- enfin la partie médiane de la Wittering division (de E2 à E3 selon Plint) et les sables de Vlierzele (NP13) sont corrélables à EO4.

La limite Yprésien - Lutétien connaît selon Haq *et al.* (1988) une des plus fortes baisses eustatiques du Paléogène. Conformément aux remarques de Berggren *et al.* (1995

p.197), de Gély (1996), la "Pierre à Liards" représente le maximum transgressif de EO5, corrélé à la séquence TA3.2 de Haq *et al.* (1988) et au sommet du "cycle paléogène 3" de Neal (1996). L'étude de Plint (1988) dans le bassin du Hampshire confirme ces faits avec un hiatus majeur qu'il nomme E3. Cette base de séquence est corrélable aux grès et silicrètes de l'Yprésien supérieur observés dans les bassins de Paris et de Londres (Blanc-Valleron & Thiry, 1993). Des restes de feuilles de végétaux supérieurs y sont fréquents. Ces grès sont surmontés par des chenaux fluviaux dont l'âge est évalué entre 49.7 et 47.4 Ma (Gély & Lorenz 1991 et présente étude). Ces chenaux sont rarement conservés en raison de la définition même de l'érosion régressive. Ils subsistent dans des zones tectoniquement actives et descendantes dues à la subsidence ou au jeu des failles normales. Le meilleur exemple est représenté par le falun à vertébrés conservé dans la cuvette structurale de Prémontré. Cette zone constitue un pôle de subsidence pour les séquences EO5/A3, EO5/A4 et EO5/A6 du Lutétien (Gély, 1996).

En Caroline du Nord, "TA3.3" est corrélable à EO5 dans le bassin de Paris et à la séquence L1 de l'offshore belge (De Batist et Henriët, 1995); TA3.4 est corrélable à EO6-EO8 dont la base à 43.6 Ma est fortement marquée dans le Hampshire par la surface érosive E5 ; TA3.5 est corrélable à EO9-EO10 dont un témoin marin très méridional (sables à mollusques, MFS 40.1 Ma) est situé à Mécringes (fig. 7) sur la feuille de Montmirail. La forte baisse relative du niveau marin entre TA3.5/3.6 et TA4.1 est comparable à la base érosive des "Lower Headon Beds", datée par Plint à 39.5 Ma. Cette surface est représentée dans le bassin de Paris par la base de EO15 au Ludien (fig. 6).

Selon Haq *et al.* (1988), la séquence globale TA3.6 (de 40.5 à 39.5 Ma) est datée NP17. La séquence suivante TA4.1 (de 39.5 à 38.0 Ma) est attribuée à NP18, avec une "MFS" entre les chrons C17n-1r et C16n-1n. Selon les nouvelles corrélations de Berggren *et al.* (1995), NP17 s'étend de 40.4 Ma (C18r) à 37.0 Ma (C17n). D'après la chronologie relative des niveaux à mammifères, MP18a est placé dans la 2^{ème} masse du Gypse vers 35.8 Ma, MP18b vers 35.6 Ma, MP19a dans la 1^{ère} masse du Gypse vers 35.4 Ma et MP19b dans les marnes de Pantin vers 34.6 Ma. A la base de tous ces niveaux-repères à mammifères se situe le maximum transgressif représenté par les marnes à *Pholadomya ludensis* datées NP18. Ceci contraint, pour TA4.1, à placer la base de séquence à 37.5 Ma, à placer le maximum transgressif ("MFS") vers 36.6 Ma, et à répercuter ce décalage sur les séquences plus récentes (fig. 6). La "MFS" de EO15 est donc placée vers 36.6 Ma ; les "MFS" de EO16 et EO17 sont placées à 35.6 Ma et à 34.7 Ma. La base de TA4.2 est située à la limite NP18-NP19 vers 36.0 Ma. De même, la base de TA4.4, caractérisant la limite Eocène-Oligocène et datée NP21 selon Haq, doit être rajeunie entre 34.2 et 33.7 Ma selon les nouvelles corrélations de NP21 (Berggren *et al.*, 1995).

La plupart des séquences synthétisées pour l'Est du bassin de Paris se retrouvent aisément dans le bassin du Hampshire certainement en communication directe. Il est remarquable que des bassins plus éloignés en Espagne et en Caroline du Nord offrent des séquences comparables.

V. — EVOLUTION TECTONO-SÉDIMENTAIRE

C'est sur une idée simple que pourront se fonder les reconstitutions paléogéographiques des formations

paléogènes : la "géométrie de l'encaissant". Sur cette base et sur les principes de la stratigraphie séquentielle, nous avons établi des hypothèses pour des formations sédimentées en milieu marin ouvert, en milieu tidal et en milieu continental. Seize hiatus ou discordances stratigraphiques sont proposés dans ce travail (fig. 3, 5 & 6). Entre ces lacunes, nous avons pu retrouver 15 maxima de transgression. Ces conclusions reposent en partie sur la courbe eustatique globale synthétisée par Haq *et al.* (1988), mais surtout sur le travail de synthèse de Gély et Lorenz (1991). Leurs hypothèses ont été vérifiées dans la zone d'étude. C'est pourquoi nous reprenons ici le découpage en séquences "Eocène-Oligocène" auxquelles s'ajoutent au moins deux séquences thanéliennes.

- **Au Danien (de 66 à 60 Ma)** : nous n'avons pu établir avec certitude une invasion marine à cette période dans la zone d'étude. Le reste du bassin a laissé beaucoup d'affleurements, en particulier à l'Ouest de la faille du Bray. En revanche un hiatus entre le dépôt de la craie et ceux du Thanélien ne fait aucun doute. C'est une période d'émersion du Crétacé et certainement d'altération du substrat crayeux.

- **Au Thanélien (de 60 à 55 Ma)** : Deux maxima de transgressions marines ont pu être enregistrés grâce aux déterminations du nannoplancton. Les premiers dépôts essentiellement argileux ne permettent pas une altération et érosion importantes du substrat crayeux. Le bassin constitue vraisemblablement une simple cuvette bénéficiant d'incursions marines rapides en raison de la faible dénivelée générale. Grâce à la découverte de nannoplancton NP6 à Châlons-sur-Vesle, une première invasion est prouvée vers 58 Ma. Une seconde transgression intervient avec le dépôt des sables à galets de silex avec un maximum à 55.7 Ma. Nous avons vu qu'à la même période une phase tectonique compressive a pu générer ou réactiver des reliefs qu'ont épousés des cordons de galets au maximum de transgression. Les galets de silex se retrouvent en particulier autour de l'anticlinal du Bray. Le sommet du Thanélien se résume à de nombreuses lacunes, ou à des dépôts continentaux. Notons que là où un estuaire alimentait en sables et galets de silex la mer thanélienne, c'est à dire dans le chenal de Sézanne, au Thanélien terminal c'est un fleuve qui dominait, charriant éléments de craie durcie, et bioclastes continentaux. La courbe eustatique globale montre une alternance de hauts et bas niveaux marins qui ne font qu'intensifier les lacunes de sédimentation et l'érosion régressive affectant les reliefs crayeux.

- **A l'Yprésien (de 55 à 49 Ma)** : Les reliefs de craie émergés au Thanélien ont permis l'altération puis l'érosion de craie sous forme d'éléments de craie durcie, de marnes et de sables à *Microcodium* ayant préalablement altéré le substrat crayeux. Cette période de mobilisation des carbonates se traduit par des altérites et dépôts lagunaires constituant la première séquence de dépôts éocènes. Son maximum de transgression marine est évalué à 54.2 Ma. La 2nde séquence de dépôts éocènes est caractérisée par des dépôts sableux à passées de bioclastes sparnaciens avec un maximum de transgression vers 53.2 Ma.

Ces deux premières époques de l'Yprésien sont essentiellement des séquences de comblement des dépressions réalisées par la tectonique fini-thanelienne. Si nous n'observons pas de formations marines continues et par conséquent s'il existe de nombreuses variations latérales de faciès, c'est en raison du relief très marqué qui a préexisté. L'Yprésien inférieur est une période d'aplanissement par le biais d'altérations chimiques, de décalcification de la craie : c'est la phase argileuse qui domine. Ce phénomène semble

être identique dans tous les bassins d'Europe où la craie a été mise à l'émersion par la tectonique (ex: argile de Londres et argile d'Ypres). L'Yprésien supérieur encore appelé Cuisien est au contraire caractérisé par deux séquences surtout sableuses. Les coupes géologiques (fig. 2) montrent que des variations latérales s'étendent sur quelques kilomètres à la faveur des dénivelées du substratum. La 3^{ème} séquence de dépôts éocènes y est représentée par des sables marins dominants. Le maximum transgressif 52.4 Ma a été enregistré dans la plupart des bassins du Nord-Ouest Européen. Aucune tectonique n'a visiblement affecté la continuité de la sédimentation. Les argiles kaoliniques sont surtout concentrées dans le tiers sud de la zone d'étude, en prolongation de l'altération chimique fini-thanelienne. Au contraire la 4^{ème} séquence de dépôts éocènes se complique dans la zone d'étude. Plusieurs raisons peuvent être proposées. La principale est une phase tectonique qui réactive les reliefs préexistants au Thanélien terminal. Seule la base de la séquence apparaît largement marine sur tout le bassin de Paris. La région connaît même vers 50 Ma une des plus importantes invasions marines de l'Eocène, de forte amplitude comme celles datées 55.7 et 52.4 Ma. La réactivation des reliefs libère une phase argileuse et l'invasion marine permet le développement de mangroves créant ainsi des argiles à lignite comparables par leur faciès aux argiles sparnaciennes. Le sommet de cette 4^{ème} séquence est dominé par des sables continentaux et des grès. Cette époque correspond à l'épisode de bas niveau marin 49.7 Ma sur la courbe eustatique globale (fig. 5).

Ces sables peuvent localement se déposer jusqu'au Lutélien, en contribuant à l'apport de la phase détritique terrigène des faciès tidaux du Lutélien.

- **Au Lutélien (de 49 à 42.5 Ma)** : Le bassin comporte de nouveau des reliefs marqués. L'anticlinal du Bray continue son soulèvement. Une ou plusieurs invasions marines érodent le substrat en remaniant des éléments yprésiens, thanéliens ou crayeux. La mer est ouverte sur les bassins du Nord-Ouest Européen. La glauconie imprègne les galets et bioclastes. C'est l'époque de la glauconie grossière qui bénéficie d'apports détritiques grossiers fluviaux remaniant les sables continentaux de l'Yprésien terminal (fig. 5). Un maximum de transgression est enregistré vers 47.4 Ma. Un second maximum à 45.5 Ma s'établit sans hiatus bien marqué dans la zone d'étude. Dans le bassin, la sédimentation des carbonates marins encore appelés "calcaire grossier" correspond à la 5^{ème} séquence de dépôts éocènes. A partir du dépôt des calcaires à milioles de la 6^{ème} séquence, une tectonique synsédimentaire se fait sentir avec un basculement du bassin vers le Sud et une érosion de la craie sur les bordures : ce sont les carbonates continentaux ou lagunaires discontinus qui envahissent largement le bassin de Paris jusqu'à la 7^{ème} séquence.

- **A l'Auvervien (de 42.5 à 40 Ma)** : La sédimentation est particulièrement discontinuée à cette période et il sera difficile de retrouver les séquences marines complètes (fig. 6 & 7). On peut cependant remarquer que la tendance générale des bassins du Nord-Ouest Européen évolue vers une baisse du niveau marin. Dans le détail la courbe de Haq *et al.* (1988) permet de distinguer une chute brutale du niveau marin que l'on retrouve dans la zone d'étude par plusieurs lacunes entre 42.5 et 40.2 Ma. Cette période correspond aux 8^{ème} et 9^{ème} séquences de dépôts éocènes. Les maxima de transgression marine sont difficilement observables. On peut également impliquer l'action de la phase tectonique pyrénéenne. Cette dernière se matérialise par des séismes visibles jusqu'au

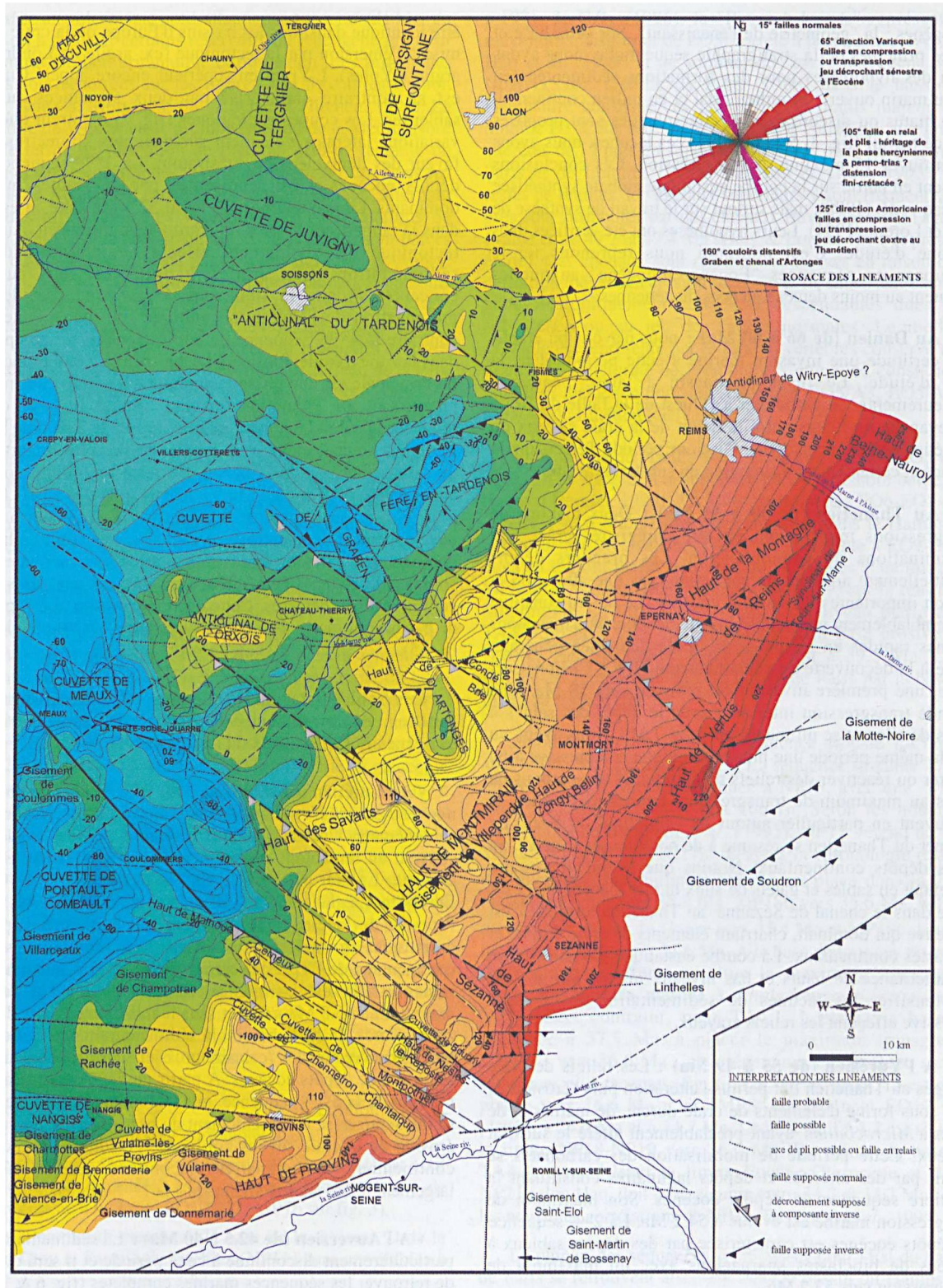


Fig. 8. — Carte structurale de la surface Crétacé-Paléogène entre la faille du Bray et la cuesta tertiaire champenoise - Les altitudes des isohypses sont indiquées en mètres.

Fig. 8. — Structural sketch map for the Cretaceous-Palaeogene surface between Bray fault and Champagne area. Elevations indicated in metres

sommet des sables de Beauchamp. En raison des reliefs intensifiés au cours de cette période, la sédimentation devient continentale. L'émersion a atteint son apogée avec comme preuve la sédimentation éolienne qui ne constitue qu'un

remaniement local des sables de Beauchamp. Les dépressions formées par les jeux de failles inverses et normales ou encore par la subsidence ont permis le développement de lacs, lagunes à faunes continentales terrestres ou d'eau douce

(nouveaux sites à mammifères de Chéry-Chartreuse et Rocourt-Saint-Martin). La mise en relief des calcaires continentaux lutétiens a pu être à l'origine de calcaires et marnes lacustres. Mais surtout, des éléments carbonatés lutétiens ont été remaniés dans les sables en bordure des reliefs souvent matérialisés par des failles de directions armoricaines et varisques et supposées inverses (fig. 7).

- **Au Marinésien (de 40 à 37.5 Ma) :** Quatre séquences de dépôts ont été individualisées par Gély et Lorenz (fig. 6). Un seul maximum de transgression a pu être vérifié. Il correspond à l'extension du niveau de Mortefontaine à faune lagunaire de *Potamides*, entre autres mollusques abondants dans des sables ou marnes sableuses. L'événement est daté 38.0 Ma. Mais c'est à la tectonique auversienne que l'on doit les nombreuses variations latérales de faciès d'une sédimentation carbonatée en majorité. Nous assistons à la fin de la tectonique pyrénéenne (Duprat, 1997 - Pl. 2, fig. 5) et à une nouvelle période de comblement et d'aplanissement des reliefs marquée par des lagunes.

- **Au Ludien (de 37.5 à 33.7 Ma) :** La sédimentation essentiellement carbonatée (fig. 6) bénéficie de l'érosion des bordures crayeuses du bassin, soulevées par la tectonique pyrénéenne. La limite Eocène-Oligocène est à présent placée vers 33.7 Ma, au sommet du chron C13r (Berggren *et al.*, 1995).

VI. — CONCLUSIONS

Nous avons établi que les variations d'altitudes (fig. 2 & 8) au sommet du Crétacé sous couverture paléogène étaient dues à la subsidence progressive du bassin (fig. 2, 4 & 7), à l'altération puis à l'érosion de la craie fracturée et aux rejets de failles ou flexures atteignant plusieurs dizaines de mètres. Le modèle proposé aboutit à une carte du toit de la craie (fig. 8), tout en tenant compte des cartes déjà publiées (cartes BRGM ; Hanot, 1992 ; Hanot *in* : feuille BRGM de Coulommiers 1/50.000) et des linéaments visibles sur image satellite.

Ces résultats montrent la cohérence d'un modèle de compression à direction méridienne de la contrainte principale σ_1 oscillant entre :

- une direction NNW-SSE au Thanétien,
- une direction NNE-SSW pour plusieurs épisodes de la phase pyrénéenne jouant à l'Yprésien terminal, au Lutétien et à l'Auversien.

En conséquence, pour l'Est de la faille du Bray et sous couverture paléogène, le jeu synsédimentaire au Paléogène de failles ou flexures a affecté la surface du toit de la craie :

- une famille de failles de direction varisque, orientée en moyenne N 65° E, joue en compression ou transpression, avec un jeu coulissant supposé sénestre.

- une famille de failles de direction armoricaine, orientée en moyenne N 125° E, joue en compression ou en transpression, avec une composante coulissante supposée dextre, à l'image de la faille décrochante de Slicklepath au Sud-Ouest de la Grande-Bretagne (Dart *et al.*, 1995).

- une famille de direction moyenne N 15° E, jouant en failles normales, avec une composante coulissante supposée sénestre,

- une famille de direction moyenne N 160° E, créant des couloirs distensifs, avec une composante coulissante supposée dextre.

S'ajoutant à ces failles, flexures et fractures, la photo-interprétation a permis d'individualiser une famille de plis ou failles en relais de direction moyenne N 105° E. Cette direction est conforme à une étude récente dans l'Ouest du bassin (Obert *et al.*, 1997). A l'échelle du bassin, les variations de direction des axes de plis pourraient traduire une légère déviation des contraintes aux limites des blocs tectoniques.

Cette région de fond de golfe a été sujette à de fortes variations relatives de l'espace disponible pour le dépôt des sédiments paléogènes, en comparaison des faibles dénivelées du bassin. L'intervention de l'eustatisme, de la tectonique et des apports sédimentaires a été démontrée. D'autres paramètres jouent un rôle indirect : le climat agit sur l'espace et le remplissage des bassins lacustres. La karstification des carbonates ainsi que la compaction des argiles et lignites modifient également l'espace disponible pour les sédiments sus-jacents. Ces différents paramètres seront déterminants pour le choix d'un échantillonnage continu de magnéto-biostratigraphie du Crétacé Supérieur au Paléogène.

Remerciements. — Je remercie la SGN d'avoir intégré ce travail dans les actes du colloque Craie d'Arras. J.-P. Aguillar, S. Legendre et J. Michaux m'ont permis de le présenter au colloque BiochroM'97 de Montpellier. D. Obert et un lecteur anonyme ont largement contribué à la clarté du texte. F. Hanot a apporté de nombreuses données de forages publiques. Il a notamment soulevé le problème des failles non visibles en sisimique. J.-L. Rubino et J. Gérard de TOTAL ont encadré ce travail et m'ont enseigné les principes de l'analyse séquentielle. P. Casero, M. Cassoudebat, A. Coadou, J. Dylkowski, F. Euriet, B. Gauthier, S. Marnat, P. Werner et A. Yeats ont depuis 1991 contribué aux discussions tectoniques et sédimentologiques sur le sujet. H. Guérin, M. Laurain et M. Roux de l'Université de Reims m'ont transmis depuis 1982 leurs connaissances sur la stratigraphie régionale. Cette étude a intégré des observations réalisées en 1988 avec le BRGM de Reims sous la direction de P. Morfaux. J.-P. Gély a contribué aux discussions de stratigraphie séquentielle du Paléogène. Il a été tenu compte des remarques de M.-P. Aubry, G. Bignot, G. Escarguel, M. Godinot, G. Lecomte, P. Louis, D. Michoux et T. Smith concernant des datations biostratigraphiques. En géologie structurale, P. Barrier, P. Benoit, J.-P. Colbeaux, O. Lacombe, J. Le Roux, P. Ott d'Estevou et P. Trémolières ont contribué à la compréhension des phases tectoniques. Enfin ce travail a bénéficié de l'aide de C. Flamant pour la numérisation des figures et du soutien constant de la Direction Exploration de TOTAL pour ce projet de recherche.

BIBLIOGRAPHIE

ALI J.R. (1988). — Magnetostratigraphy of early Palaeogene sediments from N.W. Europe. *Thèse, Southampton University, Department of Oceanography.*

AMEDRO F., ROBASZYNSKI F., COLLETE C. & FRICOT C. (1997). — Les craies du Cénomaniens-Turonien de l'Aube et du Boulonnais : des événements litho- et biosédimentaires communs. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 5, 189-197.

AMOROSI A. (1995). — Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, B65, 4, 419-425.

AUBRY M.P. (1986). — Paleogene calcareous Nannoplankton biostratigraphy of Northwestern Europe. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* - 55, 267-334.

- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C., AUBRY M.-P., (1995). — A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. *In* : Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.-P., Hardenbol, J. eds. Geochronology, time scales and stratigraphic correlation: framework for an historical geology. *Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ.*, 54, 129-212.
- BERGGREN W.A. & AUBRY M.-P., (1996). — A late Paleocene-early Eocene NW European and North Sea magnetobiochronological correlation network. *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Geol. Soc. Spec. Publ.*, 101, 309-352.
- BIGNOT F. (1983). — Les diatomées pyritisées (Yprésien basal) du bassin de Paris sont-elles des témoins de l'ouverture de l'Atlantique Septentrional ? *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 20, 4, 21-26.
- BIGNOT G., TERMIER G. & TERMIER H. (1987). — Présence d'ophiures de petite taille dans le Paléocène (Danien probable) du Mont Aimé (Marne, bassin parisien). *Revue de Micropaléontologie*, 30, 1, 3-12.
- BIGNOT G. (1993). — Bassin de Paris - Livret-Guide - 22^{ème} Colloque Européen de Micropaléontologie. *Revue de Micropaléontologie*, 36, 3-159.
- BIGNOT G. (1995). Les deux épisodes à *Microcodium* du Paléogène parisien replacés dans un contexte péritéthysien. *News/Stratigr.*, 32, 2, 79-89.
- BLANC-VALLERON & THIRY (1993). — Minéraux argileux, paléolittératures, paléopaysages et séquence climatique : exemple du Paléogène continental de France. *Coll. Sédimentologie et Géochimie de Surface*, à la mémoire de Georges Millot, 199-216.
- CAMERON T.D.J., CROSBY A. & BULAT J. (1992). — § Introduction, Crustal structure & Post-Devonian basin development. *In* : The geology of the southern North Sea. *British Geological Survey* (U.K. Offsh. Reg. Rep.), 10, 1-22.
- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995). — Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of geophysical research*, 100, B4, 6093-6095.
- CAVELIER C., POMEROL C. (1979). — Chronologie et interprétation des événements tectoniques cénozoïques dans le Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. de France*, 21, 1, 33-48.
- CHADWICK R.A. (1992). — § Post-Variscan & structural evolution. *In* : The Geology in the English channel. *British Geological Survey* (U.K. Offsh. Reg. Rep.), 10, 19-27.
- COULON M. & FRIZON de la MOTTE D. (1988). — Les craies éclatées du secteur d'Omev (51): le résultat d'une bréchification par fracturation hydraulique en contexte extensif. *Bull. Soc. Géol. de France*, 4, 1, 177-185.
- DART C.J., McCLAY K., HOLLINGS P.N. (1995). — 3D analysis of inverted extensional fault systems, southern Bristol Channel basin, UK. from Buchanan (eds), 1995, *Basin Inversion, Geological Society Special Publication* 88, 393-413.
- DE BATIST M. & HENRIET J.-P. (1995). — Seismic sequence stratigraphy of the Palaeogene offshore of Belgium, southern North Sea. *Journal Geol. Soc. Londres*, 152, 27-40.
- DUPRAT M. (1997). *sous presse*. - Les faciès à mammifères (MP6 à MP16) dans le Nord-Est du bassin de Paris : argumentation du modèle tectono-sédimentaire des dépôts paléogènes. *In* : J.-P. AGUILAR, S. LEGENDRE & J. MICHAUX (eds.), Actes du Congrès Biochrom'97. Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E., Institut de Montpellier, 21.
- DUPUIS C., GAUDANT J., PERREAU M., RIVELINE J. & WILLEMS W. (1986). — Sables thanétiens et faciès sparnacien du N. du bassin de Paris à Lihons (Somme), données paléontologiques, interprétations stratigraphiques et paléogéographiques. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 23, 4, 43-58.
- ELLISON R.A., ALI J.R., HINE N.M., JOLLEY D.W. (1996). — Recognition of Chron C25n in the upper Paleocene Unpor Formation of the London Basin, UK. *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Geol. Soc. Spec. Publ.*, 101, 185-193.
- ESCARGUEL G., MARANDAT B. & LEGENDRE S. (1997). *sous presse*. — Sur l'âge numérique de quelques faunes de mammifères de l'Eocène inférieur et moyen d'Europe occidentale. *In* : J.-P. AGUILAR, S. LEGENDRE & J. MICHAUX (eds.), Actes du Congrès Biochrom'97. Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E., Institut de Montpellier, 21.
- GELY J.-P. (1996). — Le Lutétien du bassin parisien : de l'analyse séquentielle haute-résolution à la reconstitution paléogéographique. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 34, 2, 3-27.
- GELY J.-P. & LORENZ C. (1991). — Analyse séquentielle de l'Eocène et de l'Oligocène du Bassin Parisien (France). *Revue de l'IFP*, 46, 6, 713-747.
- GHEERBRANT E., ABRIAL C. & CUENCA G. (1997). — Nouveau mammifère condylarthre du Paléocène supérieur de Campo (Pyrénées aragonaises, Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris, série IIa*, 324, 599-606.
- SCHMIDT-KITTLER (ed.), GODINOT M., FRANZEN J.L., HOOKER J.J. & LEGENDRE S. *coordinateurs* (1987). — European Mammalian reference levels and correlation tables - *Münchner geowissenschaftliche Abhandlungen*, (A), 1, 15-29.
- GUERIN H. (1989). — Les gouffres de Trépaill - Compte rendu de l'excursion du 23-11-86. *Bull. S.E.S.N.R.*, 3, 11-14.
- GUILLEVIN Y. (1977). — Contribution à l'étude des foraminifères du Montien du bassin de Paris. *Cahiers de Micropaléontologie (CNRS)*, 4, 4-75.
- GUILLEVIN Y. & RENARD M. (1975). — De l'âge thanétien des gisements de Vertus (Marne): le Montien existe-t-il dans l'Est du Bassin de Paris ? *C. R. Acad. Sc. Paris*, 281, 355-358.
- HAMBLIN R.J.O. & ARTHUR M.J. (1992). — § Crustal structure. *In* : The Geology in the English channel. *British Geological Survey* (U.K. Offsh. Reg. Rep.), 10, 8-12.
- HANOT F. (1992). — Seismic applications of a Paris Basin shallow geology database. *First Break*, 10, 5, 175-188.
- HANOT F. & OBERT D. (1992). — Tectonique du Bassin parisien par les déformations du toit de la craie. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 29, 4, 47-55.
- HANOT F. & RENOUX. (1991). — Petrophysical variations in the Senonian chalk of the Paris Basin and their influence on static corrections, *First Break*, 9, 11, 515-526.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988). — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM Spec. Publ.*, 42, 71-108.
- HARRIS W.B. & LAWS R.A. (1997). — Paleogene stratigraphy and sea-level history of the North Carolina Coastal Plain: global coastal onlap and tectonics. *Sedimentary Geology*, 108, 91-120.
- HERITIER F. & VILLEMEN J. (1971). — Mise en évidence de la tectonique profonde du bassin de Paris par l'exploration pétrolière. *Bull. BRGM*, (2-1), 2, 11-30.
- HIBSCH C., CUSHING E.M., CABRERA J., MERCIER J., PRASIL P., JARRIGE J.-J. (1993). — Evolutions des paléo-contraintes en Grande-Bretagne du Permien au Cénozoïque : Approche géodynamique de l'évolution des bassins méridionaux du Royaume Uni. *BCREDDP*, 17.
- HOOKER J.J. (1996). — Mammalian biostratigraphy across the Paleocene-Eocene boundary in the Paris, London and Belgian basins. *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Geol. Soc. Spec. Publ.*, 101, 205-218.
- HUYGHE P. & MUGNIER J.-L. (1994). — Intra-plate stresses and basin inversion : a case from the Southern North Sea. *IFP/PERI-TETHYS Research Conference - Technip*.
- JANIN M.C. & BIGNOT G. (1993). — Nouvelle subdivision biostratigraphique du Bassin de Paris, fondée sur des nannofossiles calcaires. *C. R. Acad. Sc. Paris, série II*, 317, 927-934.
- KNOX R.W.O'B. & MORTON A.C. (1988). — The record of early Tertiary N Atlantic volcanism in sediments of the North Sea basin. *Early Tertiary Volcanism & the Opening of the NE Atlantic, Geol. Soc. Spc. Publ.* 39, 407-419.

- KONING A. (1992). — Un graben initial du bassin parisien : état des lieux. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 29, 4, 19-25.
- LABLANCHE G. (1982). — Les calcaires lacustres paléogènes de la champagne berrichonne. *Doc. du BRGM n° 49*.
- LACOMBE O., LAURENT P. & ANGELIER J. (1994). — Calcite twins as a key to paleostresses in sedimentary basins : preliminary results from drill cores of the Paris basin. *Peri-Tethyan Platforms, F. Roure (Editor) Technip*, 197-210.
- LACOMBE O., LAURENT P. & ROCHER M. (1996) - Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord-pyrénéen. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 322, série IIa, 221.
- LAKE S.D. & KARNER G.D. (1987). — The structure and evolution of the Wessex Basin, southern England: an example of inversion tectonics. *Tectonophysics*, 137, 347-378.
- LAURAIN M. & GUERIN H. (1989). — Progrès dans la connaissance du Cénozoïque dans la région rémoise. *A.R.E.R.S.*, 71-82.
- LAURAIN M. & MEYER R. (1986). — Stratigraphie et Paléogéographie de la base du Paléogène champenois. *Géologie de la France*, 1, 103-123.
- LE ROUGE G. & QUENARDEL J.-M. (1985). — Chronologie des événements tectoniques dans le Nord-Ouest du Massif Central français et le Sud du bassin de Paris du Carbonifère inférieur au Plio-Quaternaire. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 301, série II, 9, 621-626.
- LE ROUX J. & ALLOUC J. (1988). — Structure de la Champagne crayeuse occidentale et de la côte champenoise : mise en évidence et analyse de déformations anté et post-thanéliennes. *Géologie de la France*, 4, p. 33-40.
- LETOUZEY (1991). — *Addendum de : Normalisation des figurés, symboles et abréviations utilisés en Exploration et Production Pétrolières*. Chambre Syndicale de la Recherche et de la Production du Pétrole et du Gaz Naturel. *Editions Technip*.
- LEVEQUE & LEGENDRE (1997), sous presse. — Echelle biochronologique mammalienne du Paléocène d'Europe occidentale : comment la transcrire en âges numériques ? In : J.-P. AGUILAR, S. LEGENDRE & J. MICHAX (eds.), Actes du Congrès Biochrom'97. Mémoires et Travaux de l'E.P.H.E., Institut de Montpellier, 21.
- MEGNIEN C., MEGNIEN F. & DEBRAND-PASSARD (1980). — Synthèse géologique du bassin de Paris. *Mém. BRGM n° 101-102-103*.
- MONCHAUX A. & TREMOLIERES P. (1985). — Le gisement de Coulommès-Vaucourtois, Historique et données nouvelles. *Pétrole et techniques*, 313.
- MOURDON R., GELY J.-P. & LORENZ C. (1993). — Exemple d'une tectonique synsédimentaire accompagnée d'une coulée boueuse dans le Lutétien moyen de l'Ouest de Bassin parisien (environs de Pacy-sur-Eure, Eure, France). *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 30, 4, 23-25.
- NADIN P.A. & KUSZNIR N.J. (1995). — Palaeocene uplift and Eocene subsidence in the northern North Sea Basin from 2D forward and reverse stratigraphic modelling. *Journal Geol. Soc. Londres*, 152, 783-848.
- NEAL J.E. (1996). — A summary of Paleogene sequence stratigraphy in northwest Europe and the North Sea. *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Geol. Soc. Sp. Publ.* 101, 15-42.
- OBERT D., DEFFONTAINES B., GELY J.-P. (1992). — Adaptation du réseau hydrographique aux structures et à l'évolution néotectonique, application au bassin parisien. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 29, 4, 85-95.
- OBERT D., DEFFONTAINES B., GELY J.-P., JOLY M., LACOMBE O., LORENZ J. & POMEROL C. (1997). — Tectonique plicative de couverture dans le lutétien supérieur de la vallée de l'Eure : indice d'un accident profond. *Bull. Inf. Géol. Bass. Paris*, 34, 2, 13-18.
- PAIRIS J.-L., MILLIEN A. & SIRIEYS P. (1997). Fracturation et déformation de la craie. Retour d'expérience de la partie française du Trans-Manche. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 5, 257-266.
- PEACOCK D.C.P. (1997). — Faults in the Chalk at Flamborough Head, Yorkshire, UK. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 5, 249-255.
- PLINT A.G. (1983). — Liquefaction, fluidization and erosional structures associated with bituminous sands of the Bracklesham Formation (Middle Eocene) of Dorset, England. *Sedimentology*, 30, 4, 525-535
- PLINT A.G. (1988). — Global eustasy and the Eocene sequence in the Hampshire Basin, England. *Basin Research*, 1, 11-12.
- PUJALTE V., ROBLES S., ROBADOR A., BACETA J.I., ORUE-ETXEBARRIA X. (1993). — Shelf-to-basin Palaeocene palaeogeography and depositional sequences, western Pyrenees, north Spain. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 18, 369-395.
- QUESNEL F. (1997). — Cartographie numérique en géologie de surface. Application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris. *Doc. du BRGM n° 263*.
- QUINIF Y., BAELE J.-M., CHARLET J.-M., DE PUTTER T., DUPUIS C., RORIVE A. & VANDYCKE S. (1997). — A la recherche du karst perdu des craies du bassin de Mons (Belgique). *Bull. Soc. Géol. du Nord*, 5, 4, ce volume, p. 361-372.
- RITCHIE J.D. & HITCHEN K. (1996). — Early Paleogene offshore igneous activity to the northwest of UK and its relationship to the North Atlantic Igneous Province. *Correlation of the Early Paleogene in Northwest Europe, Geol. Soc. Sp. Publ.* 101, 63-78.
- RODET J. (1992). — La craie et ses karsts. Thèse. *Centre Normand d'étude du karst et des cavités du sous-sol & Groupe Seine*.
- RODET J. (1997). — Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. du Nord*, 5, 4, ce volume, p. 351-360.
- ROUVILLOIS A. (1960). — Le Thanétien du bassin de Paris (étude hydrogéologique et micropaléontologique). *Thèse de l'Université de Paris*.
- SINHA A., AUBRY M.P., STOTT L.D., THIRY M., BERGGREN W.A. (1996). — Chemostratigraphy of the "lower" Sparnacian deposits (*Argiles plastiques bariolées*) of the Paris basin. *Isr. J. Earth Sci.*, 44, 223-237.
- STEURBAUT E. (1991). — Ypresian calcareous nannoplankton biostratigraphy and palaeogeography of the Belgian basin. *Bull. Soc. belge de Géol.*, 97, 3-4, 251-285.
- THIRY M. & HANOT F. (1996) - Déformations et paléaltérations superposées dans les formations paléogènes du Sud-Est du bassin de Paris. *Doc. du BRGM n° 248* - Colloque Formations superficielles et géomorphologie. Rouen - 19-20 Mars 1996
- TREMOLIERES P. (1981). — Mécanismes de la déformation en zones de plate-forme - Méthode et application au Bassin de Paris. *Revue de l'IFP*, 36, 4.
- VANDYCKE S. (1992). — Tectonique cassante et paléo-contraintes dans les formations crétacées du Nord-Ouest Européen. Implications géodynamiques. *Thèse, Univ. Paris VI*.
- VERGES J. & MUÑOZ J.A. (1990). — Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. Géol. de France*, 6, 2, 265-271.
- VINKEN R. (1988). — The northwestern European Tertiary basin. *Geologisches-Jahrbuch*.
- WOLFE J.A. (1986). — Tertiary floras and paleoclimates of the Northern Hemisphere - In : Land plants, notes for a short course. *Broadhead T.W.*, 182-225.
- WOUTERS L. & VANDENBERGHE (1994). — Géologie de la Campine - Essai de synthèse. *edit. ONDRAF - NIROND*.
- ZACHOS J.C., LOHMANN K.C., WALKER J.C.G. & WISE S.W. (1993). — Abrupt climate change and transient climates during the Paleogene : a marine perspective. *The Journal of Geology*, 101, 191-213.
- ZIEGLER P.A. (1987). — Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine foreland - a geodynamic model. *Tectonophysics*, 137, 389-420.

MULTI-POROSITY BEHAVIOUR IN THE CHALK AQUIFER

Comportement multi-poreux de l'aquifère de la craie.

by Michael PRICE(*)

Abstract. — The Chalk is one of the most important aquifers of Western Europe. It is also one of the most difficult to understand, largely because it exhibits several components of porosity and permeability.

The matrix of chalk is generally very porous but extremely fine-grained, so that the pores and interconnecting pore throats are small. These small pore throats have high air-entry pressures, so that the matrix does not drain easily under gravity and the pores remain essentially water-filled throughout most of the unsaturated zone.

The Chalk is generally intersected by fractures. Styles and orientation of fracturing vary with lithology. In their undeveloped state these fractures contribute little in the way of porosity, but contribute significantly to specific yield and may increase the saturated hydraulic conductivity by one or two orders of magnitude. The fracturing may be enhanced at shallow depths by weathering. At greater depths, solution along individual fractures may lead to greatly enhanced permeability, even to the extent that karstic openings are present.

Water movement in the unsaturated zone is dominated by the matrix porosity and permeability, with pore-water suctions generally high throughout the year and fissures air-filled. Movement in the saturated zone is dominated by the fissure systems, particularly where fissures have been enlarged by solution. Although the Chalk in part displays some karstic characteristics, and openings of true karstic dimension can be observed in the aquifer, it is not clear that these large openings play a major role in water movement. Some appear to be filled with sediment, and many appear to be in the unsaturated zone. It may be that they are too transmissive to remain filled with water under present climatic conditions.

Résumé. — La Craie est l'un des plus importants aquifères d'Europe Occidentale. Il est aussi l'un des plus difficiles à comprendre, en grande partie parce qu'il offre plusieurs sortes de porosité et de perméabilité.

La matrice de la Craie est généralement très poreuse mais à grains extrêmement fins, de sorte que les pores et les ouvertures de pores interconnectés sont petits. Ces petites ouvertures de pore ont une pression d'entrée de l'air élevée, de sorte que l'eau de la matrice n'est pas drainée facilement par gravité et que les pores restent essentiellement remplis d'eau dans la majeure partie de la zone non-saturée; la porosité de drainage de la matrice est en conséquence faible.

La Craie est généralement fracturée. Les types et les orientations de la fracturation varient selon la lithologie. A un stade non développé, ces fractures contribuent peu à la porosité totale mais augmentent de façon significative la porosité efficace et peuvent accroître la conductivité hydraulique d'un ou deux ordres de grandeur. La fracturation peut être renforcée à faible profondeur par l'altération climatique. A plus grande profondeur, la dissolution le long de fractures particulières peut conduire à accroître fortement la perméabilité et même aboutir à l'existence d'ouvertures karstiques.

Le mouvement de l'eau en zone non-saturée est contrôlé par la porosité matricielle et la perméabilité. La tension de l'eau matricielle est généralement élevée tout au long de l'année, et les fissures remplies d'air. L'écoulement ne s'effectuera en fractures que lorsque la recharge dépassera la capacité de la matrice à évacuer l'eau sous le gradient hydraulique le plus élevé possible. Le gradient vertical maximum en zone non-saturée sera légèrement inférieur à l'unité, de sorte que la valeur de la recharge pour laquelle l'écoulement commence en fracture dans la zone non-saturée sera numériquement semblable à la conductivité hydraulique saturée de la matrice.

Le mouvement en zone saturée est contrôlé par les systèmes de fractures, en particulier quand ces dernières ont été agrandies par dissolution. Bien que la Craie offre par endroit des caractères karstiques et que des ouvertures de véritables dimensions karstiques puissent être observées dans l'aquifère, il n'est pas évident que ces grandes ouvertures jouent un rôle majeur dans le mouvement de l'eau. Certaines semblent remplies de sédiments et beaucoup semblent se trouver en zone non-saturée. Il se peut qu'elles soient trop transmissives pour rester remplies d'eau dans les conditions climatiques actuelles.

I. — INTRODUCTION

The Chalk is one of the major aquifers of Western Europe (Downing *et al.*, 1993; Crampon *et al.*, 1996). It is also one of the most complex to understand and manage, largely because it exhibits several components of porosity and permeability. The pore spaces within the matrix are the smallest in size but make up the bulk of the pore volume. Joints and fractures in the near surface provide a minor increase in porosity and a relatively uniform and major increase in permeability. At depth, bedding-plane and high-

angle fractures contribute little to total porosity but, especially where they have been enlarged by solution, make a significant contribution to specific yield and to permeability, and may impart marked anisotropy to the formation.

Each of these components influences some aspect of the behaviour of the aquifer, with the smaller openings dominating behaviour in the unsaturated zone and the larger openings having the greatest influence on saturated flow and aquifer yield.

(*) Centre for Earth and Atmospheric Sciences, The University of Reading, Whiteknights, PO Box 227, READING, Berkshire, RG6 6AB, United Kingdom.

II. — THE MATRIX

The matrix of chalk is composed largely of a fine fraction consisting predominantly of calcite derived from the skeletons of calcareous algae, especially coccoliths and coccolith debris, with a subsidiary coarser fraction mainly of foraminifera and other shell debris. The porosity immediately after deposition was probably more than 80%, and even after burial and compaction is frequently more than 30% and may exceed 50%. Much of this preservation of the porosity is because the coccospheres whose particles form much of the matrix were secreted as low-magnesian calcite, which is stable at low temperatures and so did not recrystallise (Hancock, 1993).

Complete coccoliths can be from 1 to 20 μm in diameter, with 5-10 μm being common. They often break up into the individual calcite plates or "laths" of which they are composed, which are typically 0.5-2 μm in size. Even when loosely packed, these small particles leave pores that are only a few microns across and pore connections (throats) that are effectively less than 1 μm across (Price *et al.*, 1976). Occasionally larger pores can be preserved inside fossils, such as the tests of foraminifera, but again the pore throats connecting them to the surrounding pores are extremely small. These small pore throats mean that, despite its high porosity, the chalk matrix has a low permeability. Typical values of hydraulic conductivity range from around 10^{-4} m/day in Cenomanian chalks to in excess of 10^{-3} m/day in Senonian and Maastrichtian chalks.

At intervals in the chalks in many parts of north-west Europe there are beds that are much harder and more cemented ("hardgrounds") or that contain hard nodules. These harder chalks are believed to have formed as a result of bacterial action, probably when the supply of sediment to the sea bed was reduced or interrupted (Hancock, 1993). These harder beds have lower matrix porosities and permeabilities, but may fracture more cleanly, leading to higher total permeabilities.

III. — THE FISSURES

The processes of burial, compaction, diagenesis, tectonics and subsequent uplift have led to the Chalk being extensively fractured. Examination of any surface exposure or excavation in the Chalk reveals the presence of discontinuities, which I shall refer to generically as fissures. One set of fissures is usually parallel to the bedding. Most quarry and cliff faces and shallow excavations in gently-dipping chalks reveal two sets of joints, at 90° to the bedding and commonly at about 90° to each other; typically these joints have spacings of a few centimetres to 20 cm, and give a "blocky" appearance to the faces of Chalk cliffs. There are usually other more widely spaced sets of steeply inclined fissures (typically 70° to the horizontal); these are probably conjugate faults as some show small displacements. Mortimore (1993) observes that the "blocky" and inclined types of fracturing tend to form in different lithologies.

Most treatments of the fissure porosity and permeability of the Chalk (e.g. Reeves, 1979; Price, 1987; Price *et al.*, 1993) have been based on the assumption of a

cubic, isotropic system of fissures - one horizontal set and two vertical sets, all mutually at right angles. These treatments are therefore relevant to the joint sets, rather than to the conjugate faults. Examination of borehole cores and evidence from tunnels suggests that at depths greater than about 10 m the vertical joints are commonly tightly closed, and that most fissure openings occur along the bedding-planes or the steeply inclined faults. In places, some of these openings are greatly enlarged by removal of calcium carbonate in solution. There is also evidence that, in addition to the effects of depth, some layers of chalk are more likely than others to be well-jointed. In parts of Israel the Chalk functions as an aquiclude, and a well-jointed layer of Chalk is overlain by one with less closely-spaced joints (Flexer and Yarkoni, 1987).

In a few localities measurements have been made of the properties of fractured chalk in restricted intervals using packer tests or piezometer tests. These suggest that fractures, without significant enlargement by solution, increase the hydraulic conductivity of the Chalk by at least one to two orders of magnitude compared with the conductivity of the matrix (Price *et al.*, 1977, 1982; Allen and Price, 1990).

IV. — TOPOGRAPHY

At outcrop the Chalk generally forms relatively high ground. This is not because it is particularly hard, but because it is permeable, so that rain falling on it infiltrates instead of forming surface streams. Most Chalk outcrops are therefore not subject to the same degree of fluvial erosion as the adjacent clay areas and form higher ground, intersected by the valleys of the effluent rivers.

Because fissured Chalk is relatively permeable, it displays low to moderate hydraulic gradients. The combination of undulating topography and relatively flat water table leads to an unsaturated zone that varies in thickness from little more than zero in river valleys to more than a hundred metres in some tracts of hill country.

V. — IMPLICATIONS FOR WATER MOVEMENT: UNSATURATED ZONE

The water table, by definition, is the surface at which the water in the aquifer is at atmospheric pressure. The unsaturated zone is that part of the aquifer that is above the water table. Flow in the unsaturated zone is governed by Darcy's law, occurring in response to a hydraulic gradient or change in hydraulic head. The hydraulic head is the mechanical energy of the fluid per unit weight, and has three components, resulting from elevation, pressure, and movement. Because the flow of subsurface water is generally very slow its kinetic energy and therefore its velocity head are usually negligible, so that in practice the total head is the same as the hydrostatic head and is the sum of the elevation head (h_e) and pressure head (h_p), i.e.

$$h = h_e + h_p \quad (1)$$

Water is added to the top of the profile by recharge during winter and moves downward towards the water table. Water is also removed from the profile by evaporation and

plant growth during spring and summer. If these influences could be halted for a long period, water would drain downward through the profile until equilibrium was reached. At this equilibrium, the total head at every depth in the profile would be the same as the total head at every other depth (Figure 1). For this to be achieved, the pressure head at any point z metres above the water table would be $-z$, so that there would be a pore-water suction of z metres at that point.

Because the water table in the Chalk is frequently many tens of metres below ground level, much of the unsaturated zone will be many metres above the water table. It follows that the pore-water suctions in the unsaturated zone at equilibrium will be very high. Under these high suctions the fissure space is effectively drained and does not hold or transmit water. The matric pore space however remains almost fully saturated throughout much of the profile. This arises because of the small size of the pores.

Any small water filled tube, pore or fissure will retain water against gravity. To expel the water and replace it with air, a positive pressure called the *air-entry pressure* or the *bubbling pressure* must be applied to the air, or a suction of equal magnitude must be applied to the water. For a circular capillary, or a cylindrical pore throat draining a pore, filled with pure water at 10° C, the magnitude of this suction, h_c , is given by

$$h_c = 30/d \quad (2)$$

where d is the diameter of the capillary or pore throat

and for a plane parallel-plate fissure the suction h_b is given by

$$h_b = 15/b \quad (3)$$

where b is the plate separation (fissure aperture) and h_c , h_b , b and d are in millimetres.

Because the effective pore throats in chalks are so small (typical diameters are less than 1 μm (Price *et al.*, 1976)) the suctions necessary to drain them are many tens of metres - commonly greater than the thickness of the unsaturated zone. Hence most of the matric pores in the unsaturated zone remain completely filled with water at all times. From Equation (3) it can be calculated that at suctions greater than 1 m all fissures with apertures greater than 15 μm will drain ; fissures with apertures in excess of 1 mm will drain at suctions of 0.015 m.

Incorporation of these values into figure 1 defines the "capillary fringes" that exist within the various components of the Chalk porosity. Within the capillary fringe the voids are completely filled with water, but the water is at pressures less than atmospheric. The capillary fringe for the matric pores will frequently extend to the surface, but fissures will be water-filled for only a short distance above the water table, depending on fissure aperture.

In practice, the Chalk will never drain to the perfect equilibrium described above and illustrated in figure 1. Recharge will supply water to the top of the profile during winter, reducing the pore suctions there and so increasing the total head at the top of the profile to cause water to

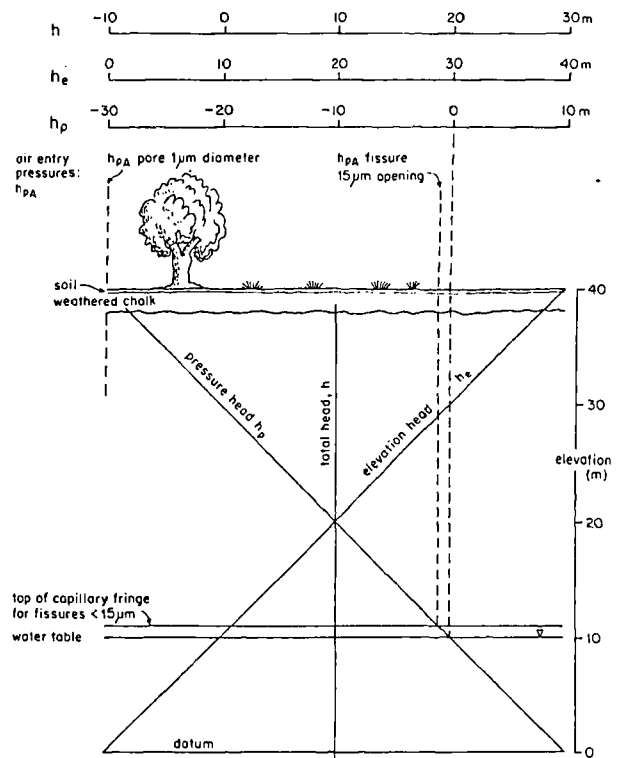


Fig. 1. — Theoretical relationships between pressure head (h_p), elevation head (h_e) and static head (h) in the unsaturated zone of a chalk aquifer at equilibrium. The datum for elevation head is arbitrarily taken to be 40 m below ground level. The thicknesses of the capillary fringes in which pores and fissures are water filled are defined by the intersection of the air-entry pressures and the pressure-head gradient.

Fig. 1. — Relation théorique entre l'énergie de pression (h_p), l'énergie de position (h_e) et la charge hydrostatique (h) à l'équilibre dans la zone non-saturée d'un aquifère de la Craie. L'origine pour l'énergie de position (h_e) est choisie arbitrairement à 40 m au dessous du niveau du sol. L'épaisseur de la zone capillaire dans laquelle les pores et les fissures sont remplis d'eau est définie par l'intersection entre la pression d'entrée d'air et le gradient de l'énergie de pression (h_p).

move downwards. In summer, evaporation from the soil will increase the suctions at the top of the profile, causing water to move upwards within the upper few metres of the unsaturated zone. These concepts are explained more fully by Wellings and Bell (1982), Wellings (1984) and Price *et al.* (1993).

The greatest downward vertical hydraulic gradient that can exist in the unsaturated zone is unity. For the gradient of the total head to reach 1, the pressure head would have to be atmospheric throughout the unsaturated zone. This would mean that not only the matric pores but all the fissures would be filled with water to the ground surface. Any further increase in the hydraulic gradient could be accomplished only by water ponding at the ground surface.

Because the vertical hydraulic gradient can not normally exceed unity, it follows that the maximum rate at which recharge can move downward through the unsaturated zone is numerically equal to the vertical hydraulic conductivity. The hydraulic conductivity of the Chalk matrix is typically between 10^{-4} m/day and 5×10^{-3} m/day. Recharge at less than these rates will therefore be accommodated by the

matrix; recharge in excess of these rates will result in the narrower fissures beginning to fill with water. In England the average annual recharge to the Chalk is about 220 mm per year; allowing for the seasonal nature this equates to an average of about 1.5 mm/day. In most cases, therefore, recharge will take place through the matrix, and the fissures will conduct water only in areas where the permeability of the matrix is unusually low, or after unusually large recharge events; even these events may not initiate fissure flow because of the storage available in the soil and the upper weathered part of the profile, which will retain water and release it slowly. This explains why, even in very fissured chalks, recharge apparently takes place through the matrix porosity rather than through the fissures.

Because the pore space remains essentially water filled, it appears that the specific yield of the Chalk must be contributed entirely by the fissures, as they fill and empty with the rise and fall of the water table. There must, however, be some contribution of storage from the matrix. If the matrix pore space remained completely water filled, then the water table could be expected to rise instantaneously when recharge passes through the soil; the fact that it does not do so - the delay may be days or weeks - is evidence that there is an element of matrix storage that must be filled.

Further evidence comes from comparison of the amount of water that is apparently released from storage when the water tables falls by a known amount in a catchment, with the amount of water that leaves the catchment in the river (Ineson and Downing, 1964; Lewis *et al.*, 1993). Detailed studies indicate that there is more water leaving the catchment than can be accounted for by drainage of the fissure space, and it is suggested that the difference is accounted for by the slow drainage of water from the matrix.

Some workers (e.g. Reeves, 1979) have talked of the contribution that "macropores" and "microfissures" may make to the storage and permeability of the Chalk. However, little physical evidence of the existence of macropores or microfissures has been offered. Recent work, still in progress, by The University of Reading and the Environment Agency, set out to discover whether macropores or microfissures really exist. Techniques used have included resin impregnation of large blocks (approximately 100 x 100 x 100 mm) and subsequent examination using a scanning electron microscope of the pore casts; measurements of acoustic attenuation at various values of effective stress; and capillary drainage studies.

The resin impregnation revealed the presence of large pores formed by the tests of foraminifera, but the connections to these pores were holes in the tests less than 1 μm in diameter. No evidence was seen of any microfissure networks. The acoustic studies showed none of the changes in attenuation that would be expected as microfissures close with changing effective stress. It is therefore concluded that, at least in the chalks studied, macropores and microfissures do not exist in sufficient quantity to influence drainage or flow behaviour to any significant degree. However, the capillary drainage studies indicate that a small proportion (about 1% of bulk volume) of the porosity of a chalk sample drains under suctions less than 10 m. This drainage is thought to occur primarily from small irregularities in the surfaces of the samples. In the field, it may be that drainage takes place from irregularities on fissure surfaces.

VI. — IMPLICATIONS FOR WATER MOVEMENT: SATURATED ZONE

The low permeability of the matrix compared with that of the fissure systems means that where the latter are water-filled (in the saturated zone) they will dominate groundwater movement.

The presence of a porous matrix intersected by fissures leads theoretically to double-porosity behaviour. But because some fissures are enlarged, there is the possibility of a second degree of double-porosity behaviour. For example, in response to pumping, water may flow from the network of smaller fissures to fissures that have been enlarged by solution. In addition, it is possible that flow towards a well may occur within the less-developed fissure system so that flow takes place in the same direction through two systems of differing permeabilities. Such behaviour is referred to as double-permeability behaviour.

The enlarged fissures generally show the same orientation as undeveloped fissures. It is therefore generally accepted that they developed from the tectonically-controlled fractures by solution. This implies that there must be a continuous gradation from tectonic features with minimal openings to the well-developed or karstic features. In some ways this makes any division into classes of fissures, based on size of fissure opening, arbitrary and rather meaningless. Nevertheless it is convenient when describing the Chalk to have some terminology for distinguishing between the common joints with small openings and the rarer, but hydraulically very important, larger fissures. The terminology adopted here (Price, 1987) is to describe the basic tectonic fractures as primary fissures, and the enlarged fissures as secondary fissures. Investigations over many years with borehole television cameras suggest that large openings are often developed along near-horizontal (bedding-plane) joints. They often take the form of flattened tubes, and may be expected to divide and rejoin, in the manner of a braided stream, thus imparting significant anisotropy to the aquifer.

It is generally observed that secondary fissures are absent from chalk beneath interfluvies and remote from valleys, and that in these areas the primary fissures are tightly closed. The transmissivity of the Chalk in such localities is frequently only in the range 10-100 m^2/day . Beneath valleys, on the other hand, whether dry or containing streams, transmissivities are much higher and can be in excess of 2000 m^2/day . In England and France the average hydraulic gradient (the slope of the water table) in the unconfined Chalk is about 0.002-0.005 (2 to 5m/km). To achieve this hydraulic gradient with the typical infiltration (in England the average is 220 mm/year), simple modelling suggests that the average regional transmissivity must be of the order of 1000 m^2/day .

Transmissivity is not distributed uniformly with depth but is often concentrated at a few horizons. In particular the water table often occurs within a highly permeable zone, which probably developed as a result of concentrated flow towards a discharge area; once such a zone has developed, the water table will tend to stay within it.

In most cases these enlarged openings are probably a few millimetres to a few centimetres in aperture, but they can become karstic or near-karstic openings with

dimensions of more than a metre. This leads to the question of whether or not the Chalk is a karstic aquifer. In the Chalk of France, large cave systems are well documented, though by no means ubiquitous (Crampon *et al.*, 1993). In England, most so-called cave systems in the Chalk are man-made tunnels; natural cave systems are known from around the coast (Mortimore, 1993), but not inland.

If fissures are assumed to be smooth, parallel-sided openings, the parallel-plate law can be used to estimate their permeability contribution. In the same way, the Darcy-Weisbach equation can be used to estimate the behaviour of karstic conduits if they are assumed to be circular pipes. The Darcy-Weisbach equation can be written as:

$$h = fLv^2/2gd \quad (4)$$

where h = head loss in the pipe, L is the length of the pipe, v is the speed of flow, d is pipe diameter, g is the acceleration due to gravity, and f is a friction factor. The main uncertainty in using the Darcy-Weisbach equation is the value of the friction factor, which varies with the relative roughness of the pipe walls and (at lower speeds) with the Reynolds number; a reasonable estimate for flow in a natural cave without major constrictions is that f is about 1 (Atkinson, 1996).

Even with such a high value of f , substantial flows and high flow speeds are possible in conduits of modest diameter. In a conduit with a diameter of 1 m and a hydraulic gradient of 0.003 the flow speed would be about 21 km/day. This is certainly at the upper limit of speeds measured in tracer tests in Chalk, which suggests that conduits of this size are not widespread in the saturated zone. There are however clear indications of the presence of large, karstic openings in the unsaturated zone of the Chalk. The flow rate through such a conduit would be about 16 500 m³/day or 6000 000 m³/year; at an annual recharge rate of 200 mm/year, this corresponds to the recharge into 30 km² of aquifer. At a hydraulic gradient of 0.003, this flow rate is

equivalent to the flow through a 5.5 km width of aquifer with a transmissivity of 1000 m²/day.

It now becomes possible to explain why karstic openings are known from the unsaturated zone but seem rare in the saturated zone; in the present climate there is insufficient recharge to maintain a hydraulic gradient that is steep enough to keep them filled. The largest openings are therefore generally above the water table, except near the coast, where hydrological base level (sea level) defines the lowest points of the water table. It is therefore assumed that they formed at a period when recharge was more abundant, or flow through parts of the aquifer was more restricted, than today. Hiscock and Lloyd (1992) provide evidence that, in the Chalk of Lincolnshire, development of secondary fissures was restricted to certain periods in the Pleistocene.

It is possible that many solution conduits are partly or completely filled by sediment. There are reported examples of wells, drilled and cased through Tertiary beds into the Chalk, producing sand, and a record of at least one well dug through chalk encountering seams of sand and gravel above the water table; these are probably the results of infilled solution features.

VII. — CONCLUSIONS

The Chalk is an aquifer with several components of porosity and permeability. In the unsaturated zone, water movement is dominated by the matrix porosity and permeability, with flow occurring through fissures only when the recharge rate is unusually high. In the saturated zone, movement is dominated by the fissure component. Some of the fissures are enlarged by solution to the point where rapid flows are possible, and in some places the Chalk displays some of the characteristics of a karstic aquifer. However, the largest openings appear not to play a significant part in water movement, either because they are filled with sediment or because there is insufficient recharge at the present day to keep them water-filled.

BIBLIOGRAPHY

- ALLEN, D J and PRICE, M (1990). — Hydraulic conductivity of the chalk at shallow depths in north-west Norfolk, UK. In: *Chalk: Proceedings of the International Chalk Symposium*, Thomas Telford, London, 577-581.
- ATKINSON T C, (1996). — Personal (oral) communication.
- CRAMPON, N, ROUX, J C and BRACQ, P (1993). — France. In: *The hydrogeology of the Chalk of North-west Europe* (ed. R A Downing, M Price and G P Jones), Clarendon Press, Oxford.
- CRAMPON, N, CUSTODIO, E and DOWNING, R A (1996). — The hydrogeology of Western Europe: a basic framework. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 29; 163-180.
- DOWNING, R A, PRICE, M AND JONES, G P (eds) (1993). — *The hydrogeology of the Chalk of North-west Europe*. Clarendon Press, Oxford. 300 pp.
- FLEXER, A and YARKONI, M (1987). — Jointing in chalk: The relation to lithology, bedding thickness, drainage pattern, tectonic stress and cavern openings (Eocene, Bet Guvrin Syncline, Central Israel). — *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, No. 36, 23-27.
- HANCOCK, J M (1993). — The formation and diagenesis of chalk. In: *The hydrogeology of the Chalk of North-west Europe* (ed. R A Downing, M Price and G P Jones), Clarendon Press, Oxford.
- HISCOCK, K M and LLOYD, J W (1992). — Palaeohydrological reconstruction of the north Lincolnshire Chalk, UK for the last 140,000 years. *Journal of Hydrology*, 133: 313-342.
- INSON, J and DOWNING, R A (1964). — The ground-water component of river discharge and its relationship to hydrogeology. *Journal of the Institution of Water Engineers*, 1964, 18 (7): 519-541.
- LEWIS, M A, JONES, H K, MACDONALD, D M J, PRICE, M, BARKER, J A, SHEARER, T R, WESSELINK, A J and EVANS, D J (1993). — *Groundwater storage in British aquifers: Chalk. R & D Note 169*, National Rivers Authority, Bristol.
- MORTIMORE, R N (1993). — Chalk water and engineering geology. In: *The hydrogeology of the Chalk of North-west Europe* (ed. R A Downing, M Price and G P Jones), Clarendon Press, Oxford.
- PRICE, M (1987). — Fluid flow in the Chalk of England. In: *Fluid flow in sedimentary basins and aquifers* (ed. J C Goff and B P J Williams), 141-156, *Special Publication 34*, Geological Society, London.
- PRICE, M, BIRD, M J and FOSTER, S S D (1976). Chalk pore-size measurements and their significance. *Water Services*, 80, (968): 596-600.

- PRICE, M, ROBERTSON, A S and FOSTER, S S D (1977). — Chalk permeability - a study of vertical variation using water injection tests and borehole logging. *Water Services*, 81, (980): 603-610.
- PRICE, M, MORRIS, B L and ROBERTSON, A S (1982). — A study of intergranular and fissure permeability in Chalk and Permian aquifers, using double-packer injection testing. *Journal of Hydrology*, 54: 401-423.
- PRICE, M, DOWNING, R A and EDMUNDS, W M (1993). — The Chalk as an aquifer. In: *The hydrogeology of the Chalk of North-west Europe* (ed. R A Downing, M Price and G P Jones), Clarendon Press, Oxford.
- REEVES, M J (1979). — Recharge and pollution of the English Chalk: some possible mechanisms. *Engineering Geology*, 14: 231-240.
- WELLINGS, S R (1984). — Recharge of the Upper Chalk aquifer at a site in Hampshire, England. 1. Water balance and unsaturated flow. *Journal of Hydrology*, 69: 259-273.
- WELLINGS, S R and BELL, J P (1982). — The physical control of water movement in the unsaturated zone. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 15: 235-242.

THE BRITISH CHALK AQUIFER STUDY: OBJECTIVES AND PROGRESS

Etude des aquifères crayeux en Grande Bretagne: objectifs et progrès

by I. N. GALE(*)

Abstract. — The Chalk Aquifer Study was initiated in 1993 to produce a systematic regional survey of the Chalk aquifer in Britain. An inter-related programme of research addresses relevant issues and is used to focus attention on those issues to stimulate a collaborative approach by the Environment Agency, water companies and universities. The study has produced one memoir and several technical reports and papers.

Resumé. — L'étude des aquifères dans les formations crayeuses a été initiée en 1993 dans le but de produire un recueil régional sur les aquifères crayeux en Grande Bretagne. Ce programme de recherche interdisciplinaire étudie de nombreux sujets, et encourage une approche de collaboration entre l'Agence de l'Environnement (Environment Agency), les compagnies privées concernées par le problème de l'eau et les universités. L'étude comporte un document de référence et plusieurs rapports techniques et articles.

I. — BACKGROUND

BGS has been undertaking "groundwater survey" activities of one kind or another for well over a century. For example twenty-eight water supply memoirs were produced between 1899 and 1938. Since the Hydrogeology Group was first formed in 1936 (as the Survey's Water Department), it has played a national role in the collection and maintenance of hydrogeological data and the production of hydrogeological maps (23 of different parts of the UK) and has been at the forefront of national hydrogeological research.

The institutional framework for the water industry has changed several times since the 1945 Water Act. Although the responsibilities have changed to some extent also, BGS has been somewhat of a constant through this period, as a national centre for groundwater information and knowledge. During this same period there has been rapid growth of groundwater-related research, undertaken by many different organisations and leading to a wealth of literature. However, there is a real need to pull the data and knowledge within this literature together into a structured series of reports and maps of direct value to a wide range of end users. There is also a need to identify significant gaps in our knowledge and to fill them. It is for these reasons that the National Groundwater Survey was started in 1993, the initial effort being directed into the Chalk Aquifer Study.

II. — THE CHALK AQUIFER STUDY

The core activity of the study is an ongoing survey programme which will produce regional memoirs, maps and databases at two to three year intervals. A parallel, integrated programme of research addresses issues

particularly relevant to each region but also of interest at a national level.

The Chalk aquifer has been divided into five hydrogeological regions for the purposes of the survey programme (fig. 1). The first region to be studied was the South Downs which was used as a pilot area. The region is relatively small and has been extensively studied. A memoir has been produced and is due for publication later this year. The second area that is currently under investigation is the Chalk Aquifer of Yorkshire and Lincolnshire.

The programme of research that is running in parallel to the survey programme has the broad aim of investigating:

"the mechanisms of water and solute transport through the chalk with an emphasis on the interactions between fissure and matrix water"

The mechanisms controlling the of interaction of fissure and matrix water have long been recognised as one of the key issues in chalk hydrogeology. This remains so today since it has significant implications on recharge to the aquifer and for the movement of contaminants through the Chalk in both the saturated and unsaturated zones. Up to 30% of the recharge to the Chalk aquifer could be attributed to "by-pass flow". This has important implications for the transport of contaminants - including pesticides, major pollutants such as nitrate, and tracers such as tritium - to the water table. The interaction of fissure and matrix water is also of importance in delineating protection areas for aquifers and for planning efficient clean-up procedures.

Flow velocities in fissures are orders of magnitude greater than in the matrix. However, in the Chalk aquifer, solutes exchange diffusively between the fissure water and the matrix water. Hence average rates of transport can be

(*) Hydrogeology Group, British Geological Survey, Wallingford, Oxon OX10 8BB, England

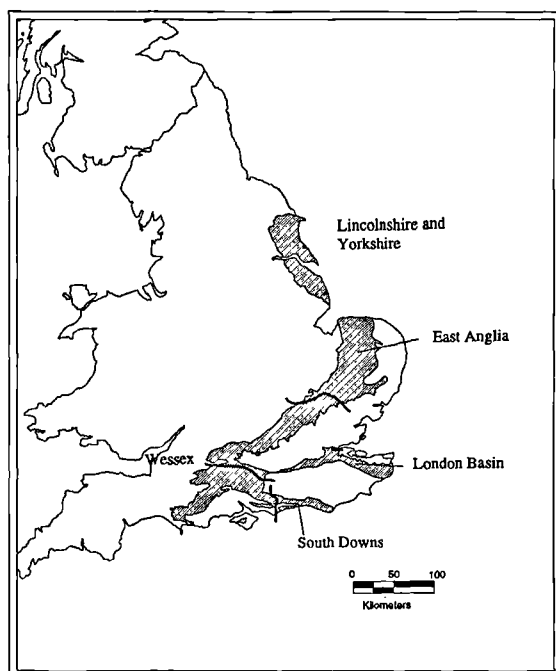


Fig. 1. — Outcrop of the Chalk aquifer showing regional study areas.

Fig. 1. — Affleurement de l'aquifère montrant les zones étudiées.

very different from those in either the matrix or the fissures. The extent of this fissure-matrix exchange process depends critically on the three-dimensional geometry of the fissures and pores. Without proper allowance for this and an adequate physical characterisation of the chalk at the appropriate scale, our ability to predict transport rates will remain limited. An important objective of the research programme therefore is to devise methods that can be used to characterise the Chalk from different geological, stratigraphic and environmental settings, in such a way that the results can be used in predictive transport models. This needs to be approached in many ways and at many scales to accommodate the variable nature of the Chalk aquifer.

Funding limitations control the rate of progress of the survey programme and the breadth of issues that can be addressed by new research. To address this problem, collaboration with other organisations is actively sought as well as co-funding of related research. For example, a small study of the use of tracer tests was initiated within the Chalk Aquifer Study. This stimulated interest in the Environment Agency who now contribute to an expanded project over a three year period. Similar arrangements have been made with water companies to address other issues. Links with universities have proved to be very beneficial either in the form of a contribution to a regional memoir or a related doctoral or MSc study. The Chalk Aquifer Study has therefore provided a focus for survey and research bringing together information and expertise.

III. — PROGRESS TO DATE

"The Hydrogeology of the Chalk Aquifer of the South Downs" report is in final draft form and will be published early next year. The first draft of "The Hydrogeology of the Chalk Aquifer of Yorkshire and Lincolnshire" will be produced in early 1997 and publication is planned in 1998. The next region for study will be decided in 1997.

The programme of research has produced BGS technical reports and papers in international journals. These are listed at the end of this paper, some of the main areas of interest being:

The use of tracer tests to determine flow characteristic in aquifers. This study will look at types of tracers, methodologies for their effective use and will produce guidelines to stimulate increased use.

Recharge mechanisms to the Chalk aquifer. Of particular interest are the controls on by-pass flow and the implications for aquifer pollution. The problem has been approached using lysimeters and through detailed monitoring of groundwater levels and quality at the water table. New sampling methods have been developed.

Diffusion in the chalk matrix. A rapid, largely automated, laboratory method has been developed to measure the diffusion coefficient of chalk cores.

Characterisation of hydrogeologically significant fracture distribution in the Chalk and a study of the regional trends in matrix porosity and dry density of chalk in England.

Variations in porosity near the surface of a hydraulically active fractures and the implications of fracture surface mineralisation on contaminant transport.

Regional trends in baseline groundwater quality and the controls on the trends in concentrations of diffuse pollution in aquifers.

Compilation of databases, including a comprehensive bibliography, in a compatible format with the aim of facilitating access to data to produce hydrogeological maps, decision support systems, etc.

CONCLUSIONS

The Chalk Aquifer Study is providing a focus to bring together data from a wide range of sources to produce a state-of-the-art summary and databases on which future development and research can be based. The Study has brought together the water industry, the regulators and the researchers to address common issues through collaboration and co-funding of research.

Acknowledgements. — This paper is published by permission of the Director of the British Geological Survey, NERC.

SELECTED REPORTS AND PUBLICATIONS

ALLEN D. J. (1995). — Permeability and fractures in the English Chalk: a review of hydrogeological literature. *BGS Report WD/95/43*.

BARKER J. A., WILLIAMS A. T. and WARD R. S. (1995). — Groundwater tracer studies. *NRA Interim Report R&D 587/1/S*.

- BLOOMFIELD J. P. (1994). — Porosity variations near a hydraulically active fracture in the Upper Chalk, Hampshire, England. *BGS Report WD/94/1*.
- BLOOMFIELD J. P. (1996). — Characterization of hydrogeologically significant fracture distribution in the chalk; an example from the Upper Chalk of southern England. *J. Hydrol.* 184, pp 355-379.
- BLOOMFIELD J. P. (1997). — The hydrogeology of the Chalk at Fair Cross, Berkshire: the role of burial diagenesis in the hydrogeological stratification of the London Basin. (accepted by *Journal of HESS*)
- BLOOMFIELD J. P., BREWERTON L. J. and ALLEN D. J. (1995). — Regional trends in the matrix porosity and bulk density of the Chalk of England. *QJEG* 28, S131-S142.
- BUCKLEY D. K. and TALBOT J. C. (1994). — Interpretation of geophysical logs of the Kilham area, Yorkshire Wolds, to support groundwater tracer studies. *BGS Report WD/94/10C*.
- BUSBY J. P. and PEART R. J. (1994). — Azimuthal and seismic measurements for the determination of fracture orientations. Modern geophysics in engineering geology. *30th Annual Conference of the Engineering Group of the Geological Society*. Liege, Belgium, September 1994. Conference Proceedings Preprint, 205-216.
- BUTCHER A. S. (1995). — Laboratory characterisation of physical controls on DNAPL transport in the saturated zone of aquifers. *MSc thesis, Reading University*.
- GOODDY D. C., KINNIBURGH D. G. and BARKER J. A. (1996). — Development of a rapid method for determining apparent diffusion coefficients for chloride in chalk. *BGS Report WD/95/66*.
- HARGREAVES R. (1996). — A decision support system for management of the Chalk aquifer of Lincolnshire. *MSc thesis, Nottingham Trent University*.
- HOPSON P. M. (1994). — Report on the litho- and bio- stratigraphy of the Play Hatch and Flowing Spring Chalk Quarries north-east of Reading. *BGS Report WA/94/84R*.
- JONES H. K. (1994). — Water level fluctuations and recharge in the Chalk Aquifer. *BGS Report WD/94/24*.
- JONES H. K., GALE I. N., BARKER J. A. and SHEARER T. R. (1993). — Hydrogeological report on the test pumping of Hutton Cranswick, Kilham and Elmswell boreholes. *BGS Report WD/93/9*.
- JONES H. K., DOWNING R. A. and ROBINS N. S. (1997). — Hydrogeology of the Chalk of the South Downs. *BGS Report* (in press).
- KINNIBURGH D. G. (1993). — A Chalk bibliography: a papyrus database. *BGS*
- SHAND P. and BLOOMFIELD J. P. 1996. — Mineralisation of shallow fracture surfaces in the chalk and implications for contaminant transport. *BGS Report WD/95/15*.
- WARD R. S. and WILLIAMS A. T. (1995). — A tracer test in the Chalk near Kilham, North Yorkshire. *BGS Report WD/95/7*.
- WOODS M. A. (1994). — Preliminary observations on the biostratigraphy of the Upper Chalk at Play Hatch and Flowing Spring Chalk Quarries, Oxfordshire. *BGS Report WH/94/195R*.

WATER TRANSPORT THROUGH THE UNSATURATED CHALK: A CASE STUDY FROM FLEAM DYKE LYSIMETER

Transport hydrique dans des formations crayeuses insaturées: Une étude de cas du Fleam Dyke Lysimeter

by H.K. JONES (*) and J.D. COOPER (**)

Abstract. — The role of fractures in transporting water in the unsaturated zone of the Chalk has been a source of controversy for many years. There is clearly a potential for fractures to transport water and contaminants rapidly to the saturated zone, although direct observations are rare. The evidence from well hydrographs, solute profiles, and soil water measurements is ambiguous concerning the importance of bypass flow.

This paper examines drainage data from several years' operation of a 5 x 5 m³ undisturbed monolith lysimeter at Fleam Dyke, Cambridgeshire for evidence of bypass flow and investigates the factors responsible for its onset. Evidence from measurements of unsaturated hydraulic conductivity of the Chalk at the site and in situ measurements of soil water are also presented. Both the lysimeter and soil water observations agree that flow through fractures accounts for approximately 30% of the total drainage from this site, significantly higher than has been inferred at other Chalk sites. Bypass flow was observed to occur above a threshold of approximately -50 cm H₂O matric potential, or above a flow rate of approximately 1 mm d⁻¹. During periods of no soil water deficit, about 50% of drainage occurred via fractures. In general, there was a delay of 3 or 4 days between rainfall and drainage at the base of the lysimeter. On one occasion, intense summer rainfall satisfied the existing soil moisture deficit and initiated fracture flow, the peak in drainage through the lysimeter occurring within 24 hours.

Résumé. — Le rôle joué par les fractures dans le transport de l'eau en zone insaturée dans les formations de Craie a été source de controverses pendant de nombreuses années. Il est clair que les fractures peuvent potentiellement transporter l'eau et les polluants rapidement vers la zone saturée, bien que les observations directes soient rares. Les mesures piézométriques, profils de solutés ou les mesures d'eau dans le sol sont ambiguës sur l'importance des écoulements dans les fractures.

Cet article examine des données de drainage pendant quelques années d'opération d'un lysimètre monolithique de 5 x 5 m³ à Fleam Dyke, Cambridgeshire pour mettre en évidence un écoulement de fracture et examiner les facteurs à l'origine de l'écoulement. Les mesures locales de conductivité hydraulique dans la zone non saturée des formations de Craie ainsi que les observations in situ de l'eau dans le sol sont présentées. Les observations lysimétriques et les mesures d'eau dans le sol montrent toutes deux que l'écoulement à travers les fractures correspond approximativement à 30% du drainage total du site, et est significativement plus important que celui d'autres formations de Craie. D'après les observations, l'écoulement de fracture apparaît au dessus d'un seuil égal à une succion de -50 cm H₂O environ, ou pour un flux supérieur à 1 mm/jour environ. Pendant les périodes où le sol n'est pas en déficit hydrique, environ 50% du drainage se fait par les fractures. En général, il existe un délai de 3 ou 4 jours entre la pluie et le drainage (à la base) du lysimètre. Lors d'un événement, la pluie intense estivale a pu satisfaire le déficit d'humidité du sol et a initié l'écoulement de fracture, le pic du drainage à travers le lysimètre se produisant dans les 24 heures.

I. — INTRODUCTION

Mechanisms of recharge are, in general, poorly understood. Although it is generally accepted that water movement through the unsaturated chalk is a combination of matrix flow (via larger pores and possibly microfractures) and bypass⁽¹⁾ (or fracture) flow, many questions still surround the mechanisms of recharge, and the relative contributions from fractures and matrix. Such issues have implications for the timing of recharge, as well as for the movement of solutes through the unsaturated zone.

Workers at the Institute of Hydrology used soil physics approaches in the late 1970s and early 1980s, initially to investigate recharge to the aquifer beneath deep unsaturated

zones of the Chalk (Wellings & Cooper, 1983; Gardner *et al.*, 1990; Cooper *et al.*, 1990). Measurement of the unsaturated hydraulic conductivity of the *in situ* profiles at a number of Upper and Middle Chalk sites in southern England (Gardner *et al.*, 1990) provided a range of matric hydraulic conductivities between 1 and 10 mm d⁻¹ in the upper 3 m of the profile. This was then plotted against matric potential and inferred that bypass flow becomes increasingly important as matric potentials rise above -50 cm H₂O. They showed that the hydraulic conductivity of the bulk chalk remained almost constant from matric potentials of -600 cm H₂O and below to -50 cm H₂O. Above this matric potential, the total hydraulic conductivity rose rapidly to values of up to 1 m d⁻¹. This is illustrated for Fleam Dyke in fig. 1. This was taken to indicate that the

(*) British Geological Survey, Maclean Building, Crowmarsh Gifford, Wallingford, Oxon. OX10 8BB, Grande-Bretagne.

(**) Institute of Hydrology, Maclean Building, Crowmarsh Gifford, Wallingford, Oxon. OX10 8BB, Grande-Bretagne.

fracture system contributes negligibly to the hydraulic conductivity of the chalk up to matric potentials of about -50 cm H₂O, but above this, the fractures conduct an increasing proportion of the flow. Thus, if the matric potential throughout the profile remains at or above about -50 cm H₂O, bypass flow would be expected to occur.

This paper examines the available data for the Fleam Dyke lysimeter to assess the main controls on bypass flow, and to estimate the proportion of water recharging the aquifer which bypasses the matrix. The data are also compared with MORECS estimates of hydrologically effective precipitation to assess the accuracy of the estimates for this site.

II. — SITE DESCRIPTION

The Fleam Dyke lysimeter is located approximately 100 m north of the Fleam Dyke Pumping Station (Cambridge Water Company), near Fulbourn, Cambridgeshire (National Grid Reference TL539549). The lysimeter is constructed in the lower beds of the Middle Chalk. The uppermost 1 to 1.5 m of the section consists of unstratified, weathered khaki-buff, rubbly chalk (Kitching and Shearer, 1982). Below this, the chalk is off-white, becoming harder with depth. No flints or marl seams were observed. Rest water level is about 18 m below ground level, with the pumping water level at 32 m (at a pumping rate of approximately 63 m³ hr⁻¹) (Kitching and Shearer, 1982).

The dip of the chalk was estimated to be approximately 2° SE. A large number of high-angle joints, together with a smaller number of high-angle, small-scale faults were observed. Major joints could be followed for the length of a face of the construction pit (approximately 20 m), or from one face to another, and were all stained with a black or greenish-black mineral, assumed to be manganese. These joints were described as being open, in comparison with the smaller, high-angled joints which were impersistent vertically. The effect of jointing and faulting was to give a very broken aspect to the chalk, such that individual blocks rarely exceeded 20 cm.

The Fleam Dyke lysimeter was initially constructed to obtain direct measurements of natural recharge, without the need for rainfall and evaporation estimates (Kitching and Shearer, 1982). It is essentially a 5 x 5 metre cube of undisturbed chalk, contained such that infiltrating water is collected at the base (Kitching and Shearer, 1982).

Drainage, meteorological, and soil physics data were collected over a period of years. The lysimeter data were originally compared with the soil physics estimates of drainage at the site. They were later analysed to gain a better understanding of the processes operating in the unsaturated zone, the results of which are presented here.

Measurement of the unsaturated hydraulic conductivity of the profile *in situ* at Fleam Dyke indicated a matric hydraulic conductivity of around 1 mm d⁻¹. A particularly low hydraulic conductivity band from 1.5 m to 2.2 m depth had a matric hydraulic conductivity of about 0.1 mm d⁻¹.

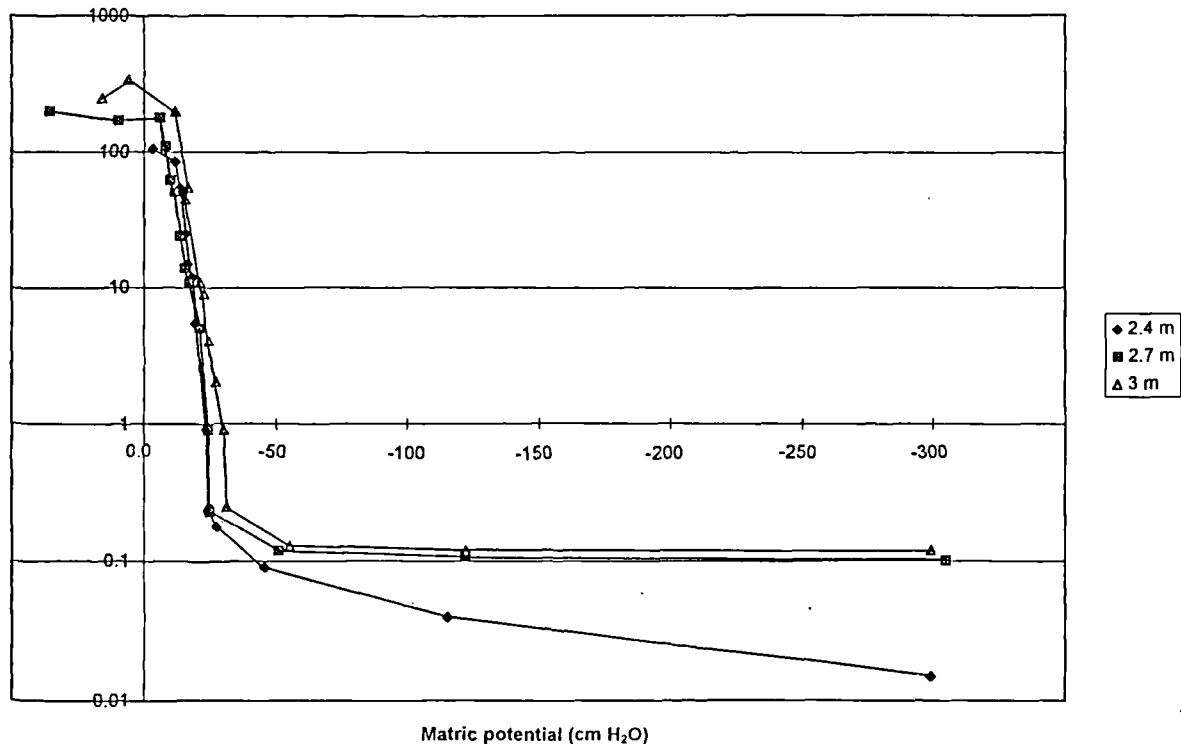


Fig. 1. — Unsaturated hydraulic conductivity plotted against matric potential for the Fleam Dyke site, Cambridgeshire.

Fig. 1. — Conductivité hydraulique insaturée fonction du potentiel matriciel pour Fleam Dyke site, Cambridgeshire.

III. — METHODOLOGY

Daily drainage and rainfall data were available for the period from 1977 to 1986. Pressure transducer tensiometer data were also available for 1982 to 1983. Weekly MORECS data (rainfall, and MORECS estimates of soil moisture deficit (SMD), actual evapotranspiration (EVT), and hydrologically effective precipitation (HEP)), were available for 1981 to 1983, and monthly for all other periods.

The data were analysed to assess recharge mechanisms at this site. In particular:

- identification of the controls on bypass flow
- calculation of the proportion of water transported rapidly through the fracture system
- estimation of the frequency and duration of recharge events, that is, drainage events caused by rapid bypass flow

Initially daily lysimeter drainage was plotted against daily rainfall for non-SMD periods. Periods when matric potential throughout the profile was above $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$ (i.e. matric potential at every tensiometer depth was above $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$) were shown. However, it was found that daily fluctuations in rainfall masked any underlying trends in the data, and the three-day moving average was therefore calculated and used in place of the actual daily rainfall.

Data were then extracted for a 2.5 month period (1 November 1982 to 14 January 1983), and correlation coefficients between various measures of rainfall, matric potential and drainage were examined to assess which variables accounted for the variation in drainage on a daily basis. This period was chosen as one where a lengthy non-SMD period was recorded, and during which there were a number of recharge events. Furthermore, at this time of year it was assumed that EVT would be very low. It was assumed that the soil and vegetation parameters, and the hydraulic conductivity of the matrix did not vary during the time period. With these variables removed, the relationship between rainfall parameters, matric potential and drainage could be investigated. The variables used included: daily rainfall, 3-day average rain, 3-day average with a time lag of 2, 3 and 4 days, matric potential at 0.6 m depth, matric potential at 0.6 m depth with a time lag of 2, 3 and 4 days.

IV. — RESULTS

Comparison of soil moisture deficit (SMD) data and drainage showed that bypass flow did not occur (with one exception) during periods when an SMD existed. Therefore, most of the following is restricted to periods with no SMD.

The fig. 2 shows lysimeter drainage and 3-day average rainfall for three periods when there was minimal or no SMD. Periods when matric potential was greater than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$ throughout the profile are indicated. The figure illustrates peaks in drainage that occur 3 to 4 days after peaks in the 3-day average rainfall. The general coincidence between periods of high matric potential and drainage peaks can also be seen, with drainage greater than 1 mm d^{-1} occurring during periods of high matric potential. The rapid increase in hydraulic conductivity at matric potentials greater than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$ has been shown in fig. 1; as described earlier, this increase was taken to imply that matrix flow carried virtually all recharge at potentials less

than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$. This theory is further verified by the fact that drainage greater than 1 mm d^{-1} occurs when matric potential at all measured depths through the profile was greater than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$ (fig. 2).

At the beginning of recharge events, matric potential throughout the profile generally increased to above $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$ shortly before, or at the same time as, drainage exceeded 1 mm d^{-1} . At the end of recharge events, matric potential, although remaining high throughout much of the profile, tended to decrease to less than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$ at either 0.6 m or 3.3 m depth. In some cases, drainage greater than 1 mm d^{-1} continued for several days after potentials at these horizons had decreased below $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$. This may indicate that the matric potential at which fracture flow ceases is actually slightly greater than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$.

The decrease of matric potential at 3.3 m may be explained by the presence of a low conductivity band between 1.5 and 2.2 m. Thus the matric potential at 3.3 m may decrease as the fractures below the band drain, while the matric potential above and within the band remains high. It was observed that during dry spells, matric potentials could drop to $-250 \text{ cm H}_2\text{O}$ at depths greater than 2.4 m, while those higher in the profile were typically -20 to $-25 \text{ cm H}_2\text{O}$ (fig. 3).

Steady drainage through the matrix continued well after the onset of each SMD period. However, bypass flow did not occur whilst a significant SMD existed, even after storms of greater than 20 mm d^{-1} . Generally, during these periods heavy rainfall had no major effect on matric potential (as recorded at 0.6 m and below).

Bypass flow was observed only once during an SMD period; a rainfall event of 42.5 mm on 19 June 1985 resulted in a peak of 13.3 mm drainage the following day. Daily SMD was estimated from daily rainfall and the MORECS estimate of SMD at the beginning of June, assuming that evaporation was equal to the average daily potential value for the month. This indicated that the SMD actually disappeared for a period of approximately 16 days. After the initial storm, subsequent rainfall of less than 6 mm d^{-1} on average was sufficient to maintain bypass flow through the lysimeter in the 16 days following the storm

As outlined earlier, various parameters were correlated with drainage from the lysimeter, including daily rainfall, 3-day average rainfall, delayed 3-day average rainfall, maximum rainfall intensity over a 24 hour period, and matric potential. Of these, the best correlated with drainage was the 3-day moving average rainfall, with a time lag of 4 days ($r = 0.71$), with matric potential with a 4-day time delay having a correlation coefficient of -0.51 (Table I). Other time delays were used, but did not improve the correlation between rainfall or matric potential and drainage.

It was inferred that significant recharge events and, by inference bypass flow, are influenced by conditions existing 4 days previously. That is, it is the combination of rainfall and matric potential at the time of the rainfall event that determine whether or not bypass flow occurs. Again the main exception to this statement was the rainfall event in June 1985. On this occasion exceptionally high drainage of 13.3 mm was recorded on the day following rainfall of 42.5 mm.

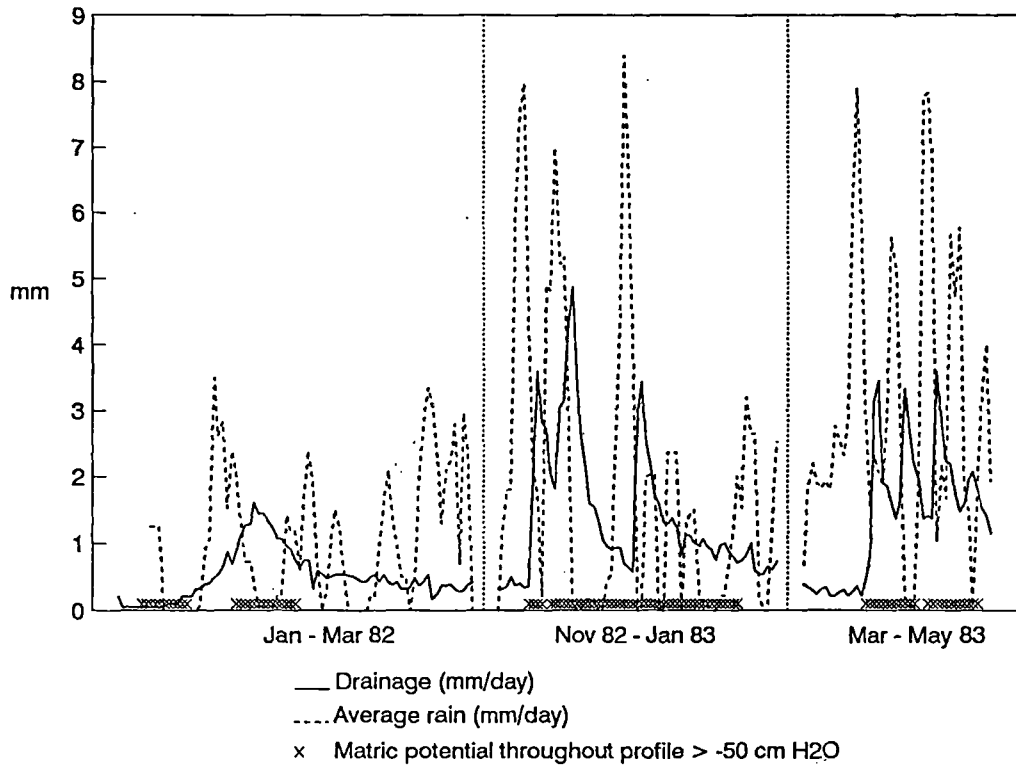


Fig. 2. — Drainage through the lysimeter and 3-day average rainfall, for periods when soil moisture deficit was non-existent.

Fig. 2. — Drainage et pluie moyenne de 3 jours pour les périodes où le sol n'est pas en déficit hydraulique.

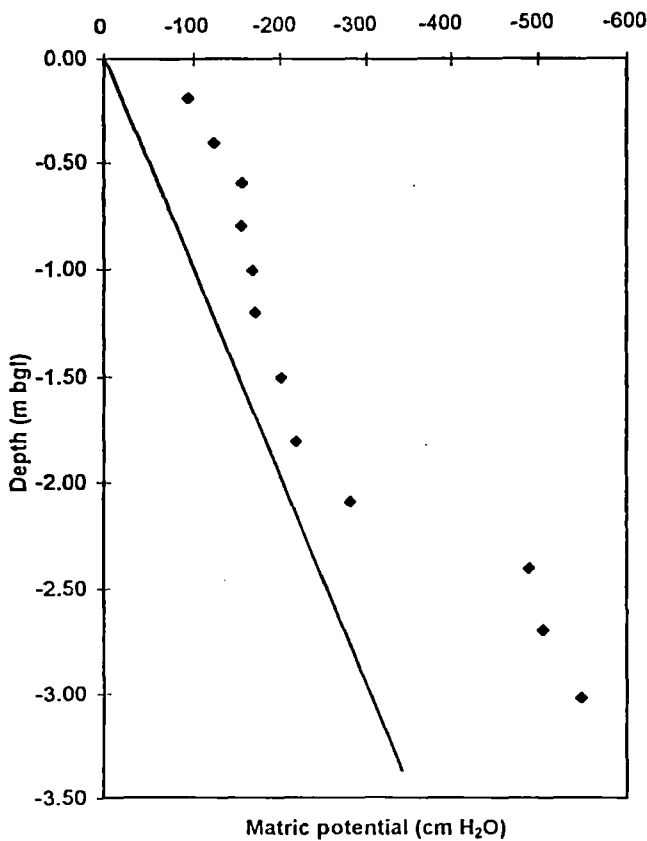


Fig. 3. — Variation of matric potential with depth through the profile.

Fig. 3. — Variation du potentiel avec la profondeur du profil.

	Recharge	Rain	3-day av rain	Lag rain (4 day)	Mat pot	Lag mat pot (4 day)
Recharge	1.00					
Rain	-0.08	1.00				
3-day av rain	-0.12	0.60	1.00			
Lag rain (4 day)	0.71	-0.06	-0.09	1.00		
Mat pot	-0.44	0.11	-0.15	-0.29	1.00	
Lag mat pot (4 day)	-0.51	0.10	0.28	-0.17	0.405	1.00

Table I. — Correlation matrix for recharge, rainfall and matric potential

Tabl. I. — Matrice de corrélation pour la recharge, la pluviosité et le potentiel matriciel.

1) Proportions of matrix and bypass flow

If it is assumed that any drainage in excess of 1 mm d^{-1} is bypass flow and any less than this is all matrix flow, then for the period 1981-1986 the drainage can be partitioned as 34.3% draining through fractures, and 65.7% draining through the matrix. Of the total matrix flow, 32.4% (of total drainage) occurred during bypass flow periods, and 33.3% (of total drainage) occurred at other times.

Drainage greater than 1 mm d^{-1} was also calculated only for periods when the matric potential throughout the profile was greater than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$. This gave a figure of 31%, i.e. only 3.3% of the drainage greater than 1 mm d^{-1} occurred when matric potentials at some (or all depths) were less than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$. This reinforces the assumption that drainage greater than 1 mm d^{-1} represents bypass flow through the fracture network.

Thus, at Fleam Dyke, to a depth of 5 m, rapid bypass flow contributes about one-third of total drainage. Moreover, during those periods when bypass flow occurs, on average about half of the drainage flow occurs as bypass flow, the other half being *via* the matrix. Since flow through the matrix has been assumed to be equal to 1 mm d^{-1} , this implies that, during bypass flow events, the total flow rate, on the average, was about 2 mm d^{-1} .

2) Timing and duration of recharge events

The data were also examined to determine the timing and duration of recharge events. It was found that during the period from 1981 to 1985, some occurrences of bypass flow were observed in all months of the year except for August and September. Bypass flow was observed most frequently between November and June, and was possible, although less likely, during July and October.

Once initiated, bypass flow continued for between 1 and 28 days, dependant on the rainfall input.

V. — DISCUSSION

Previous work (e.g. Cooper *et al.*, 1990) had suggested that at matric potentials greater than $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$, the fracture system becomes partially saturated. With increasing matric potential, a greater proportion of the fracture network becomes saturated, with the infiltrating water occupying fractures of greater aperture. The tortuosity of the flow paths also decreases, and drainage volume and rate increases.

Fracture aperture can be related to matric potential using: $d = 12\gamma/\psi_m$, where d is the fracture aperture, γ is surface tension, and ψ_m is matric potential. Using this equation, the fracture aperture which would be saturated at a matric potential of $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$ is 0.12 mm . This implies that fracture apertures greater than 0.12 mm are responsible for rapid bypass flow.

Intuitively, it seems likely that the fractures of the chalk unsaturated zone contain a continuous range of apertures and spacings. Above the $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$ threshold, increasing matric potentials represent the increasing saturation of the fracture network, and hence increasing amounts of bypass flow. However, evidence provided in this paper suggests a fairly distinct boundary between matrix and rapid bypass flow. It is probable that there is some water flow in smaller fractures, but that this cannot be resolved from flow through the matrix. It is also likely that, at a low level of saturation of the fracture network, the patches of water-filled fracture are likely to be discontinuous and hence unable to contribute to flow substantially. Also, the smaller fractures may not be well connected and hence contribute little to bypass flow.

This work has confirmed that the onset of bypass flow is controlled by antecedent matric potential and rainfall amount. The time lag of four days observed between rainfall and the occurrence of a recharge event recorded at a depth of 5 m indicates that, in the absence of an SMD (i.e. the whole profile is already at relatively high potential), rainfall gradually wets up the layers of the profile, increasing the matric potential until, provided that the infiltration rate is greater than the saturated hydraulic conductivity of the

matrix, bypass flow commences. If the input to the system is sufficient, matric potentials remain high and bypass flow may continue for several days. The time for drainage to respond to rainfall would be expected to vary according to the matric potential throughout the profile at the time of the rainfall event.

It was observed that bypass flow only occurs during an SMD period under exceptional circumstances. At rainfall intensities greater than a certain threshold, it appears that the infiltrating water wets up the soil/weathered chalk and unweathered chalk very quickly. Excess water then enters the fractures, causing bypass flow. If the rainfall amount is sufficiently high, this process occurs very rapidly and continues down through the profile. This was observed during June 1985, the rainfall during a single day appears to have been enough to overcome the SMD and matrix suction, with the response being seen as a drainage peak the following day. The drainage and rainfall over the following weeks indicate that bypass flow continued for a further 16 days. The observation that recharge is very rare during SMD periods was also noted by Headworth (1972), who stated that during periods of groundwater recession, there were no fluctuations in groundwater level due to the infiltration of rain, except in the case of the 'heaviest storm'.

At this site, two thirds of the flow is through the matrix, and one third is bypass flow through the fractures. Bypass flow is normally through a relatively small proportion of the fracture network, and in parallel with (on average) an equal flux of water in the matrix. Other chalk sites with thin soils, at which soil physics measurements have been made (West Ilsley, Bridgets Farm, Gog Magog Golf Course site) (Wellings and Cooper, 1983) show less frequent occurrences of matric potentials above $-50 \text{ cm H}_2\text{O}$. For example, at Bridget's Farm in Hampshire (Gardner *et al.*, 1990), matrix conductivity was calculated to be as high as 8 mm d^{-1} . As a consequence of this and the buffering effect of the overlying soil and weathered chalk, fractures rarely conducted water and matric potential rarely exceeded $-2 \text{ m H}_2\text{O}$. This implies less frequent, and a lesser proportion of, bypass flow than at the Fleam Dyke site.

At sites where bypass flow rarely occurs, diffusive interchange of solutes between water in fractures and that in the matrix may not be necessary to account for solute concentration profiles. At other sites, such as Fleam Dyke, bypass flow accounts for a significant proportion of the total flow. However, despite the significance of bypass flow in terms of quantity of recharging water, the actual proportion of the fracture volume saturated when it is active, is probably relatively small, and it follows that the surface area of block exposed to solute-rich water is also small. Foster (1975) and Barker and Foster (1981) carried out simulations of water movement by assuming that the fracture system is full, and that the total surface area of the chalk blocks is exposed to solutes. They also showed that the rate of equilibration between fracture and pore water is very sensitive to assumptions about block size and effective diffusion coefficient. Such evidence may need to be reassessed in the light of these findings.

VI. — CONCLUSIONS

Recharge events cannot be related solely to rainfall, but occur when sustained rainfall occurs and antecedent matric

potential throughout the profile is greater than -50 cm H₂O. Cooper *et al.* (1990) interpreted this as being due to the fracture system transporting an increasing proportion of total flow once the matric potential rose above -50 cm H₂O. If input to the system is sufficient, matric potentials remain high and bypass flow may continue for several days (as shown in fig. 2). Statistical analysis of a 2_ month period indicated that bypass flow at the base of the lysimeter (5 m depth) occurs in response to rainfall 4 days previously.

In June 1985, the rainfall during one day was sufficient to overcome the calculated SMD and matrix suction, and the

response was seen as a drainage peak by the following day. This rapid response to rainfall indicates that, under conditions of high intensity rainfall, the response can be much more rapid than four days.

A note of caution is required. The number of chalk sites at which matric potential measurements have been made is very limited, and all have been situated in the Southern Chalk Province of England. No measurements have been reported from the Northern Province, or from the Lower Chalk, where the unsaturated zone hydraulic characteristics may well be very different, and simple extrapolation of these results may not be appropriate.

SELECTED REPORTS AND PUBLICATIONS

- BARKER J.A. and FOSTER S.S.D (1981). — A diffusion exchange model for solute movement through fissured rock. *Quarterly Journal Engineering Geology*, 14, 17-24.
- COOPER J. D., GARDNER C. M. K. and MACKENZIE N. (1990). — Soil water controls on recharge to aquifers. *Journal of Soil Science*, 41, 613-630.
- FOSTER S. S. D. (1975). — The Chalk groundwater tritium anomaly - a possible explanation. *Journal of Hydrology*, 25, 159-165.
- GARDNER C. M. K., COOPER J. D., WELLINGS S. R., BELL J. P., HODNETT M. G., BOYLE S. A. and HOWARD M. J. (1990). — Hydrology of the unsaturated zone of the chalk of south-east England. In: J. B. BURLAND, B. O. CORBETT, D. L. JONES, R. N. MORTIMORE and T. S. ROBERTS, (eds) *Chalk*. Thomas Telford, London, 611-618.
- HEADWORTH H.G. (1972). — The analysis of natural groundwater level fluctuations in the Chalk of Hampshire. *Journal Institute Water Engineers Scientists*, 24 (2), 107-124.
- KITCHING R. and SHEARER T. R. (1982). — Construction and operation of a large undisturbed Lysimeter to measure recharge to the Chalk aquifer, England. *Journal Hydrology*, 58, 267 - 277.
- WELLINGS S. R. and COOPER J. D. (1983). — The variability of recharge of the English Chalk aquifer. *Agricultural Water Management*, 6, 243 - 53.

CARACTERISATION DES PARAMETRES HYDRODYNAMIQUES ET HYDRODISPERSIFS DE LA CRAIE DU CRETACE DE HESBAYE (BELGIQUE).

Determination of flow and transport parameters in the Hesbaye chalk aquifer (Belgium).

par V. HALLET (*)

Résumé. — La nappe aquifère de Hesbaye, logée dans les craies du Crétacé, est sollicitée à raison de trente millions de mètres cubes par an afin d'alimenter en eau potable la ville de Liège et ses environs. Bien que protégée par une épaisseur de 5 à 20 mètres de limon, de nombreux indices montrent une lente mais réelle dégradation de la qualité des eaux souterraines, principalement par les nitrates. Ces dernières années, des études hydrogéologiques ont permis de définir les propriétés hydrodynamiques et hydrodispersives de cet aquifère.

Les paramètres d'écoulement et de transport sont déterminés par modélisation mathématique d'essais de pompage et de traçage réalisés en condition d'écoulement cylindrique ou radial convergent. La discrétisation des sites investigués est réalisée en se basant sur des données géologiques et géophysiques (méthodes électriques et électromagnétiques). La perméabilité et la porosité efficace du milieu sont déterminées par modélisation, en régime transitoire, des essais de pompage. La modélisation des essais de traçage permet de calibrer les paramètres de transport par ajustement les courbes de restitution calculées par le modèle aux courbes mesurées.

La très grande variabilité des paramètres obtenus démontre clairement l'hétérogénéité du milieu crayeux. Lors des simulations des phénomènes de transport, la porosité efficace doit souvent être recalibrée; les valeurs obtenues sont très souvent inférieures à celles déduites par le modèle écoulement indiquant l'existence de fissures au sein desquelles la convection est beaucoup plus rapide que les vitesses moyennes calculées sur l'élément de volume représentatif. Les phénomènes de transport au sein de la craie sont régis par des écoulements de type semi-karstique.

Les valeurs de dispersivité obtenues pour différents traçages démontrent l'existence d'un effet d'échelle qui se marque par une augmentation des valeurs avec la distance. Les dispersivités sont d'autant plus élevées que la craie est altérée; elles restent faibles au droit des fissures.

Les échanges entre l'eau mobile et l'eau immobile jouent un rôle essentiel en milieu crayeux. Lors des essais de traçage, ces effets induisent des taux de restitution très faibles et une lente décroissance des concentrations mesurées au puits de récupération.

Abstract. — *The Hesbaye area is located at the north-eastern part of Belgium. The aquifer formations consist of chalk deposits. Groundwater provides about 60 000 m³ d⁻¹ to supply Liege and surroundings in drinking water. In spite of 5 to 20 meters of superficial loess deposits, groundwater quality is threatened by an increasing of nitrates and pesticides concentrations. Due to this situation, hydrogeological investigations have been performed to improve knowledges of solute transport processes and to quantify hydraulic and transport parameters of the chalk.*

Parameters are determinate by pumping and tracer tests conducted in radial convergent or cylindrical flow. They are interpreted using groundwater flow and transport models. Drawndown and breakthrough curves are used for calibrations.

Results, obtained using groundwater flow models, show that permeability values range from 8.10⁻⁶ to 2.10⁻² m/s and effective porosities from 0.5 to 7.5 %, showing that the aquifer is heterogeneous. To calibrate the transport models, effective porosity values have to be lower (0.06 to 1 %) than the ones calculated in the flow models. This is due to the presence of small fractures in which advection is much more fast than the mean flow velocity calculated in the representative elementary volume used for the groundwater flow and transport models.

Dispersivity values are affected by scale effects and vary according to the chalk weathering or to the permeability of the fractures.

Transport processes are influenced by the immobile water effect due to diffusive transfer from the moving to the non moving fluid. Non effective porosity filled by non moving fluid was estimated between 8 to 42 %. The transfer constant ranges from 1.5 to 98 10⁻⁷ s⁻¹.

(*) Laboratoires de Géologie de l'Ingénieur, d'Hydrogéologie et de Prospection Géophysique. Université de Liège. Bâtiment B19, 4000 Liège, Belgique.

I. — INTRODUCTION.

Le plateau de Hesbaye est situé au Nord-Est de Liège (Belgique). L'aquifère est contenu au sein des craies campanniennes et maastrichtiennes (Dassargues et Monjoie, 1993). Trente-deux millions de mètres cubes sont prélevés annuellement dans cette nappe à partir d'une douzaine de puits et de 56 kilomètres de galeries captantes (voir ce fascicule, article Hallet *et al.*, fig.1, p. 331-336).

Les formations géologiques présentes en Hesbaye sont constituées (voir ce fascicule, article Hallet *et al.*, fig.2, p. 331-336) :

- de la Smectite de Herve : couche d'argile imperméable qui constitue la base de l'aquifère;
- la craie blanche du Campanien : craie compacte et peu altérée (20 à 40 mètres);
- le "Hard-ground" : niveau de craie indurée (1 à 2 mètres), peu perméable mais discontinu;
- la craie du Maastrichtien : craie grise riche en silex, plus altérée (10 à 15 mètres);
- le conglomérat à silex : constitué des résidus de dissolution de la craie (2 à 10 mètres).

Ces formations secondaires sont recouvertes de lentilles de sable et d'argile tertiaire et de limons quaternaires. Ces derniers sont épais de 5 à 20 mètres.

En raison de l'allure géométrique du réservoir (bancs réguliers d'orientation Est-Ouest à légère pente vers le Nord) et de la disposition des limites du bassin, la nappe, de forme cylindrique, s'écoule du Sud vers le Nord en direction du Geer avec un gradient de plus de 1 % à l'amont des galeries de captage; à l'aval, le gradient est d'environ 0.5 % et de 0.3 % à proximité du Geer (Monjoie, 1967). La nappe est généralement libre; elle est semi-captive sous les limons et les dépôts alluvionnaires dans la région du Geer et, au Nord-Ouest, sous les dépôts tertiaires du Heersien et du Tongrien.

A l'échelle de la nappe de Hesbaye, des accidents tectoniques ont fissuré la roche. Au droit des failles, souvent observées à l'aplomb de vallées sèches orientées Sud-Nord, la craie présente une perméabilité élevée. Au droit de ces vallées, l'allure de la piézométrie régionale peut être modifiée par l'existence d'écoulements préférentiels.

Suite à l'augmentation régulière des teneurs en nitrates dans la nappe et dans le cadre de la délimitation des zones vulnérables et des périmètres de protection des captages, de nombreuses études relatives aux phénomènes de transport ont été réalisées.

II. — DÉTERMINATION DES PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES ET HYDRODISPERSIFS.

Les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs ont été déterminés sur échantillons de craie et in situ. Les essais in situ consistent à réaliser un essai de pompage en sollicitant la nappe à partir d'un puits (écoulement radial convergent) ou d'une galerie (écoulement cylindrique). Après stabilisation des rabattements (régime permanent), des essais de traçage sont réalisés. Les rabattements engendrés par le captage ou la galerie et les concentrations

des différents traceurs dans ces derniers sont mesurés régulièrement.

Les paramètres sont définis en utilisant des modèles mathématiques. Les sites investigués sont discrétisés en fonction des données géologiques, hydrogéologiques et géophysiques (Hallet *et al.*, 1997). Dans un premier temps, un modèle écoulement en régime transitoire est réalisé. Les phénomènes de transport sont ensuite modélisés; ils utilisent le champ des vitesses calculé préalablement par le modèle écoulement. Les modèles sont calibrés en comparant les courbes de rabattement (modèle écoulement) et de restitution (modèle transport) mesurées aux courbes calculées.

Différents modèles mathématiques ont été utilisés : Aqua2D (Brouyère *et al.*, 1995), MT3D (Gonthier et Monjoie, 1996), Lagamine 2D (Biver, 1993) et Lagamine 3D (Hallet et Monjoie, 1996). Les modèles utilisés tiennent compte des phénomènes de convection, de dispersion mécanique et de diffusion. A ces trois composantes principales viennent s'ajouter des phénomènes responsables du stockage (ou déstockage) temporaire du polluant induisant des effets de retard. Il s'agit de l'adsorption (réversible ou non), de la dégradation et, pour les programmes Lagamine, de l'effet d'eau immobile. Ce dernier joue un rôle essentiel suite à l'existence d'un milieu à double porosité caractéristique de la forte porosité matricielle de la craie (jusqu'à 45%) et d'une porosité de fissure liée à la fracturation et à l'altération du milieu (quelques %). Quelques essais de traçages ont été interprétés à partir de modèle convection-diffusion simple en écoulement monodimensionnel uniforme à l'aide du code CATTI (Meus, 1993)

1) Détermination des paramètres sur échantillons.

Une première série de tests a été réalisée aux LGIH sur des carottes de craie poreuse et micro-fissurée de 4 cm de longueur et de 25 mm de diamètre et sur des blocs décimétriques de craie (Biver, 1993). Différents dispositifs ont permis de déterminer les paramètres suivants (Tabl. I).

Les expériences ont démontré que la craie a un pouvoir d'adsorption chimique très faible pour les nitrates. A l'échelle microscopique, le transport est dominé par la diffusion.

Sur des échantillons macro-fissurés, le transport par convection augmente; la dispersion est essentiellement mécanique et l'effet d'eau immobile devient important.

2) Détermination des paramètres in situ.

a) Résultats bruts

Des essais de traçage ont été réalisés au droit de huit sites équipés d'un puits et de un à six piézomètres (écoulement radial convergent) ainsi qu'à partir de piézomètres forés à proximité de galeries captantes (écoulement cylindrique). Les résultats bruts des traçages sont présentés dans les tableaux II et III. Ces tableaux fournissent les informations suivantes : les distances de traçage, les débits pompés, le type de traceurs et la masse injectée, les temps de première arrivée (T1), les vitesses maximales (Vmax), les temps modaux (T mod), les

Paramètres	craie saine (carotte)	craie micro fissurée (bloc)
Perméabilité (K en m/s)	$2.0 \cdot 10^{-8}$	$2.7 \cdot 10^{-8}$
Coefficient de diffusion moléculaire (D_m en m^2/s)	$7.3 \cdot 10^{-10}$	$6.3 \cdot 10^{-10}$
Tortuosité	0.92	0.79
Dispersivité longitudinale (a_l en m)	0.03	0.01
Constante de transfert de l'eau mobile vers l'eau immobile (α_d^* en s^{-1})	$6.0 \cdot 10^{-6}$	$1.5 \cdot 10^{-5}$
Proportion de volume occupé par l'eau mobile (θ_m en %)	0	2
Proportion de volume occupé par l'eau immobile (θ_{im} en %)	30	10

Tabl. I. — Paramètres déterminés sur échantillons de craie.

Table I. — Transfer coefficients determined by various laboratory tests.

Site	Distance (m)	Traceur	Masse injectée (gr)	T1 (hr)	Vmax (m/hr)	Tmod (hr)	Cm (ppb)	Tr %
Juprelle	38	rhodamine	220	5 hr 30	6.9	10 hr 30	47	10.5
	46	Li ⁺	3248	4 hr 00	11.5	10 hr 00	900	8.4
	53	I ⁻	22900	10 hr 00	5.3	46 hr 00	320	0.93
	145	urarine	500	5 hr 00	29.0	11 hr 00	27	2.5
Waroux	35	rhodamine	2.2	2 hr 30	14.0	6 hr 30	10.5	54.5
	35	I ⁻	13 446	2 hr 20	15.0	5 hr 20	5 500	40.5
	67	naphionate	1000	7 hr 00	9.6	13 hr 00	35	0.12
	110	Li ⁺	4 100	162 hr 00	0.63		35	
Kemexhe	90	urarine	100	0 hr 45	127	0 hr 45	1.07	

Tabl. II. — Résultats des essais de traçage réalisés dans les craies de Hesbaye ; Ecoulement cylindrique.

Table II. — Results of tracer tests performed in the Hesbaye aquifer.; Cylindrical flow conditions.

concentrations modales (Cm) et les taux de restitution des traceurs (Tr).

discretisation fine de la zone étudiée. Cependant, la représentativité du modèle dépendra de la quantité de données géophysiques et hydrogéologiques disponibles.

b) Détermination des paramètres de la craie.

La modélisation mathématique des différents essais ont permis de définir les paramètres de la craie au droit de différents sites. Les valeurs obtenues sont présentées au tableau IV. Ce tableau reprend pour chaque site étudié le logiciel utilisé pour le modèle, les valeurs de perméabilité des éléments de volume représentatif ($K_{E.V.R.}$), la porosité efficace (n_e), la dispersivité longitudinale (a_l) et transversale (a_t) le coefficient d'échange entre l'eau mobile et l'eau immobile (α_d) et la porosité d'eau immobile (θ_{im}). Ces valeurs ont été obtenues par calibration de la courbe calculée par le modèle mathématique à la courbe de restitution (figure 1).

En utilisant les porosités efficaces déduites du modèle écoulement, les arrivées des traceurs simulées par le modèle transport sont généralement plus tardives que celles observées en réalité. Les paramètres d'écoulement doivent souvent être recalibrés et, afin de représenter une convection rapide, des valeurs de porosité plus petites doivent être introduites (0.06 à 1 %). Cette situation s'explique par la présence de fissures ou microfissures au sein desquelles la convection est beaucoup plus rapide que la vitesse moyenne calculée sur l'élément de volume représentatif considéré pour modéliser les écoulements. A l'échelle d'un essai in situ, ces fissures ne peuvent être discrétisées puisqu'elles sont difficilement détectables par les méthodes classiques d'investigations. De plus, elles nécessiteraient la mise en place de mailles centimétriques engendrant des problèmes numériques. Dans ce contexte, les valeurs de porosité obtenues ne sont pas représentatives du milieu physique mais elles permettent de simuler les phénomènes de convection rapide en milieu fissuré. Dès lors, la notion de "porosité équivalente d'EVR" a été définie.

III. — INTERPRETATION DES RESULTATS.

Pour les sites investigués, les perméabilités varient entre 8.10^{-6} et 2.10^{-2} m/s en fonction du degré de fissuration et d'altération des craies. Les porosités efficaces déterminées à partir des essais de pompage varient de 0.5 à 7.5 % pour la craie macro-fissurée. A l'échelle de la zone modélisée (généralement 300 x 300 m) des contrastes importants de perméabilité ou de porosité peuvent être observés. Ils démontrent l'hétérogénéité du milieu. Ces hétérogénéités peuvent être prises en compte par une

En ce qui concerne la dispersivité, les valeurs obtenues pour les différents traçages dans les craies de Hesbaye démontrent l'existence d'un effet d'échelle avec augmentation des valeurs en fonction de la distance considérée (figure 2).

Site	Distance (m)	Débit (m ³ /h)	Traceur	Masse injectée (gr)	T1 (hr)	Vmax (m/hr)	Tmod (hr)	Cm (ppb)	Tt %	
Bertrée	13.7	5.5	urinine	50	2 hr 30	5.5	12 hr 30	39.7	27	
	14.4	5.5	Na ⁺	9914	0 hr 22	39.3	0 hr 46	125	79	
	14.4	5.5	Li ⁺	333	0 hr 20	43.2	0 hr 46	3340	65	
	6.69	5.5	NO ₃ ⁻	6138	0 hr 07	57.3	0 hr 18	504	77	
	6.69	5.5	K ⁺	4369	0 hr 08	50.2	0 hr 18	358	94	
Crisnée	6.69	5.5	I ⁻	1654	0 hr 07	57.3	0 hr 13	184	92	
	9.7	33.9	I ⁻	616	0 hr 06	97	0 hr 12	9.5	93	
	9.7	33.9	naphionate.	75	0 hr 06	97	0 hr 12	1690	53	
	54.4	33.9	urinine	50	7 hr 40	7.1	28 hr 47	0.97	17	
Grand-Hallet	47	33.9	K ⁺	825	0 hr 20	141	1 hr 21	1010	58	
	19.6	13	Li ⁺	500	0 hr 28	42	0 hr 58	2920	67	
	19.6		urinine	20	0 hr 18	65.3	0 hr 31	62.4	34	
	19.6	26.8	K ⁺	1971	0 hr 17	67.9	0 hr 31	18.4	80	
Jandrain	19.6	26.8	NO ₃ ⁻	3133	0 hr 21	56.9	0 hr 34	24	81	
	9.6	12.7	Li ⁺	333	0 hr 08	72	0 hr 29	760	23	
	Fize	88.25	60	urinine	857	7 hr 30	11.8	26 hr 00	1.2	0.31
	Bovenistier	81.25	18.5	rhodamine	110	7 hr 30	10.8	42 hr 00	4.94	12.5
20.4		18.5	naphionate	991.3	1 hr 00	20.4	2 hr 30	83.5	2.44	
81.25		18.5	I ⁻	17.48	8 hr 30	9.6	29 hr 00	190		
Viemme	18.5	3.45	Li ⁺	20.3	1 hr 30	12.3	6 hr 00	3000	13.6	
Orp	350	125	naphionate	5000	23 hr 00	15.2	92 hr 00	33.05	33	
Xhendremael	36	2	I ⁻	22 900	20 hr 20	1.8	62 hr 20	1 680	0.58	
	36	2	naphionate	1 000	3 hr 45	9.6	7 hr 45	4.6	8.9	
	126	2	urinine	500	4 hr 00	31.5	12 hr 00	93	1.4	
Kernexhe	127	9	naphionate	1 000	1 hr 48	70.6	3 hr 48	999	21	
	93	9	urinine	100	2 hr 00	46.5	3 hr 00	44	19.3	
	59.2	9	rhodamine	10	4 hr 22	13.6	13 hr 22	3.5	7.4	
	93	9	K ⁺	51 900	1 hr 35	58.9	2 hr 35	41 900	7.8	
	93	9	Cl ⁻	47 080	1 hr 35	58.9	2 hr 35	92 500	5.2	
Jenefte	106	1.7	urinine	150	8 hr 20	12.8	36 hr 20	346	43	

Tabl. III. — Résultats des essais de traçage réalisés dans les craies de Hesbaye. Ecoulement radial convergent.

Table. III. — Results of tracer tests performed in the Hesbaye aquifer. Radial convergent flow conditions.

Site	Logiciel	K _{FVR} (m/s)	n _{FVR} (%)	a _l (m)	a _l (m)	αd (s ⁻¹)	θ _m (%)
Bertrée	Lagamine 2D	2 à 32 10 ⁻⁵	1 à 7.5	0.5 à 4.0	0.15 à 1.0	1.5 à 10.10 ⁻⁷	15 à 30
Crisnée	Lagamine 2D	5 à 10.10 ⁻⁵	0.3 à 11.3	0.5 à 9.5	0.05 à 0.95	1.0 à 15.10 ⁻⁷	8 à 42
Fize	Lagamine 3D	1.1 à 8.5 10 ⁻⁴	1 à 4	36	4	9.8 10 ⁻⁸	25
Bovenistier	Lagamine 3D	8 10 ⁻⁶ à 1.10 ⁻²	0.6 à 2	10 à 15	1	1.10 ⁻⁸	10
Viemme	Lagamine 3D	8 à 10 10 ⁻⁵	0.06 à 1	10 à 20	1	2.10 ⁻⁷	10
Juprelle	MT3D	4.10 ⁻² à 2.10 ⁻⁴	0.01	0.5	0.05	nd*	nd
Waroux	MT3D	3.10 ⁻⁶ à 2.10 ⁻²	0.15 à 3.2	4 à 50	0.4 à 5	nd	nd
Orp	Aqua 2D	1.10 ⁻³ à 1.10 ⁻⁴	2.9	50	5	nd	nd
Grand Hallet	CATTI	nd	1.9	5	nd	nd	nd
Jandrain	CATTI	nd	3.2	3.3	nd	nd	nd

* : non déterminé par le logiciel

Tabl. IV. — Paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs de la craie de Hesbaye.

Table. IV. — Flow and Transport parameters of the Hesbaye chalk.

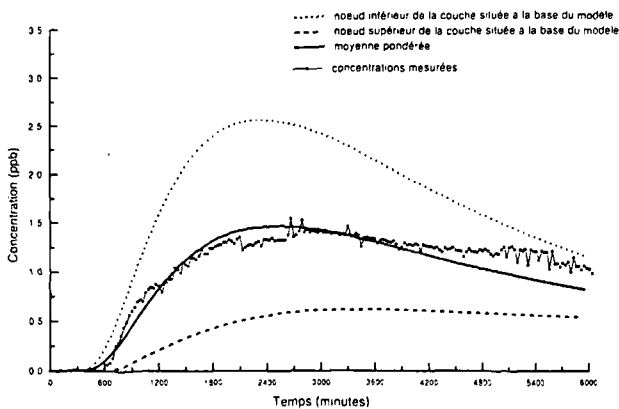


Fig. 1. — Traçage de Bovenistier : courbes de restitution de rhodamine.

Fig. 1. — Bovenistier tracer test : rhodamine breakthrough curve.

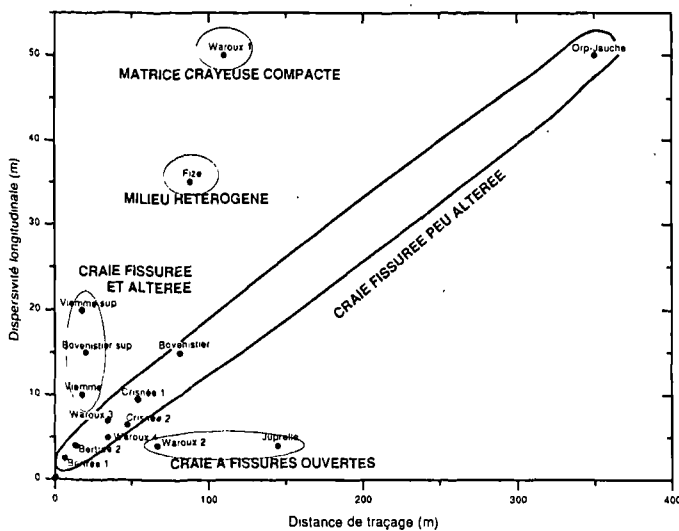


Fig. 2. — Variations des valeurs de dispersivité en fonction des distances de traçage.

Fig. 2. — Longitudinal dispersivity versus scale of observation.

L'interprétation détaillée de la figure 2 montre que les valeurs de dispersivité semblent varier en fonction du contexte géologique. Pour les traçages réalisés :

- dans la partie inférieure de l'aquifère (craie fissurée mais peu altérée), les valeurs de dispersivité se situent au alentours d'une droite d'équation $\alpha_1 = 0.002 + 0.14 d$ dans laquelle d est la distance de traçage (sites de Bertrée, Bovenistier, Crisnée, Orp); ces sites sont localisés au droit de linéaments et d'anomalies géophysiques;

- dans la partie supérieure de l'aquifère (craie fissurée et altérée) : les valeurs de dispersivité se situent au dessus des valeurs moyennes indiquant une augmentation de dispersivité en fonction du degré d'altération du milieu (sites de Viemme, Viemme sup et Bovenistier sup);

- en milieu fortement hétérogène (cavités remplies de sable), une valeur de dispersivité élevée a été obtenue (site de Fize);

- dans la matrice crayeuse peu fissurée les valeurs de dispersivité sont également très élevées (site de Waroux 1);

- dans les fissures ouvertes les valeurs de dispersivité calculées sont faibles indiquant un processus de transport principalement convectif (sites de Waroux 2 et de Juprelle).

Les échanges entre l'eau mobile et l'eau immobile jouent un rôle essentiel en milieu crayeux. Lors des essais de traçage, ces effets se marquent par des taux de restitution très faibles et par l'existence d'une lente décroissance des concentrations mesurées au puits. Les porosités équivalentes d'EVR (n_{EVR}) calculées par les modèles de transport varient de 0.06 à 1 % et de 8 à 30 % pour la porosité d'eau immobile (θ_{im}). Le coefficient de transfert de l'eau mobile vers l'eau immobile varie entre 1.10^{-6} et $9.8 \cdot 10^{-8} s^{-1}$. Ce coefficient semble peu influencé par la taille du domaine investigué.

IV. — CONCLUSIONS.

La détermination des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs a mis en évidence la forte hétérogénéité du milieu crayeux.

La modélisation d'essais de pompage en régime transitoire ont permis de définir les paramètres hydrodynamiques des craies. Ces derniers varient fortement en fonction du degré d'altération et de fissuration des craies. A l'échelle de l'expérimentation in situ, la représentativité de l'E.V.R. reste un problème majeur démontrant la nécessité d'une discrétisation fine construite en fonction d'un maximum de données géologiques, géophysiques, hydrogéologiques, ...

La modélisation des essais de traçage ont permis de préciser les valeurs des paramètres de transport. Lors de la calibration des essais de traçage, de très faibles valeurs de porosité doivent souvent être attribuées aux mailles du modèle, démontrant l'existence d'écoulements préférentiels au sein de l'E.V.R. (fissures). Ces porosités ont été définies en tant que "porosités équivalentes d'EVR".

L'influence de la distance et du degré d'altération ou de fissuration du milieu sur la dispersivité a été clairement démontrée; la dispersivité est faible (quelques mètres) dans les fissures et d'autant plus importante que le milieu est altéré. Les valeurs les plus élevées (50 m) ont été mesurées dans la matrice crayeuse.

Dans le cadre de la détermination des périmètres de protection autour des captages et des galeries captantes de Hesbaye, de nombreux essais sont en cours de réalisation. Les données récoltées permettront de préciser les processus de transport des substances miscibles dans le milieu crayeux, d'améliorer la représentativité des paramètres jusqu'à présent définis et de déterminer les paramètres à utiliser pour des modèles régionaux.

Remerciements. — Tous nos remerciements vont à Messieurs Cescotto, Charlier et Radu (M.S.M. - Université de Liège) qui ont développé le programme de transport 3D en adaptant le logiciel Lagamine.

BIBLIOGRAPHIE

- BIVER P. (1993). — Etude numérique et phénoménologique de la propagation de polluants miscibles dans un milieu à double porosité. Application au transport des nitrates dans l'aquifère crayeux du Crétacé de Hesbaye. Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de docteur en sciences appliquées, Université de Liège.
- BROUYERE S., DASSARGUES A., MONJOIE A., (1995). — Prise d'eau de Orp-Jauche. essai de traçage et modélisation dans le cadre de l'étude des zones de prévention. Phase II - Modélisation. Rapport LGIH; Université de Liège.
- DASSARGUES A., MONJOIE A., (1993). — Hydrogeology of the Chalk of North-west Europe. Chapter 8 : Chalk as aquifer in Belgium. pp. 153-169, Oxford University Press.
- GONTHIER P., MONJOIE A., (1996). — Etude des zones de protection des captages de Hesbaye - Phase 2 - Site de Waroux - Modélisation des essais de traçage. Rapport LGIH. Université de Liège.
- HALLET V., MONJOIE A (1996). — Programme-Action Hesbaye. Rapport scientifique des LGIH. Ministère de la Région Wallonne. D.G.R.N.E. Division de l'eau - Service des eaux souterraines.
- HALLET V., SCHROEDER A., MONJOIE A (1997). — Détermination des hétérogénéités du milieu crayeux par prospection géophysique. Colloque " la craie, objet géologique, réservoir, matériau et paysage. ", *Ann. Soc. Geol. Nord.* T.5, fasc. 4, pp. 331-336.
- MEUS P. (1993). — Hydrogéologie d'un aquifère karstique du calcaire carbonifère en Belgique (Néblon - Anthisne). Apport des traçages à la connaissance des milieux fissurés et karstifiés. Thèse présentée en vue de l'obtention du grade de docteur en science, Université de Liège.
- MONJOIE A. (1967). — Observations nouvelles sur la nappe aquifère de Hesbaye (Belgique). Mémoires de l'Association Internationale des Hydrogéologues (A.I.H.), Istanbul.

DÉGÂTS DE BIENS D'IMMEUBLES LIÉS A L'EXPLOITATION INCONTRÔLÉE D'UNE NAPPE (le cas de la nappe des craies du bassin de Mons de 1965 à 1975)

**Real estate damage due to uncontrolled exploitation of an aquifer
(The case of the "chalk" aquifer of the Mons basin (Belgium), between 1965 and 1975)**

par I. GODFRIAUX (*) et A. RORIVE (**)

Résumé. — L'équilibre naturel du système aquifère du bassin de Mons, dont la composante essentielle est la nappe des "craies", a été rompu entre 1965 et 1975 entraînant d'énormes dégâts aux biens d'immeubles.

Les causes essentielles, liées à la présence de tourbes dans les alluvions de la Haine (localement en relation directe avec les craies), sont qu'à l'époque :

- le régime hydraulique était méconnu et la surveillance des niveaux piézométriques était inexistante ;
- le déficit des volumes infiltrés par rapports aux volumes soutirés était important et est à l'origine des déséquilibres locaux ;
- le choix de l'implantation des batteries de captages sous la nappe alluviale, là où "craies" et alluvions sont en relation intime s'est avéré peu judicieux.

Aujourd'hui, la surveillance continue et l'obligation faite aux capteurs d'extraire l'eau non pas à débit constant mais en respectant des niveaux programmés, permet de garantir la stabilité des sols et font que, depuis lors, aucun dégât important n'a été signalé, bien que les débits extraits n'aient pas diminué globalement.

Abstract. — *The multilayer aquifer of the Mons basin, mainly composed by a chalk aquifer, has upset its natural balance between 1965 and 1975. This situation involved important damage to real estate.*

The main causes were at that time:

- *there are peats in the Haine deposits (locally in direct hydraulic relation with chalk);*
- *the hydraulic flow was unknown and there was no monitoring of the water tables;*
- *the difference between infiltrated water and pumped water was very negative, inducing local imbalances;*
- *the setting up of captage wells zone under the alluvial sheet (with a close hydraulic relationship between chalk and river deposits) was unwise.*

Today, water tables are regularly monitored and the water companies can not pump at a constant flow rate, but have to follow recommended schemas. These two improvements warrant soils stability and since this moment, no damage has been registered, without regional flow rate decrease.

I. — INTRODUCTION

Dans le bassin de Mons (Belgique), les craies sénoniennes, surmontées par les calcarénites et les calcaires grossiers du Dano-Montien, portent une nappe qui renferme en très grande quantité une eau d'excellente qualité. Les ressources exploitables sont estimées à 81.000.000 m³ par an (Rorive., 1994). Les débits extraits pour la consommation en eau potable n'ont jamais dépassé 55.000.000 m³ par an.

La nappe des craies du bassin de Mons a donc des réserves potentielles. Pourtant de 1965 à 1975, la fragilité de l'équilibre naturel de la région, liée à la présence de tourbes dans les alluvions de la rivière Haine, a été rompue localement, entraînant d'énormes dégâts aux biens d'immeubles.

L'objet de cette note est d'analyser les causes de cette rupture et de dégager les règles d'une gestion stricte, heureusement aujourd'hui relativement bien suivies.

II. — CARACTÉRISTIQUES DE L'AQUIFÈRE DU BASSIN DE MONS (BELGIQUE)

L'aquifère du bassin de Mons (Godfriaux et Rorive, 1987), défini géométriquement par ses contours géologiques et naturellement par les roches qui le constituent, est intégralement contenu dans le bassin versant hydrologique de la rivière Haine (fig. 1).

Le réservoir des "craies", terme essentiel de l'aquifère, répond à la définition d'un aquifère stratifié qui

(*) Faculté polytechnique de Mons, Cellule d'Hydrogéologie FPMS, 9, rue de Houdain, 7000 MONS, (Belgique).

(**) Faculté polytechnique de Mons et Intercommunale IDEA, 53, rue de Nimy, 7000 MONS, (Belgique).

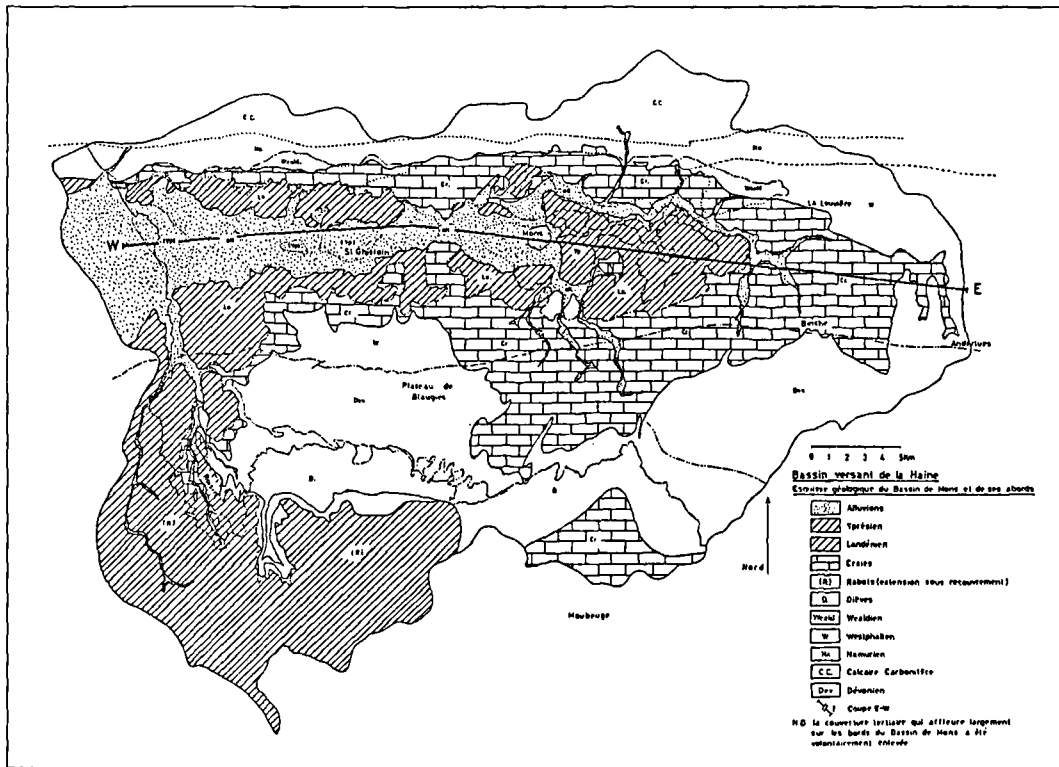


Fig. 1. — Carte géologique (très simplifiée) du bassin de Mons.

Fig. 1. — Simplified geological map of the Mons Basin.

comporte de bas en haut des formations siliceuses à gangue carbonatée turoniennes, des craies sénoniennes, des calcarénites et des calcaires grossiers d'âge dano-montien. Très peu perméable dans sa masse (la perméabilité liée à la porosité d'interstice est très faible), l'aquifère des craies possède une perméabilité de fissure importante. Pour un même faciès, celle-ci est toujours plus développée sous les vallées actives ou fossiles et plus faible sur les plateaux. La perméabilité diminue avec la profondeur, la craie devenant probablement plus compacte avec des fissures moins ouvertes ou moins développées.

Dans la partie ouest, de la frontière française à Saint-Symphorien, le mur de l'aquifère des craies est étanche (grâce aux marnes turoniennes de base) (fig.2).

A l'Est, les craies reposent directement sur le Paléozoïque ; les échanges avec les nappes sous-jacentes, en charge, en particulier avec la nappe du calcaire carbonifère, sont possibles mais non quantifiées.

Le toit est plus variable. Dans la partie axiale du bassin, la nappe des craies (libre sur ses bords) devient semi-

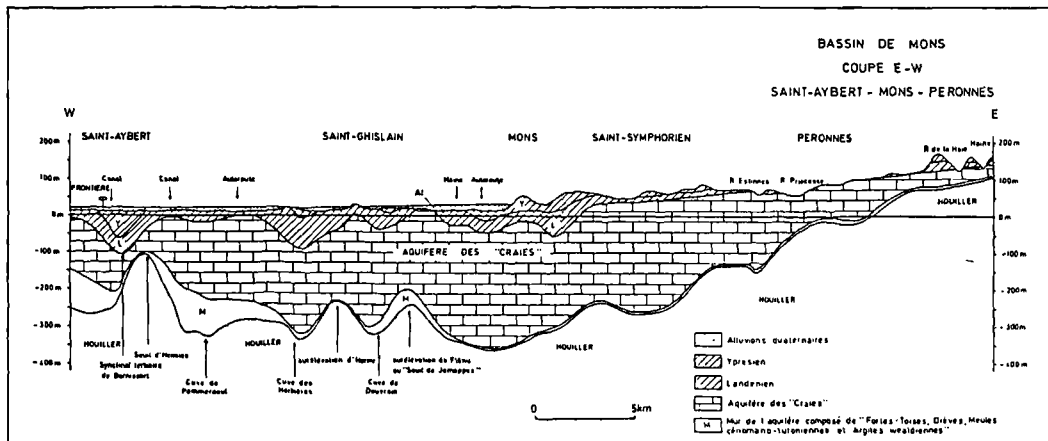


Fig. 2. — Coupe hydrogéologique EW dans le bassin de Mons.

Fig. 2. — EW hydrogeological cross-section in the Mons Basin.

captive ou semi-libre sous un manteau d'argiles sableuses ou de sables parfois légèrement argileux du Tertiaire ou est en relation directe avec la nappe sous-fluviale de la rivière Haine. Les formations alluvionnaires jouent alors un rôle capital dans le transfert à l'émergence.

L'Holocène comprend des alluvions récentes, sableuses, silteuses, argilo-limoneuses et vaseuses sur 3 à 4 mètres à perméabilité faible à moyenne ($K=10^{-6}$ m/s), des tourbes ou des alluvions tourbeuses d'extension horizontale aléatoire et de puissance verticale variable (de 0 à 10 m); le coefficient de perméabilité vertical est de l'ordre de 10^{-7} m/s mais la perméabilité horizontale est de 10 à 100 fois supérieure selon la composition des "tourbes". Le Pléistocène renferme des sables quartzueux à cailloux de craie fragmentée et un cailloutis de base à éléments pisaires ou graveleux de craie, de silex ou de phtanites.

En dessous des alluvions, la "craie" est souvent très altérée sur quelques mètres, sans consistance, d'aspect marneux et peut former localement un horizon semi-perméable.

Bref, l'Aquifère du bassin de Mons est un aquifère multicouche dans lequel la nappe des craies (qui reste sa composante principale) est parfois en relation hydraulique avec la nappe sous-fluviale de la Haine et la nappe des sables landéniens, la nappe des sables yprésiens étant souvent une nappe perchée et temporaire sans relation avec les trois autres (sauf dans la partie occidentale du bassin).

III. — PIEZOMETRIE DE LA NAPPE DES CRAIES

La comparaison de la carte piézométrique de Juillet 1907 (Robert 1909, redessinée en 1980) caractérisant un régime peu perturbé par les pompages (fig.4) avec celle de 1975, caractérisant un régime profondément perturbé (fig. 5) montre que :

- En régime d'écoulement naturel (1907), les mises en charges dans les zones de bordure nord et sud et dans la

partie orientale du bassin de Mons ont pour conséquence que les eaux (semi-captives sous les formations tertiaires) sont littéralement forcées en direction de la France et forment un puissant courant souterrain d'Est en Ouest, auquel s'ajoutent les apports marginaux. Le système circulatoire ressemble à un gigantesque convergent étranglé par une vanne à la frontière française. Au centre du bassin, la surélévation de Flénu qui déchire la couverture tertiaire au seuil de Jemappes (fig.2), perturbe l'écoulement. La nappe des craies redevient libre au contact avec les alluvions tourbeuses de la Haine et se confond hydrauliquement avec elle. Il existe donc normalement un exutoire subaérien au cœur de la nappe, le "seuil de Jemappes" et un convergent vers la France "le goulot de Bernissart" (fig.4) (Marlière 1973).

- Entre 1930 et 1975, des captages intensifs pour la distribution d'eau ont été programmés barrant le courant artésien dans l'axe du bassin, d'abord à Hainin et Thulin (plus de 10 puits de 1936 à 1960) puis à Ghlin, Nimy et Maisières (plus de 20 puits vers les années 1960) là où la nappe des craies est en contact avec la nappe des alluvions. Les puits captants ont alors une capacité énorme (plus de 5.000M3 par jour et par puits). De 1960 à 1975 des grands travaux de génie civil sont entrepris (autoroute, rectification du cours de la Haine, mise à grand gabarit du canal de Mons à Condé, constructions des écluses de Nimy et de Maisières. Des modifications très importantes de l'écoulement souterrain vont alors apparaître et sont visibles sur la figure 5. Les isopièzes sont en net recul. Aux abords des captages, les lignes de courant convergent vers les ouvrages et les isopièzes se referment, marquant nettement les cônes de dépression.

IV. — DES DÉGÂTS AUX BIENS D'IMMEUBLES

En régime d'écoulement naturel, c'est à dire non perturbé par des pompages, un équilibre dynamique s'établit entre l'alimentation d'un système aquifère et les débits aux exutoires. Il en résulte un état piézométrique qui fluctue au rythme des saisons autour d'un état moyen. Toutefois cet

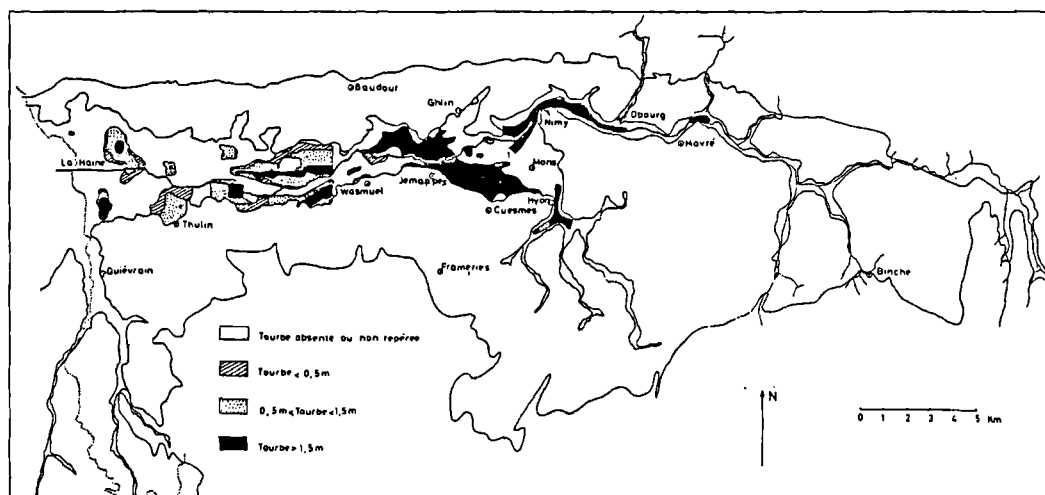


Fig. 3. — Extension et épaisseur des faciès tourbeux dans les alluvions de la Haine.
 Fig. 3. — Thickness and extension of the peat in the alluvial formation of the Haine River.

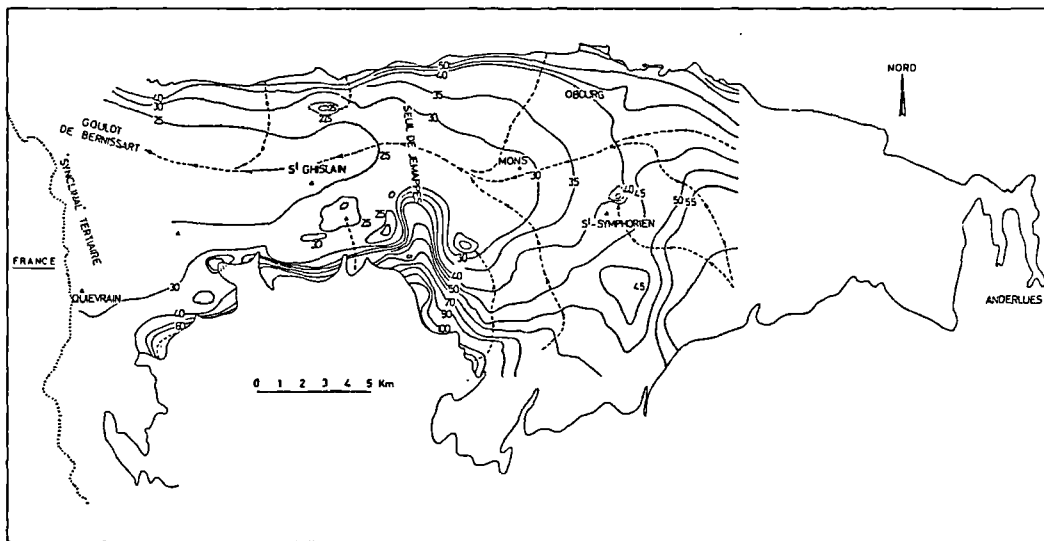


Fig. 4. — Carte piézométrique de la nappe des craies en 1907 (d'après M. Robert, modifiée et redessinée).

Fig. 4. — Piezometric head in the chalk aquifer in 1907 (from M. Robert, modified and redrawn).

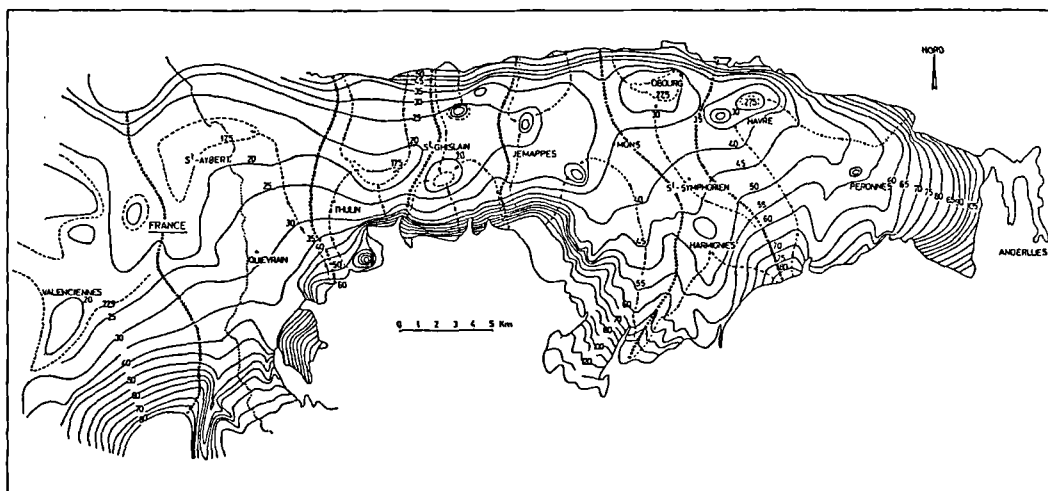


Fig. 5. — Carte piézométrique de la nappe des craies en 1975.

Fig. 5. — Piezometric head in the chalk aquifer in 1975.

équilibre peut parfois s'avérer précaire et dans certains lieux peut correspondre à des niveaux d'inondation lorsque la nappe phréatique affleure dans les zones les plus basses du bassin. C'est le cas de la basse vallée de la Haine, entre Mons et St Ghislain, où les inondations séculaires étaient la règle, surtout après les affaissements liés à l'exploitation du charbon dans le houiller sous-jacent au bassin (plus de 10 mètres à Cuesmes depuis le début du XIX^{ème} siècle).

Sous l'effet des pompages, les niveaux piézométriques tendent vers un état d'équilibre situé en dessous de l'équilibre naturel. Si les terrains alors dénoyés sont compressibles, l'abaissement du niveau des eaux modifiera les caractéristiques géotechniques relatives à la portance. C'est le cas de certaines alluvions de vallée notamment les vases et les tourbes et alluvions tourbeuses. Lorsque les niveaux tourbeux n'ont pas été dénoyés, leur teneur en eau peut atteindre 600 %.

En utilisant des abaques reliant la teneur en eau et la teneur en matières organiques et en les appliquant aux tourbes de Ghlin on trouve pour la teneur en eau un pourcentage moyen de 350%. Leur assèchement provoque un tassement de grande amplitude de l'ordre de 20% à 50% de l'épaisseur de la couche, voire plus.

Dans le bassin de Mons la nappe des alluvions est localement en relation avec la nappe des craies, parfois séparée de celle-ci par les nappes ypresienne et landénienne.

Au cours des années 1960-1975 les débits de pompages pour l'eau potable et pour la construction à sec des grands travaux d'aménagement du territoire augmentent très régulièrement. Pendant les années 1967-1974 la réalimentation de la nappe des craies est inférieure à la moyenne (fig.6). Ces deux effets conjugués induisent un

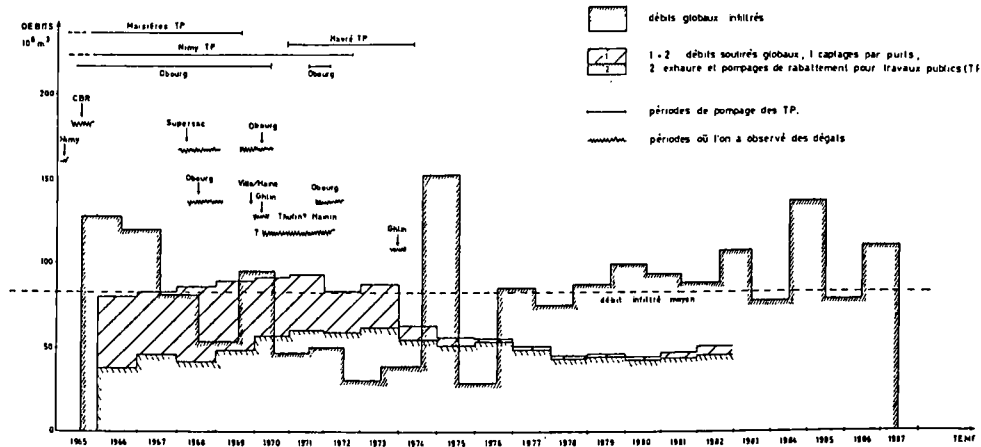


Fig. 6. — Débits infiltrés et soutirés de 1965 à 1985 dans le système aquifère du bassin de Mons.
 Fig. 6. — Infiltrations and pumping rates from 1965 to 1985 in the Mons Basin.

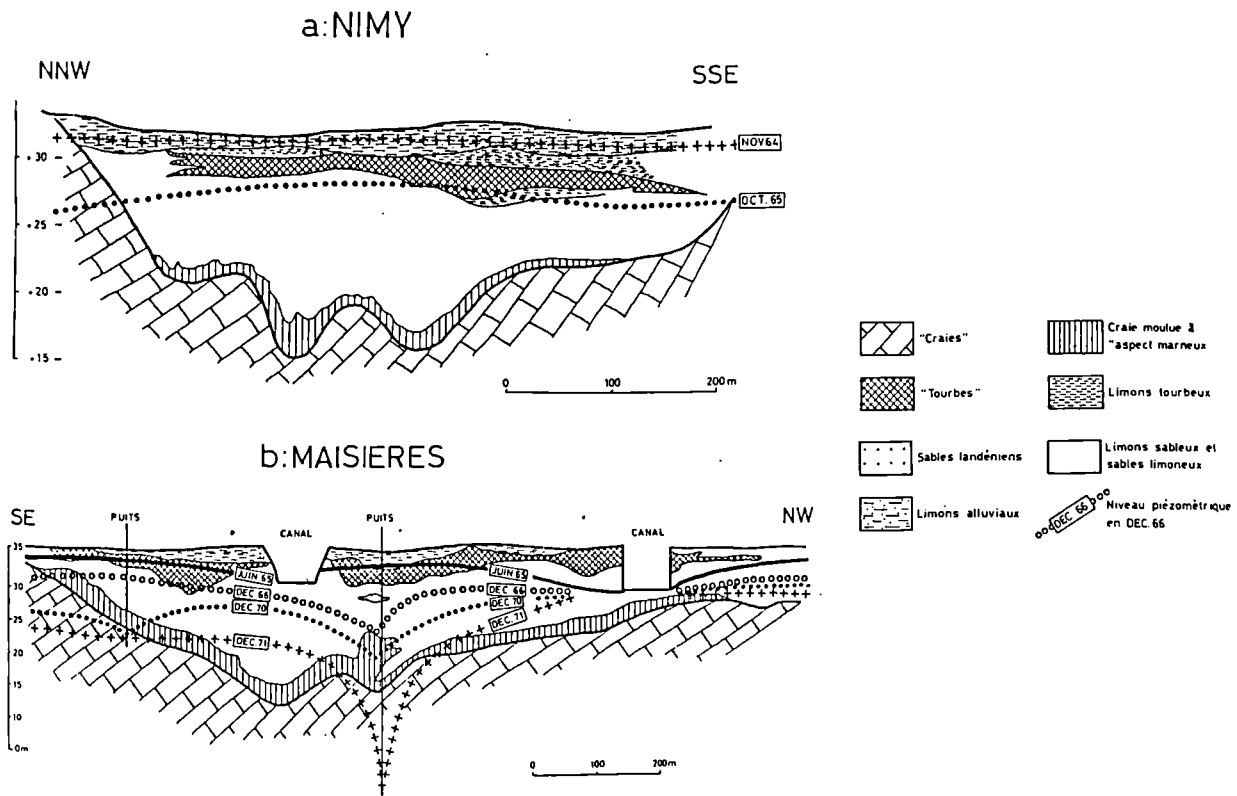


Fig. 7. — a : coupe géologique détaillée dans les alluvions de la Haine à Nimy.
 Entre le mois de Novembre 1964 et le mois d'Octobre 1965, les pompages pour la construction à sec de grands travaux dénoient les niveaux de tourbes et d'alluvions tourbeuses.
 b : coupe géologique détaillée dans les alluvions de la Haine à Maisières.
 Jusqu'au mois de Juin 1965 les pompages pour l'aménagement du canal dénoient totalement les tourbes et alluvions tourbeuses au NW et partiellement au SE. Ensuite l'action combinée des pompages pour les travaux publics et des captages pour l'eau de consommation entraîne le dénoyage généralisé.
Remarque : Pour cette figure 7 comme pour la figure 8, les tracés extrêmement précis des niveaux piézométriques sont fondés sur les valeurs fournies par les nombreux piézomètres implantés dans le bassin et régulièrement surveillés par les membres de la cellule d'hydrogéologie.

Fig. 7. — a : Detailed geological cross-section in the alluvium of the Haine River at Nimy.
 b : Detailed geological cross-section in the alluvium of the Haine River at Maisières.

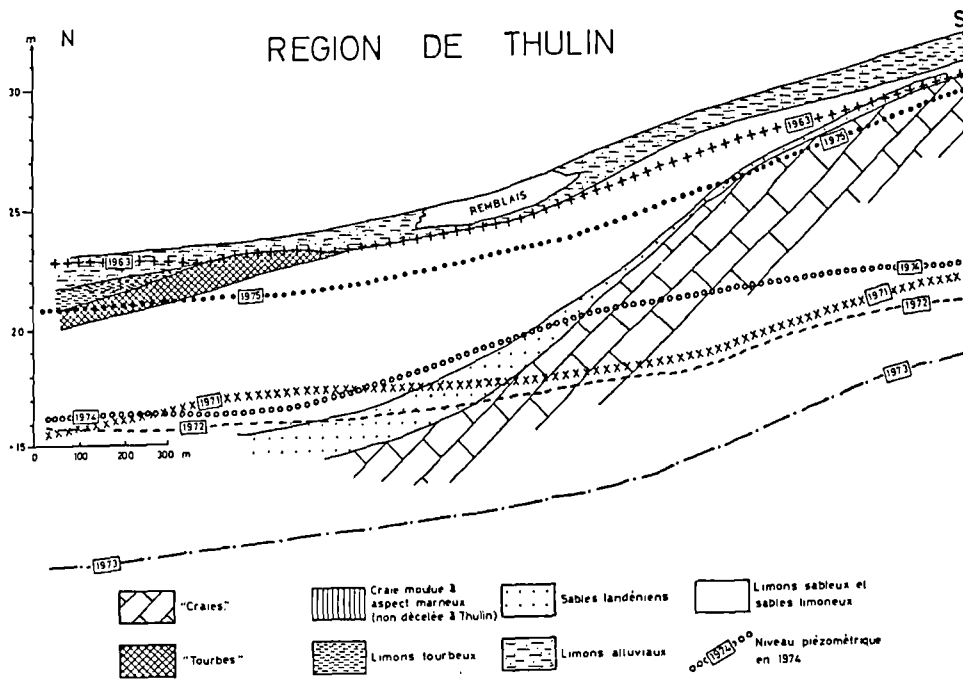


Fig. 8. — Position des niveaux piézométriques de 1963 à 1975 liés aux pompages pour l'eau de consommation dans la région de Thulin par rapport aux niveaux de tourbes et d'alluvions tourbeuses.

Fig. 8. — Hydraulic head from 1965 to 1975, influenced by pumping rates for drinking water production at Thulin, compared with the situation of the peaty formations.



Fig. 9. — Comparaison d'extraits des cartes topographiques de 1963 et 1978 montrant la disparition des immeubles après la mise en service des pompages.

Fig. 9. — Comparison between the topographical maps of 1963 and 1978 showing the disappearing of houses after the pumping start.

abaissement général des niveaux et par drainage (plus ou moins importante suivant la nature des terrains intermédiaires entre les craies et les alluvions), un abaissement de la nappe alluvionnaire. A proximité des captages importants, les rabattements provoquent d'abord le dénoyage des tourbes puis leur tassement et enfin les dégâts importants observés en surface. Les problèmes liés aux affaissements surgissent à Nimy et à Maisières (fig.7) d'abord en 1965 sous l'effet unique des pompages horizontaux dans les alluvions de la Haine pour la construction d'écluses puis en 1972 et 1973 sous l'action combinée de captages pour l'eau de distribution, de l'exhaure en carrière et pour des travaux de génie civil, en 1969 à Ghlin sous l'action de captages pour l'eau de distribution et à partir de 1968 jusqu'en 1975 pour la région de Thulin et de Hainin en relation étroite avec des captages pour l'eau de distribution (fig.8).

Dans l'ensemble de la vallée, on dénombre plus de 300 cas de sinistres affectant des immeubles, dont une cartonnerie et deux cimenteries, ayant donné lieu au dépôt de plaintes. Après 20 ans, certains jugements sont toujours en cours.

Les dégâts peuvent être minimes et n'apparaître que sous forme de fissures peu ouvertes, ou conduire à la ruine complète de l'immeuble. La figure 9 reprend deux extraits de cartes datant de 1963 et de 1978, montrant la disparition des immeubles sinistrés dans la plus récente. La photo (fig. 10) illustre le type de dégâts et la ruine probable d'immeubles affectés.



Fig 10. — Dégradation d'immeubles à Nimy (Mons).

Fig. 10. — Damage in some houses in Nimy (Mons).

Pour le système dans son ensemble on peut penser qu'à l'époque :

- la méconnaissance du régime hydraulique général ;
- l'absence de surveillance continue des niveaux ;
- le déficit important et cumulatif des volumes infiltrés par rapport aux volumes soutirés (et a fortiori par rapport aux volumes autorisés plus ou moins arbitrairement) ;
- le choix délibéré d'implanter les batteries de captages sous la nappe alluviale, là où craies et alluvions sont en contact intime ;
- les surexploitations locales qui en résultent sont les raisons principales et combinées ayant entraîné les effets désastreux observés.

Aujourd'hui, la surveillance continue des niveaux piézométriques et l'obligation faite aux capteurs d'extraire l'eau non pas à débits constants mais en respectant des niveaux programmés permettent de garantir la stabilité des sols dans les zones basses du bassin de la Haine.

La sous-exploitation actuelle des ressources en eau de la nappe des craies du bassin de Mons est sans doute temporaire face aux besoins futurs. L'analyse des zones à ressources potentielles est en cours, fondée sur des simulations générales ou locales, utilisant des modèles mathématiques adaptés au contexte particulier du système aquifère du bassin.

BIBLIOGRAPHIE

- RORIVE A. (1994). — Les grands aquifères du Hainaut et l'exhaure des carrières. Faculté Polytechnique de Mons, Belgique. Journée Calexpo, 54-58.
- ROBERT M. (1909). — Études sur l'hydrologie des Morts-terrains du bassin de la Haine. *Publications de l'Association des Ingénieurs de l'École des Mines de Mons*, 4^{ème} série, tome III, 129-254.
- MARLIÈRE R. (1973). — Le Bassin de Mons. In : Guides géologiques régionaux, Région du Nord par Delattre C, Meriaux E et Waterlot M, Masson et Cie, Paris.
- GODFRIAUX I et RORIVE A. (1987). — L'aquifère des Craies du bassin de Mons. Ministère de la Région Wallonne. Colloque : Les eaux souterraines en Wallonie, Bilan et Perspectives, ESO' 87. 66-77.

TRANSFERT ET SEGREGATION DE POLLUANTS EN ZONE SATURÉE D'UN AQUIFERE CRAYEUX LE CAS DE LA DÉCHARGE DE CRONFESTU (BELGIQUE)

Transfer and segregation of pollutants in saturated zone of chalk aquifer
the case of Cronfestu's domestic waste landfill

par A. RORIVE (*), B. DRUMEL (**) et P. SQUERENS (*)

Résumé. — Depuis les années 60, des déchets ménagers sont enfouis dans une ancienne carrière de craie jadis exploitée par des cimentiers, située à l'extrémité Est du Bassin crétacé de Mons.

La cavité remplie n'a pas bénéficié d'étanchéification, ni du fond, ni des parois et les lixiviats de la décharge rejoignent les eaux de la nappe des craies.

A l'occasion de l'étude d'incidences menée sur le site, la pollution des eaux souterraines a été analysée de manière exhaustive et les résultats montrent que dans le contexte de cet aquifère crayeux, les polluants subissent une ségrégation remarquable.

Ainsi, les métaux lourds restent bloqués à quelques dizaines de mètres des frontières de la décharge.

Par contre, un deuxième groupe de polluants (chlorures, sulfates, éléments azotés, sodium, hydrocarbures aromatiques,...) forment des auréoles de pollution qui peuvent s'étendre à plusieurs centaines de mètres.

Enfin, un troisième groupe de substances, de type hydrocarbures aliphatiques chlorés, détectées à proximité du site, a montré une possibilité de propagation nettement plus grande. Le trichloréthylène et le tétrachloréthylène sont les représentants majeurs de ce groupe.

Une modélisation mathématique a permis de préciser les auréoles de pollution et d'estimer les principales caractéristiques de transport des groupes de produits contaminants.

Summary. — Since the sixties, domestic wastes are stocked in an ancient quarry of chalk, formerly exploited to produce cement, located at the eastern extremity of the Cretaceous Mons Basin.

The filled cavity has not been watertightness neither by the bottom nor on the faces and the leachates join the waters of the chalk aquifer.

On the occasion of incidences studies led on the site, pollution of groundwater was exhaustively analysed and the results show that in this context of chalk aquifer the pollutants undergo a remarkable segregation.

Like this, heavy metals stay blocked about ten or twenty meters of the limits of the landfill.

A second group of pollutants (chlorides, sulphates, sodium, nitrogenous elements, aromatic hydrocarbon) forms plumes of pollution which can spread over hundreds of meters.

Finally, a third group of substances, like chlorinated aliphatic hydrocarbon detected near the site, had shown a possibility of propagation clearly bigger. The trichloroethylene and the tetrachloroethylene are the major representative of this group.

A mathematical modelisation had enabled to specify the plumes of pollution and to estimate the main characteristics of transport of contaminating products.

I. — INTRODUCTION.

L'activité sociale et industrielle a généré de nombreux dépôts de déchets tant d'origine urbaine (déchets ménagers) qu'industrielle (déchets industriels dangereux ou non).

Si la législation actuelle, européenne ou nationale, tend à limiter ces dépôts (recyclage) ou à n'admettre la mise en décharge que dans les meilleures conditions (Centres d'Enfouissement Technique), les anciens dépotoirs nous restent souvent sur les bras.

En ce qui concerne la gestion de ce passé douteux et plus particulièrement la pollution des eaux souterraines par les lixiviats de déchets ménagers, il apparaît que le risque réel de pollution, son extension et par voie de conséquence l'impact sur la qualité des eaux souterraines, dépendent largement des conditions hydrogéologiques locales.

Une étude d'incidences sur l'environnement (Gosselin et Drumel, 1995) faite sur la décharge de déchets ménagers de Cronfestu (Hainaut, Belgique) a permis d'examiner les transferts de différents types de polluants dans un aquifère

(*) Faculté Polytechnique de Mons, Cellule d'Hydrogéologie IDEA-FPMs, rue de Houdain, 9, 7000 Mons, Belgique.

(**) Bureau d'Études Gosselin et Drumel, rue des Ecoles, 7, 7971 Basècles, Belgique.

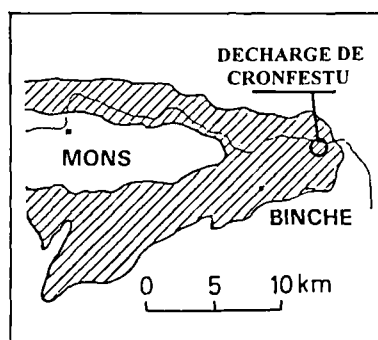


Fig. 1. — Partie Est de la Carte géologique simplifiée du bassin de Mons.

Fig. 1. — Simplified geological map of Mons Basin.

crayeux, celui des Craies du bassin de Mons. Un phénomène apparaît : celui d'une ségrégation des composés polluants.

II. — LE CADRE HYDROGÉOLOGIQUE.

L'aquifère des Craies du bassin de Mons (Godfriaux et Rorive, 1987), défini géométriquement par ses contours géologiques et naturellement par les roches qui le constituent, est intégralement contenu dans le bassin versant hydrologique de la rivière Haine (fig. 1).

Le réservoir des "Craies", terme essentiel de l'aquifère, répond à la définition d'un aquifère stratifié qui comporte de bas en haut des formations siliceuses à gangue carbonatée turoniennes, des craies sénoniennes, des calcarénites et des calcaires grossiers d'âge dano-montien.

L'aquifère des Craies du bassin de Mons peut être caractérisé par une double porosité et une double perméabilité, ce qui est classique pour un aquifère de ce type.

La bonne perméabilité d'ensemble des craies est liée aux fissures, sans qu'une quelconque karstification ne fasse apparaître de drain privilégié (Quinif *et al.*, 1997).

Sur base de valeurs caractéristiques des perméabilités dues aux fissures et des porosités efficaces, l'aquifère des craies du bassin de Mons a pu être modélisé avec satisfaction en utilisant les équations générales des écoulements en régime laminaire, basées sur l'équation de Darcy.

La décharge de Cronfestu occupe une ancienne carrière de craies située à l'extrémité est du bassin (fig. 1). La craie "de Saint-Vaast" exploitée alimentait une industrie locale de fabrication de chaux et de ciment jusque dans les années 50.

La craie de Saint-Vaast (Coniacien-Santonien) est une craie blanche, généralement sans silex, d'épaisseur comprise entre 20 et 30 mètres. Sa base est marquée par la présence de silex bigarrés gris et noirs.

Cette formation constitue l'essentiel des roches crayeuses encaissant la décharge (fig. 2). En dessous,

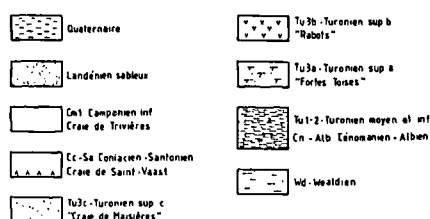
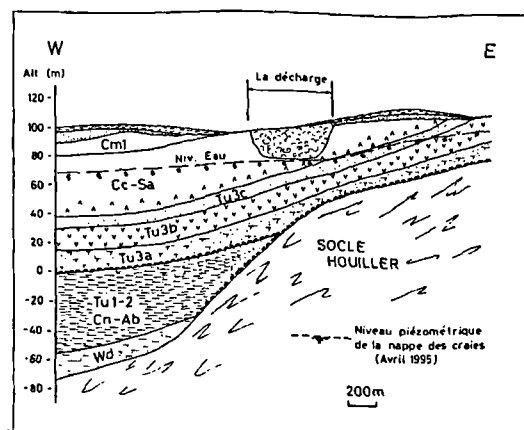


Fig. 2. — Coupe géologique de la région de Cronfestu.

Fig. 2. — Geological cross-section of the area of Cronfestu.

l'aquifère se poursuit sur peu d'épaisseur avec la "Craie de Maisières", calcarénite grise, glauconifère avec quelques silex, puis avec la formation des "Rabots" ainsi nommée par la présence de silex abondants et volumineux dans une craie grossière.

La base de l'aquifère est atteinte à environ trente mètres sous la décharge et est constituée de marnes du Turonien moyen et inférieur, surmontant le Houiller schisto-gréseux.

La position et le sens d'écoulement de la nappe d'eau souterraine sont déduits de la carte piézométrique locale (fig. 3). Le fond de la décharge surmonte de peu le niveau de la nappe et les lixiviats des déchets existants rejoignent presque directement les eaux souterraines.

La contamination des eaux débute dans les années 60 avec les premiers dépôts de déchets ménagers. Le remplissage de la carrière a ainsi continué jusqu'à son comblement final en 1992.

L'étude de la qualité des eaux souterraines s'est trouvée compliquée par la présence d'autres sites de décharge et sources potentielles de pollution à proximité immédiate (fig. 3), au Nord avec le dépôt de cendres volantes de centrale électrique (2, fig. 3) au Sud par le comblement d'une autre carrière (3, fig. 3) avec des déchets de nature diverse, indéterminée et enfin, toujours au Sud avec la présence d'un terrier de stériles d'exploitation houillère (4, fig. 3).

III. — LE TRANSFERT DES POLLUANTS DANS LA ZONE SATURÉE DES AQUIFÈRES.

Lors de leur déplacement dans le milieu aquifère, les composés en solution subissent divers mécanismes physiques et chimiques qui régissent leur progression par rapport à la nappe d'eau souterraine qu'ils peuvent polluer.

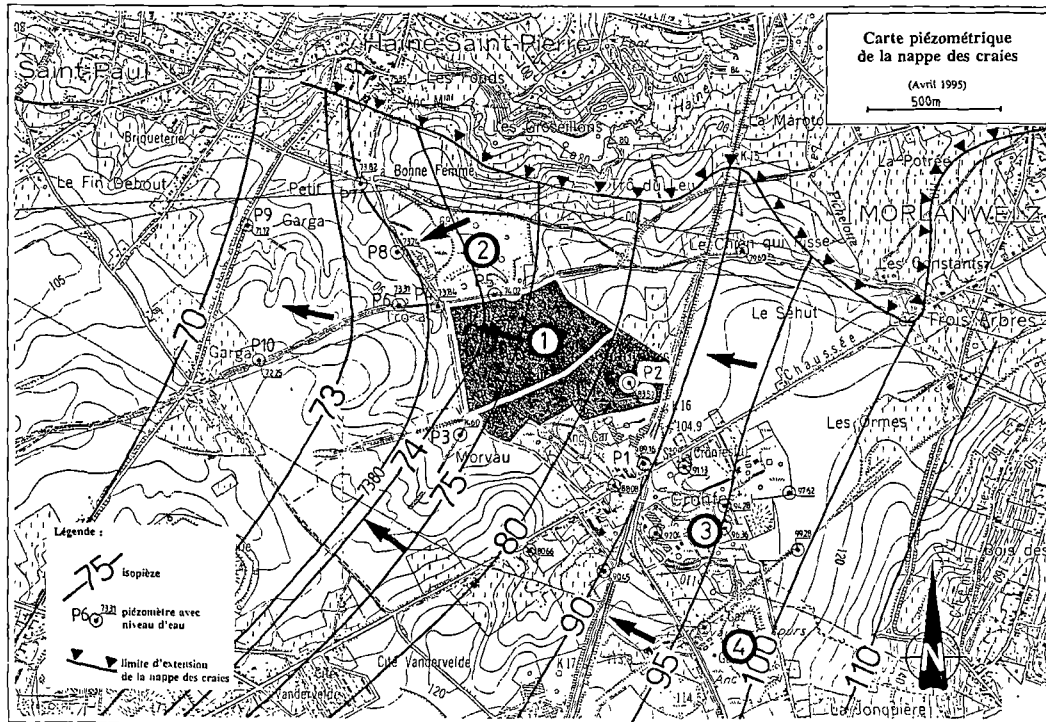


Fig. 3. — Carte piézométrique locale. ① Décharge de déchets ménagers. ② Décharge de cendres volantes. ③ Décharge sauvage. ④ Terril de charbonnage.

Fig. 3. — Local piezometric map. ① Domestic waste landfill. ② Fly ash landfill. ③ Illegal landfill. ④ Colliery waste dump.

Les phénomènes de convection, de diffusion moléculaire, de dispersion cinématique peuvent être approchés mathématiquement (de Marsily, 1981), par des équations aux dérivées partielles dans lesquelles peut être prise en compte la double porosité de la matrice aquifère.

$$\operatorname{div}\left(n d \operatorname{grad} c + n_e \bar{D} \operatorname{grad} c - c \bar{v}_d\right) = \eta_e \frac{\partial c}{\partial t} + (\eta - \eta_e) \frac{\partial c'}{\partial t}$$

- où :
- c est la concentration en polluant dans la partie des eaux "mobiles" ((ML⁻³)).
 - c' est la concentration en polluant dans la partie des eaux "immobiles" ((ML⁻³)).
 - n est la porosité totale de la matrice aquifère.
 - n_e est la porosité efficace (ou cinématique), dans laquelle circule l'eau "mobile".
 - d est le coefficient de diffusion moléculaire dans le milieu aquifère ((L²T⁻¹)).
 - \bar{D} est le tenseur des coefficients de dispersion.
 - \bar{v}_d est le vecteur vitesse de Darcy ((LT⁻¹)).

Lorsque les éléments transportés par l'eau souterraine subissent une modification, la loi de la conservation de la matière n'est pas respectée. Ces éléments sont dits non conservatifs et il est possible, dans les cas les plus

simples, de traduire le mécanisme par un terme source Q qui sera introduit dans l'équation ci-dessus.

Il peut s'agir de mécanismes physiques (décroissance radioactive, filtration), chimiques (précipitation, dissolution, complexation, réaction acide-base, oxydo-réduction, etc...), physico-chimiques (sorption, désorption, etc...) ou encore biochimiques (transformation par micro-organismes).

L'expression de ces phénomènes est souvent très complexe et leur intégration dans l'équation générale de transport est jusqu'à présent simplifiée au niveau des modèles utilisés par l'utilisation d'un coefficient de dégradation, pour simuler la disparition de l'élément (par exemple, précipitation chimique) ou d'un coefficient de retard β, pour simuler sa rétention momentanée (par exemple, adsorption).

L'emploi de tels coefficients est délicat et dépend à la fois du milieu aquifère et du type de polluant.

Les aquifères crayeux sont favorables à l'expression des différents phénomènes, d'une part, du fait de l'écart entre la porosité totale (0,25 à 0,45) et la porosité efficace (0,02 à 0,05), d'autre part à cause de la grande surface spécifique de la matrice poreuse (1 à 6 m²/cm³) (Barker, *in* Downing *et al.*, 1993) et enfin compte tenu de la composition chimique des eaux, à caractère légèrement basique.

Ces phénomènes expliquent en partie la répartition des polluants en aval de la décharge de Cronfestu.

DETERMINATION	POINT 1	POINT 2
pH	7,1	6,8
conductivité (S/cm)	11 190	6 070
D.C.O. (mg d'O2/l)	15 500	520
D.B.O5. (mg d'O2/l)	7 500	47
T.O.C. (ppm C)	4 090,2	133,5
Azote Kjeldahl (mg n/l)	463,4	222,7
Ammonium NH4+ (mg/l)	421,3	247,5
Azote ammoniacal (mg N/l)	327,7	192,5
Azote organique (mg N/l)	135,7	30,2
Nitrites NO2- (mg/l)	interférences	0,01
Nitrates NO3- (mg/l)	4,1	0,8
Phosphates P04= (mg/l)	1,48	0,1
AOX (g/l Cl)	342,9	433
Matières extractibles à l'éther de pétrole (mg/l)	28,8	4,6
Chlorures (mg/l)		386,6
Sulfates (mg/l)		1 623,5
Sulfures (mg/l)		1,6
Sulfites (mg/l)		3,2
Indice phénols (mg/l)		0,19
Métaux lourds (en g/l) :		
Fe	159 800	6 250
Zn	250	180
Mn	18 610	1 920
As	32	15
Al	996	
Pb	2	2
Cd	0,28	0,05
Ni	170	36
Hg	0,81	31,9
Cu	7	186
Cr		19

Tabl. I. — Analyse chimique des lixiviats prélevés en deux points de la décharge.

Tabl. I. — Chemical analysis of the leachates sampled in two the points of the landfill.

IV. — LE CAS DE LA DÉCHARGE DE DÉCHETS MÉNAGERS DE CRONFESTU.

Avant le début des travaux de réhabilitation, la décharge n'a bénéficié d'aucune mesure de protection pour éviter que les eaux météoriques ne s'infiltrent dans les déchets et que les eaux de lessivage ne rejoignent la nappe des craies.

En première approximation et pour les 18 ha que couvre la décharge, le débit d'eau contaminée qui s'infiltrate est estimé à 40 000 m³ par an.

L'analyse de ces lixiviats en deux points de prélèvement donne la composition figurée sur le tableau I.

Ces percolats sont évidemment très chargés notamment en éléments azotés, en chlorures, en sulfates, en certains métaux lourds (Fe, Mn, Al, Ni, Hg) ainsi qu'en composés organochlorés adsorbables sur charbon actif (AOX).

Les campagnes d'échantillonnage des eaux souterraines effectuées sur les dix piézomètres répartis autour de la décharge ont fourni les résultats du tableau II, où sont également données des valeurs de référence pour la qualité des eaux.

Une première lecture des résultats, globale et valable pour tout élément contaminant, permet de constater que la pollution s'étend en auréoles de concentration décroissante et que l'extension de celles-ci est limitée dans l'espace, ce

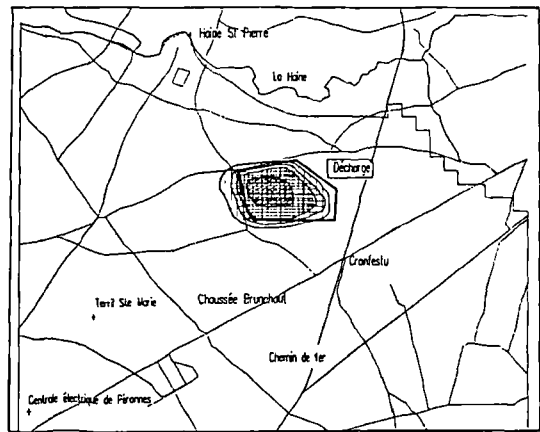


Fig. 4. — Auréoles de pollution en métaux lourds.

Fig. 4. — Plumes of pollution of heavy metals.

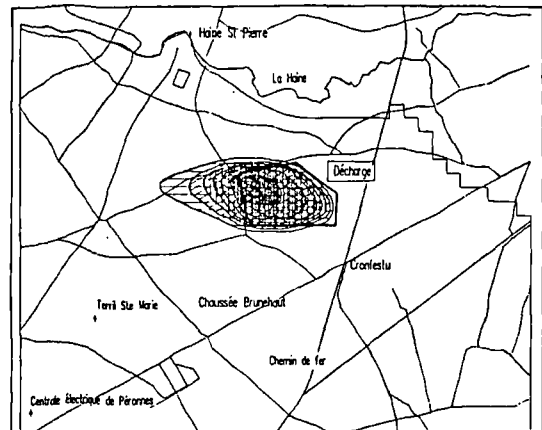


Fig. 5. — Auréoles de pollution en Cl - N - Na.

Fig. 5. — Plumes of pollution of Cl - N - Na.

qui confirme la formulation théorique des lois du transport (Schroter, 1983 in Matthess et al., 1985).

Une approche particulière pour les différents polluants fait toutefois apparaître des différences importantes quant à leur transport et permet, grossièrement, de les regrouper.

Afin de mieux visualiser les auréoles de pollution pour chacun des groupes de polluants, nous reprenons ci-après les résultats des simulations mathématiques calées sur les résultats ponctuels de terrain. Le tableau III reprend les paramètres de calage des modèles.

Le premier groupe est relatif aux **métaux lourds**, qui ne sont repérés qu'à quelques dizaines de mètres de la limite de la décharge (fig. 4). La cause principale en est probablement le passage de la solution des lixiviats de décharge dans des conditions de pH et de potentiel redox favorables à la précipitation de ces éléments (Foster, in Downing, 1993). Ce mécanisme est simulé en utilisant dans le modèle mathématique un facteur de dégradation assez grand ($\lambda = 1,3 \cdot 10^{-6} \text{ s}^{-1}$).

Groupes	α_L (m)	α_T (m)	η	β	λ (sec ⁻¹)
Cl - N - Na	30	10	0,3	0,1	$5 \cdot 10^{-7}$
Métaux lourds	30	5	0,3	0,1	$1,3 \cdot 10^{-6}$
Hydrocarbures aromatiques (para-dichlorobenzène)	30	10	0,3	0,1	$5 \cdot 10^{-7}$
Hydrocarbures aliphatiques chlorés (trichloroéthylène)	30	20	0,3	0,5	$3,3 \cdot 10^{-8}$

α_L et α_T : coefficients de dispersion longitudinale et transversale
 η : porosité totale
 β : coefficient de retard
 λ : facteur de dégradation.

Tabl. III. — Valeurs des paramètres utilisés pour la simulation mathématique du transport des polluants autour de la décharge de Cronfestu.

Tabl. III. — Values of the parameters used for mathematical simulation of the transport of pollutants around Cronfestu's landfill.

L'aurole de pollution est dans ce cas très étendue et dépasse le kilomètre dans l'axe de propagation. Les tentatives de simulation mathématique de propagation de ce polluant se sont heurtées à la méconnaissance de l'endroit précis de déversement mais permettent de proposer des valeurs pour les paramètres β et λ correspondants à une faible rétention et à peu de dégradation (tableau III).

Ces produits constituent sans doute la menace la plus sérieuse de pollution pour les eaux des aquifères crayeux.

V. — CONCLUSIONS.

L'observation de la pollution autour de la décharge de Cronfestu montre qu'il y a bien ségrégation des produits lors de leur propagation au sein de l'aquifère crayeux, sans que les mécanismes de sélection puissent être clairement identifiés (réaction chimique, adsorption, dégradation,...).

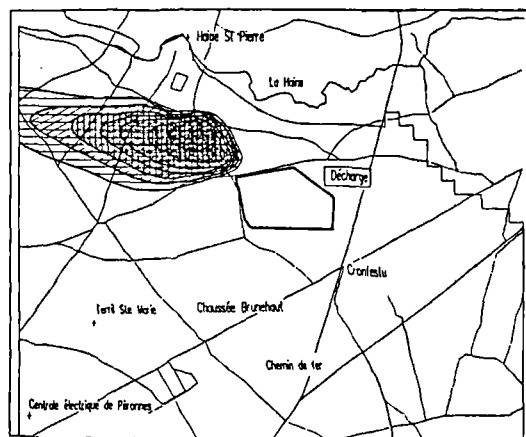


Fig. 6. — Auréoles de pollution en hydrocarbures aliphatiques chlorés (origine : décharge n° 2).

Fig. 6. — Plumes of pollution of chlorinated aliphatic hydrocarbon (origin : landfill n° 2).

Les efforts financiers relatifs à la recherche de ces produits et à la mise en place de procédés de décontamination doivent être proportionnés au niveau de danger qu'ils constituent pour la qualité des ressources en eau.

Dans ce contexte, il apparaît que certaines substances, en particulier le tri-et tétrachloroéthylène, constituent de réels dangers pour les eaux des craies, alors qu'à l'opposé d'autres, comme les métaux lourds, doivent inspirer moins de crainte.

De telles constatations pourraient être prises en compte au niveau législatif en ce qui concerne l'emploi, la récupération et le recyclage des produits les plus dangereux, de même qu'en ce qui concerne la réglementation des activités requérant l'utilisation de tels produits dans les zones de prévention des captages établis dans les aquifères crayeux.

BIBLIOGRAPHIE

- DE MARSILY G. (1981). — Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la Terre. Masson.
- DOWNING R.A., PRICE M. et JONES G.P. (1993). — The hydrogeology of the chalk of North-West Europe. Oxford University Press.
- GODFRIAUX I. et RORIVE A. (1987). — L'aquifère des Craies du bassin de Mons. Ministère de la Région Wallonne. Colloque Les eaux souterraines en Wallonie. Bilan et Perspectives, ESO'87. 66 - 77.
- GOSSELIN G. et DRUMEL B. (1995). — Etude d'incidences sur l'environnement : Projet de réhabilitation et d'extension de la décharge contrôlée de classe 2 de Cronfestu. Document inédit en tirage limité.
- MATTHES G., FOSTER S.S.D. et SKINNER A.Ch. (1985) — Theoretical background hydrogeology and practice of groundwater protection zones - International contributions to hydrogeology. Ed. By C. CASTANY, E. GROBA, E. ROMIJN, HEISE, Vol.6.
- QUINIF Y., BAELE J.-M., CHARLET J.-M., DE PUTTER T., DUPUIS C., RORIVE A. et VANDYCKE S. (1997). — À la recherche du karst perdu des craies du bassin de Mons (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Nord*, T. 5, f. 3, p. 361-372. *

DEPLACEMENT DES HYDROCARBURES DANS LA CRAIE

Flooding of oil in chalk

par A. MONJOIE (*) et Ch. SCHROEDER (*)

Résumé. — En tant que roche réservoir de gisements pétroliers, la craie pose un certain nombre de problèmes spécifiques. En particulier, la récupération secondaire de l'huile et l'injection d'eau permettant de maintenir le réservoir sous pression imposent d'étudier les conditions dans lesquelles les différents fluides se déplacent (migration) dans le milieu poreux. La dimension et la morphologie des grains constitutifs de la craie, liées au mode de mise en place, et sa constitution chimique (principalement la teneur en quartz) conditionnent les relations entre porosité et perméabilité. Ces relations ont été établies pour différentes craies caractéristiques du Campanien, Maastrichtien et Danien.

Des essais de migration de fluides ont été réalisés en déplaçant le fluide saturant (huile ou eau) par un autre fluide, miscible au premier ou non. Le suivi du lessivage a été effectué par traçage de l'un ou l'autre fluide par isotope radioactif (^{14}C pour le marquage des hydrocarbures et Tritium pour le marquage de l'eau).

Les résultats présentés montrent que la forme du front de déplacement dépend non seulement des fluides utilisés mais aussi de la morphologie des formations. On peut distinguer les vides contenant de l'huile non récupérable, les pores lessivables et les chemins préférentiels. L'injection d'eau pour lessiver l'huile produit un front de déplacement régulier dans certaines formations, plus irrégulier pour d'autres, en particulier du Danien, avec un important pourcentage de chemins préférentiels, surtout lorsque la craie contient une forte proportion de grains arrondis.

Abstract. — As reservoir rock of oil fields, chalk encounters some specific problems. Especially, the secondary recovery of oil and the waterflooding, allowing to maintain a constant pressure in the reservoir, lead to study the conditions of displacement (here called migration) of the several fluids in the porous medium.

The dimension and morphology of the grains the chalk is constituted with, related to the deposit processes, and its chemical composition (mainly the quartz content) determine the relationships between permeability and porosity. This relationships have been established for several characteristic chalks, of Campanian, Maastrichtian and Danian.

Migration tests have been performed displacing the saturating fluid (oil or water) by another fluid, miscible with the first or not. The tracing of the leaching is made using radioactive tracers in one or the other fluid (^{14}C for hydrocarbons and Tritium for water).

Results indicate that the shape of the leaching front depends not only of the nature of the fluids but also of the morphology of the formations. Distinction is made between voids filled with unrecoverable oil, the easily accessible pores and the preferential paths. Water injection in oil saturated chalk induces a regular front of leaching in some formations, irregular in other ones, mainly in Danian, with a high percentage of preferential paths, especially when chalk contains a high proportion of rounded grains.

I. — INTRODUCTION

Au centre de la Mer du Nord, la craie constitue un gisement de plus de 4 milliards de m^3 d'hydrocarbures, dans les conditions de réservoir (champs Ekofisk, West Ekofisk, Eldfisk, Tommeliten, etc). L'optimisation de la récupération et les problèmes particuliers que pose, entre autres, l'injection d'eau pour maintenir une pression de gisement, imposent des études nombreuses parmi lesquelles, celles de l'imbibition, de la mouillabilité et de la migration des fluides.

De telles recherches incluent d'autres investigations, telles que les études pétrographiques et morphoscopiques des échantillons testés. Une description des composants de la craie, en relation avec les conditions de mise en place, doit donc précéder les études de perméabilité et de lessivage.

II. — PARTICULARITÉS GÉOLOGIQUES DES CRAIES DE MER DU NORD - RELATIONS AVEC LA PERMÉABILITÉ

Les conditions de sédimentation et de mise en place des craies en Mer du Nord ont été bien décrites depuis la fin des années '60, époque de la découverte des importants gisements, en particulier le gisement d'Ekofisk (Masson *et al.*, 1989; D'Heur, 1989). La craie est composée de débris d'algues unicellulaires, principalement des coccolithes, souvent décomposés en leurs éléments constitutifs ("platellets") qui sont des monocristaux de calcite. Le mode et le taux de sédimentation ont une forte influence sur la porosité initiale de la boue de coccolithes qui se dépose au fond de la mer. De même le remaniement et la diagenèse ont des conséquences sur le comportement actuel.

(*) Université de Liège, Laboratoires de Géologie de l'Ingénieur, d'Hydrogéologie et de Prospection géophysique, Sart Tilman B19, B-4000 Liège (Belgique)

Les craies qui constituent le gisement d'Ekofisk appartiennent à deux formations :

- la formation *Ekofisk*, d'âge Danien
- la formation *Tor*, d'âge Maastrichtien

Des études par analyses chimiques, microscope électronique à balayage (M.E.B.), microsonde spectromètre rayons-X (Kevex), microsonde électronique (Castaing), diffraction X, mesures de porosité et perméabilité ont permis de caractériser ces deux formations. Les échantillons étudiés proviennent de deux champs voisins : le champ Ekofisk et le champ Eldfisk.

1) Composition et distribution des éléments

Les grains de calcite (débris de coccolithes) se présentent sous forme rhomboédrique ou arrondie, en fonction du degré de recristallisation et de remaniement et altération. Ils ont une dimension comprise entre 1.5 et 2 μm pour les grains rhomboédriques et souvent de moins d'un μm pour les grains arrondis.

La fraction non carbonatée est composée principalement de quartz, avec quelques phosphates et oxydes. Au sein des cristaux de calcite, on distingue du Sr, Mg et Mn, associés à des minéraux argileux. Le quartz est disséminé au sein de la matrice ou, parfois, remplit des fissures et cavités, telles les chambres de foraminifères. L'argile est répartie dans la matrice, sous forme de petites plaquettes collant aux grains de calcite. Localement, de la kaolinite est concentrée dans les cavités ou fissures.

La formation *Tor* (A, fig.1) est caractérisée par une forte teneur en CaCO_3 (> 93 à 94 %), le reste étant composé principalement de quartz et de minéraux argileux. La proportion quartz/argile est variable d'un puits à l'autre. La calcite se présente sous forme de grains rhomboédriques avec une dimension moyenne de 1.5 à 2 μm . Il y a peu de coccolithes entiers et des recristallisations se manifestent sous forme de quelques cristaux de calcite dont la taille, dans certains cas, peut dépasser 5 μm .

La formation *Ekofisk* (B, fig.1) est hétérogène, avec des pourcentages en calcite variant de 44 à 95 %, le quartz pouvant représenter jusqu'à 50 % de la matrice, l'argile étant présente mais en faibles quantités, toujours inférieures à 8 %, souvent de l'ordre de 2 à 4 %. La calcite est tantôt sous forme de rhomboèdres de 2 μm , tantôt arrondie, de taille 1 μm ou moins. Les coccolithes intacts sont assez abondants.

En comparant ces formations avec les craies d'affleurement disponibles en Belgique, en particulier au Nord de Liège, on constate que la formation *Ekofisk* est plus proche des craies du Maastrichtien tandis que la formation *Tor*, bien que d'âge Maastrichtien, a une ressemblance marquée avec la craie du Campanien (C, fig.1). Ces ressemblances permettent d'utiliser des craies d'affleurement pour certains essais préliminaires, les échantillons de craies de Mer du Nord étant disponibles en faibles quantités.

2) Relation avec la perméabilité

Les figures 2 et 3 montrent les relations entre la porosité et la perméabilité (à l'air) obtenues sur les échantillons des deux formations. Pour la formation *Tor* (A, fig.1), dont les grains sont principalement rhomboédriques, la corrélation est satisfaisante. Pour la formation *Ekofisk*, plus hétérogène au

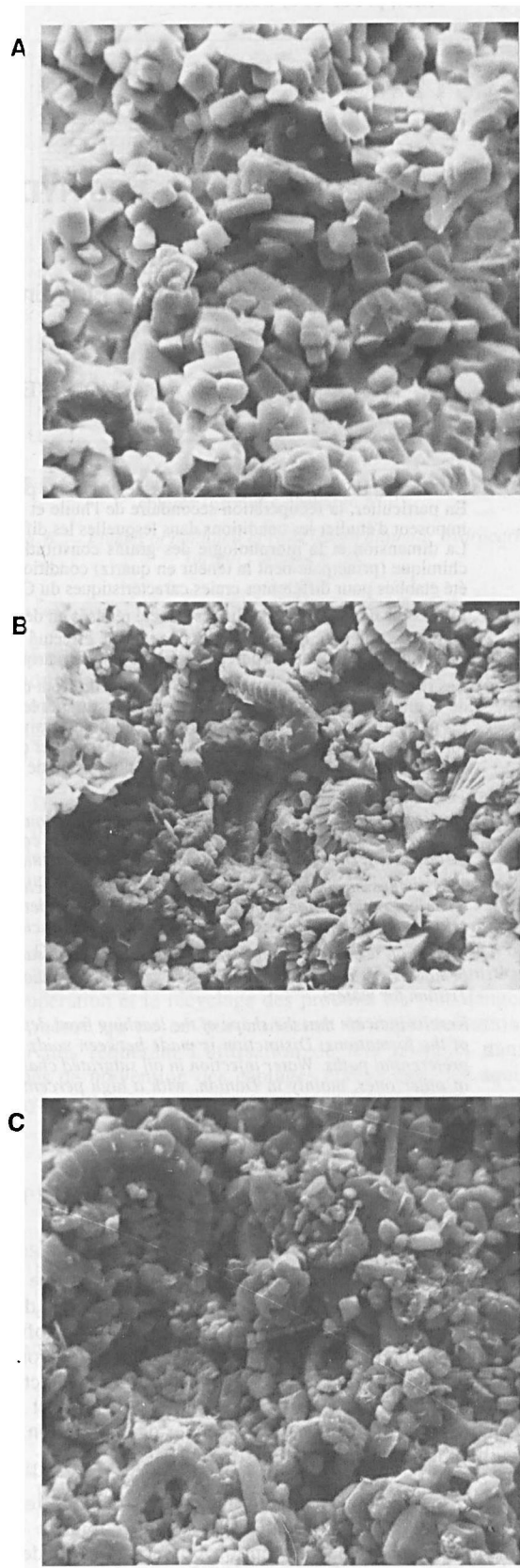


Fig. 1. — A et B. - craie de Mer du Nord.
A : formation TOR, B : formation EKOFISK
C. - craie d'affleurement (Lixhe) - Campanien supérieur

Fig. 1. — A and B. - North Sea chalk.
A : TOR formation, B : EKOFISK formation
C. - outcrop chalk (Lixhe) - Upper Campanian

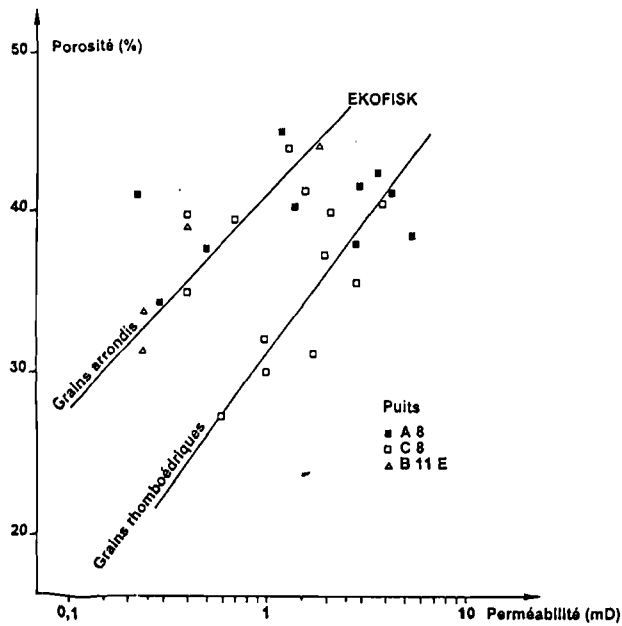


Fig. 2. — Relation porosité - perméabilité dans les craies de Mer du Nord formation TOR

Fig. 2. — Porosity - permeability relationship in North Sea chalk, TOR formation

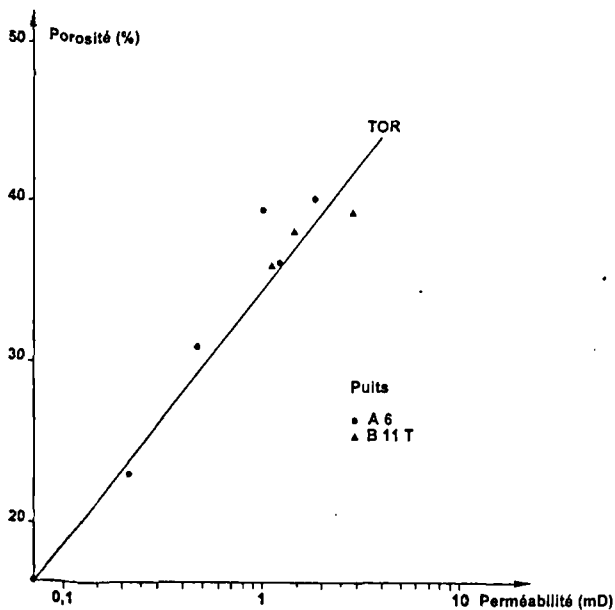


Fig. 3. — Relation porosité - perméabilité dans les craies de Mer du Nord formation EKOFISK

Fig. 3. — Porosity - permeability relationship in North Sea chalk, EKOFISK formation

point de vue morphologie des grains, il est nécessaire de prendre en considération la forme des grains pour obtenir une bonne corrélation (fig.3). On remarque deux droites de corrélation, l'une relative aux grains arrondis, l'autre relative aux grains rhomboédriques. Cette dernière droite est proche de celle obtenue pour la formation Tor. Sur la figure 3, on note qu'à porosité égale, les perméabilités des craies à grains

rhomboédriques sont plus élevées que celles des craies à grains arrondis. Outre l'effet possible de la morphologie, l'influence de la dimension des grains se manifeste clairement, les grains arrondis étant plus petits que les grains rhomboédriques.

III. — MIGRATION DES FLUIDES - ESSAIS D'IMBIBITION

Pour étudier les modes de déplacement des fluides dans la craie, des essais d'imbibition ou de lessivage, ont été réalisés. Ces essais comprennent d'abord une saturation de la craie par un fluide (huile ou eau selon l'essai) puis une injection de fluide de lessivage sous une faible pression différentielle (0.1 à 0.2 MPa).

La progression du fluide injecté est suivie par traceurs chimiques (Cu EDTA) ou radioactifs (huiles marquées au Carbone 14). Après l'essai, l'éprouvette est coupée en fines tranches, transversales ou concentriques, les tranches étant analysées, soit chimiquement, soit au scintillomètre afin de déterminer pourcentage de fluide lessivant.

Le but des essais étant d'étudier les effets des injections d'eau dans les craies, les essais ont été réalisés en injectant une solution aqueuse de Cu EDTA dans des craies saturées soit à l'eau, soit à l'huile, en l'occurrence, du dodécane, de l'hexadécane ou de l'huile brute de gisement.

Les essais ont été conduits sur des échantillons de craies d'affleurement similaires à celles de Mer du Nord et sur craies des formations Tor et Ekofisk.

La figure 4 donne un exemple de détermination des concentrations dans les différentes tranches découpées dans l'éprouvette à la fin de l'essai. Dans ce cas, l'essai a consisté en un lessivage d'une craie saturée en eau par une solution de Cu EDTA, sous 0.1 MPa de pression d'injection. Les mesures ont été faites au bout de 20 minutes de lessivage. La figure 5 représente, pour cet essai, les différentes positions du front de lessivage en fonction du temps.

Les figures 6 et 7 montrent la propagation du front de fluide lessivant dans le cas de saturation à l'eau de craies de Mer du Nord. L'allure de ces fronts est identique à ceux observés sur craie d'affleurement à la figure 3, c'est-à-dire assez bien marqué. On constate aussi que nulle part n'est atteinte une concentration équivalente à la saturation totale théorique, calculée d'après la porosité de l'éprouvette.

Les figure 8 et 9 représentent le front de propagation de la solution CuEDTA dans des craies (Mer du Nord et affleurement) saturées en huiles. Le front de propagation n'est marqué qu'en son extrémité, pour le reste de l'éprouvette, jusqu'à la face d'injection, la concentration varie presque linéairement, la concentration maximum obtenue étant inférieure à celle obtenue dans le cas du lessivage par un fluide de même type que le fluide saturant.

La figure 10, résume les observations faites dans les deux cas examinés.

De ces courbes d'imbibition, on définit quatre types de pores :

- pores non accessibles, représentant seulement un faible pourcentage du volume poreux total et qui ne sont jamais lessivés.

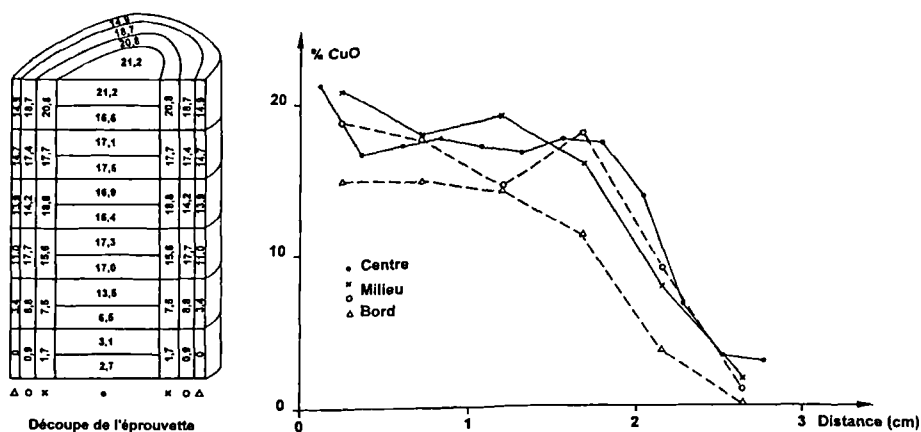


Fig. 4. — Lessivage par Cu-EDTA d'une craie de Lixhe saturée en eau. Schéma de découpe. Evolution en fonction de la position dans l'éprouvette au bout de 20 minutes.

Fig. 4. — Cu-EDTA leaching of water saturated Lixhe chalk. Cutting sketch. Evolution as a function of the location in plug after 20 minutes.

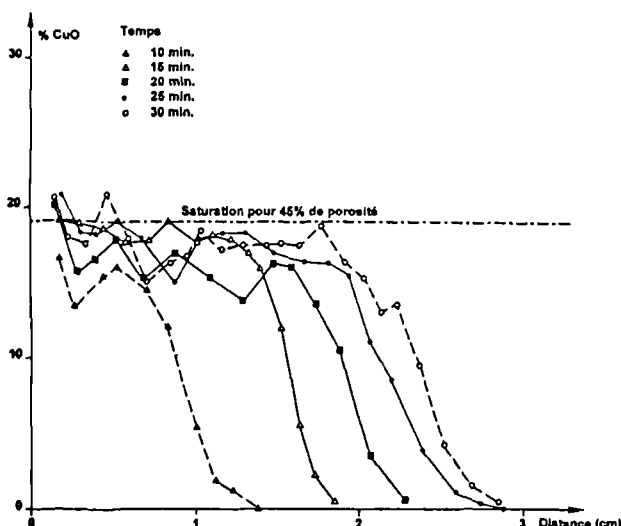


Fig. 5. — Lessivage par Cu-EDTA d'une craie de Lixhe saturée en eau. Evolution en fonction du temps

Fig. 5. — Cu-EDTA leaching of water saturated Lixhe chalk. Evolution as a function of time

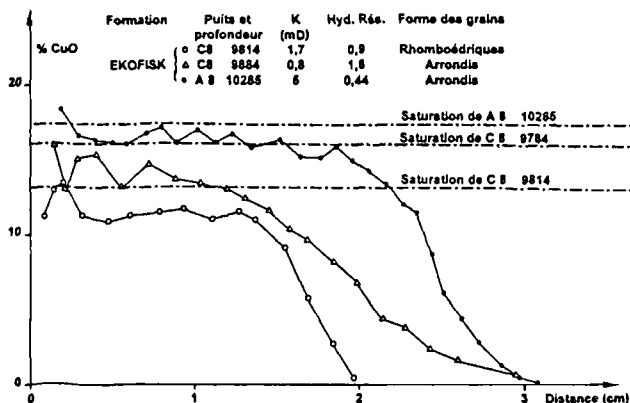


Fig. 6. — Lessivage par Cu-EDTA de craies de Mer du Nord saturées en eau. formation TOR

Fig. 6. — Cu-EDTA leaching of water saturated North Sea chalks. TOR formation

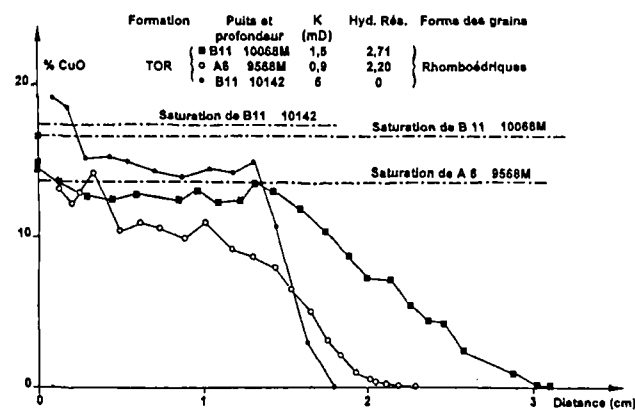


Fig. 7. — Lessivage par Cu-EDTA de craies de Mer du Nord saturées en eau. formation EKOFISK

Fig. 7. — Cu-EDTA leaching of water saturated North Sea chalks. EKOFISK formation

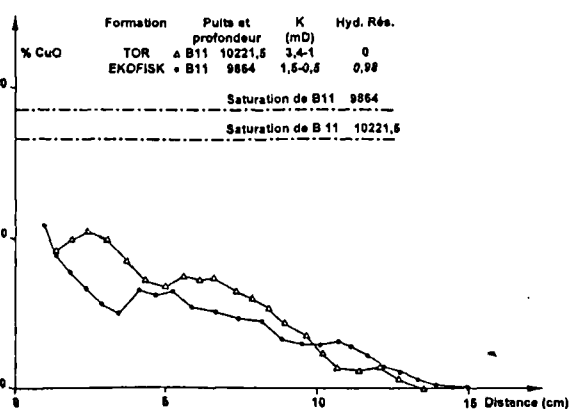


Fig. 8. — Lessivage par Cu-EDTA de craies de Mer du Nord saturées en dodécane

Fig. 8. — Cu-EDTA leaching of dodecane saturated North Sea chalks.

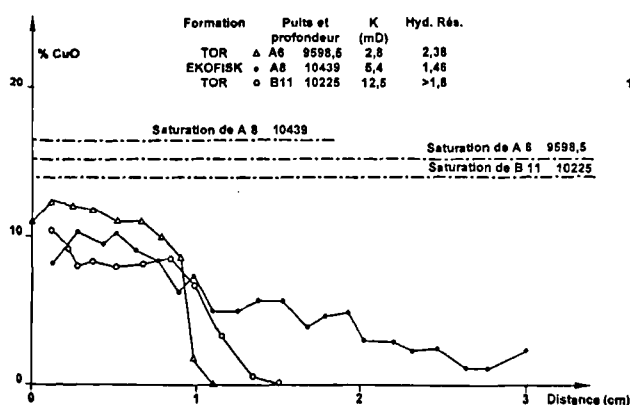


Fig. 9. — Lessivage par Cu-EDTA de craies de Mer du Nord saturées en huile

Fig. 9. — Cu-EDTA leaching of oil saturated North Sea chalks.

- pores difficilement accessibles, non lessivés par un fluide différent du fluide saturant
- pores aisément accessibles dont le lessivage caractérise la forme du front de propagation.
- chemins préférentiels qui font partie des pores aisément accessibles mais qui avancent le lessivage au delà du front de propagation

La perméabilité (et donc la porosité) conditionne la forme du front de propagation (fig. 6 à 9)

Pour les fortes perméabilités (5 mD), le front est relativement homogène et similaire pour les formations Tor et Ekofisk.

Aux perméabilités intermédiaires (1.5 - 1.7 mD), une teneur élevée en hydrocarbures résiduels (2.7%) favorise les chemins préférentiels par rapport à l'échantillon contenant peu (0.9 %) d'hydrocarbures résiduels.

Aux faibles perméabilités (0.8 - 0.9 mD), les chemins préférentiels sont plus nombreux pour l'échantillon de la formation Ekofisk, à grains arrondis que pour celui de la

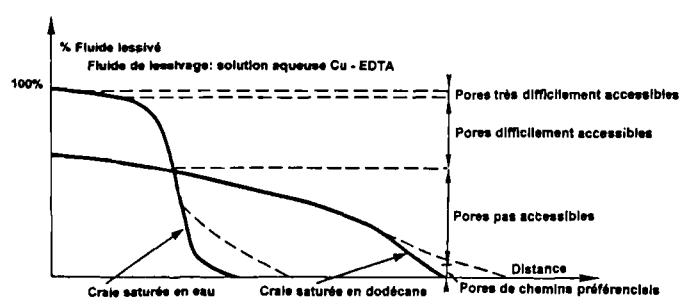


Fig. 10. — Allure générale des courbes de lessivage - types de pores

Fig. 10. — General shape of leaching curves - kinds of pores

formation Tor, en dépit du plus grand pourcentage d'hydrocarbures résiduels de ce dernier.

Une augmentation des chemins préférentiels est donc observée lorsque les hydrocarbures résiduels augmentent ou lorsque les grains sont arrondis.

IV. — CONCLUSIONS

La morphologie des grains (arrondis ou rhomboédriques) joue un rôle important en particulier pour la relation porosité-perméabilité, pour la forme du front de progression du fluide lessivant et sur l'importance des chemins préférentiels, favorisés par les grains arrondis.

Les essais de lessivage ont aussi montré l'importance de la nature du fluide lessivant par rapport au fluide saturant (miscible ou non) et ont permis de définir les différents types de pores et leur importance au point de vue migration des fluides.

Les deux formations crayeuses présentes dans le gisement Ekofisk (formation Tor et formation Ekofisk) se distinguent par leur composition chimique, leur homogénéité et leur microstructures et présentent donc des comportements différents au lessivage.

BIBLIOGRAPHIE

- D'HEUR M. (1989). — Chalk and Petroleum in North West Europe. *Proc Int Chalk Symposium* pp 631 - 639, Brighton.
- JOHANSEN M., HJEMELAND O. (1990). — A study of Eldfisk Chalk Imbibition Characteristics. *Third North Sea Chalk Symposium*, Copenhagen.
- MASSON P., LAURENT L.J. et D'HEUR M. (1980). — La géologie de la Mer du Nord. Bilan de 15 années d'exploration pétrolière. *Hommage à Léon Calémbert*, pp 147 - 182.
- MONJOIE A. et SCHROEDER CH., DA SILVA F., DEBANDE G., DETIÈGE C. et POOT B. (1985). — Characterisation and Inhibition of Chalks. *Second North Sea Chalk Symposium*, Stavanger.
- MONJOIE A., DA SILVA F., SCHROEDER CH., DEBANDE G., HALLEUX L., DETIÈGE C. et POOT B. (1985). — Mechanical Behaviour of Chalks. *Second North Sea Chalk Symposium*, Stavanger.
- MONJOIE A. et SCHROEDER Ch. (1989).- Caractéristiques mécaniques de craies du Crétacé supérieur. *Comité Français de Mécanique des Roches. Journée Craie*, Lille.
- MONJOIE A., SCHROEDER CH., PRIGNON P., YERNAUX C., DA SILVA F. et DEBANDE G. (1990). — Establishment of Constitutive Laws of Chalks and Long Term Tests. *Third North Sea Chalk Symposium*, Copenhagen.
- PFANNKUCH H.O. (1963).- Contribution à l'étude des déplacements de fluides miscibles dans un milieu poreux. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, XVIII n°2 pp 215-270.
- RINGHEIM M., HJEMELAND O., TORSÆTER O. (1992). — Experimental Studies of Imbibition and wettability of three selected North Sea Chalk Reservoirs. *Fourth North Sea Chalk Symposium*, Deauville.
- ROBIN M. et ROSENBERG E. (1995). — Wettability Studies at the Pore Level : a New Approach by Use of Cryo-SEM. *SPE Formation Evaluation* pp 11-19.
- TOPOLA D.P. (1992). — Laboratory flow studies of capillary continuity in fractured chalk systems. *Fourth North Sea Chalk Symposium*, Deauville.

DETERMINATION DES HETEROGENEITES DU MILIEU CRAYEUX PAR PROSPECTION GEOPHYSIQUE.

Determination of chalk heterogeneities by geophysical prospecting.

par V. HALLET (*), C. SCHROEDER (*) et A. MONJOIE (*).

Résumé. — Environ 20% de l'eau souterraine exploitée en Belgique provient des aquifères crayeux. A l'échelle régionale, des modèles mathématiques déterministes ont été développés afin d'assurer une gestion optimale des ressources hydriques de ces nappes et, à l'échelle locale, de définir des périmètres de protection autour des captages. La fiabilité de ces modèles dépend, en grande partie, de la connaissance du milieu crayeux. La mise en évidence des hétérogénéités de la craie par prospections géophysiques est indispensable pour définir une protection optimale des importantes réserves aquifères logées dans les craies.

Au droit des craies du Crétacé de Hesbaye, les paramètres recherchés sont :

- l'épaisseur des terrains superficiels (limon, sable, conglomérat à silex) susceptibles d'assurer une certaine protection de la nappe et induisant des retards dans son alimentation par rapport aux précipitations;
- la position de la surface hydrostatique dans la craie et l'épaisseur de la zone saturée;
- la profondeur et l'épaisseur de la formation imperméable de base;
- les axes d'écoulement préférentiel au droit des zones fissurées;
- les anomalies structurales et les hétérogénéités locales de la craie;
- les phénomènes de dissolution et la localisation d'anciennes exploitations de phosphate.

Plus de vingt ans d'utilisation conjointe de différentes méthodes géophysiques (sondages électriques, traînés électriques, profils électromagnétiques, carrés de résistivité, micro-gravimétrie,...) ont permis d'acquérir une bonne maîtrise des moyens à mettre en oeuvre afin de préciser les caractéristiques de la craie. Ces dernières sont déterminées par pompage et essais de traçage au droit de nombreux forages implantés sur base des résultats des investigations géophysiques. Celles-ci permettent également d'extrapoler spatialement les valeurs ponctuelles obtenues.

Abstract. — In Belgium, about 20% of groundwater used for water supply come from chalk aquifer. At a regional scale, mathematical models have been developed to manage groundwater resources and, at a local scale, to locate well-head protection zones. The reliability of these models depends on the knowledge of the aquifer heterogeneities.

In the chalk aquifer area of Hesbaye, different geophysical methods are intensively used to estimate the thickness of chalk and superficial deposits, to locate the water table, fault axes, weathered or altered zones,...

After more than 20 years experience, different geophysical methods such as electrical sounding or profiling, microgravimetry, electromagnetic profiling, ... have been calibrated on borehole logs. Presently, they are systematically used to locate subsurface heterogeneities. Hydrogeological parameters of the different materials are then determined by pumping and tracer tests. This enables the parameters to be regionally extrapolated according to their geophysical properties.

I. — INTRODUCTION.

Actuellement, la gestion, tant quantitative que qualitative, des nappes aquifères nécessite l'utilisation de modèles mathématiques. La fiabilité de ces derniers dépend des connaissances hydrogéologiques du milieu modélisé avec d'une part, la géométrie du réservoir et de ses hétérogénéités et, d'autre part, des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs spécifiques à chaque milieu rencontré.

Lors de la discrétisation du réservoir, la synthèse des données géologiques (photographies aériennes, affleurements, logs de forage, ...) est l'étape fondamentale. Elle permet de définir, de manière plus ou moins précise, en fonction des quantités de données disponibles, la géométrie et l'hydrogéologie de l'aquifère. Les prospections géophysiques permettent de confirmer, préciser et compléter, de manière peu onéreuse, l'extension horizontale et verticale des formations et des

hétérogénéités. Les sondages et traînés électriques ou électromagnétiques, ainsi que la prospection microgravimétrique sont les méthodes les plus utilisées dans le contexte hydrogéologique de la Hesbaye.

Les paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs doivent ensuite être précisés pour les différentes entités géologiques rencontrées. Ils sont déterminés à partir d'essais de pompage et de traçage. Ces essais consistent à solliciter la nappe à partir d'un puits afin de créer des conditions d'écoulement radial convergent puis d'injecter, à partir de piézomètres périphériques, des traceurs fluorescents ou salins. Les rabattements engendrés par le puits et les concentrations des différents traceurs dans ce dernier sont mesurés régulièrement. La détermination des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs est réalisée en comparant les courbes de rabattement et de restitution mesurées aux courbes calculées par le modèle mathématique. La mise en oeuvre de ces modèles nécessite une bonne connaissance du milieu et de ses hétérogénéités.

(*) Laboratoires de Géologie de l'Ingénieur, d'Hydrogéologie et de Prospection Géophysique. Université de Liège. Bâtiment B19. 4000 Liège. Belgique.

Dans le contexte hydrogéologique de la nappe aquifère des craies de Hesbaye, la fiabilité des modèles mathématiques mis en oeuvre à des fins de gestions ou appliqués à la délimitation des périmètres de protection dépend de la connaissance aussi parfaite que possible de l'hétérogénéité du site ou de la région étudiés. Les prospections géophysiques sont un élément indispensable d'une telle approche.

II. — CADRE HYDROGEOLOGIQUE.

Le plateau de Hesbaye est situé au Nord-Est de Liège (Belgique), entre les vallées de la Meuse, de la Méhaigne et du Geer (fig. 1). L'aquifère est contenu au sein des craies campaniennes et maastrichtiennes. Trente-deux millions de mètres cubes sont prélevés annuellement dans cette nappe à partir d'une douzaine de puits et de 56 kilomètres de galeries drainantes.

Les différentes formations géologiques présentes en Hesbaye sont constituées, de bas en haut (fig. 2) :

- de la smectite de Herve : couche d'argile imperméable qui constitue la base de l'aquifère;
- la craie blanche du Campanien : craie compacte et peu altérée (20 à 40 mètres);
- le "Hard-ground" : banc de craie indurée (1 à 2 mètres) peu perméable mais discontinu;
- la craie du Maastrichtien : craie grise riche en silex, plus altérée (10 à 15 mètres);
- le conglomérat à silex : constitué des résidus de dissolution de la craie (2 à 10 mètres).

Ces formations secondaires sont recouvertes de lentilles de sable et d'argile tertiaire et de limons quaternaires. Ces derniers sont épais de 1 à 20 mètres.

En raison de l'allure géométrique du réservoir (bancs réguliers d'orientation Est-Ouest à légère pente vers le

Nord) et de la disposition des limites du bassin, la nappe, de forme cylindrique, s'écoule du Sud vers le Nord en direction du Geer avec un gradient de plus de 1 % à l'amont des galeries de captage; à l'aval, le gradient est d'environ 0.5 % et de 0.3 % à proximité du Geer (Dassargues et Monjoie, 1993). Cette nappe est généralement libre sauf à proximité du Geer où elle est semi-captive sous les limons et les dépôts alluvionnaires, ainsi qu'au Nord-Ouest sous les dépôts tertiaires du Heersien et du Tongrien.

L'examen des données piézométriques disponibles depuis 1951 montre que, sauf au droit des galeries captantes et à proximité du Geer, la forme de la nappe varie peu en fonction de la pluviométrie. Toute la surface piézométrique se déplace verticalement, sensiblement parallèle à elle même avec un gradient vers le Nord assez constant dans le temps. Un délai important (quelques mois à un an et demi) entre les précipitations et l'alimentation effective de la nappe est observé en raison de l'épaisseur des limons de couverture et de leur faible perméabilité.

A l'échelle de la nappe de Hesbaye, des accidents tectoniques affectent la roche. Au droit des failles, souvent observées à l'aplomb des vallées sèches orientées Sud-Nord, la craie peut avoir une perméabilité et une porosité efficace élevées. L'allure de la piézométrie régionale peut alors être modifiée suite à l'existence d'écoulements préférentiels.

III. — DETERMINATION DES HETEROGENEITES DU MILIEU CRAYEUX PAR PROSPECTION GEOPHYSIQUE.

Dans un premier temps, les sondages géophysiques doivent être utilisés afin de déterminer les hétérogénéités verticales du sol. Après l'acquisition d'un nombre suffisant de données ponctuelles, des profils ou traînés géophysiques permettent d'étudier l'extension latérale des différentes formations.

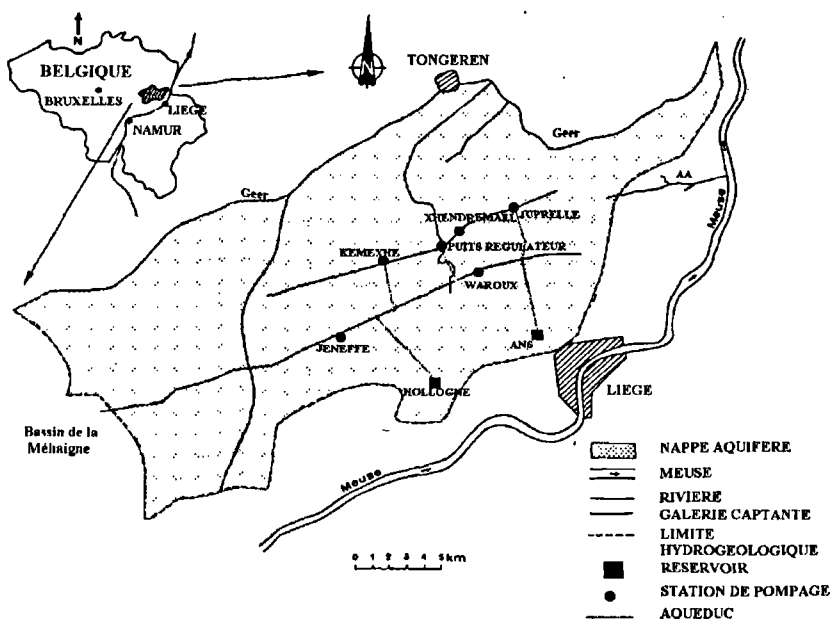


Fig. 1. — Nappe aquifère de Hesbaye : plan de situation.

Fig. 1. — Hesbaye aquifer : location map.

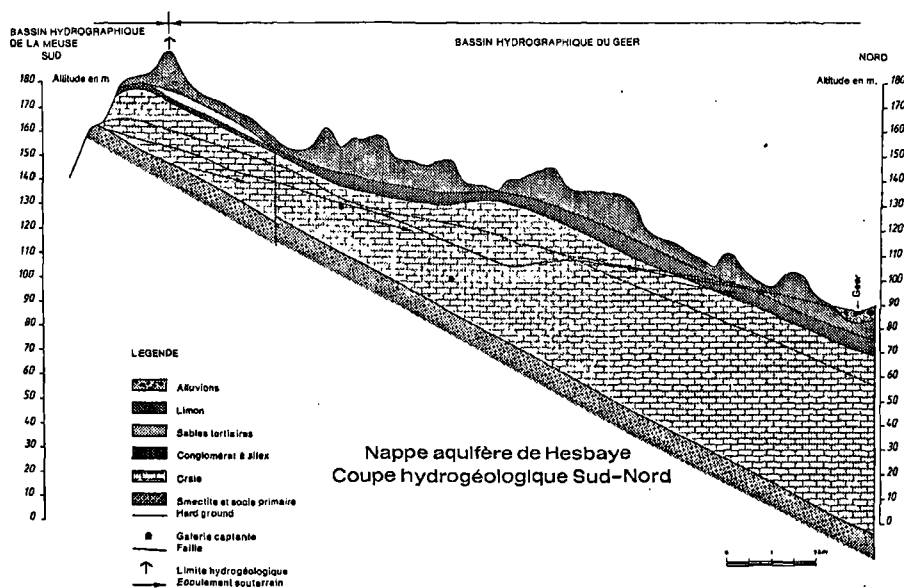


Fig. 2. — Nappe aquifère de Hesbaye : coupe géologique Nord-Sud.

Fig. 2. — Hesbaye Aquifer : geological cross-section.

Formation	Résistivités (ohm.m)
Limon et conglomérat à silex	20 à 70
Craie non saturée	70 à 160
Craie saturée	30 à 90
Smectite de Herve	11 à 18

Tabl. I. — Valeur de résistivités des terrains superficiels et de la craie de Hesbaye.

Table I. — Resistivity values of superficial deposits and chalk of Hesbaye area.

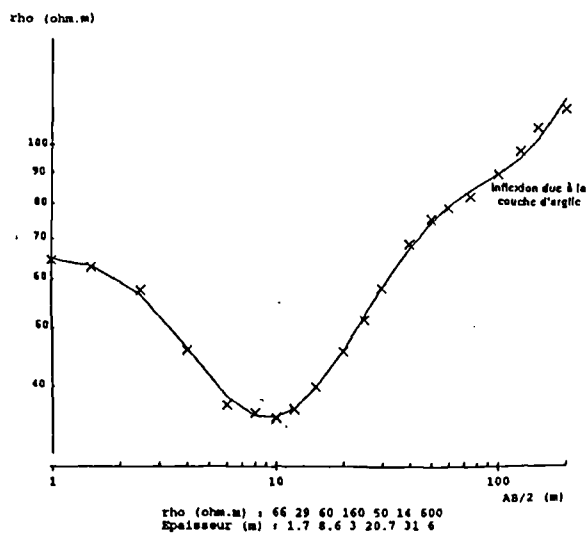


Fig. 3. — Courbe de résistivité : exemple d'interprétation.

Fig. 3. — Example of resistivity curve.

1) Détermination des hétérogénéités verticales.

En Hesbaye, la méthode des sondages électriques est utilisée afin de préciser la géologie de nombreux sites. Elle permet d'obtenir des informations sur la nature, l'épaisseur et le degré d'altération ou de fissuration des différentes formations ainsi que la profondeur de la nappe.

L'interprétation des sondages électriques est limitée par les principes d'équivalence et de suppression :

- 1) une couche conductrice mince située entre deux terrains résistants n'est définie que par le rapport épaisseur/résistivité.
- 2) une couche résistante mince sise entre deux terrains conducteurs n'est définie que par le produit épaisseur/résistivité.
- 3) une couche, même épaisse, de résistivité intermédiaire, entre les résistivités des couches qui l'encadrent, peut passer inaperçue sur la courbe du sondage électrique.

Il s'avère donc souvent nécessaire de calibrer les résultats à l'aide des logs de forages ou en utilisant d'autres méthodes de prospection géophysique.

En Hesbaye, la synthèse des données géologiques et géophysiques récoltées depuis plus de vingt ans a permis de dresser une carte de la profondeur de l'aquifère (toit de la Smectite de Herve) et de déterminer à l'échelle régionale les résistivités des différentes formations (Tab. I). Si certaines données sont préalablement définies (profondeur, résistivité d'une couche, ...), l'interprétation des sondages électriques conduit à une solution unique proche de la réalité (fig. 3).

Les valeurs obtenues montrent que :

- les résistivités des limons et du conglomérat à silex étant équivalentes, les deux formations ne peuvent pas toujours être distinguées;

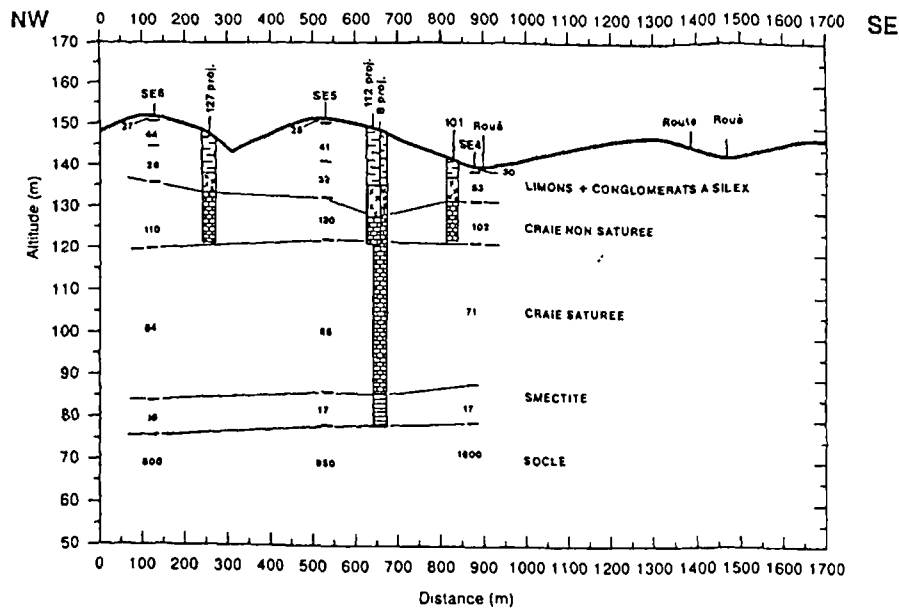


Fig. 4. — Coupe géoélectrique : localisation des différentes formations et de la surface hydrostatique en milieu crayeux.

Fig. 4. — Geophysical profile : location of different formations and the water table level in chalk formation.

- la craie non saturée présente une résistivité plus élevée que la craie saturée sous jacente; la différence de résistivité d'un site à l'autre est liée au degré de fissuration et d'altération;

- la smectite de Herve, qui contient 50 % de matière argileuse, a une résistivité inférieure à 20 ohm.m.

Avec ces données de base, la mise en oeuvre de prospection géoélectrique, permet de déterminer la nature du sous-sol (limon et conglomérats, craie sèche ou saturée, smectite, ...). Dans l'exemple de la figure 4, les terrains superficiels (limons et conglomérat à silex), la craie non saturée, la couche d'argile de base (Smectite de Herve) et enfin le socle ont pu être localisés.

2) Détermination des hétérogénéités latérales.

Afin de déterminer les hétérogénéités latérales (sur-épaisseur de limon, craie altérée, fractures), les méthodes des traînés électriques ou électromagnétiques peuvent être utilisées. Plus localement, les carrés de résistivités donnent également d'excellents résultats.

a) Détermination des hétérogénéités latérales à l'échelle régionale.

Les traînés électriques permettent de localiser les zones de craie altérée ou fissurées. La méthodologie utilisée est la suivante :

- réalisation de sondages électriques au droit du site ou, si l'étude est localisée dans une vallée sèche, dans et de part et d'autre de son axe;

- interprétation des sondages et détermination des écartements entre les électrodes en fonction de l'épaisseur des différents terrains et de leur résistivité;

- réalisation de trois traînés électriques minimum dans une direction perpendiculaire à l'anomalie suspectée et en maintenant les électrodes parallèlement à l'anomalie (dispositif Schlumberger).

Un exemple de traîné est présenté à la figure 5. Les mesures de résistivités apparentes sont réalisées pour trois écartements d'électrodes (AB/2 : 10 m, 75 m et 150 m). La profondeur d'investigation augmente avec l'écartement des électrodes.

Pour un AB/2 de 10 m, les valeurs de résistivité restent faibles et constantes (38 à 52 ohm.m); elles indiquent la présence d'un limon de composition assez homogène. Pour un AB/2 de 75 m, les valeurs de résistivité augmentent au droit de la vallée sèche. Ce phénomène est lié à la diminution de l'épaisseur de limon par érosion dans l'axe des vallées sèches. Enfin, pour un AB/2 de 150 mètres, la résistivité apparente mesurée est fortement influencée par la craie. Malgré l'augmentation globale de la résistivité observée au droit de la vallée sèche, liée à la plus faible épaisseur de limon, une diminution de la résistivité y est localement observée. Cette diminution peut être interprétée comme une zone de fissuration et d'altération intense. Le traîné montre également que les résistivités apparentes mesurées sont plus faibles dans la partie Est du profil (zone plus altérée).

b) Détermination des hétérogénéités latérales à l'échelle locale.

La réalisation de carrés de résistivité permet de préciser les hétérogénéités géologiques aux alentours immédiats des sites de traçage. La méthode de prospection électromagnétique GEONICS EM-34 (McNeill, 1980) est fréquemment utilisée.

Le carré de résistivité présenté à la figure 6 a été limité à une zone proche des puits (100 x 160 m). A cette échelle, les fluctuations de l'épaisseur des terrains superficiels (9 mètres de limon et de conglomérats à silex), et de leur résistivité sont négligeables. Les contrastes de résistivités peuvent être considérés comme des variations de fissuration ou d'altération au sein de la craie. Une zone de plus faible résistivité est bien mise en évidence au droit de la vallée

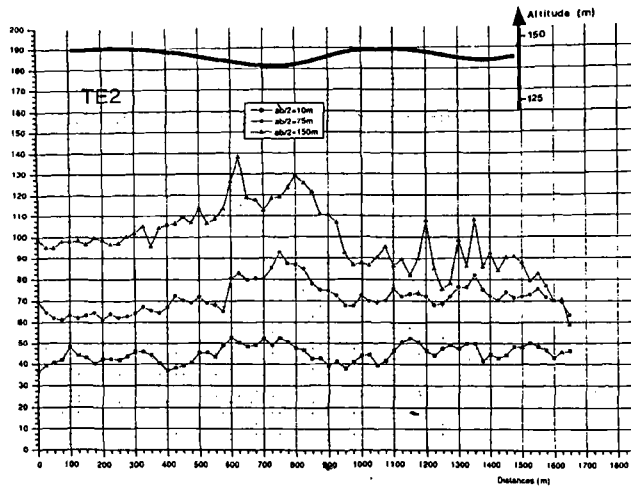


Fig. 5. — Trainés électriques : localisation des hétérogénéités du milieu crayeux.

Fig. 5. — Electrical profilings : location of chalk heterogeneity.

sèche qui constitue, à l'échelle régionale, un axe d'écoulement préférentiel. Les résultats du carré de résistivité sont aussi utilisés afin de discrétiser le site lors de la modélisation. Les zones moins résistives, plus

altérées ou fissurées sont supposées être plus perméables. La figure 7, montre un exemple de discrétisation obtenue à partir du carré de résistivité; ce modèle a été réalisé dans le cadre d'un essai de traçage destiné à déterminer les paramètres hydrodispersifs de la craie de Hesbaye (Hallet et Monjoie, 1996). La réalisation de traçages dans des zones fissurées et dans la matrice crayeuse, préalablement localisées par géophysique, a permis de définir les valeurs de dispersivité des différents matériaux (voir Hallet, ce fascicule, p .000).

La prospection microgravimétrique (Monjoie et al. 1984) permet également de localiser les terrains déconsolidés ou karstifiés. Les cartes d'anomalies résiduelles (fig. 8) mettent en évidence la présence d'axes de fissurations intenses ou de vides (phénomènes karstiques ou anciennes carrières), localisant des zones d'écoulement préférentiel au sein de l'aquifère et donc plus vulnérables à toute contamination.

IV. — CONCLUSIONS.

La fiabilité des modèles mathématiques utilisés en hydrogéologie dépend de la quantité et de la qualité des données permettant une discrétisation précise du milieu et une paramétrisation des différentes unités hydrogéologiques. Dès lors, la mise en oeuvre d'un modèle

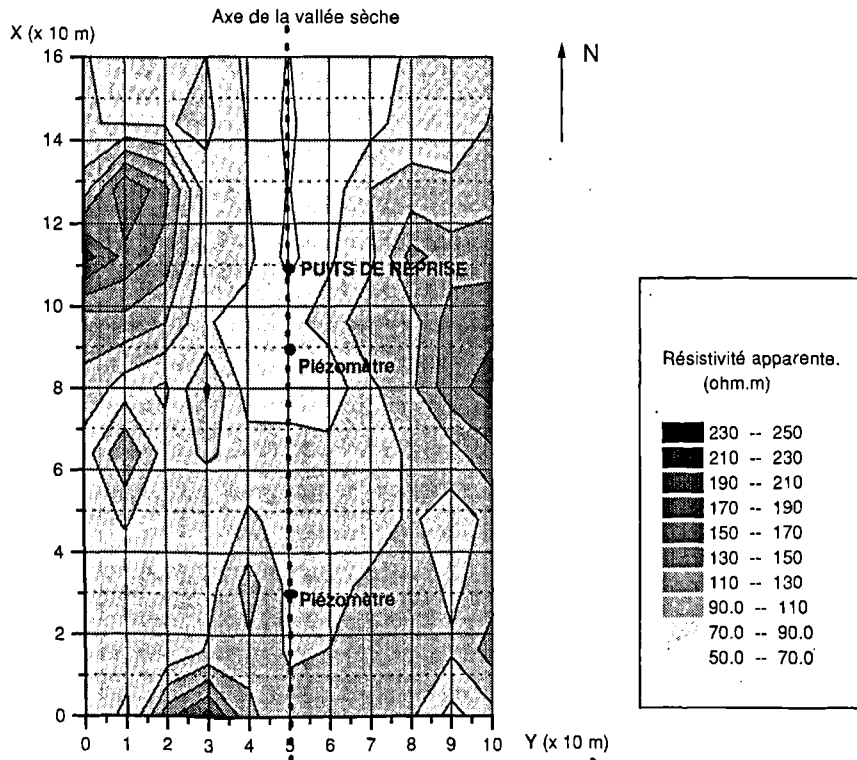


Fig. 6. — Détermination des hétérogénéités de la craie par prospection électromagnétique (carré de résistivité).

Fig. 6. — Location of weathered zones by electromagnetic survey.

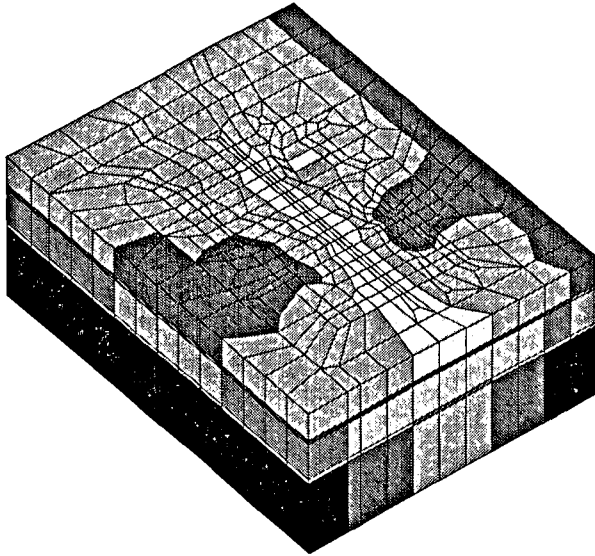


Fig. 7. — Exemple de discrétisation réalisée à partir d'un carré de résistivité.

Fig. 7. — Example of a groundwater model discretization using results of resistivity survey.

mathématique nécessite des études géomorphologiques (localisation de linéaments, sources,...), géologiques (levés de terrain, logs de forage,...), hydrogéologiques (essais de pompage et de traçage) et géophysiques (sondages, trainés, carrés de résistivité, diagraphies, ...).

A l'échelle régionale, les prospections géophysiques permettent de préciser l'hydrogéologie de la zone étudiée. En Hesbaye, la réalisation de sondages électriques, de trainés électriques et électromagnétiques et de prospections microgravimétriques permet de déterminer les épaisseurs des différentes formations (terrains superficiels, craie, smectite), le niveau de la nappe et de localiser des hétérogénéités telles que des axes de fissuration.

A l'échelle d'un site expérimental, une campagne de prospection géophysique est réalisée afin de définir les hétérogénéités locales. Les forages et piézomètres seront implantés en fonction des résultats de cette investigation en veillant à ce que les essais puissent tester les différentes unités géologiques. Les paramètres de transport et d'écoulement ainsi définis peuvent ensuite être extrapolés régionalement en fonction de caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et géophysiques du sous-sol.

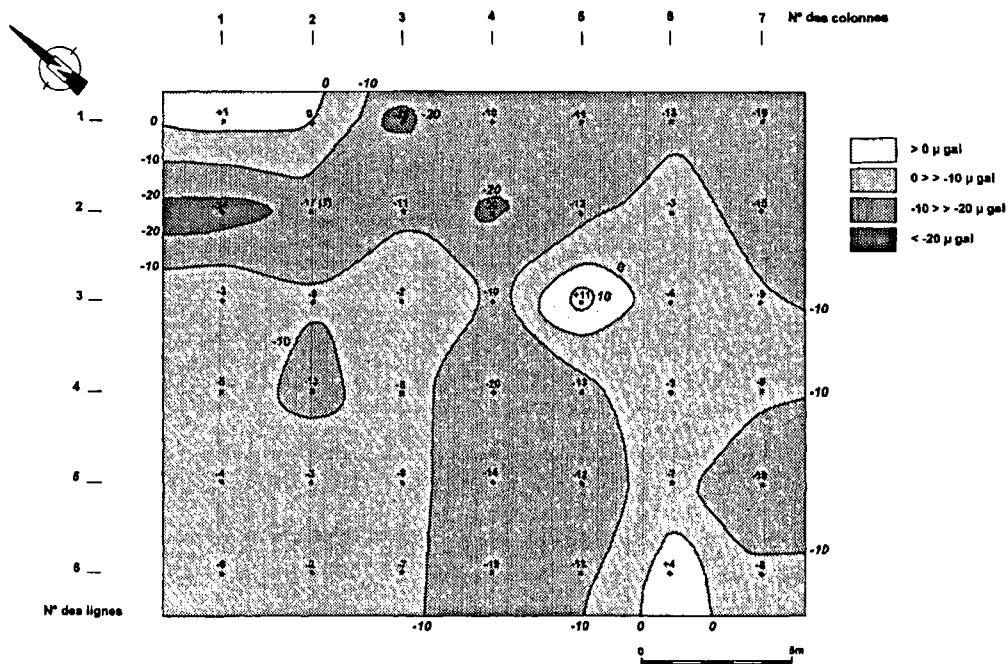


Fig. 8. — Carte d'anomalies résiduelles : localisation de cavités ou de zones déconsolidées.

Fig. 8. — Location of caves or weathered zones by gravity survey.

BIBLIOGRAPHIE

DASSARGUES A. ET MONJOIE A. (1993). — "Hydrogeology of the Chalk of North-west Europe". Chapter 8 : "Chalk as aquifer in Belgium", pp. 153-169, Oxford University Press.

HALLET V. (1997). — Caractérisation des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs de la craie du Crétacé de Hesbaye (Belgique). Colloque "la craie, objet géologique, réservoir, matériau et paysage.", *Ann. Soc. Geol. Nord.*, T5, f. 3, p. 305-310.

HALLET V. ET MONJOIE A. (1996). — Programme-Action Hesbaye : rapport scientifique des LGIH. Ministère de la Région Wallonne. D.G.R.N.E. Division de l'eau - Service des eaux souterraines.

MCNEILL J.D. (1980). — Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Geonics Limited, Technical note TN-6.

MONJOIE A., SCHROEDER CH. et THIMUS J.F. (1984). — Détection de phénomènes karstiques par microgravimétrie. Comptes rendus du Colloque International de Karstologie appliquée, pp. 161-166, Liège - *Annales de la Société Géologique de Belgique*. T. 108, 1985.

ASPECTS SPECIFIQUES DU COMPORTEMENT MECANIQUE DE LA CRAIE EN RELATION AVEC SA MICROSTRUCTURE

Specific aspects of chalk mechanical behaviour in relation with its microstructure

par Ch. SCHROEDER(*)

Résumé. — La craie constitue une importante roche réservoir pétroliers, en particulier au gisement d'Ekofisk, en mer du Nord. Les problèmes liés à l'exploitation de ces gisements sont nombreux : compaction du réservoir induisant une subsidence du fond de la mer, ruptures de tubages, invasions des puits par de la craie liquide ... Leur solutions passe par la bonne connaissance des propriétés, physiques et mécaniques, de la craie. Celles-ci sont étroitement liées à la nature même de ce matériau, constitué de débris de squelettes d'algues unicellulaires (coccolithes) liés entre eux par différentes forces.

L'étude au microscope électronique montre les principaux faits en relation avec le comportement mécanique : structure, porosité, distribution des éléments chimiques... Cette approche conduit également à considérer les forces de cohésion de la craie comme liées aux aspects de tension superficielle entre les fluides contenus dans la craie et son squelette. A partir de là, on peut expliquer et, dans certains cas, quantifier le comportement macroscopique de la craie et ses nombreuses particularités.

Après un bref rappel des caractéristiques géologiques à prendre en compte, et une présentation du comportement mécanique général de la craie, l'article présente les phénomènes spécifiques les plus remarquables de la craie : l'effondrement poreux (aussi appelé "pore collapse"), la sensibilité à la nature du fluide saturant, l'extrusion sous contraintes et le comportement dépendant du temps (fluage).

Abstract. — Chalk is a major reservoir rock, especially in the Ekofisk oil field, in North Sea. The problems encountered during the exploitation of this fields are numerous : reservoir compaction inducing a subsidence of the sea floor, casing collapses, invasion of liquid chalk in production wells ... The solution needs the correct knowledge of the physical and mechanical properties of the chalk. They are closely linked with the nature of the material, constituted of remains of unicellular algae (coccolithes) bounded by several forces.

The scanning electron microscope study shows the main facts related to the mechanical behaviour : structure, porosity, distribution of chemical elements ... This approach also leads to consider the cohesion forces of chalk as related with the capillary forces between saturating fluids and the skeleton. From this, it is possible to explain and, sometimes, to measure the macroscopic behaviour of chalk, with its numerous peculiarities.

After a short recall of the geological characteristics to be taken into account and a presentation of the general mechanical behaviour of chalk, the paper presents the most special aspects of the mechanical behaviour of chalk : the pore collapse, the sensitivity to the nature of saturating fluid, the extrusion under stress and the time depending behaviour (creep).

I. — INTRODUCTION

Jusqu'à une époque assez récente (une quinzaine d'années), la craie était relativement peu étudiée au point de vue de ses propriétés mécaniques. La raison en est principalement que pour des ouvrages de génie civil "classiques" (incluant des ouvrages tels le tunnel sous la manche) ou l'exploitation en carrière avec fronts de taille subverticaux de près de cent mètres de haut, la craie constitue un matériau simple à traiter, facile à excaver et en général de bonne tenue, qui, sauf cas particuliers, ne nécessite pas d'étude particulière. Les études (Higginbottom, 1966; Collectif LCPC, 1973) réalisées mettaient d'avantage l'accent sur les aptitudes de la craie à constituer des remblais ou à servir de terrain de fondations profondes plutôt que sur son comportement intrinsèque.

L'importance accordée au comportement mécanique de la craie s'est considérablement accrue depuis que ce matériau s'est révélé comme roche réservoir d'importants gisements pétroliers, en particulier au gisement d'Ekofisk, en mer du Nord, découvert à la fin des années soixante.

En effet, les problèmes liés à l'exploitation de ces gisements sont nombreux : compaction du réservoir induisant une subsidence du fond de la mer, ruptures de tubages, invasions des puits par de la craie liquide, etc (Boade *et al.*, 1989; Leddra et Jones, 1989). La solution à ces problèmes passe par la bonne connaissance des propriétés, physiques et mécaniques, de la craie. Celles-ci sont étroitement liées à la nature même de ce matériau, constitué de débris de squelettes d'algues unicellulaires (coccolithes) liés entre eux par différentes forces. De cette microstructure découle le comportement mécanique tout à fait particulier de la craie.

(*)Université de Liège, Laboratoires de Géologie de l'Ingénieur, d'Hydrogéologie et de Prospection géophysique, Sart Tilman B19, B-4000 LIEGE (BELGIQUE).

II. — CARACTÉRISATION DES CRAIES

La craie est composée de débris de squelettes d'algues unicellulaires, les coccolithes (fig. 1). Ces coccolithes sont fréquemment désagrégés en leurs composants de base, que l'on appellera "grains", qui sont des petites plaquettes de calcite. Il est important de noter que la sédimentation des craies et leur diagenèse, ou à tout le moins une grande partie de celles-ci, se passent sous eau et que donc *toutes* les craies sont initialement saturées en eau.

1) Composition minéralogique

Le composant minéralogique principal de la craie est donc la calcite. Certaines craies peuvent renfermer d'autres éléments. Dans ce dernier cas, il s'agit de craies atypiques (Collectif LCPC, 1973). Parmi ces éléments, citons la silice, présente parfois jusqu'à 50 %, les minéraux argileux, les composants magnésiens, ferrugineux ou glauconifères ou les recristallisations amenant les craies progressivement à l'état de calcaire. Pour l'étude des propriétés mécaniques de la craie, en particulier des craies de Mer du Nord, nous ne considérerons que les craies typiques composées de calcite et de silice (avec moins de 30 % de silice).

Lorsque la silice est présente dans la craie, elle ne se présente généralement pas sous forme de cristaux de quartz mais bien sous forme d'une répartition diffuse dans toute la matrice de la roche. La figure 2 montre une analyse par microsonde électronique (Kevex) donnant la distribution de la silice dans une craie. Chaque point représente un atome de Si. On remarque la diffusion relativement homogène de cet élément.

2) Microstructure

Les plaquettes de coccolithes sont soit rhomboédriques, soit arrondies suite au remaniement (D'Heur, 1989; Monjoie, Schroeder *et al.*, 1985). Ces plaquettes ont une dimension moyenne de l'ordre de 1 à 2 μm . Entre les grains, les pores ont un rayon de l'ordre de 0.1 à 5 μm . Les mesures au porosimètre à mercure haute pression (Monjoie *et al.*, 1985) donnent, pour une craie Campanienne, des rayons de pores de 2 à 3 μm .

La porosité totale des craies typiques est comprise entre une vingtaine de pourcents, et près de 50 %. Quoique fort poreuses, les craies, du fait de la faible dimension des pores, ont une perméabilité de matrice très faible : pour une craie à 43 % de porosité, le coefficient de perméabilité est de l'ordre de 0.5 à 2 mD (ce qui donne dans le cas de perméabilité à l'eau, un coefficient de perméabilité, k de $0.5 \cdot 10^{-8}$ à $2 \cdot 10^{-8}$ m/s).

3) Propriétés physiques

A titre d'exemple, nous donnons les caractéristiques de la craie à laquelle il sera le plus souvent fait référence dans cet article. Cette craie provient de la carrière CBR à Lixhe (Hallembaye). Elle appartient au Campanien supérieur et se trouve à la base de la formation de Froimont, sommet du "Zeven Wegen Chalk", soit juste en dessous du Hard-Ground séparant le Campanien du Maastrichtien. Ses principales caractéristiques physiques sont :

- teneur en CaCO_3 : > 98 %
- porosité : 42 à 43 %
- masse volumique sèche : 1.55 kg/dm^3
- vitesse des ondes sismiques de compression : 2700 m/s

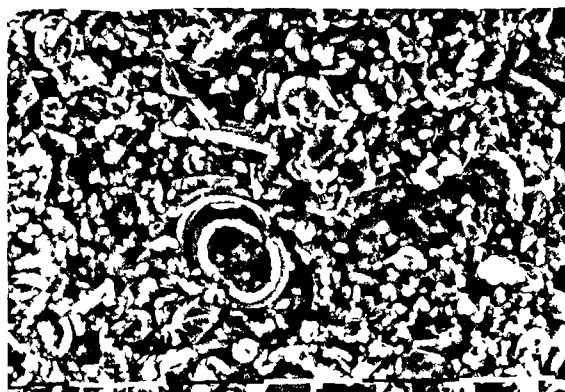


Fig. 1. — Aspect typique d'une craie (une barre blanche ou noire = 10 μm)

Fig. 1. — Typical aspect of chalk (white or black line = 10 μm)

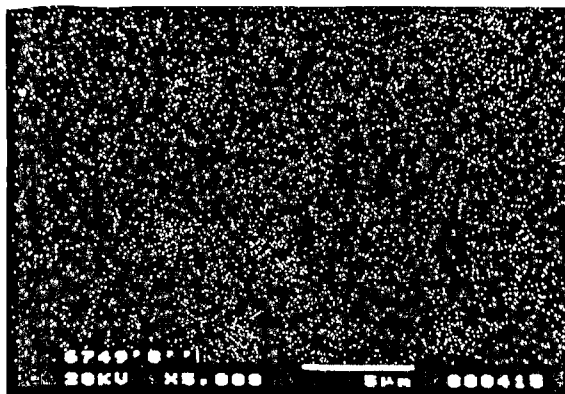


Fig. 2. — Répartition des atomes de silice dans une craie de Mer du Nord

Fig. 2. — Distribution of Silica atoms in a North Sea Chalk

III. — COMPORTEMENT MÉCANIQUE GÉNÉRAL

Sauf aux très faibles niveaux de contraintes où elle présente une rupture fragile, la craie montre un comportement essentiellement élastique, plastique et visqueux.

Lors d'un essai de compression par accroissement de la contrainte intergranulaire, aussi appelée "contraint effective", le comportement de la craie présente trois phases caractéristiques. La figure 3 montre l'évolution de la contrainte axiale au cours d'un essai K_0 (essai oedométrique avec contrôle de la contrainte latérale, de confinement) sur une craie de 48% de porosité.

Sur cette figure, on distingue :

- de A à B, un comportement pseudo élastique et linéaire (non complètement réversible)
- de B à C : l'effondrement poreux ("pore collapse")
- de C à la fin du chargement, un comportement plastique avec écrouissage

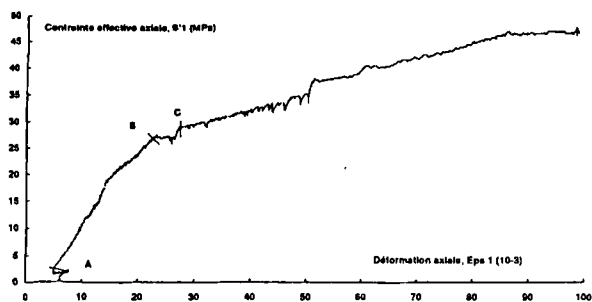


Fig. 3. — Essai de compression : diagramme contrainte axiale / déformation axiale

Fig. 3. — Compression test : axial stress / axial strain diagram (Monjoie, Schroeder et al. 1991)

De plus, au cours de chaque phase, se produit un fluage dépendant de la vitesse de chargement. Ce fluage a clairement été mis en évidence (Smits *et al.*, 1986; Monjoie, Schroeder *et al.*, 1990; Monjoie, Schroeder *et al.*, 1991;) et sera traité à part. D'autres phénomènes caractéristiques de la craie, se produisant dans des circonstances particulières seront aussi examinés plus loin : la liquéfaction et la désagrégation.

IV. — FACTEURS INFLUENÇANT LE COMPORTEMENT MÉCANIQUE

Dans des conditions identiques de chemins de contraintes, de vitesses de chargement et de température, trois paramètres principaux conditionnent le comportement mécanique des craies typiques : la porosité, la teneur en silice et la nature du fluide de saturation.

1) Porosité et teneur en silice

L'influence de ces deux paramètres a été démontrée depuis une dizaine d'années (Collectif LCPC, 1973; Da Silva *et al.*, 1985; Monjoie *et al.*, 1985). Une faible porosité augmente la résistance de la craie, de même qu'une forte teneur en silice. Il n'existe pas encore de relation quantitative entre ces paramètres et l'un ou l'autre paramètre caractéristique de la résistance de la craie, par exemple, la "limite élastique" ou "seuil de plasticité" correspondant au point A de la figure 3. Cependant, des catégories de résistance, fonction de la porosité ont clairement été mises en évidence (Monjoie & Schroeder, 1989; Monjoie, Schroeder *et al.*, 1990; Monjoie, Schroeder *et al.*, 1991). La figure 4 présente les diagrammes contrainte-déformation d'essais K_0 réalisés sur diverses craies (de Mer du Nord et d'affleurement) de porosités et teneurs en silice variables.

On observe l'évolution des courbes effort-déformation en fonction de la porosité. Il en résulte une délimitation de 4 catégories de porosité, en relation avec le comportement mécanique :

- craies de très basse porosité (VLP, fig. 4), inférieure à 22 %, qui n'atteignent pas le seuil de plasticité aux contraintes utilisées

- craies de basse porosité (LP, fig. 4), de 22 % à 27 %, non représentées dans l'échantillonnage testé

- craies de haute porosité (HP, fig. 4), de 37 % à 45 %, qui atteignent le seuil de plasticité et présentent un écrouissage assez important

- craies de très haute porosité (VHP, fig. 4), supérieure à 45 %, qui atteignent le seuil de plasticité et présentent un faible écrouissage

En considérant le pourcentage en silice représenté sur la figure 4, on constate qu'il existe un seuil, correspondant à environ 10 % de silice. Les craies contenant plus que cette quantité ont le comportement d'une craie de catégorie inférieure. C'est ainsi qu'une craie de 48.3 % de porosité avec 20.52 % de silice se comporte comme une craie de 39.4 % de porosité contenant 0.97 % de silice et qu'une craie de 38.3 % de porosité avec 12.20 % de silice se comporte comme une craie de 32.9 % de porosité et contenant 1.99 % de silice.

2) Nature du fluide de saturation - effets capillaires

Le fluide de saturation joue un rôle prépondérant dans le comportement mécanique de la craie (Andersen, 1992; Piau & Maury, 1994; Piau & Maury, 1995; Brignoli *et al.*, 1995; Robin *et al.*, 1995; Schroeder, 1995; Delage *et al.*, 1996). Ce facteur a été mis en évidence à partir d'essais sur craies d'affleurement et sur craies de Mer du Nord (Monjoie, Schroeder *et al.*, 1990; Teufel *et al.*, 1991; Charlez, 1995). Plus récemment (Delage *et al.*, 1996; Schroeder & Shao, 1996), des essais hydrostatiques ont été réalisés sur des craies du Campanien saturées en divers fluides :

- eaux : en équilibre chimique avec la craie, eau de mer et mélange des deux

- huiles de différentes viscosités : kérosène et paraffines liquides de 20 à 120 cP

La figure 5 donne les diagrammes contraintes-déformations obtenus.

Le principal résultat est que l'on peut distinguer deux types de comportement selon que le fluide saturant est "mouillant" ou "non mouillant" : un ensemble de courbes est relatif aux craies saturées en "eaux" et l'autre aux craies saturées en "huiles" indépendamment de la viscosité de celles-ci.

Ceci prouve l'importance des effets capillaires dans la résistance de la craie. L'explication du changement de résistance vient de ce qu'initialement, la craie est saturée en eau et que, même par séchage, ou lessivage par un autre fluide non miscible, il n'est pas possible d'éliminer toute l'eau capillaire. Cette eau capillaire, en raison des très petites dimensions des ménisques, exerce une force de traction entre les grains de calcite (suction) qui engendre un plus grand frottement entre grains et, partant, une plus grande résistance de la craie (Delage *et al.*, 1966). Lors de la saturation en huile, au laboratoire ou dans les champs pétroliers lors de la migration, ces ménisques d'eau ne sont pas déplacés et la craie conserve donc une bonne résistance. En revanche, lors de la saturation à l'eau, les ménisques sont détruits et les forces de suction réduites; la craie est donc moins résistante.

V. — L'EFFONDREMENT POREUX "PORE COLLAPSE"

L'effondrement poreux, aussi appelé "pore collapse" est un mécanisme spécifique de la craie. Il s'agit en fait d'une

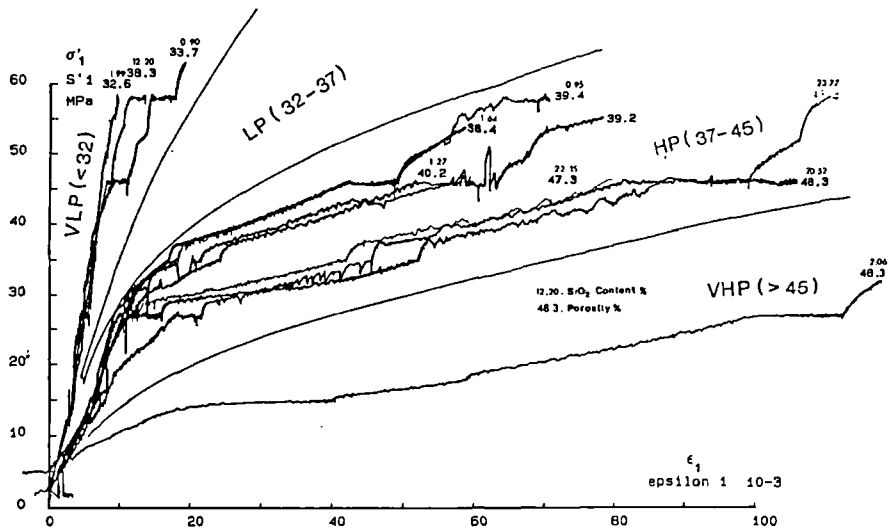


Fig. 4. — Essais uniaxiaux (oedométriques) sur craies de différentes porosités et teneur en silice. Limites des catégories de porosité

Fig. 4. — Uniaxial (oedometric) tests on chalks with different porosities and silica contents. Limits of porosity categories (Monjoie, Schroeder et al., 1990)

déstructuration de la craie qui s'accompagne d'une redistribution des contraintes conduisant, à la fin de cette phase d'effondrement à un état de contraintes quasi hydrostatique. La transition entre les phases "élastique" ou "plastique" et le "pore collapse", qui n'est pas évidente sur des diagrammes de déformation, telle la figure 3, est en revanche bien mise en évidence sur des diagrammes p'-q (contrainte effective moyenne - déviateur des contraintes) ou sur d'autres diagrammes "contrainte-contrainte". La figure 6 montre l'évolution des contraintes effectives axiale et radiale durant un essai K_0 . Les points B et C mentionnés ci-dessous sont clairement marqués sur le diagramme.

On remarque qu'à la fin de la phase de "pore collapse", les contraintes axiale et radiale sont à peu près égales et qu'en phase plastique, le rapport (incrémental) entre contraintes est identique à celui mesuré en phase élastique. Il est aussi à noter que cet effondrement ne provoque pas de déformation très importante : sur la figure 3, on peut voir que la phase de "pore collapse" n'induit qu'environ $5 \cdot 10^{-3}$, soit 0.5% de déformation.

Le mécanisme exact de ce phénomène reste encore à trouver. Certains auteurs (Charlez, 1995) le décrivent comme une rupture de "ponts de calcite" suivie d'un réarrangement de grains. Il existe certainement des soudures entre grains mais jusqu'à présent, elles n'ont pas été observées avec certitude au MEB. D'autre part, un mécanisme de réarrangement complet provoquerait d'avantage de déformation que ce qui est observé.

D'autres auteurs (Nova & Lagioia, 1996) parlent de "déstructuration", ce qui implique aussi la rupture de liens ou un réarrangement profond. Sans doute, ces liaisons par soudures sont-elles une réalité mais on peut s'interroger si elles sont suffisantes pour expliquer le comportement de la craie. En effet, ces mécanismes n'expliquent pas convenablement l'écroûissage survenant en phase plastique, après le "pore collapse".

Peut-être une analyse intégrant les forces capillaires pourrait-elle compléter le schéma : au cours de la déformation,

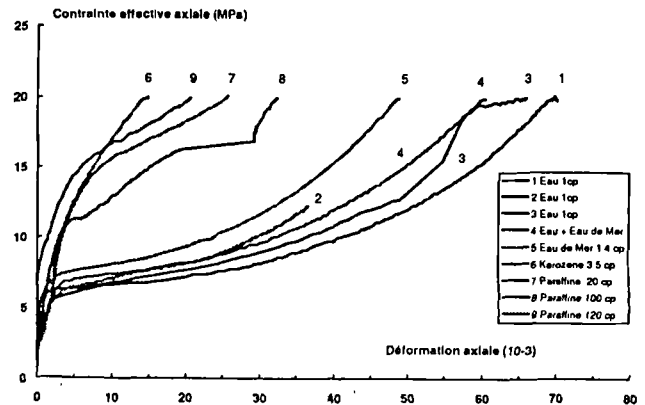


Fig. 5. — Essais de compression isotrope sur craies saturées par divers fluides

Fig. 5. — Isotropic compression tests on chalks saturated with several fluids (Delage et al., 1996; Schroeder & Shao, 1996)

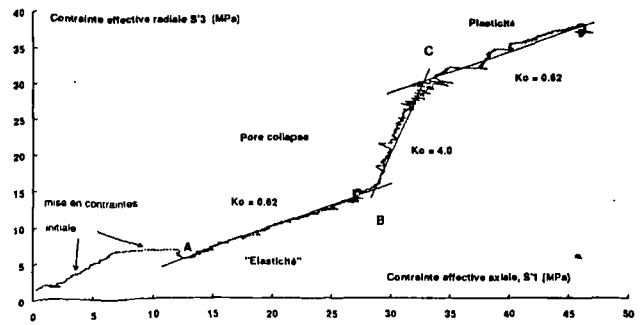


Fig. 6. — Essai K_0 : relation entre contraintes effectives axiale et radiale

Fig. 6. — K_0 test : relationship between axial and radial stresses (Monjoie, Schroeder et al., 1991)

les ménisques pourraient passer un seuil de dimension critique qui conduirait à un léger réarrangement au bout duquel les forces capillaires se rétabliraient en un nouvel équilibre.

VI. — LE FLUAGE

Bien que cet aspect ne soit pas fréquemment abordé, il est cependant fondamental. En effet, en laboratoire, les essais simulant la déplétion dans le réservoir (augmentation des contraintes effectives, suite à la diminution du fluide interstitiel, l'huile) sont conduits en quelques jours, au maximum un mois ou deux, parfois en quelques heures, l'ordre de grandeur des vitesses de chargement en laboratoire est de 10^{-2} à 10^{-4} MPa/s (exceptionnellement 10^{-5} MPa/s). Les résultats doivent ensuite être transposés au réservoir dans lequel la même déplétion se fait à 10^{-7} à 10^{-8} MPa/s soit 100 à 10^6 fois plus lentement. Le fluage ne peut donc être ignoré.

Pour mettre ce fluage en évidence, nous avons développé une procédure d'essai (Monjoie, Schroeder *et al.*, 1991), basée sur des études antérieures (Smits *et al.*, 1986) avec chargement à vitesses alternées : Essais à deux vitesses de chargement alternées :

- chargement "lent" : 0.0001 MPa/s durant, par exemple, 60000 secondes (± 15 h) soit une augmentation de contraintes de 6 MPa

- chargement "rapide" : par exemple 0.002 MPa/s durant 3000 secondes (± 1 h), soit une augmentation de contraintes de 6 MPa, suivi d'une période de maintien de la contrainte à la valeur atteinte. La durée de la période de maintien est telle qu'au bout de celle-ci, la vitesse moyenne de chargement durant la phase "chargement rapide + maintien" soit égale à la vitesse "lente".

On obtient ainsi deux enveloppes de la courbe effort - déformation. Un exemple en est donné à la figure 7. L'écart entre ces deux courbes est une caractéristique du comportement en fluage.

La relation donnant l'effet du fluage, due à De Waal (Smits *et al.*, 1986) est la suivante :

$$\Delta\sigma_z = \sigma_{z,1} \left[\left(\frac{\sigma_{z,2}}{\sigma_{z,1}} \right)^b - 1 \right]$$

$\Delta\sigma_z$: écart entre les courbes enveloppes

$\sigma_{z,1}$: niveau de contraintes de la courbe enveloppe inférieure où se mesure $\Delta\sigma_z$

$\sigma_{z,1}$ et $\sigma_{z,2}$: vitesses de chargement correspondant aux enveloppes inférieure et supérieure

b : paramètre caractéristique du fluage du matériau

Au cours des périodes de stabilisation, on observe une tendance progressive à la stabilisation sans qu'elle se produise complètement. La figure 8 montre l'évolution de la déformation au cours du temps qui est de forme analogue à ce qu'on observe dans les sols en cours de consolidation mais il ne s'agit pas du tout du même phénomène. L'application des théories de la consolidation (Terzaghi) conduit à des valeurs du coefficient de perméabilité totalement en désaccord avec ce qui est mesuré sur échantillon.

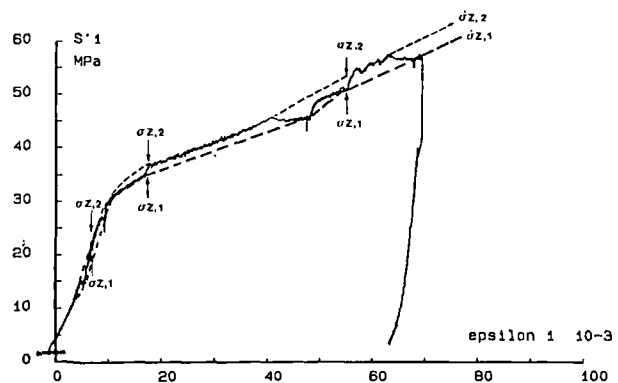


Fig. 7. — Courbe contrainte-déformation lors d'un essai K_0 à vitesses de chargement alternées. Craie de Mer du Nord, 39.4 % de porosité. Déchargement en fin d'essai montrant l'écrouissage et la déformation plastique permanente.

Fig. 7. — Stress-strain curve during K_0 test with alternate stress rates. North Sea chalk, 39.4 % porosity. Unloading at the end of test showing the hardening and the remaining strain (Monjoie, Schroeder *et al.*, 1990)

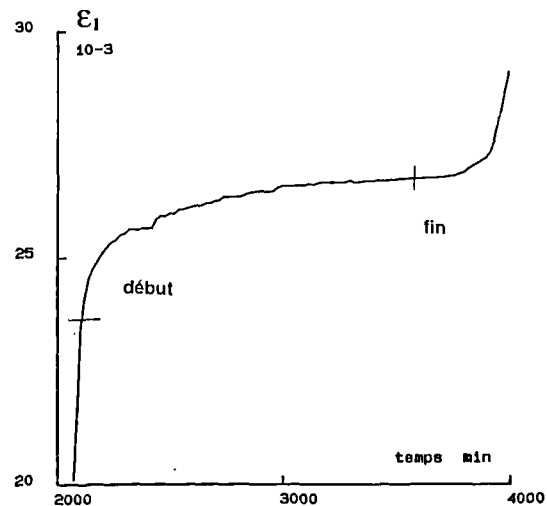


Fig. 8. — Evolution de la déformation au cours d'une phase de maintien de contrainte à un niveau constant

Fig. 8. — Evolution of the deformation during a stabilisation stage at a constant stress level. (Monjoie, Schroeder *et al.*, 1990).

Le phénomène de fluage doit sans doute être approché au niveau microscopique en tenant compte de la viscosité du fluide saturant mais jusqu'à présent, les lois de comportement en fluage se limitent à décrire le phénomène et à le caractériser par les paramètres des lois constitutives.

VII. — LA LIQUÉFACTION

Ce phénomène est observé en grandeur nature dans les puits d'exploitation du pétrole qui sont parfois envahis par de la craie à l'état quasi liquide. Ce phénomène a été observé sur

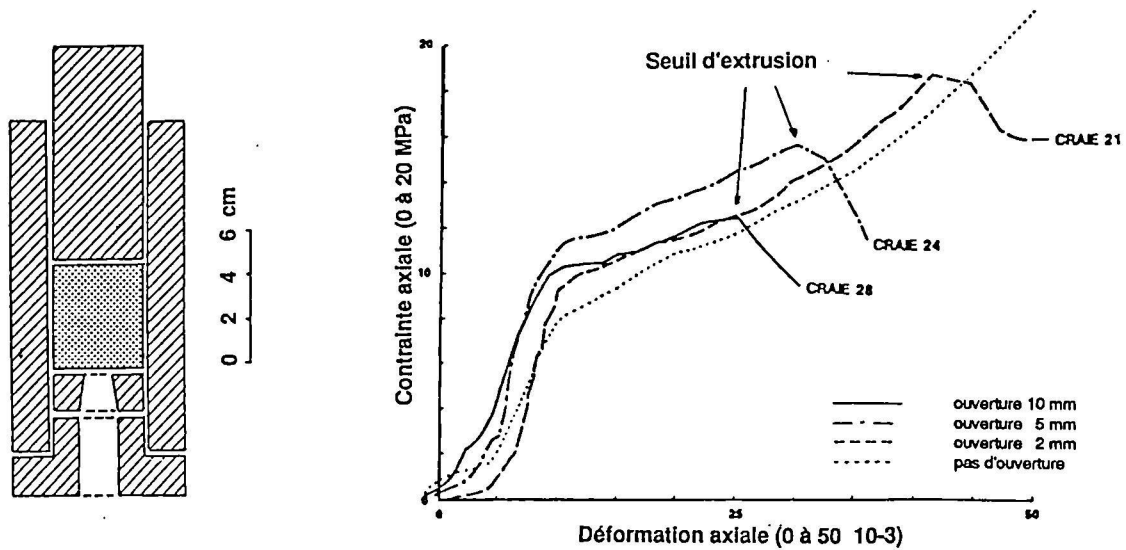


Fig. 9. — Essais d'extrusion de craies (d'après R. Risnes) - dispositif et courbe expérimentale

Fig. 9. — Chalk extrusion tests (from R. Risnes) - device and experimental curve.

des échantillons testés dans des conditions non drainées (Leddra & Jones, 1989).

D'autres études (Risnes *et al.*, 1994; Risnes & Gronas, 1995) ont permis de simuler en laboratoire l'extrusion de la craie. L'échantillon de craie, saturée en un liquide donné (eau, méthanol ou huile), est disposé dans un cylindre rigide dont le fond est percé d'une ouverture de 1 à 10 mm de diamètre. Sur la face supérieure de l'échantillon, un piston applique rapidement (en quelques minutes, une contrainte atteignant 40 à 50 MPa. A un seuil de contrainte fonction de l'échantillon, de la vitesse de mise en charge et du fluide de saturation, la craie est extrudée avec une consistance pâteuse.

La figure 9 montre le schéma du dispositif expérimental et une courbe effort - déformation typique sur laquelle on distingue le seuil d'extrusion.

La photo de la figure 10 montre l'allure de la craie extrudée, lors d'un essai réalisé aux LGIH.

Le mécanisme exact de ce phénomène très pénalisant pour les exploitations pétrolières continue à être étudié.

VIII. — LA DÉSAGRÉGATION

Lorsqu'après un essai, par exemple de compression, on retire l'éprouvette de craie de la cellule oedométrique ou triaxiale, l'échantillon ne présente en général pas de plan de rupture ou de signe évident de la déformation permanente qu'il a subie. Si cette éprouvette est laissée à l'air et est ensuite testée en compression simple, sa résistance, comme il faut s'y attendre, est plus faible que celle d'un échantillon n'ayant pas été soumis à essai mais en vaut encore à peu près la moitié, soit pour la craie du Campanien, de l'ordre de 1 à 2 MPa, voire un peu plus.

Si, après le séchage, on plonge l'éprouvette dans de l'eau, on observe en quelques minutes, une désagrégation de la craie, pouvant être complète.

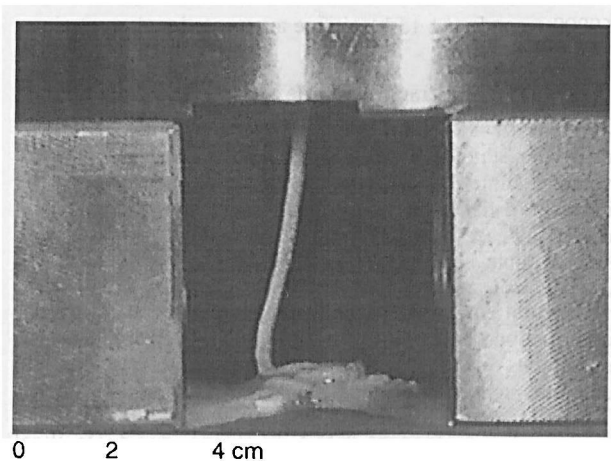


Fig. 10. — Extrusion de la craie à travers l'orifice de base du cylindre métallique.

Fig. 10. — Chalk extrusion through the outlet of the metal cylinder

Le phénomène a été étudié par Risnes (Risnes *et al.*, 1994) et la figure 10 résume les résultats obtenus. L'ampleur de la désagrégation consécutive à l'immersion est proportionnelle au degré de déformation subi par l'échantillon et le temps nécessaire pour cette désagrégation est inversement proportionnel à cette déformation.

Pour des déformations faibles, ces expériences mettent bien en évidence la localisation des plans de rupture qui ne peuvent être distingués autrement.

Ici encore, la microstructure et les forces de succion par ménisques résiduels de l'eau capillaire qui n'a pas disparu au séchage peuvent expliquer une partie du phénomène. Une désagrégation par rupture des joint entre grains de calcite constituant une autre partie du mécanisme.

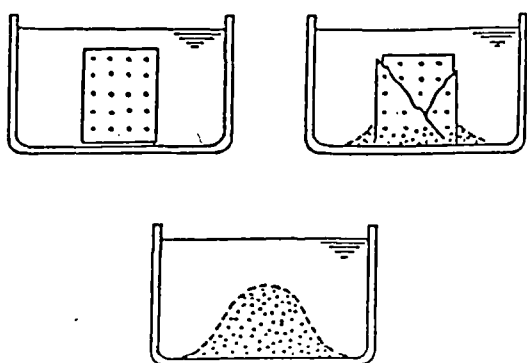


Fig. 11. — Désagrégation d'échantillons de craie campanienne après déformation oedométrique.

- A : échantillon non déformé - pas de réaction ;
 B : déformation 0.7 % - réaction en 15 minutes - rupture en plusieurs pièces ;
 C : déformation 5.5 % - réaction en 3.5 minutes - échantillon pratiquement complètement désagrégé

Fig. 11. — Destruction of chalk samples after oedometer deformation. (Risnes et al. 1994) ;

- A : not deformed sample : no reaction ;
 B : 0.7 % deformation - reaction in 15 minutes - breaking into many pieces ;
 C : 5.5 % deformation - reaction in 3.5 minutes - sample almost completely destroyed

IX. — CONCLUSION

Le comportement de la craie est complexe et met en oeuvre bien des mécanismes.

Les phénomènes constatés sur le terrain, aux sites d'exploitation de gisements pétroliers (compaction suite à la déplétion, compaction additionnelles suite au "water-flooding", compactations différées suite au fluage, invasion de craies) peuvent être simulés en laboratoire.

A partir de ces essais, pour décrire complètement le comportement de ce matériau, il faut faire appel à des lois de constitution fort élaborées (Shao & Henry, 1991; Schmitt *et al.*, 1994; Shao *et al.*, 1994; Longuemare *et al.*, 1995) nécessitant la détermination de nombreux paramètres. Certains de ceux-ci ont une signification physique, d'autres, plus difficiles à appréhender ont un sens purement numérique.

D'autres approches (Delage *et al.*, 1996) se basent sur les analogies qui existent entre le comportement de la craie (saturée par deux fluides : soit eau et air dans le cas de la craie sèche, soit eau et huile) et celui des sols non saturés (dont les vides sont remplis par deux fluides : eau et air).

La compréhension des mécanismes régissant ces lois de comportement passe nécessairement par une étude détaillée au niveau microscopique : morphologie des grains et des vides, interactions fluides-squelette, avec principalement l'action des forces de capillarité.

BIBLIOGRAPHIE

- ANDERSEN M.A. (1992). — Enhanced compaction of Stressed North Sea Chalk During Waterflooding. *Advances in Core Evaluation III, Proceedings of the Society of Core Analysts Third European Core Analysis Symposium*, Paris
- BOADE R. R., CHIN L. Y. & SIEMERS W.T. (1989). — Forecasting of Ekofisk Reservoir Compaction and Subsidence by numerical simulation. *Journal of Petroleum Geology*
- BRIGNOLI M., PAPAMICHOS E. & SANTARELLI F.J. (1995). — Capillary effects in sedimentary rocks : application to reservoir water-flooding. *Proc. 35th U.S. Symp. Rock Mech.* Lake Tahoe
- CHARLEZ P. A., (1995). — Pore Collapse : A Major Plastic Mechanism in Soft Porous Rocks. *News Journal of the International Society for Rocks Mechanics Volume 3 Nr 1 - Summer 1995* pp 11-13
- COLLECTIF LCPC, (1973). — "La Craie". *Bull. Liaison Labo. P. et Ch. Spécial V - Oct. 1973*
- DA SILVA F., MONJOIE A, SCHROEDER Ch, DEBANDE G, HALLEUX L, DETIEGE C. & POOT B., (1985). — Mechanical Behaviour of Chalks; *Second North Sea Chalk Symposium*, Stavanger
- DELAGE P., SCHROEDER Ch. & CUI Y.J. (1996). — Subsidence and capillary effects in chalks. *Proc. "Eurock '96"* pp 1291 - 1298. Torino
- D'HEUR M., (1989). — Chalk and Petroleum in North West Europe. *Proc. Int Chalk Symposium* pp 631 - 639. Brighton
- HIGGINBOTTOM I. E., (1966). — The engineering geology of chalk. *Proc. Symp. on Chalk in Earthworks*, april 1965, Inst. of Civ. Eng. London
- LEDDRA M.J. & JONES M.E., (1989). — Steady-state flow during undrained loading of chalk. *Proc. Int. Chalk Symposium* pp 245-252. Brighton
- LONGUEMARE P., ONAISI A. & SHAHROUR I. (1995). — Elaboration of an elastoplastic model for high porosity chalks; Application to the compaction of petroleum reservoirs. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, vol. 50, No. 5, 599-609
- MONJOIE A., SCHROEDER Ch., DA SILVA F., DEBANDE G., DETIEGE C. & POOT B., (1985). — Characterisation and Inhibition of Chalks. *North Sea Chalk Symposium*, Stavanger.
- MONJOIE A. & SCHROEDER Ch. (1989). — Caractéristiques mécaniques de craies du Crétacé supérieur. *Comité Français de Mécanique des Roches. Journée Craie*, Lille
- MONJOIE A, SCHROEDER Ch, PRIGNON P, YERNAUX C. DA SILVA F. & DEBANDE G (1990). — Establishment of Constitutive Laws of Chalks and Long Term Tests; *Third North Sea Chalk Symposium*. Copenhagen
- MONJOIE A., SCHROEDER Ch. & DA SILVA F., (1991). — Testing procedure for time-dependent behaviour of chalk. *7th International Congress on Rock Mechanics*, T1. Aachen
- NOVA R. & LAGIOIA R., (1996). — Soft Rocks : Behaviour and Modelling. *Special Lecture Proc. "Eurock '96"* pp 1291 - 1298. Torino
- PIAU J.-M. & MAURY V. (1994). — Mechanical effects of water injection in chalk reservoirs. *Proc. "Eurock '94" SPE-ISRME Int. Conf.* pp 819-828
- PIAU J.M. & MAURY V. (1995). — Basic mechanical modelisation of chalk/ water interaction, in *Unsaturated Soils*, Alonso & Delage (eds), 775-783
- RISNES R., H. & GRONAS H., (1995). — Effect of pore pressure increase on confined high porosity chalk. *Hostkonferansen 1995 Oslo*
- RISNES R., GJESDAL S.A., LANDAAS T.L. & MADLAND I. (1994). — Changes in mechanical properties of chalk caused by deformation and by pore pressure. *Proc. "Eurock '94"* Delft
- ROBIN M. & ROSENBERG E., (1995). — Wettability Studies at the Pore Level : a New Approach by Use of Cryo-SEM. *SPE Formation Evaluation* pp 11-19
- SCHMITT L., FORSANS T. & SANTARELLI F. J. (1994). — Shale testing and capillary phenomena. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, vol. 31, No. 5, 411-427

- SCHROEDER Ch., (1995). — Le "pore collapse" : aspect particulier de l'interaction fluide-squelette dans les craies? *Coll. Int. "Schistes et Craies" du GBMR* vol 1. Bruxelles
- SCHROEDER Ch. & MONJOIE A., (1995). — Géologie de l'Ingénieur : les massifs crayeux en Belgique. *Coll. intl "Schistes et Craies" du GBMR*, vol.2. Bruxelles
- SCHROEDER Ch. & SHAO J.F., (1996). — Plastic Deformation and Capillary Phenomena in Chalk. *5th Chalk Research Symposium - Reims*
- SHAO J.F. & HENRY J.P., (1991). — Development of an elastoplastic model for porous rock, *Int. J. of Plasticity*, vol. 6, No. 1, 1-13
- SHAO J.-F., BEDERAT M. & SCHROEDER Ch (1994). — Elasto-visco-plastic modelling of a porous chalk *Mechanics research Communications*, vol 21, n° 1, pp 63-75 Elsevier Science Ltd
- SMITS R.M.M., DE WAAL A. & VAN KOOTEN J.F.C. (1986). — Prediction of Abrupt Reservoir Compaction and Surface Subsidence Due to Pore Collapse in Carbonates. *Publ. SPE 15642*
- TEUFEL L. W., RHETT D. W. & FARRELL H.E. (1991). — Effect of reservoir depletion and pore pressure drawdown on in situ stress and deformation in the Ekofisk Field, North Sea. *Rock Mechanics as a multidisciplinary Science* pp 63-72

GEOCHEMICAL ENGINEERING IN CHALK: NEUTRALIZATION OF WASTE SULFURIC ACID

Ingénierie géochimique de la craie: neutralisation de déchets d'acide sulfurique

by Jeroen W.M. DE GRAAFF(*), Roelof D. SCHUILING(*), Patrick J.H.R. SPECK(*) & Johannes J.P. ZIJLSTRA(*)

Abstract. — In situ neutralization of industrial waste sulfuric acid in limestone is an alternative for neutralization by addition of ground calcium carbonate. The precipitation of gypsum, however, clogs the limestone and impedes further injection of acid. The beneficial effect of hydrochloric acid addition was examined. Coarse-grained calcarenitic chalk samples were percolated with mixtures of hydrochloric and sulfuric acid, and surface reaction experiments in a non-mixed batch setup were carried out. Reaction products were studied in thin sections and by scanning electron microscope. A positive effect of addition of hydrochloric acid was observed, since the gypsum precipitate was less solid, and reactants and products could still be transported through. Channels resulting from the dissolution, with gypsum preferentially precipitated along their walls, transport live acid further into the rock.

Résumé. — La neutralisation in situ des déchets industriels d'acide sulfurique dans des calcaires est une alternative à la neutralisation par ajout d'un fond de carbonate de calcium. Toutefois, la précipitation de gypse colmate les calcaires et empêche de nouvelles injections d'acide. L'effet d'un ajout supplémentaire d'acide chlorhydrique a été examiné. De la craie à gros grain de type calcarenite a été injectée par des mélanges d'acide sulfurique et d'acide chlorhydrique et des expériences sur la réactivité des surfaces ont été menées. Les produits de réaction ont été étudiés en lames minces et au microscope électronique à balayage. Un effet positif de l'emploi de l'acide chlorhydrique a été observé: le colmatage par le gypse était moins efficace. Les réactifs et les produits de la réaction peuvent continuer à progresser dans les calcaires. La création de chenaux de dissolution, dont la surface est gainée par une précipitation de gypse, permet un transport plus profond de l'acide dans la roche.

I. — INTRODUCTION

The common method to neutralize industrial waste sulfuric acid is by addition of calcium carbonate. The neutralization reaction produces gypsum and carbon dioxide (1).



calcium carbonate + sulfuric acid + water → gypsum + carbon dioxide

Usually, the neutralization is carried out at the waste-acid-producing plant itself by addition of ground limestone. Contaminants transferred from the waste acid to the solid gypsum, however, restrict the further use of the gypsum. An alternative method is developed, based on principles of Geochemical Engineering, i.e. combining geochemical principles into an environmentally sound, low-cost process (Schuiling, 1990). This method, *in situ* neutralization of sulfuric acid waste in limestone rocks, is favorable if it can be ensured that the neutralization is complete and pollutants are immobilized. An additional effect of the subsurface injection of sulfuric acid is the increase in solid phase volume (37 vs. 75 cm³/mol for calcite and gypsum, respectively) which can result in an increase of the rock volume. Application as procedure for locally raising the ground is considered and has been patented (Schuiling, 1990; EP 0407455B1, 1993).

The transformation from limestone to gypsum has large effects on rock parameters, e.g. strength, porosity and permeability. This results in a coupling between flow and reaction. Such coupled processes are of interest in various fields of geosciences (Lichtner *et al.*, 1996), for example hydrothermal systems (Steeffel and Lasaga, 1990, 1994), and reservoir engineering (Hoefner and Fogler, 1988).

The acid-rock interaction upon contact of acidic waste with carbonate rock has been studied by Roy *et al.* (1991) and Gardiner and Myers (1992). These investigations concerned thermodynamic modeling of the mineral equilibria and batch experiments of waste sulfuric/hydrochloric acid with fine-ground rock. Gypsum-walled caverns in limestone are natural analogues; the rock dissolves and gypsum forms by the reaction of the limestone with sulfuric acid (Hill, 1990). The acid in this case is most likely the product from oxidation of H₂S derived from hydrocarbons.

The specific effect on the strength, porosity, and permeability of the rock, of neutralization reactions that produce gypsum have received little attention yet.

In the Netherlands, the Late Cretaceous chalk is the only suitable target rock of any extent for sulfuric acid injection. In outcrops in the south of the Netherlands, a Late Maastrichtian calcarenitic chalk is exposed, that has a permeability up to 5 Darcy and a porosity up to 50%. The

(*)Department of Geochemistry, Utrecht University, P.O. Box 80021, 3508 TA Utrecht, The Netherlands.

chalk dips northwards and reaches a depth of 1000 - 1500 m in the northern part of the Netherlands (fig. 1) (Van Rooijen, 1993). The subsurface chalk is, however, mainly a fine-grained coccolithic mudstone with permeabilities of only a few milli-Darcy.

In earlier experiments, sulfuric acid solutions were percolated through permeable calcarenitic chalk samples (De Graaff *et al.*, 1995). It was shown that the permeability of the rock decreased at low percolation rates due to clogging of the pore space by newly precipitated gypsum crystals. At high percolation rates, however, the permeability increased owing to predominance of dissolution over precipitation. Other geochemical methods that control the precipitation of gypsum are known, for instance the use of additives that influence the crystal habit or retard the growth of gypsum (Bosbach *et al.*, 1996; Witkamp *et al.*, 1990. In the scope of our application, simple, inexpensive additives are considered most useful. Initial results from experiments using mixtures of sulfuric and hydrochloric acid are reported in Speck *et al.*, 1997.

In this paper, we describe laboratory experiments under ambient pressure and temperature, using samples of calcarenitic chalk, sulfuric acid and mixtures of sulfuric with hydrochloric acid, the latter as a simple additive. Flow experiments through chalk plates were carried out, as well as surface reaction experiments in a non-mixed batch setup. Implications for waste sulfuric acid disposal in chalk are discussed.

II. — MATERIALS AND METHODS

1) Sample description

The samples are Late Maastrichtian, low-Mg calcitic calcarenites originating from the subterranean quarry at Sibbe, The Netherlands (Nekum Member, Maastricht Formation, Felder, 1975). This limestone is a yellowish, coarse grained, rhythmically bedded variety of chalk (tuffaceous chalk, Zijlstra, 1995). The diameter of the composing angular skeletal grains is on average about 100 µm. The average porosity of the samples is 50%, and the permeability is about 5 Darcy (gas permeameter method, Molenaar and Zijlstra 1997).

2) Experimental method

a) Flow experiments

Square plates were prepared with a thickness of 18 - 21 mm, and with sides of 100 mm (Speck *et al.*, 1997). A

10 mm-wide central borehole was drilled into the samples. Top and bottom sides of the plates were covered with a layer of silicone sealant and a 2 mm thick sheet of silicone rubber. The sample was confined between two plexiglass plates. The acids used were sulfuric acid, hydrochloric acid, and mixtures of these (Table I). The hydraulic heads varied between 60 and 150 cm. After percolation of 1 liter of acid, the samples were dried, impregnated with resin and thin sections were made of some of them.

HCl	H ₂ SO ₄	Mixtures
2.8 M HCl	0.5 M H ₂ SO ₄	0.6 M H ₂ SO ₄ + 0.3 M HCl
1.4 M HCl	0.3 M H ₂ SO ₄	0.5 M H ₂ SO ₄ + 0.3 M HCl
0.7 M HCl	0.1 M H ₂ SO ₄	0.3 M H ₂ SO ₄ + 0.2 M HCl
0.3 M HCl		0.2 M H ₂ SO ₄ + 0.05 M HCl

Table I. — Acid types used for flow experiments

Tabl. I. — Types d'acide utilisés pour les expériences d'écoulement continu d'acide à travers d'échantillons

b) Surface reaction experiments

Cubes were sawed of approximately 1 cm³. The size and weight of the samples were determined. The samples were saturated with distilled water under vacuum. Thin slabs of 1 x 1 x 0.2 cm were sawed for scanning electron microscope study of the surfaces.

Acid mixtures were prepared using 0.5 M H₂SO₄ and 0.5 M HCl solutions, to produce 50 ml of 0.5/0.0, 0.4/0.1, 0.3/0.2, 0.2/0.3, 0.1/0.4 and 0.0/0.5 M H₂SO₄/HCl. The initial pH of all mixtures was 0.4.

The cubes were immersed into the acid and the reaction progress was monitored from the volume of produced CO₂ in a Scheibler apparatus. The reaction was terminated after 4 hours reaction time, by taking out the samples and rinsing them with distilled water. Then, the samples were filtered over a 0.2 µm membrane filter to retain the solid phase. The samples were dried for 24 hours at 50°C, and weighed. Thereafter, they were impregnated and thin sections were prepared for optical microscopic examination.

For the scanning electron microscope study, the slabs were glued on aluminum stubs, and immersed in the acid mixtures for 5 seconds, 1 minute, 1 hour, and 4 hours. The

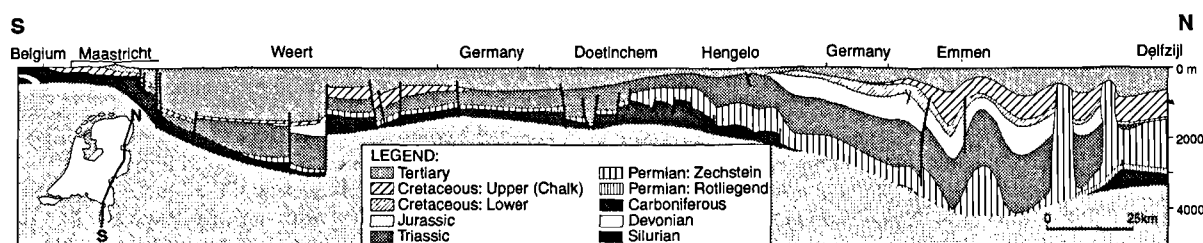


Fig. 1. — Cross section through The Netherlands (after ZAGWIJN *et al.*, 1985).

Fig. 1. — Section à travers les Pays-Bas (d'après ZAGWIJN *et al.*, 1985).

reaction was terminated by rinsing the sample with distilled water. The samples were dried for 24 hours at 50°C, carbon coated and examined using a CamScan 150 scanning electron microscope, equipped with secondary and backscattered electron detectors.

III. — RESULTS AND DISCUSSION

a) Flow experiments

Only in 2 cases, using 0.3 M and 0.5 M H₂SO₄, precipitation of gypsum clogged the pore space of the sample and obstructed further acid penetration. The other experiments resulted in a "wormholing" of the sample, which was more pronounced for the higher acid strengths. The morphology of the wormholes is related to the ratio of the reaction rate and the rate of transport (Damkohler number). At high Damkohler number, reaction takes place mainly near the point of injection, resulting in short and wide channels. At low Damkohler number, acid is transported much further into the sample, resulting in narrow, branched channels (Speck *et al.*, 1997; Hoefner and Fogler, 1988). In the cases of sulfuric acid being present, the gypsum precipitation is almost entirely restricted to the walls of the relatively large channels, and occurs only sparsely inside the pore spaces (fig. 2). As a consequence, the channels do not change their initial morphology much, and develop mainly at their far ends. This results in limited reaction close to the injection point, an increasing permeability, and live acid being transported further into the rock.

b) Surface reaction experiments

The progress of reaction for several sulfuric/hydrochloric acid mixtures in contact with chalk cubes is shown in figure 3. The reaction rate increased with increasing hydrochloric acid content. The reaction rate decreased with time. In the case of high hydrochloric acid content, this was due to the decreasing acidity of the fluid as reaction progressed. In the other cases the reaction rates decreased mainly due to the precipitation of gypsum that restricted the contact of acid with carbonate.

Three thin sections of the solid reaction products are shown for initial sulfuric/hydrochloric acid concentrations of 0.4/0.1 M, 0.3/0.2 M and 0.1/0.4 M (a, b and c, fig. 4). The compactness of the gypsum precipitate is less when hydrochloric acid content is higher. At low hydrochloric acid content, a solid gypsum mass sealed the limestone (a, fig. 4). At higher hydrochloric acid content, the gypsum precipitate was less solid (b, fig. 4), and at highest content it precipitated as poorly bound rosettes of needles (c, fig. 4).

The morphology of the gypsum is a result of growth kinetics, degree of supersaturation, and presence of chloride ions. The reduced availability of sulfate in the mixed-acid experiments (cases 0.3/0.2 M and 0.1/0.4 M H₂SO₄/HCl) results in a faster dissolution of the carbonate and a limited precipitation of gypsum. Once a gypsum cover has been formed, the acid can still reach the carbonate, which dissolves and withdraws from the initial gypsum layer. As the distance between the initial gypsum layer and the actual carbonate surface becomes larger, supersaturation of gypsum in the zone in between results in nucleation of

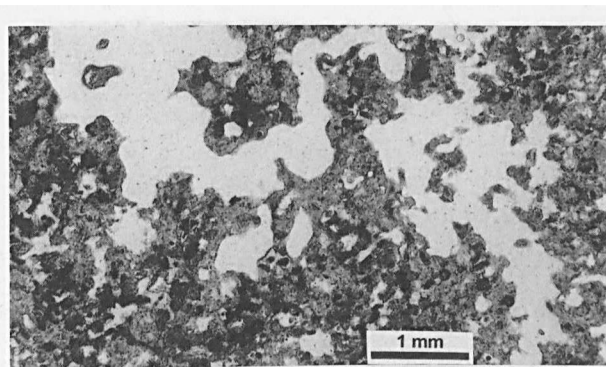


Fig. 2. — Thin section showing typical wormhole, for 0.2 M H₂SO₄ + 0.05 M HCl mixture.

Fig. 2. — *Lame mince montrant les chenaux de dissolution, pour un mélange de 0.2 M H₂SO₄ + 0.05 M HCl.*

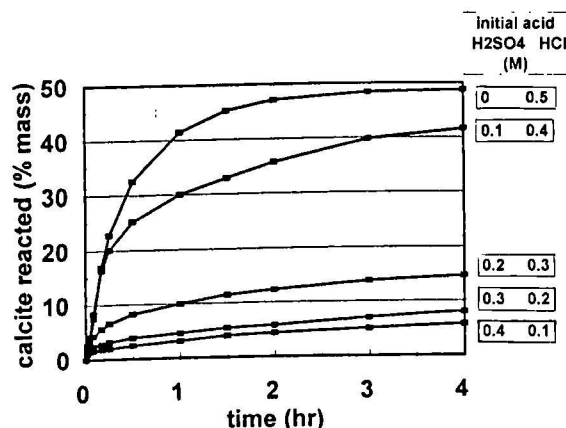


Fig. 3. — Surface reaction experiments: progress of reaction.

Fig. 3. — *Expérience de la réaction à la surface: progression de la réaction.*

gypsum and a second gypsum precipitation zone. This explains the formation of multiple gypsum zones, most pronounced in fig. 4b. The needle habit (see b, fig. 4 and especially c, fig. 4) might be due to the effect of chloride that is known to cause elongated growth of gypsum (Bosbach *et al.*, 1996).

The samples for the SEM study, immersed in acid for 5 sec., 1 min., 1 hour, and 4 hours, all show gypsum precipitation on the outer surface of the solid reactant (a, b, c and d, fig. 5). Even for the shortest contact time of 5 seconds, a considerable fraction of the carbonate grain surface was covered with gypsum. Concerning the degree of gypsum coverage, a strong difference exists between individual grains. Some were completely covered, whereas other neighboring grains were nearly barren (b, fig. 5). The predominant gypsum habit is needle shaped. Even the solid gypsum mass, formed in the case of a high sulfuric acid content, consists of densely-packed, microcrystalline gypsum needles.

In summary, we observed less clogging during injection in case of addition of hydrochloric acid to sulfuric acid, since the gypsum does not completely cover the carbonate particles. Furthermore, wormholes transport live acid further into the rock.

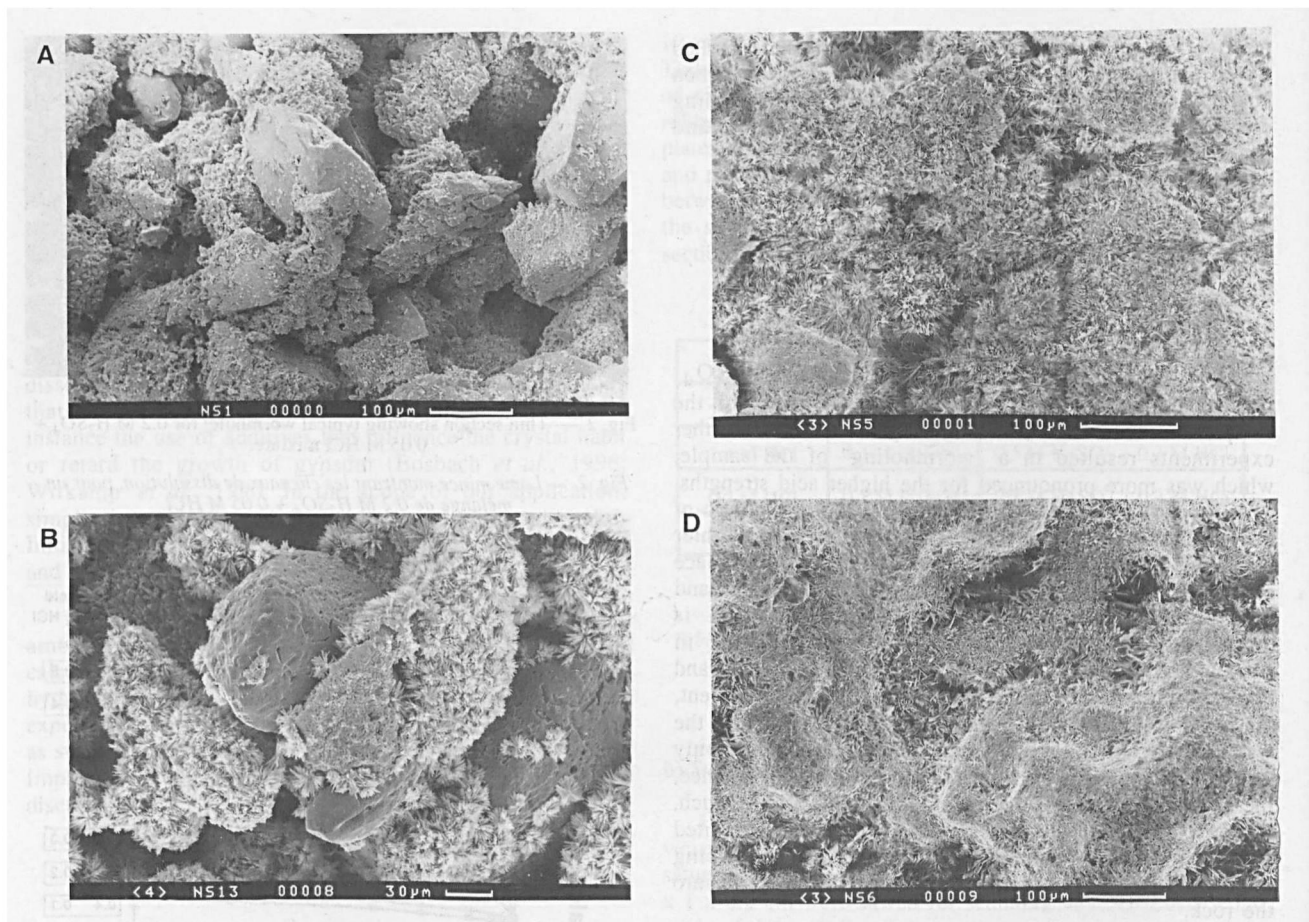


Fig. 4. — a: Surface of the chalk, before reaction (SEM);
 b: Surface of the chalk, after 5 seconds in 0.3 M H_2SO_4 + 0.2 M HCl mixture (SEM);
 c: Surface of the chalk, after 1 minute in 0.3 M H_2SO_4 + 0.2 M HCl mixture (SEM);
 d: Surface of the chalk, after 4 hours in 0.3 M H_2SO_4 + 0.2 M HCl mixture (SEM).

Fig. 4. — a: Surface de la craie avant la réaction (MEB);
 b: Surface de la craie après 5 secondes dans un mélange de 0.3 M H_2SO_4 + 0.2 M HCl (MEB);
 c: Surface de la craie après 1 minute dans un mélange de 0.3 M H_2SO_4 + 0.2 M HCl (MEB);
 d: Surface de la craie après 4 heures dans un mélange de 0.3 M H_2SO_4 + 0.2 M HCl (MEB).

IV. — CONCLUSIONS

The purpose of this study was to determine simple controls for carbonate dissolution and gypsum precipitation, when sulfuric acid is neutralized in chalk. In both flow and surface reaction experiments, we examined the influence of hydrochloric acid addition.

Efficiency of the neutralization reaction strongly depends on the possibility of reactants to reach the reactive

surface. If only sulfuric acid is used, gypsum precipitates seal the limestone pores and surface. The gypsum clogs the limestone close to the point of injection, and consequently a large part of the limestone is excluded from further reaction and injection is restricted due to the decreased permeability. By adding hydrochloric acid, the gypsum layer becomes less solid, and acid can still reach the carbonate surface. Furthermore, the formation of wormholes causes live acid to be transported further into the limestone. This is even enhanced by the precipitation of gypsum, preferentially along the walls of the wormholes.

Version abrégée en français

Introduction

Une méthode courante pour neutraliser les déchets industriels d'acide sulfurique consiste à utiliser du carbonate de calcium (fond de calcaire). Ce procédé entraîne la

formation d'un gypse dont la contamination limite son utilisation ultérieure. La neutralisation de l'acide in situ dans les calcaires est considérée comme une méthode alternative intéressante en ingénierie géochimique ("geochemical engineering"). Cette dernière entraîne une

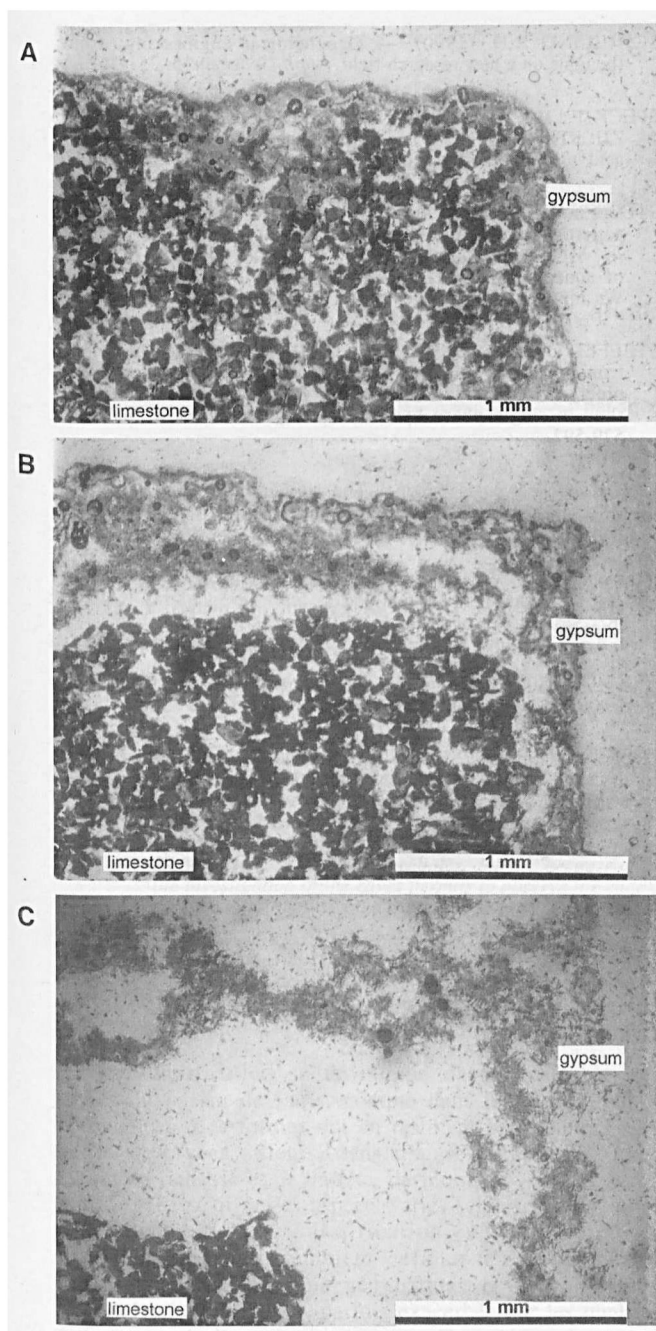


Fig. 5. — a: Dense gypsum scaling, after 4 hours in 0.4 M H_2SO_4 + 0.1 M HCl mixture (thin section);
 b: More loosely bound gypsum rosettes, after 4 hours in 0.3 M H_2SO_4 + 0.2 M HCl mixture (thin section);
 c: Gypsum rosettes; chalk still available for reaction, after 4 hours in 0.1 M H_2SO_4 + 0.4 M HCl mixture (thin section).

Fig. 5. — a: Couverture de gypse dense, après 4 heures dans un mélange de 0.4 M H_2SO_4 + 0.1 M HCl (lame mince);
 b: Rosettes de gypse, légèrement connectées, après 4 heures dans un mélange de 0.3 M H_2SO_4 + 0.2 M HCl (lame mince);
 c: Rosettes de gypse; la craie reste encore susceptible à la réaction, après 4 heures dans un mélange de 0.1 M H_2SO_4 + 0.4 M HCl (lame mince).

augmentation de volume de la roche et elle pourrait être appliquée pour relever localement le niveau du sol. De part son extension et ses propriétés hydrauliques, la craie d'âge Crétacé supérieure est la seule roche utilisable dans cette optique aux Pays-Bas. Comme l'injection d'acide sulfurique dans les calcaires entraîne une diminution de perméabilité, des additifs chimiques simples et bon marché ont été recherchés pour permettre la dissolution de la craie ou contrôler la précipitation du gypse.

Matériels et méthodes

Nous avons étudié les réactions de mélanges d'acide sulfurique et d'acide chlorhydrique sur des échantillons de craie à gros grain de type calcarenite provenant du membre Nekum de la formation de Maastricht. Deux types d'expériences ont été menés: des expériences d'injection au travers de sucres de 10x10x2 cm et des expériences de réactivité des surfaces avec des cubes de 1 cm³. Les produits de réaction ont été étudiés en lames minces et au microscope électronique à balayage.

Résultats et discussion

L'effet d'emploi d'acide chlorhydrique, dans les expériences d'injection, est d'empêcher le colmatage par le gypse et de former des chenaux de dissolution. La précipitation du gypse est limitée à la surface des conduits. Ceci assure un développement limité des réactions près du point d'injection, une augmentation de la perméabilité et un transport plus profond de l'acide dans la roche. L'effet de l'acide chlorhydrique dans les expériences de réactivité est d'augmenter la cinétique de réaction, de précipiter du gypse fibreux et de permettre à la réaction de progresser.

Conclusions

L'efficacité de la réaction de neutralisation dépend fortement de la possibilité pour les réactifs d'atteindre les sites de réaction. Si l'acide sulfurique est injectée seule, de gypse précipite et colmate le calcaire, près du point d'injection. Cette diminution de la perméabilité rend ainsi inutilisable les calcaires voisins du point d'injection. En ajoutant de l'acide chlorhydrique, la création de chenaux de dissolution permet un transport plus profond de l'acide dans les calcaires. Ce phénomène est d'ailleurs amplifié par la précipitation de gypse qui gaine la surface des chenaux.

Acknowledgements. — We acknowledge Dr Potdevin and Dr H. Zijlstra-Bessais for translation of the abridged version and captions into french. This research is supported by the Technology Foundation, grant UGE 22.2728.

SELECTED REPORTS AND PUBLICATIONS

BOSBACH D., JUNTA-ROSSO J.L., BECKER U. & HOCELLA JR. M.F. (1996). — Gypsum growth in the presence of background electrolytes studied by Scanning Force Microscopy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 3295-3304.

DE GRAAFF J.W.M., SPECK P.J.H.R., SCHULING R.D. & SHMULOVICH K.I. (1995). — Neutralization of sulphuric acid by percolation through limestone. In: KHARAKA Y.K. & CHUDAIEV O.V., Eds. *Water-Rock Interaction*. Balkema, Rotterdam, 411-414.

- EP 0407455B1 (1993). — *Procedure for locally raising the ground artificially*. European patent by R.D. Schuiling (inventor) and the Technology Foundation STW (proprietor).
- FELDER W.M. (1975). — Lithostratigrafie van het Boven-Krijt en het Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied. In : ZAGWIJN W.H. & VAN STAALDUINEN C.J., Eds., *Toelichting bij de geologische overzichtskaarten van Nederland*, 63-72.
- GARDINER M.A. & MYERS J. (1992). — Geochemical modeling of the deep injection well disposal of acid wastes into a Permian aquifer/aquitard system in Texas, USA. In : KHARAKA Y.K. & MAEST A.S., Eds. *Water-Rock Interaction, Volume I: Low temperature environments*. Balkema, Rotterdam, 385-388.
- HILL C.A. (1990). — Sulfuric acid speleogenesis of Carlsbad Cavern and its relationship to hydrocarbons, Delaware Basin, New Mexico and Texas. *AAPG Bull.*, 74, 1685-1694.
- HOEFNER M.L. & FOGLER H.S. (1988). — Pore evolution and channel formation during flow and reaction in porous media. *AIChE J.*, 34, 45-54.
- LICHTNER P.C., STEEFEL C.I. & OELKERS E.H., Eds. (1996). — Reactive transport in porous media. - *Reviews in Mineralogy*, 34, 438 p.
- MOLENAAR N. & ZIJLSTRA J.J.P. (1997). — Differential early diagenetic low-Mg calcite cementation & rhythmic hardground development in Campanian-Maastrichtian chalk. *Sed. Geol.*, 109, 261-281.
- ROY W.R., SEYLER B., STEELE J.D., MRAVIK S.C., MOORE D.M., KRAPAC I.G., PEDEN J.M. & GRIFFIN R.A. (1991). — Geochemical transformation and modeling of two deep-well injected hazardous wastes. *Ground Water*, 29, 671-677.
- SCHUILING R.D. (1990). — Geochemical engineering: some thoughts on a new research field. *Appl. Geochem.* 5, 251-262.
- SPECK P.J.H.R., DE GRAAFF J.W.M., NIEUWENHUIS J.D. & ZIJLSTRA J.J.P. (1997). — Optimizing the process of sulphuric acid injection into limestones. Submitted to: *J. Geoch. Expl.*
- STEEFEL C.I. & LASAGA A.C. (1990). — Evolution of dissolution patterns: Permeability change due to coupled flow and reaction. In : MELCHIOR D.C. & BASSETT R.L., Eds., *Chemical modeling of aqueous systems II. ACS Symposium Series*, 416. A.C.S., Washington, 212-225.
- STEEFEL C.I. & LASAGA A.C. (1994). — A coupled model for transport of multiple chemical species and kinetic precipitation/dissolution reactions with application to reactive flow in single phase hydrothermal systems. *Am. J. Sci.* 294, 529-592.
- VAN ROOIJEN P. (1993). — The Netherlands. In : DOWNING R.A., PRICE M. & JONES G.P., Eds. *The hydrogeology of the chalk of North-West Europe*. Clarendon Press, Oxford. 170-185.
- WITKAMP G.J., VAN DER EERDEN J.P. & VAN ROSMALEN G.M. (1990). — Growth of gypsum I. Kinetics. *J. Crystal Growth* 102, 281-289.
- ZAGWIJN W.H. *et al.* (1985). — *Atlas van Nederland*, Volume 13 Geology. Staatsdrukkerij, 's-Gravenhage.
- ZIJLSTRA J.J.P. (1995). — The Sedimentology of Chalk. *Lecture Notes in Earth Sciences* 54, Springer-Verlag, Berlin, 194 p.

TYOLOGIE DES KARSTS DANS LA CRAIE DU BASSIN DE PARIS

Typology of the chalk karst in the Paris Basin

par Joël RODET (*)

Résumé. — Avec plus de 120.000 km², le bassin de la craie Anglo-Parisien représente la première étendue carbonatée d'Europe occidentale. En raison des qualités de son substrat, la diversité de paysages est relativement réduite, venant renforcer l'impression unitaire du monde crayeux. Fruit de l'apparente opposition entre la perméabilité et la solubilité de l'encaissant, la karstification de la craie offre des variétés importantes, quoique limitées par les conditions morphostructurales des gites (absence de relief montagneux). Cette grande variété va du simple front d'altération au drainage profond et polyphasé, montrant une richesse comparable à celle des carbonates karstifiés. Cependant, la nature lithologique de la craie limite l'expression superficielle du karst à quelques formes généralement peu spectaculaires (émergences, bétouilles, dolines) parce que masquées sous un manteau d'altération ou des dépôts meubles divers (marins, lacustres, éoliens). Il faut donc pénétrer le substrat crayeux pour saisir réellement l'importance de cette karstification. La typologie des karsts dans la craie s'appuie sur les qualités de la nappe de la craie, du substrat crayeux, des dynamiques d'écoulement et de l'empreinte quaternaire du secteur concerné.

Abstract. — With over 120.000 km², the Anglo-Paris chalk basin is the first carbonate extension in the Western Europe. Due to the substratum qualities, the chalk offers a poor landscape variety, giving more unity to the great basin. Result of the patent competition between the permeability and the solubility of the chalk, the karst presents a large typology, limited by the morphostructural conditions, from the weathering front to the polyphased and evolved underground drainage, like in a classic karst region. Meanwhile, the chalk lithology limits the superficial karst expression to few and unspectacular features, like springs, swallow holes, dolines, because of the weathering products or the loose deposits on its surface. Only the investigation of the caves permits to observe the endokarst typology, realised from the qualities of the water-table, the rock weathering, drainage dynamics and the quaternary evolution of the region.

I. — INTRODUCTION

La karstification se développe dans l'ensemble des craies du bassin de Paris, comme dans les autres roches carbonatées. Les formes qui en résultent sont identiques à celles observées ailleurs, dans d'autres lithologies, avec autant de richesse et de variété, du moins pour l'endokarst. Ainsi, ce karst offre des aspects variés selon les sites, voire des ébauches de karstification aujourd'hui non fonctionnelles, qui semblent refléter l'adaptation des processus aux conditions géologiques et hydrologiques régionales, voire locales, parfois exacerbée par les qualités spécifiques de l'encaissant crayeux. Ceci définit la notion de "pays de craie" (Rodet, 1992).

On peut tenter d'établir une typologie des karsts de la craie. Les éléments qui la composent, dans leur grande majorité, ont déjà été publiés, mais un tel essai repose obligatoirement sur les travaux antérieurs et le lecteur excusera le manque d'originalité : il s'agit d'un bilan, non pas d'une note préliminaire.

II. — KARSTIFICATION ET NAPPE DE LA CRAIE.

La spécificité de la craie (et de quelques autres carbonates) est la porosité de l'encaissant qui permet un

stockage de l'eau, appelé "nappe" (fig. 1). Cette nappe s'appuie, en profondeur, sur la fermeture des pores par compression de la masse crayeuse (Mégny, 1964) : c'est le principal critère de différenciation d'un karst crayeux, par rapport au karst des régions calcaires classiques.

La coexistence de la nappe et du drainage karstique définit l'aquifère mixte de la craie (Calba *et al.*, 1979). Dans celui-ci, la nappe occupe une place prépondérante tandis que le karst, par les circulations rapides qu'il autorise, est un vecteur qualitatif, notamment en matière de vulnérabilité (Calba, 1980). Cependant l'aquifère mixte n'offre pas d'homogénéité sur l'ensemble de son étendue ; le karst peut être faiblement développé et le transit des eaux alors assuré, sur une partie du parcours, par la nappe. Ceci permet de distinguer l'introduction des eaux de leur restitution (Rodet, 1981). Il ne s'agit pas de notions spécifiques du karst de la craie, mais cette lithologie en exacerbe les manifestations.

1) Le karst et l'introduction des eaux superficielles

La nappe de la craie constitue le niveau piézométrique, vers lequel convergent les eaux superficielles qui s'infiltrent selon deux modes : diffus (précipitations) et concentré (ruissellement). Ces introductions permettent la karstification de la partie supérieure du massif crayeux, depuis la surface vers le, et parfois jusqu'au, toit de la nappe.

(*) ER 109, Centre de Géomorphologie du CNRS, 24 rue des Tilleuls, F-14000 CAEN.

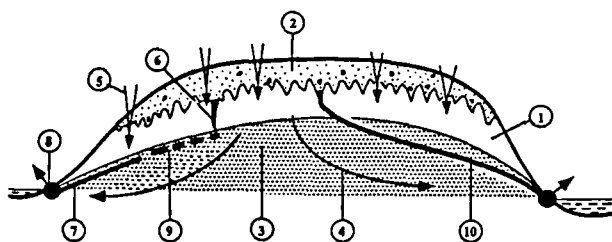


Fig. 1. — Schéma d'organisation du karst crayeux. 1 : massif crayeux, 2 : formations superficielles, 3 : nappe de la craie, 4 : écoulement de la nappe. 5 : karst d'introduction. 6 : racine du manteau d'altération (perte). 7 : karst de restitution. 8 : émergence. 9 : interruption du drainage karstique, relayé par la nappe. 10 : percée hydrokarstique.

Fig. 1. — Organization sketch of the chalk karst. 1 : chalk plateau, 2 : superficial layers, 3 : chalk water-table, 4 : water-table flood. 5 : input karst. 6 : sink hole. 7 : output karst. 8 : spring. 9 : lack of karst drainage, supplied by the water-table flood. 10 : hydrokarst gap.

définissant un "épikarst" ou "karst d'introduction". En raison du manteau d'altération qui couvre le toit de la craie, les avens sont des puits cryptokarstiques.

2) Le karst de restitution ou la zone de sortie des eaux

La nappe connaît un écoulement interstitiel très lent (quelques cm à quelques m/jour) qui lui confère une forme bombée, épousant globalement la forme du plateau : ainsi, elle affleure dans les vallées humides et la surface piézométrique se situe à quelques dizaines de mètres sous la surface, au milieu du plateau (Chemin *et al.*, 1992). C'est en bordure de celui-ci qu'elle est la plus profonde (jusqu'à 120 m dans le Pays de Caux). En Normandie, le temps de transit des eaux de la nappe est majoritairement de l'ordre de 4 à 6 mois pour moins de 10 km de distance : les étiages aux sources interviennent généralement en novembre-décembre, période la plus pluvieuse (Calba *et al.*, 1979).

La pente du toit de l'aquifère s'accélère alors qu'on se rapproche des vallées, ce qui favorise l'écoulement des eaux et la karstification. A partir des points d'émergence ou de "restitution", celle-ci va définir des axes privilégiés de circulation, le long desquels les têtes de drainage vont progresser vers l'intérieur du massif, par érosion régressive. Il s'agit d'un "karst de restitution".

3) La percée hydrokarstique

La mixité de l'aquifère fait que "karst d'introduction" et "karst de restitution" évoluent l'un vers l'autre, le relais étant assuré temporairement par la nappe. Cependant, la karstification tend à atteindre un stade mature de développement, en s'individualisant de la nappe (Mégniën, 1964), et permettre une connexion entre les entrées et les sorties : c'est la "percée hydrokarstique", de la perte à la résurgence, soulignée par les opérations de traçage hydrogéologique (Rodet, 1992, p. 501-511). Soulignons qu'à ce jour aucune n'a été explorée par l'homme alors que la réalisation de la traversée de Bramabiau par Martel, en 1888, matérialise la naissance de la spéléologie moderne.

III. — KARSTIFICATION ET SUBSTRAT CRAYEUX

La porosité n'intervient pas uniquement dans la constitution de l'aquifère mixte. Il semble bien qu'elle soit responsable aussi de la conservation de formes endokarstiques avortées, totalement isolées par un changement subit du cadre hydrologique qui, en modifiant les conditions du drainage, déconnecte le phénomène karstique. On observe alors des morphologies karstiques fossilisées à des stades d'évolution inhabituels, le développement individuel de certains types de creusement, - ce qui n'est pas spécifique à la craie, mais y connaît une importance notable - sans que leur participation à des systèmes complexes soit évidente. Comme ces événements concernent l'ensemble d'un bassin ou d'un plateau crayeux, il se dégage une certaine "régionalisation" du karst de la craie, par "pays", ce qui n'est pas sans conséquence en terme d'hydrologie souterraine régionale. Sans que cela soit systématique, on peut dégager une certaine hiérarchie dans les processus.

1) Le front d'altération

La progression d'un front d'altération peut souvent être considérée comme l'illustration d'une première karstification. Ce processus se développe essentiellement dans l'épikarst, puisqu'il illustre le mécanisme de descente d'une altération différentielle à partir de la surface. Connu jusqu'alors, dans la craie, sur de faibles développements et comme agent de trépanation de drains calibrés (Rodet, 1992, p.349-358), ce mécanisme vient d'être identifié comme processus originel quasi-unique dans les collines du Perche (Rodet, 1996a), et en particulier sur plus de 1.000 m de conduits dans un système souterrain (fig. 2). Ce processus n'a été identifié que là où la craie a été récemment dégagée de sa couverture imperméable des Sables du Perche (Cénomaniens supérieur) et soumise à l'érosion (haute vallée de l'Huisne).

On peut être amené à penser que les puits cryptokarstiques du Pays de Caux sont l'expression, sous couverture, de la réactivation d'un front d'altération, répondant à une phase d'activité tectonique (Rodet, 1997).

2) La karstification alvéolaire

Le battement du niveau piézométrique est un autre facteur de creusement de vides à l'intérieur de la masse crayeuse, car situé dans le secteur le plus actif de l'aquifère : au sommet de la nappe, en fluctuation altitudinale, au contact direct des apports de la surface. Il en découle une karstification alvéolaire, non organisée et non drainée, mais parfois pénétrable à l'homme. Ce type de creusement semble se développer plus particulièrement dans les secteurs à faible gradient altitudinal, au cœur des plateaux de Beauce (Groupe de Recherches Spéléologiques d'Eure et Loir, 1983), et parfois sous influence hydrothermale comme dans le karst de la Grande Terre, en Guadeloupe (Rodet, 1987).

3) La karstification calibrée

Le drainage par flux individualisé, orienté, animé par une certaine vitesse, est le processus classique, le plus connu de la karstification, illustré par de très nombreux

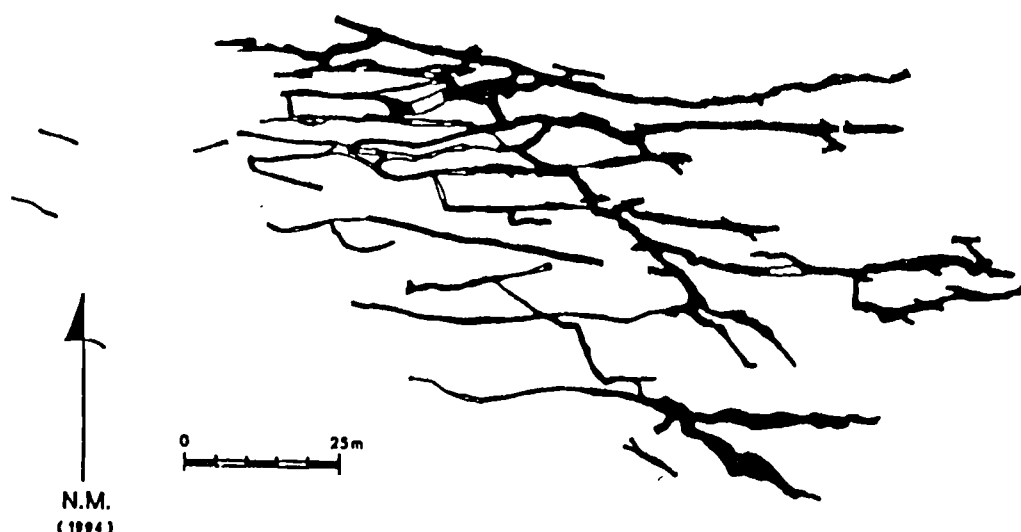


Fig. 2. — Labyrinthe d'altération de la Mansonnère (Bellou sur Huisne, Orne). Ce réseau karstique est du à la rencontre d'un front d'altération installé sur le maillage tectonique et du toit de la nappe.

Fig. 2. — Weathering mesh-network of the Mansonnère (Bellou sur Huisne, Orne). This karst system results from the crossing between a weathering front of the tectonique network and the chalk water-table.

exemples dans toutes les lithologies de roches carbonatées. Il permet de développer une karstification calibrée qui accompagne surtout, mais pas uniquement, la restitution des eaux souterraines. C'est l'interconnection de deux drains de ce type, un en zone de restitution, l'autre en zone d'introduction, qui permet l'établissement d'une percée hydrokarstique.

Le croisement de deux, voire de ces trois processus de base, permet des combinaisons remarquables, classiques dans la majorité des carbonates karstifiés, mais parfois moins courantes, semble-t-il (moins facilement observables, du moins), dans la craie.

4) L'évolution par mélange des eaux

Le mélange des eaux (Bögli, 1964), entre deux eaux de qualités chimiques différentes ou par circulation vadose (eau + air), permet une réactivation karstique, à l'origine souvent de surcreusement (coupôles de voûte). Il semblerait que la nature poreuse de l'encaissant favorise ce processus et expliquerait que la grande majorité des réseaux explorables connus en présente des exemples, dans l'ensemble du bassin de Paris.

5) L'ouverture horizontale d'un front d'altération

La rencontre d'un front d'altération, installé sur le maillage tectonique, avec le toit de la nappe permet au contact, un élargissement horizontal du front d'altération. Cela semble être le processus qui préside à l'établissement du karst pénétrable du Perche (Rodet, 1996a). La principale caractéristique morphologique de ce modèle, par rapport à un drainage karstique basal, est l'absence de circulation horizontale qui permette le calibrage de l'élargissement : comme celui-ci dépend essentiellement de l'alimentation verticale (percolation du front d'altération) l'ouverture réalisée peut varier ponctuellement de plusieurs mètres de large à quelques centimètres, sans qu'il soit possible,

évidemment, d'identifier un quelconque conduit ayant pu absorber l'hypothétique drainage (fig. 2).

6) La trépanation par un front d'altération

La rencontre d'un front d'altération et d'un drain correspond le plus souvent à une succession de processus diachrones, comme l'illustrent les exemples observés dans le paléo-karst des Andelys (Basse Seine). Il s'agit du recoupement d'un drain fossile comblé, par un front d'altération, sans grande incidence sur la morphologie (Rodet, 1992).

Dans le cas du recoupement d'un important vide non drainé, on peut envisager une interruption temporaire ou le ralentissement de la progression verticale du front d'altération. Si le vide est drainé, l'écoulement stoppe la progression verticale du front mais facilite une extension horizontale de celui-ci (cf. III.5) On peut penser aussi que les insolubles du front d'altération soient évacués, le transformant en drain d'introduction. De tels avens sont observables dans le complexe souterrain de Caumont (Eure).

7) La karstification de battement du toit de l'aquifère

La combinaison d'une morphologie vacuolaire et d'un drainage calibré se rencontre en de nombreux points, dès lors que le drainage karstique connaît un barrage à son écoulement normal. Souvent le second processus domine le premier dans l'expression morphologique : la forme non drainée peut alors résulter d'une adaptation aux nécessités d'un stockage du flux souterrain. On la rencontre en particulier dans le karst de la Beauce dunoise et blaisoise (Mauvisseau et Renault, 1959), mais aussi en Normandie.

Le développement exacerbé des formes de stockage permet l'extension de formes verticales remontantes, guidées par la fissuration, les "cheminées d'équilibre", qui sont une autre expression de la karstification par battement

du toit de l'aquifère. Celles-ci peuvent recouper la surface topographique, donnant les célèbres "bîmes" du Pays d'Othe (Treffot, 1987). Dans les régions soumises aux influences littorales pendant le Quaternaire (Basse Seine), les cheminées d'équilibre peuvent générer des drainages horizontaux temporaires (Rodet, 1992). Il ne faut pas confondre la genèse des cheminées d'équilibre (creusement *per ascensum*) avec celle des puits ré-ennoyés (creusement *per descensum*), même si parfois des puits jouent le rôle de cheminée d'équilibre.

8) La karstification polygénétique

Le développement complémentaire dans un même site des trois processus : altération + battement + drainage est l'illustration traditionnelle de la karstification des carbonates. Dans la craie, cette karstification polygénétique est moins évidente. Cependant, la juxtaposition des trois morphologies, dues chacune à l'un de ces processus, a été clairement observée dans un réseau karstique du bassin du Loir, à Saint Paterne-Racan (Indre et Loire), en cours d'étude. On peut supposer que d'autres exemples viendront illustrer ce cas complexe pour le karst connu de la craie.

Lorsque ces différents mécanismes n'interviennent pas en mode synchrone, généralement on observe une simple surimposition du dernier processus sur le précédent.

IV. — DYNAMIQUES KARSTIQUES

La vitesse d'écoulement des fluides, en l'occurrence l'eau, est un élément de différenciation dans le karst. Dans une cavité drainée, on retient deux types d'évolution selon la compétence dynamique du flux (Renault, 1967) :

1) Le creusement paragénéétique

Une dynamique est dite "paragénéétique", quand la cavité se creuse sur son remplissage (*per ascensum*). Ce type de creusement accompagne un écoulement lent avec sédimentation des insolubles fines et dissolution chimique. C'est le régime de la grande majorité des circulations dans la craie, prédominant (Rodet *et al.*, 1995), ne serait-ce qu'en raison des conditions géomorphologiques régionales (plateaux de basse altitude, dénivellation modeste).

2) Le creusement syngénéétique

Une dynamique est dite "syngénéétique", quand la cavité se creuse en évacuant son remplissage (*per descensum*). Cette dynamique sous-tend un drainage aval rapide, généralement en relation avec une orogénèse positive active. En Normandie, les rares exemples connus illustrent des phases d'abaissement rapide du niveau de base, sous influence littorale quaternaire (Côte d'Albâtre), sur de courtes distances (Rodet, 1992). La vitesse torrentielle des écoulements permet d'associer à la dissolution chimique de l'encaissant, une activité érosive physique qui évacue les insolubles et use les parois du drain. Les rivières souterraines de la Montagne de Reims (Marne) et du Pays d'Othe (Yonne) en offrent de spectaculaires exemples (Rodet, 1991 ; Treffot, 1990).

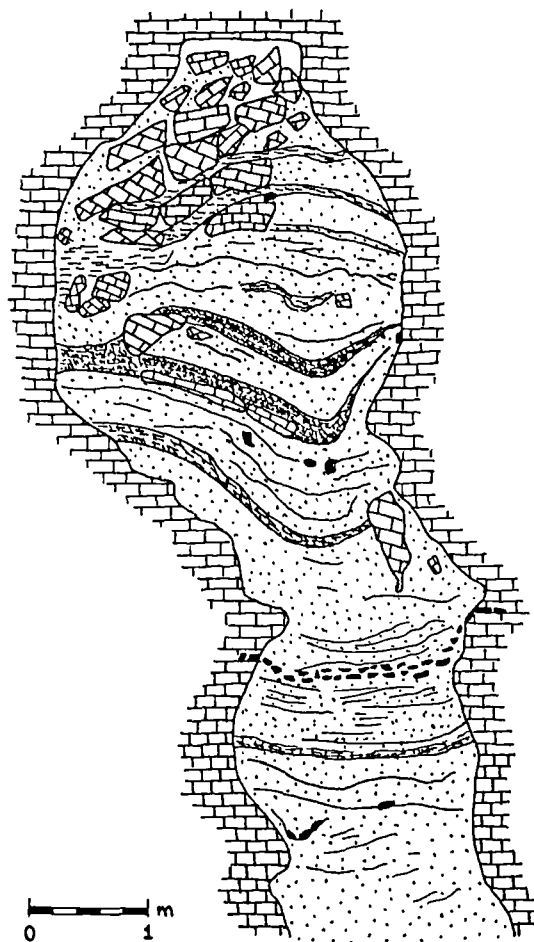


Fig. 3. — Coupe partielle du remplissage polyphasé de la grotte des Petites Dales (Saint Martin aux Buneaux, Seine Maritime), d'après Staigre (1996). Cette coupe représente les 7,5 m supérieurs.

Fig. 3. — Partial section of the polyphasic fillings in the Petites Dales cave (Saint Martin aux Buneaux, Seine Maritime), after Staigre (1996). This section represents the 7.5 m upper part of the gallery.

3) Le creusement polyphasé

L'évolution complexe d'un type seul ou des deux successifs, définit un creusement polyphasé. Ainsi dans la grotte des Petites Dales (Saint Martin aux Buneaux, Seine Maritime), la coupe sédimentaire de 10 m de puissance montre des périodes d'assèchement (fossilisation) inscrites entre des phases de dynamique paragénéétique (fig. 3). Dans la partie aval du réseau souterrain, on note une période récente de soutirage du complexe terrigène (Rodet, 1996b). Notons qu'un nombre très important de cavités de la craie en Normandie ne porte pas les marques d'un creusement polyphasé.

V. — EMPREINTE QUATÉNAIRE

L'évolution quaternaire d'une région permet d'individualiser les systèmes karstiques, selon l'évolution du niveau de base, d'une part, et les qualités de la couverture meuble, d'autre part.

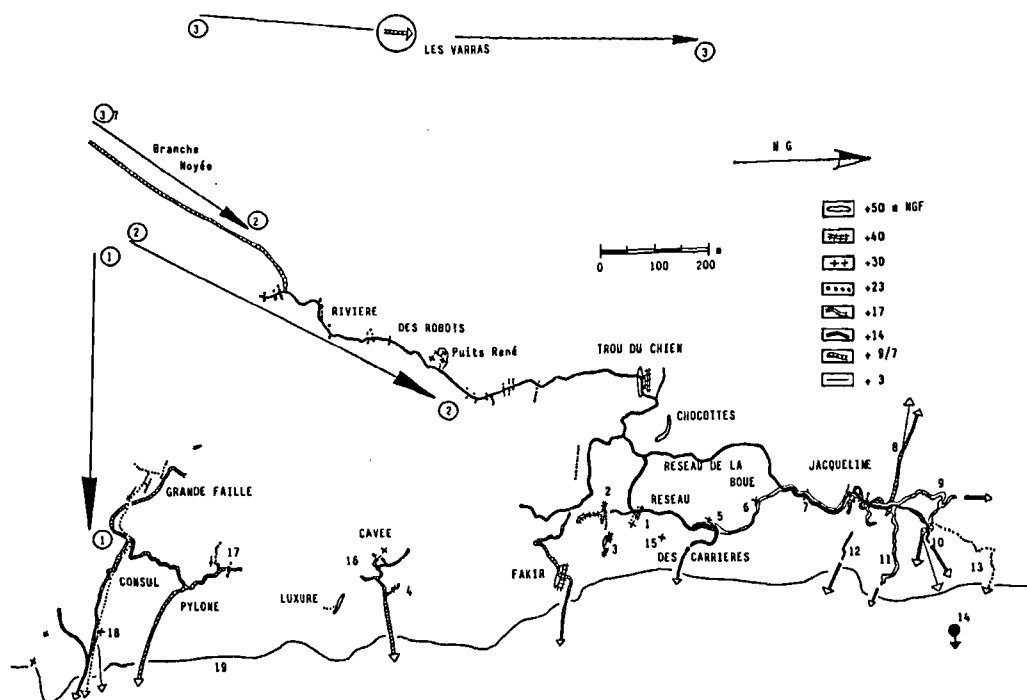


Fig. 4. — Système karstique de Caumont (Caumont, Eure). Le plus important système karstique connu dans la craie du bassin anglo-parisien. 1, 2, 3 : principaux axes de drainage selon l'hypothèse d'une organisation deltaïque.

Fig. 4. — The Caumont karst system (Caumont, Eure). The major chalk karst system known in the anglo-parisian basin. 1, 2, 3 : main drainage axis of a delta organization hypothesis.

1) L'évolution du niveau de base oppose deux ensembles :

En raison de sa faible altitude et de la longueur de sa côte, la Normandie tient une position spécifique dans le karst de la craie du bassin de Paris. Elle permet d'illustrer deux types d'évolution quaternaire, selon que le système karstique examiné se soit ou non trouvé sous influence littorale, pendant une phase de son histoire.

a) La stabilité continentale

Dans une région restée sous influence continentale pendant le Quaternaire, on note une relative stabilité du niveau de base qui est un facteur de pérennisation du contexte morphodynamique, favorisant l'organisation du drainage karstique allant jusqu'à la maturité (système hiérarchisé, évolution polyphasée, ...). Un des meilleurs exemples est la grotte des Petites Dales (Rodet, 1996b), située dans une vailleuse, à moins de 2 km du littoral actuel.

b) La désorganisation littorale

Dans une région soumise aux variations du niveau marin pendant le Quaternaire (régression, transgression, ...), l'instabilité du niveau de base qui résulte de cette situation, est un facteur de rupture de l'équilibre morphodynamique qui désorganise le drainage karstique, entraînant selon l'importance des ruptures et des phases stables intermédiaires, l'étagement, la diffluence, et/ou la déconnection des drainages surimposés.

Le karst de Caumont (Eure), aujourd'hui à 100 km de l'estuaire, est reconnu sur près de 8 km de drains (fig. 4). Il offre une complexité spécifique d'une région située

alternativement, en secteur fluvial, en fond d'estuaire, voire en bord de mer (Rodet, 1992, p. 383-426). Le schéma d'organisation complexe de la zone de restitution qui en résulte, peut définir un "delta karstique" comme l'illustre le karst du Cap Fagnet (fig. 5), à Fécamp, Seine Maritime (Rodet, 1983).

2) Les qualités de la couverture

La couverture des dépôts crayeux est une qualité quasi omniprésente dans le bassin de Paris. Elle est très variée et est composée essentiellement d'un résidu d'altération du substrat crayeux (Bonte, 1971), plus ou moins développé (Laignel, 1997 ; Quesnel, 1997), et d'apports exogènes divers (Lautridou, 1985), tels que des sables et argiles tertiaires, des épandages fluviaux (paléo-Seine), des apports éoliens quaternaires (löss). De la combinaison de leurs relations, résulte une marquetterie de comportements hydrologiques (Lautridou, 1993), de laquelle se dégagent trois grands types :

a) couverture imperméable continue

Si la couverture meuble est imperméable, par exemple les Sables du Perche (Juignet, in Mégnien, 1980, 103, p.311-312) ou l'Argile de Clary (Bonte, 1954) : il n'y a pas d'introduction, comme le montrent les observations de Bonte (1971) dans la carrière de Rœux (Pas de Calais) ou celles que nous avons faites dans le Perche (Orne).

b) couverture perméable

Lorsque la couverture meuble est perméable (sables tertiaires, ...) : il y a introduction dispersée, la surface se

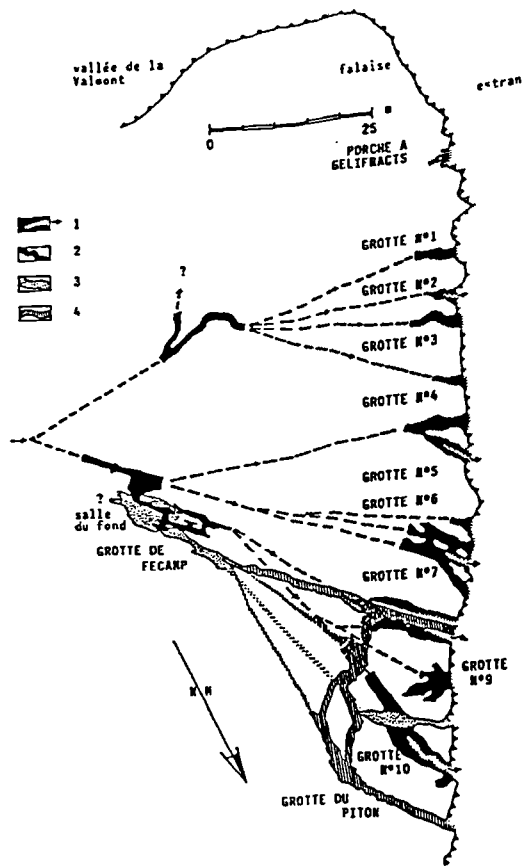


Fig. 5. — Delta karstique du Cap Fagnet (Fécamp, Seine Maritime).
 1 : entaille d'adaptation vers le niveau +0 m NGF, 2 : drains du niveau initial, à +3 m, 3 : drains du niveau +6 m, 4 : drains du niveau +8 m. En pointillé, sont mentionnées des hypothèses d'organisation.

Fig. 5. — The Cap Fagnet karst delta (Fécamp, Seine Maritime). 1 : cut of adaptation to the +0 m level, 2 : galleries of the +3 m initial level, 3 : galleries of the +6 m level, 4 : galleries of the +8 m level. In dotted line, some organization hypothesis.

comportant en étendue drainante. On peut penser que l'altération au toit de la craie se répartisse uniformément, mais l'hétérogénéité et la structure de l'encaissant crayeux, ainsi que celles de la couverture seront traduites dans le profil du front d'altération, permettant parfois le développement de puits cryptokarstique.

c) couverture imperméable discontinue

La couverture meuble imperméable est discontinue, surtout lorsqu'elle est composite (manteau d'altération sous dépôts tertiaires et quaternaires). A l'image des plateaux normands, elle présente de nombreux trous, favorisant les introductions concentrées (milieu hétérogène à tendance imperméable), sous forme de bétoire (Villequier) ou perte (puits cryptokarstiques) dont certaines sont très visibles dans le paysage (falaises du Pays de Caux). C'est aussi le cas des nombreuses fosses de la Montagne de Reims soulignant l'hétérogénéité de la "Beurge", sables partiellement grésifiés (Rodet, 1992).

d) couverture absente

Enfin, l'absence ou le dégagement d'une couverture meuble (Perche ornais, Arthois) soumet le massif crayeux

aux agents atmosphériques. En présence d'une trame tectonique, on observe le développement d'un karst par progression de fronts d'altération, installé sur le réseau de fissures (Rodet, 1996a), précédant le manteau d'altération généralisé (Bonte, 1971).

VI. — CONCLUSION

De ces différentes observations, il résulte que le karst de la craie ressemble beaucoup à celui des autres formations carbonatées. Cependant, en raison du développement d'un manteau superficiel d'altération de la craie, c'est essentiellement l'endokarst qui est développé.

- L'exokarst n'offre que des éléments ponctuels, ce qui limite énormément leur représentation graphique sur une carte régionale, à l'opposé de nombreuses régions karstiques classiques. On observe surtout des pertes (lorsqu'elles sont actives) sur les plateaux ou dans l'amont de vallées exogènes (notion de "cause crayeux" en périphérie du Perche), et des émergences concentrées, dont la grande majorité est aujourd'hui masquée par des aménagements de captage (AEP). L'origine karstique des dépressions est beaucoup plus difficile à établir, en raison de l'activité anthropique millénaire à la surface des plateaux et jusqu'à quelques dizaines de mètres en profondeur (mines souterraines dont les célèbres "marnières").

- D'autre part, l'utilisation soutenue des ressources souterraines dans les pays de la craie (argiles, craie, silice, eau, ...) peut interférer sur l'évolution d'un système karstique par modification des qualités des formations superficielles, de la topographie, par prélèvement d'un stock de surface. La modification de la topographie qui en résulte peut agir sur la répartition et le régime d'alimentation du karst de la zone d'introduction. De plus un creusement superficiel conséquent ou souterrain peut générer des effondrements en surface. Les incidences sur le régime des eaux concernent autant l'épykarst que la zone de restitution.

- La modification physique des zones de perte entraîne, selon les sites, une diffusion ou une concentration des eaux d'introduction, sans que nous en mesurons les conséquences sur le drainage karstique.

- La modification des zones de résurgence provoque l'accélération du régime de restitution, et l'évacuation des insolubles (turbidité en augmentation dans tous les captages depuis au-moins 20 ans) qui, en conditions naturelles, sédimentent dans les vasques. Il est prouvé que tous les effondrements, qui ont affecté le territoire de la Seine Maritime en 1995, n'étaient pas que des marnières qui s'effondraient !

- Quant au karst de la craie, il est montré qu'il ne diffère pas vraiment du karst des autres formations carbonatées, qu'il offre la même richesse et variété, mais l'influence de la porosité y est sensible, expliquant peut-être, par delà la présence d'un aquifère mixte, pourquoi on observe dans la craie des phénomènes karstiques spécifiques, unimodaux, comme si la porosité de l'encaissant avait permis la déconnexion du phénomène de l'évolution de son contexte morphodynamique.

ENGLISH ABRIDGED VERSION

Karstification is present into all the chalk lithology of the Paris basin. Meanwhile its features are more or less evolved, subject to the regional or local geological and hydrological conditions. This is the illustration of the "chalk country" definition. A typology appears from variables.

1) *The chalk composite aquifer.*

The first variable is the chalk nappe (fig. 1). The porosity is responsible for a constitution of a nappe, by water accumulation. Its laying is the compression of the pores under the chalk body weight. This is the first differentiation element between a chalk karst and a classic karst.

This chalk water-table is the base level, to which the superficial waters converge. They reach to the substratum by two modes : diffused (rain) and concentrated (running off). These introductions allow the karstification of the upper part of the chalk plateau, from the surface to the water-table, illustrating the input karst.

At the contact to the valley, the nappe restitutes water. From these springs, the karstification develops, organizing drainage axis, progressing far into the plateau, by regressive erosion. It is the output karst.

The coexistence of the nappe and the karst defines a dual aquifer, in which the input karst and the output karst can develop without any other connexion than the nappe. Meanwhile the karstification has a tendency to reach a evolved degree of development, individualising from the nappe and allowing a connexion between input and out pit elements : this gives a hydrokarst gap, from the sink hole to the resurgence, demonstrated by the hydrological tracings.

2) *Karstification of the chalk substratum*

The karstification of the chalk substratum presents various degrees of evolution, in relation with the organization of the subterranean waters, and offers a regional distribution of karst, by country. It exists a hierarchy of the processes :

The progression of a weathering front, considered as a first degree of the karstification, is a process of the input zone where it explains the mechanism of progression of a differential weathering, from the surface down to the aquifer. Only known into reduced distances and as a trepanning agent of gauge drainages (Rodet, 1992, p.349-358), this mechanism was identified as an original process of over 1 km of galleries in a subterranean system (fig. 2) of the Perche country (Rodet, 1996a).

The beat of the water-table is one factor of the creation of voids into the chalk formations, because of its location on the top of the nappe, the more active part of the aquifer, in direct relation with the input zone. It results an unorganized and undrained spongiform karstification. This kind of hollowing seems to be more developed in the low altitudinal gradient regions, like the Beauce plateau (Groupe de Recherches Spéléologiques d'Eure et Loir, 1983), sometimes under hydrothermal influence, like the Grande Terre karst, Guadeloupe (Rodet, 1987).

The drainage by individual, oriented, speed flow, is the classical and best known process of karstification, as it is occurring in the classical limestones. It develops a gauged gallery karstification, more in the output zone. The connexion of two galleries of this kind, one in the output zone, second in the input zone, establishes an hydrokarstic gap. The crossing of two or those three basic processes, offers interesting assemblages : the water mixing (Bögli, 1964), between two different chemical waters or in a vadose drainage (air + water) presents a new karstic activity, giving an over deepening (dome pits). The majority of known cave networks, in Normandy, in Touraine or Champagne areas, offers such examples.

The contact of a weathering front with the top of the water-table gives a widening of the spongiform weathering front, process responsible for the karst development in the Perche country (Rodet, 1996a). The main morphologic specificity of this model, in comparison to the karstic basal drainage, is the gaugeness of the weathering hollow, in opposition to a dynamic drained gallery : a few meter wide gallery can close to less 10 cm wide, suddenly, without a possibility to identify a by-pass gallery (fig. 2).

The cutting of a drained gallery by a weathering front indicate, generally, a succession of processes, like in the paleokarst of Les Andelys (Lower Seine valley). It is the cutting of a fossil form without influence over the dynamic and the morphology of the weathering front or of the fossil gallery if this one is infilled (Rodet, 1992). In case of an important vacuum fossil drainage it can happened an interruption of the vertical progression of the weathering front, at least during a undefined period. Unknown until today, it can be imagined a contemporaneity of those two processes. Nevertheless the weathering front is not responsible for the water drainage of the gallery : the more it will contribute to the drainage as the connexion will work. It results to a modification of the weathering front to an active input gallery (dome pit).

The crossing of a spongiform morphology with a gauged drainage can be observe in various points, when the karst drainage knows a dam of its normal flood. Often the second process is more expressed in the morphology than the first one : the undrained form can result from an adaptation to the needs of a stocking of the underground flood. It is observable especially in the karst of Beauce country (Mauvisseau et Renault, 1959), and also in Normandy. The exacerbated development of the stock forms allows the excavation of vertical features, the equilibrium pipes who are an other karstic feature of the water-table beat. They can be cutting by the topographic surface, illustrated by the well-known "bîmes" (swelling pit) of the Pays d'Othe country (Treffot, 1987). In the areas under littoral influences during the Quaternary (Low Seine valley), some temporary drained horizontal galleries can be established from the equilibrium pipes (Rodet, 1992).

The co-development of the three processes : weathering + spongiform hollowing + drainage, has been observed recently in a karst network in the Loir river basin, at Saint Patern-Racan (Indre et Loire). We can suppose than other examples will be illustred this complex case.

When those different processes follow one to other, generally we observe just a superimpose of the last process over the previous one.

3) The karst dynamics

The flood velocity is a discriminant element in karstification. In a drained cave, there are two kinds of evolution, in relation with the flux dynamic (Renault, 1967) :

- the dynamic is paragenetic when the gallery is hollowed over its infillings (*per ascensum*). This kind of excavation is dependant of a low flood, with accumulation of deposits and predominant chemical solution (Rodet et al., 1995). That is the dynamic of most of the chalk drainages, because of regional morphologic conditions (plateaus, low difference in level).

- the dynamic is syngenetic when the gallery is hollowed without infillings (*per descensum*). This dynamic works with a quick downstream drainage, in relation with a positive orogenesis. In Normandy, few examples are known, in relation with sudden down evolution of the base level, under the quaternary littoral control (Côte d'Albâtre), over short distances (Rodet, 1992). The torrential speed of drainage joins with the chemical solution of the limestone substratum, a physical erosion who drains off the water insolubles and wears the gallery walls.

The complex evolution of only one kind or both, realize a polyphasic hollow. In the Petites Dales cave (Saint Martin aux Buneaux, Seine Maritime), the 10 m high sedimentary log shows dry periods (fossilization) between two paragenesis phases (fig. 3). Downstream, in the cave, we note a recent period of further hollowing under the fillings (Rodet, 1996b).

4) Quaternary marks

The quaternary mark of an area discriminates the karst systems, in relation with the base level evolution and the quality of the superficial layers.

Evolution of the base level :

- continental stability : in an area under quaternary continental influence, a relative stability of the base level is a factor of perennity of the morphodynamic context, assisting the karst drainage organization, until its maturity.

- coastal disorganization : in an area under quaternary littoral variation influence (regression, transgression), the instability of the base level is a factor of morphodynamic rupture in the chalk karst drainage, resulting with the importance of the unstable or stable phases, in stepping, diffuence and/or deconnexion of the superimposed drainages.

The Caumont karst system (Eure), explored close by 8 km of galleries (fig. 4), presents a specific complexity of an area alternatively in fluvial, estuarial or sea border location (Rodet, 1992, p. 383-426). The organization map of the output zone can present a "karst delta" like the Cap Fagnet karst system (fig. 5), at Fécamp, Seine Maritime (Rodet, 1983).

The hydrological qualities of the superficial layers present three kinds of implications :

- under a watertight and continuous superficial layer (Perche Sands, Clary Clay), it do not exist sink hole.

- under a permeable superficial layer, the input is disperse with a general weathering front.

- under a watertight and discontinuous superficial layer, the input water is introduce by sink holes.

- without a superficial layer, there is a development of a general weathering front, but sometimes the local tectonic network can guide the weathering fronts (Perche country).

Those observations show that the endokarst is well developed. The exokarst is very poor, with only few isolated features, essentially sink holes (when there are active) on the plateaus or in the exogeneous valleys, and concentrated springs, most of them are hidden by water supply arrangements. The karstic origin of closed depressions is very difficult to identify, because of the very old anthropic excavations on the surface and into the substratum of the plateaus.

The important use of subterranean resources of the chalk regions (quality of the superficial layers, mines, modification of the landscape or of the input distribution) can modify the organization of a karst system. Incidences over the qualities of the karst drainage are not well known, but the elevation of the accidents of turbidity in every water-cachment, for 20 years, must have an explanation.

BIBLIOGRAPHIE

- BÖGLI A. (1964). — Mischungskorrosion ; ein Beitrag zum Verkarstungsproblem. *Erdkunde*, 18 (2), 83-92.
- BONTE A. (1954). — Poches de dissolution, argiles de décalcification et grès mamelonnés dans la région d'Arras (Pas de Calais). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 74, 67-94.
- BONTE A. (1971). — Poches de dissolution et argiles résiduelles. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 91, 39-46.
- CALBA Fr. (1980). — Hydrogéologie du karst crayeux du Pays de Caux (France). Etude de deux bassins. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 230 p.
- CALBA Fr., CHARRIERE G., CONRAD G., LEFEBVRE D., RODET J. (1979). — Relations entre le développement du karst de la craie, la dynamique et la qualité des eaux souterraines du Pays de Caux. *Bull. Trim. Soc. Géol. Norm. Amis Museum du Havre*, 66 (4), 45-68.
- CHEMIN J., HOLE J.-P., PECKRE M., VIDARD I. (1992). — Notice de l'atlas hydrogéologique de la Seine Maritime. 2ème édition. BRGM, Rouen. 66 p.
- GRUPE DE RECHERCHES SPÉLÉOLOGIQUES D'EURE ET LOIR (1983). — La grotte du Bois de Feugères ou réseau du Moulin. *Spelunca*, 12, 41-43.
- LAIGNEL (1997). — Les altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris : caractérisation lithologique, genèse et utilisation potentielle comme granulats. Thèse Univ. Rouen. 224 p.
- LAUTRIDOU J.-P. (1985). — Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest, et plus particulièrement en Normandie. Centre de Géomorphologie CNRS, Caen. 908 p.
- LAUTRIDOU J.-P. (1993). — L'eau dans les lèss de Normandie. *Quaternaire*, 4 (2-3), 91-96.
- MAUVISSEAU J. et RENAULT Ph. (1959). — La rivière souterraine d'Orchaise (Loir et Cher). *Annales de Spéléologie*, 14 (1-2), 81-100.
- MEGNIEN Cl. (1964). — Observations hydrogéologiques sur le sud-est du bassin de Paris. Les circulations aquifères dans le Jurassique et le Crétacé de l'Yonne. Mémoires du BRGM, 25, 288 p.

- MEGNIEN Cl. - dir. (1980). — Synthèse géologique du bassin de Paris. Mémoire du BRGM, 101 (466 p.) - 102 (atlas) - 103 (469 p.).
- QUESNEL Fl. (1997). — Cartographie numérique en géologie de surface : application aux altérites à silex de l'Ouest du Bassin de Paris. Thèse Univ. Rouen, 256 p.
- RENAULT Ph. (1967). — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. *Annales de Spéléologie*, 23 (1), 259-596.
- RODET J. (1981). — Contribution à l'étude du karst de la craie : l'exemple normand et quelques comparaisons. Thèse 3ème cycle, Paris I, 427 p.
- RODET J. (1983). — Karst et littoral du Bec de Caux (Seine Maritime, Normandie, France). *Karstologia*, 2, 23-32.
- RODET J. (1987). — La spéléologie des îles calcaires de la Grande Terre et de Marie Galante (département de la Guadeloupe, Petites Antilles, France). Actes du 8ème Congrès National de Spéléologie, Vallée de Joux (Vaud, Suisse), 18-20 septembre 1987, supplément n° 12 à *Stalactite*, juin 1988, 227-236.
- RODET J. (1991). — La craie, roche carbonatée poreuse et son karst. *Karstologia*, 18, 13-18.
- RODET J. (1992). — La craie et ses karsts. Éd. CNEK, Elbeuf, 560 p.
- RODET J. (1996a). — Une nouvelle organisation géométrique du drainage karstique des craies : le labyrinthe d'altération. l'exemple de la grotte de la Mansonnière (Bellou sur Huisne, Orne, France). *C.R. Acad. Sci., Paris. IIa*, 322, 1039-1045.
- RODET J. (1996b). — Approche karstologique de la grotte des Petites Dales. In : RODET J. et VIARD J.-P., Eds. La grotte des Petites Dales, *Spéleo-Druck*, 18, 19-28.
- RODET J. (1997). — A la limite de la spéléologie, la karstologie de la craie. *Spelunca-Mémoires*, 23, 72-75.
- RODET J., MEYER R., DUPONT J.-P., SAYARET D., TOMAT A. & VIARD J.-P. (1995). — Relations entre la dissolution des carbonates et le remplissage terrigène dans le karst de la craie en Normandie (France). *C.R. Acad. Sci., Paris. IIa*, 321, 1155-1162.
- STAIGRE J.-Cl. (1996). — Contribution à l'étude des remplissages de la grotte des Petites Dales. In : RODET J. et VIARD J.-P., Eds, La grotte des Petites Dales. *Spéleo-Druck*, 18, 29-31.
- TREFFOT G. (1987). — La rivière souterraine de la Guinand (Sormery, Yonne). *L'Échelle*, Troyes, 17, 1-80.
- TREFFOT G. (1990). — Les circulations souterraines dans la craie : l'exemple du Pays d'Othe oriental. Mémoires du Spéleo-Club Aubeois, Troyes, 1, 184 p.

A LA RECHERCHE DU KARST PERDU DES CRAIES DU BASSIN DE MONS (BELGIQUE)

Looking for the lost karst in the chalks of the Mons basin (Belgium).

par Y. QUINJF Y (*)(**), J.-M. BAELE (**), J.-M. CHARLET (**), T. DE PUTTER (**),
C. DUPUIS (**), A. RORIVE (**), S. VANDYCKE (**).

Résumé — Les formations carbonatées essentiellement représentées par les craies du Crétacé supérieur ont subi des altérations de type crypto-karstiques avec des dépressions sous couverture. Par contre, les phénomènes endokarstiques sont quasiment inexistantes, à l'encontre par exemple de ce que l'on observe dans les craies du Bassin de Paris. Cette absence d'endokarst doit s'analyser dans un concept dynamique de l'évolution du Bassin de Mons. La dynamique globalement subsidente du Bassin n'a pas permis l'apparition d'un potentiel de karstification lors d'une phase continentale suffisamment longue, empêchant ainsi une karstification structurée. Les diverses altérations ne se sont donc pas hiérarchisées. Les phases continentales qui auraient permis une karstification sont caractérisées soit par une insuffisance de dénivellation, soit par un temps trop court, soit par l'absence à ce moment d'une tectonique cassante en extension. Enfin, la perméabilité de la couverture détermine les conditions de formation d'une cryptocorrosion.

Extended abstract. — *The Mons Basin is constituted by a meso-cenozoic sedimentary series lying discordant on the subsident primary basement. Upper Cretaceous, Danian and Montian are carbonated facies : chalks, phosphatic chalks, calcarenites and limestones. Alteration has given frequent morphologies and deposits (cryptokarstic forms), but endokarstic phenomena seem to be non-existent. Otherwise, caves are observed in comparable facies in the Paris Basin.*

The CRYPTODOLINAS are the most frequent forms. They are diameters and depths between one and ten meters. They are funnel-shaped, with a flat bottom or like a head, in all the carbonated facies. The sediments into the forms come from the alteration of the bed-rock (the "phosphatic sands" of the phosphatic chalk), or from the overburden (Landenian green sands).

The CRYPTOPITS are sinking forms through overburden formations, near Carnières upstream the basin. The pit is developed into the Landenian sands and is sealed by the Ypresian clays.

MICROKARSTS in the "Meulière de Saint-Denis" formation result from silicification of Turonian flint chalks locally called "Rabots". There are little cylindrical cavities (ten centimeters) filled by laminated glauconiferous sands and clays with a geode of quartz.

ENDOKARSTIC FORMS are non-existent. No caves, no underground water circulation are known. These circulations follow the Darcy's law. Nevertheless, into the "la Malogne" underground quarries, some centimetric and decimetric channels can be observed in the phosphatic chalk of Cibly, near cryptodolinas. In the Danian calcarenite of Cibly, decimetric coupolas has been seen by the help of roof breakdown in these underground quarries.

For the point of view of the chronology, the oldest forms are the microkarstic pockets of the "Meulière de Saint-Denis". The alteration is before the Coniacian and after the upper Turonian. A first generation of cryptodolinas in the chalk take place before the Thanetian because the pockets are sealed by the non-perturbed Landenian transgression. A second karstification phase is situated between the Thanetian and the Ypresian with the cryptopits. At last, a third phase is more difficult to date. It groups dolinas with diverse sediments : phosphatic sands, red clays, Weichselian loesses. Geochemical studies on rare earths and U²³⁸-series disequilibrium prove a Quaternary activity.

The absence of the endokarst must be replaced in the global concept of the dynamical evolution of the basin. The subsidence of the basin does not permit the apparition of a karstification potential during enough long continental phase, associated to a extension tectonic activity. In consequence, we have not a structured karstification, but dispersed alteration forms. The continental phases are characterised either no denivellation or no extension tectonic. At last, the permeability of the overburden formations determines the conditions of cryptokarstification genesis.

I. — INTRODUCTION

Le Bassin de Mons comprend une série méso-cénozoïque reposant en discordance sur le socle primaire (Marlière, 1970). Le Crétacé supérieur, le Danien et le Montien sont surtout constitués de faciès carbonatés : craies, calcarénites et calcaires, ainsi que des calcarénites phosphatées. Alors que les phénomènes d'altération ont donné naissance à des

morphologies et dépôts abondamment représentés, les phénomènes karstiques *s.s.* sont apparemment quasiment inexistantes, à l'encontre par exemple de ce que l'on observe dans les craies du Bassin de Paris. Ce fait est à replacer dans le cadre de l'évolution géodynamique du bassin, placée sous le signe de la subsidence et n'offrant ainsi pas d'environnement favorable à la karstification. Afin de clarifier cette notion, il est utile de faire un examen général, critique et rapide du concept de karstification.

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

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

II. — KARST, SYSTÈME KARSTIQUE ET CONDITIONS DE LA KARSTIFICATION

Classiquement, une région est dite karstifiée lorsqu'elle présente une morphologie et une hydrologie particulières (fig.1) dues à la dissolution hétérogène d'une roche modérément soluble (Bonacci, 1987 ; Ford & Williams, 1989 ; White, 1988). Le paysage de surface présente des formes d'érosion (lapiasz) et des dépressions fermées (dolines) résultant de la dissolution chimique par les eaux météoriques qui pénètrent sous terre. Les formes souterraines sont composées de vides de toutes les tailles dans lesquels la circulation de l'eau obéit à une hydrogéologie caractérisée par l'extrême hétérogénéité et l'anisotropie du milieu et, si la vitesse d'écoulement devient importante, ne répondant plus à des lois linéaires (Mangin, 1975). Par extension, des formes de dissolution chimique sur roches carbonatées sont appelées "formes karstiques". Il est clair qu'il s'agit là s.s. d'un abus de langage. Le karst est défini par le système karstique, entité thermodynamique caractérisée par la diminution d'entropie (Mangin, 1982). Un exemple éclairera ce propos. Sous une couverture perméable, une dépression se développe au toit d'une assise carbonatée. C'est typiquement une **cryptodoline**, forme due à la dissolution du carbonate par les eaux chimiquement agressives qui, ayant traversé la couverture perméable non carbonatée, se fraient un chemin souterrain grâce à la fracturation en dissolvant une certaine quantité de carbonate au toit de la formation. Si cette cryptodoline n'est pas intégrée dans un système karstique (et nous verrons que c'est le cas dans le bassin de Mons), comprenant aussi une circulation souterraine structurée en réseau, il ne s'agit pas là d'une forme karstique s.s. Si tel était le cas, les irrégularités du toit d'un granite sous une couverture d'altérite devraient aussi être considérées comme un "**cryptolapiasz**", ce qui n'est pas le cas. Bien-sûr, il ne s'agit pas là d'une acidolyse comme dans le cas des carbonates mais bien d'une hydrolyse ; néanmoins le départ de matière d'une phase solide vers une phase liquide, phénomène physico-chimique de base, reste de mise. Le terme "karst" inclut une structuration, elle-même dépendant des propriétés thermodynamiques d'un système. Conceptuellement, cette précision est majeure. Néanmoins, pour suivre la coutume et alléger les définitions, nous qualifierons de "karstique" toute forme due à la dissolution dans les carbonates, en gardant ce qui précède à l'esprit.

Le système karstique est un système thermodynamique dissipatif (Prigogine, 1968 ; Glansdorff & Prigogine, 1971 ; Nicolis & Prigogine, 1992) se structurant par dissipation d'énergie (Mangin, 1975, 1978 ; Renault, 1983). Les conditions de l'existence d'un système karstique sont ainsi définies par rapport à son "existence thermodynamique" et s'énumèrent comme suit (fig.1) :

- l'existence d'énergie disponible : énergie chimique permettant la dissolution, énergie potentielle due à la fois à la différence d'altitude entre zone d'alimentation et zone de sortie forçant la circulation de l'eau et à la quantité d'eau circulant dans l'aquifère, énergie mécanique agissant sur la roche encaissante pour que la circulation souterraine de l'eau soit possible (Quinif, 1983) ;

- une lithologie telle qu'il puisse y avoir transfert de matière d'une phase solide à une phase liquide ;

- une cohérence suffisante de cette roche pour que les morphologies souterraines soient pérennes et ne s'effondrent pas toutes sur elles-mêmes au fur et à mesure de leur creusement.

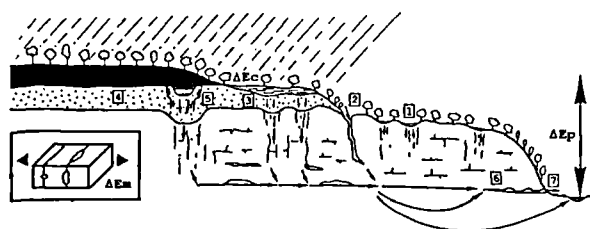


Fig.1. — Typologie générale et contexte de la karstification. Cette coupe synthétique reprend les principales manifestations karstiques dans un massif karstifiable recouvert de formations transgressives. Le bassin d'alimentation est séparé de la sortie des eaux du système par une dénivellation qui conditionne l'énergie hydrodynamique potentielle (ΔE_p) conjointement avec l'importance des débits qui transitent dans le système. Le dioxyde de carbone présent dans l'atmosphère mais surtout dans les sols représente l'énergie chimique ΔE_c . Enfin, les mouvements tectoniques provoquant une fracturation en détente apporte l'énergie mécanique (ΔE_m). Sur le karst nu (1), les dolines se creusent sur des points d'enfouissement privilégié (fracturation plus dense). Au contact entre formation imperméable et formation karstifiable, un gouffre englutit un ruisseau (2). Sous les formations de couverture perméables (3), un cryptorelief se façonne, cause de modifications sédimentaires dans la couverture. Sous les formations de couverture imperméables (4), la cryptokarstification n'existe pas. Des formes peuvent exister, comme les cryptopuits (5), mais elles témoignent d'une paléokarstification avant le dépôt des formations imperméables. Les circulations souterraines se structurent et entraînent le creusement d'un endokarst lui aussi structuré (6) le long des fractures en extension. Cet endokarst est structuré à partir des résurgences (7), mais également à partir des points d'enfouissement. L'un et l'autre sont les sources principales de la dissipation d'énergie.

Fig.1. — Karstification typology. This synthetic section group the main karstic phenomena in a karstic massive covered by transgressive formations. Catchment area is separated from the resurgence by altitude difference. This gradient gives the potential energy (ΔE_p) when flows cross over the karstic network. Carbon dioxide in the atmosphere and in particular in the soil represents the chemical energy (ΔE_c). Mechanical energy (ΔE_m) is principally induced by brittle tectonics movements. Dolina hollow on the bare karst (1) by privileged fractured burying points. At the contact between limestone and waterproof rocks, a shallow hole gulf down a river (2). Under the permeable formations (3), a cryptokarst is created with modifications in the overburden. Under the waterproof cover (4), karstification does not exist, except the fossil ones. Underground water circulation get organised with endokarst features (6) excavation along extensional fractures. This endokarst is structured from the resurgences and also from the shallow holes. They are both principal points of energy dissipation.

Cette conception a l'avantage de situer les potentialités d'une karstification au cours de l'histoire géologique de la région étudiée. La thèse développée par l'un d'entre nous (Quinif, en préparation), est que ces conditions doivent être simultanément remplies pour qu'un système karstique existe. Elles constituent le **potentiel de karstification**.

On constate que la première de ces conditions joue un rôle prépondérant. Les relations entre l'évolution géologique d'une région et les types d'énergie disponible constituent la clé de la karstification de la région considérée. L'énergie chimique est le type d'énergie le plus ubiquiste : le dioxyde de carbone est toujours présent, quand ce ne serait que dans l'atmosphère. L'énergie potentielle est plus variable. La circulation de l'eau avec une vitesse et un débit suffisant pour qu'une dissipation énergétique aboutisse à une structuration est fortement dépendante du climat, des dénivellations entre zone d'alimentation et zone de sortie (concept du niveau de base), d'une partie non saturée dans l'aquifère et du temps : il faut que le relief soit suffisant pour qu'un potentiel gravifique existe entre un "amont" et un

"aval" et qu'il existe durant une période de temps suffisante. L'existence d'une partie non saturée de l'aquifère est également un élément favorable. Ce relief ne peut être assuré que par une surrection d'ensemble rapide ou par une surrection différentielle. Une surrection d'ensemble trop lente et régulière (sans saccade) aboutira à un réseau fluvial normal plutôt qu'à des circulations souterraines (Mangin & Bakalowicz, 1990). Enfin, l'énergie mécanique est essentiellement dépendante de la tectonique, d'abord pour générer des discontinuités à l'intérieur de la masse rocheuse, ensuite pour assurer une ouverture suffisante des fissures et un apport direct d'énergie au travers de joints tectoniquement actifs. Il existe ainsi une chronologie relative précise entre phase tectonique et karstification (Quinif *et al.*, 1997).

Ces concepts, intégrés à l'échelle d'une région dans son histoire géologique, sont très féconds. En effet, la présence ou l'absence de karstification dans les assises carbonatées de la région à telle ou telle époque impliquent que certaines conditions de la karstification n'ont pas été remplies. En d'autres termes, une phase de karstification suppose qu'à cette époque, le contexte géodynamique régional permettait que de l'énergie se dissipe sous ses trois formes. On connaît par exemple d'énormes massifs calcaires montagneux qui ne sont pas karstifiés (certains massifs montagneux de Trento ou de Lecco par exemple), alors que les différences d'altitude entre alimentation et sortie sont grandes et qu'il pleut en abondance. Il faut admettre que les conditions tectoniques (apport d'énergie mécanique) n'ont pas été remplies. A l'inverse, certains massifs calcaires constituent des "monstres karstifiés" (par exemple, le massif de la Pierre Saint-Martin, la Chartreuse, le Marguareis). Ils ont donc bénéficié pendant plusieurs périodes importantes de leur évolution de la conjonction des différents types d'énergie. Nous allons maintenant appliquer ces concepts à l'évolution karstique du bassin de Mons.

III. — LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE

1) Structure générale du Bassin de Mons

Enchâssées dans une dépression subsidente, les séries méso-cénozoïques du bassin de Mons s'appuient en discordance au nord sur le bâti monoclinale dévono-carbonifère du synclinorium de Namur et au sud sur les séries du Dévonien inférieur du synclinorium de Dinant chevauchant le Silésien du synclinorium de Namur (fig.2 et 3). L'axe est-ouest du Bassin de Mons est parcouru par la rivière Haine qui conflue avec l'Escaut à Condé. De Saint-Vaast à l'est jusqu'à sa confluence à l'ouest, la rivière passe de 87 m à 22 m d'altitude. Au nord et au sud, les collines se situent aux environs de 80 à 120 mètres d'altitude. Les dénivellations sont donc de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres pour des distances d'environ 10 kilomètres. Il faut néanmoins noter que les formations carbonatées présentent des différences d'altitude situées entre le décimètre et quelques dizaines de mètres.

2) Litho-stratigraphie

La série méso-cénozoïque du Bassin de Mons débute par les faciès fluviaux et estuariens du Wealdien (fig.4), formés de graviers, sables, argiles, parfois riches en matières organiques (lignites). Ces roches meubles se disposent en lentilles discordantes sur les roches



Fig.2 — Situation du Bassin de Mons.

Fig.2 — Situation of the Mons Basin.

paléozoïques au nord du bassin. L'Albien est également discontinu, formé de sables et grès calcareux avec parfois des conglomérats à la base. Le Cénomaniens inférieur est conglomératique ("Tourtia"). Avec le Cénomaniens supérieur et le Turonien, la transgression se généralise sur l'ensemble du bassin avec dépôt de marnes ("Dièves"). Cette formation constitue la base imperméable de la nappe phréatique des craies. Le Turonien terminal est formé de craies marneuses à silex omniprésents ("Rabots"). La silicite de Saint-Denis ("Meulière") résulte d'une silicification affectant localement les craies à silex du Turonien supérieur.

A partir du Coniacien jusqu'au Maastrichtien, la "mer de la craie" prend possession du Bassin de Mons. De bas en haut, on trouve la craie de Maisières glauconifère et la craie inférieure de Saint-Vaast du Coniacien, la craie supérieure de Saint-Vaast du Santonien, les craies de Trivières, d'Obourg, de Nouvelles et de Spiennes du Campanien. De nombreux hardgrounds, des niveaux de poudingues et des silex s'individualisent dans les craies.

Au Maastrichtien inférieur, se développe une calcarénite phosphatée : la Craie de Cibly, limitée en bas et en haut par deux niveaux de poudingues à galets phosphatés. Ces calcarénites phosphatées sont surmontées par place du Tuffeau de Saint-Symphorien, une calcarénite blanche. Par l'intermédiaire d'une lacune, on passe au Tertiaire par le Tuffeau de Cibly, autre calcarénite blanche à niveaux de silex appartenant au Danien. Le calcaire montien de Mons n'existe nulle part en affleurement ; il se subdivise entre un ensemble marin inférieur et un ensemble lacustre supérieur. Le Paléocène se termine avec les sables glauconifères landéniens (Thanétien). Ils sont surmontés par l'Yprésien sablo-argileux coiffé des sables de faciès panisélien (Dupuis & Robaszynsky, 1986) qui n'apparaissent plus que sur des collines témoins comme le Mont Panisel. Le reste du Tertiaire n'est plus représenté et on passe directement au Pléistocène avec les loess de la dernière glaciation (Haesaert, 1983) et des formations fluviales récentes.

3) Tectonique

Après l'orogénèse hercynienne, le Bassin de Mons aurait pu rester, comme toute autre partie de la plate-forme Nord-Ouest européenne, une zone relativement stable, peu active. Il n'en a rien été. Au droit de grandes structures

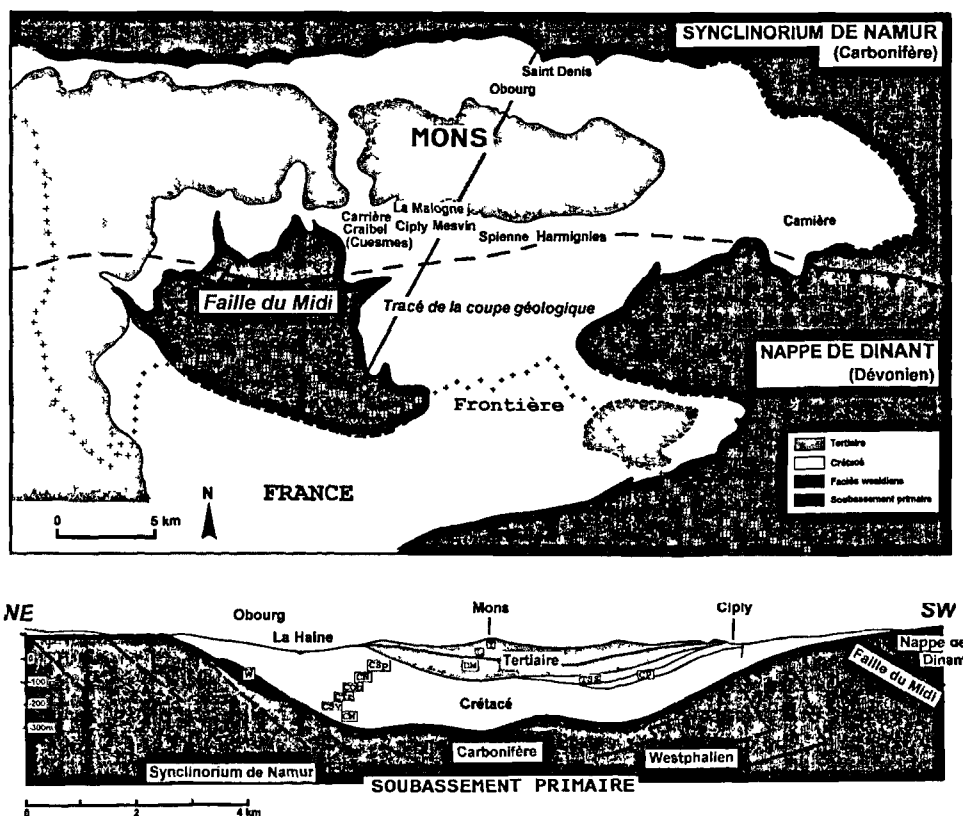


Fig.3 — Esquisse géologique du Bassin de Mons et coupe N-S passant par Mons. On y voit les formations à faciès wealdien affleurer au nord. Le soubassement primaire est recouvert en grande partie par les formations paléogènes (Landénien et Yprésien pour l'essentiel), le Tertiaire indiqué est celui qui surmonte les formations mésozoïques. La Faille du Midi sépare la Nappe de Dinant du Synclinorium de Namur qu'elle chevauche. Sur la coupe, le contact entre les formations méso-cénozoïques et le socle primaire est en grande partie hypothétique. Par exemple, il est probable que le contact aux environs de la Faille du Midi soit plus redressé (I. Godfriaux, communication orale). W : Wealdien. CM : Craie de Maisière. CSv : Craie de Saint-Vaast. CTr : Craie de Trivière. COB : Craie de Obourg. CN : Craie de Nouvelle. CSp : Craie de Spienne. CP : Craie phosphatée de Ciplly. TSS : Tuffeau de Saint-Symphorien. DM : Dano-Montien. L : Landénien. Y : Yprésien.

Fig.3. — Geological map of the Mons Basin and N-S section through Mons. Wealdian formation outcrop at the north on the primary basement which is particularly covered by paleogene formations (Landenian and Ypresian). The Tertiary drawn on the map is on the mesozoic formations. The "Faille du Midi" is an overthrusting fault which separates the Dinant nappe from the Namur synclinorium. On the section, the contact between the meso-cenozoic formation and the primary basement is to a great extent hypothetical. For example, it is likely that the contact around the "Faille du Midi" is more sloping (I. Godfriaux, unpublished). For example, it is likely that the contact around the "Faille du Midi" is more sloping (I. Godfriaux, unpublished). W : Wealdian. CM : Maisière chalk. CSv : Saint-Vaast chalk. CTr : Trivière chalk. COB : Obourg chalk. CN : Nouvelle chalk. CSp : Spienne chalk. CP : Phosphatic chalk of Ciplly. TSS : Calcarenite of "Tuffeau de Saint-Symphorien". DM : Dano-Montien. L : Landenian. Y : Ypresian.

tectoniques, telles que la Faille du Midi, la Zone de Cisaillement Nord-Artois et la Faille Bordière, cette région fut le siège d'une tectonique cassante en extension depuis au moins le Wealdien jusqu'à l'Actuel (Vandycke & Bergerat, 1989 ; Vandycke, 1992). La subsidence du Bassin de Mons est directement liée à cette dynamique en extension, associée à une dissolution à caractère karstique du bâti paléozoïque en profondeur (Delmer, 1977 ; Delmer *et al.*, 1982), au Wealdien notamment, et à des variations d'eustatisme au Tertiaire en particulier (Dupuis & Vandycke, 1989). Cette dynamique se surimpose à la subsidence active au Dévono-Carbonifère au droit du "Sillon borain" (Michot, 1980), attestée notamment par un fort épaissement des formations de cet âge (Delmer, 1972, 1977). Ce dernier mécanisme a favorisé la conservation en profondeur des évaporites dinantiennes (Dejonghe *et al.*, 1976 ; Groessens *et al.*, 1979), soustraites, par leur position profonde, à la dissolution superficielle lors de l'orogénèse varisque (De Putter, 1995).

Après les périodes d'inversion tectonique et de surrection du Jurassique qui semble avoir eu peu d'effets sur le Bassin de Mons, débute dès le Wealdien une tectonique

cassante en extension assez active. Au cours du Crétacé supérieur, elle est le moteur principal de la subsidence. Il en résulte une intense fracturation des craies blanches, où s'individualisent des réseaux de diaclases organisés et très denses, ainsi que des systèmes de failles métriques à décimétriques dont certaines sont synsédimentaires (Vandycke, 1992). Au Maastrichtien inférieur, les craies phosphatées enregistrent une activité en décrochement dextre de la Zone de Cisaillement Nord-Artois (Vandycke *et al.*, 1988 ; 1991), qui est à relier aux mécanismes d'inversion de la phase laramienne, définie par ailleurs dans le nord-ouest européen (Ziegler, 1987).

Si, à partir du fini-Paléocène, l'influence septentrionale est plus marquée dans l'enregistrement sédimentaire, il en est de même pour la tectonique. Les failles datables du Tertiaire présentant un remplissage sablo-argileux sont moins nombreuses que celles du Crétacé mais sont par ailleurs de plus grande fréquence (hectométrique à kilométrique). Il est à noter que les formations sablo-gréseuses du Tertiaire sont moins compétentes à la fracturation que les craies et donc l'enregistrement est moins favorable. Cette dynamique perdurera jusqu'au

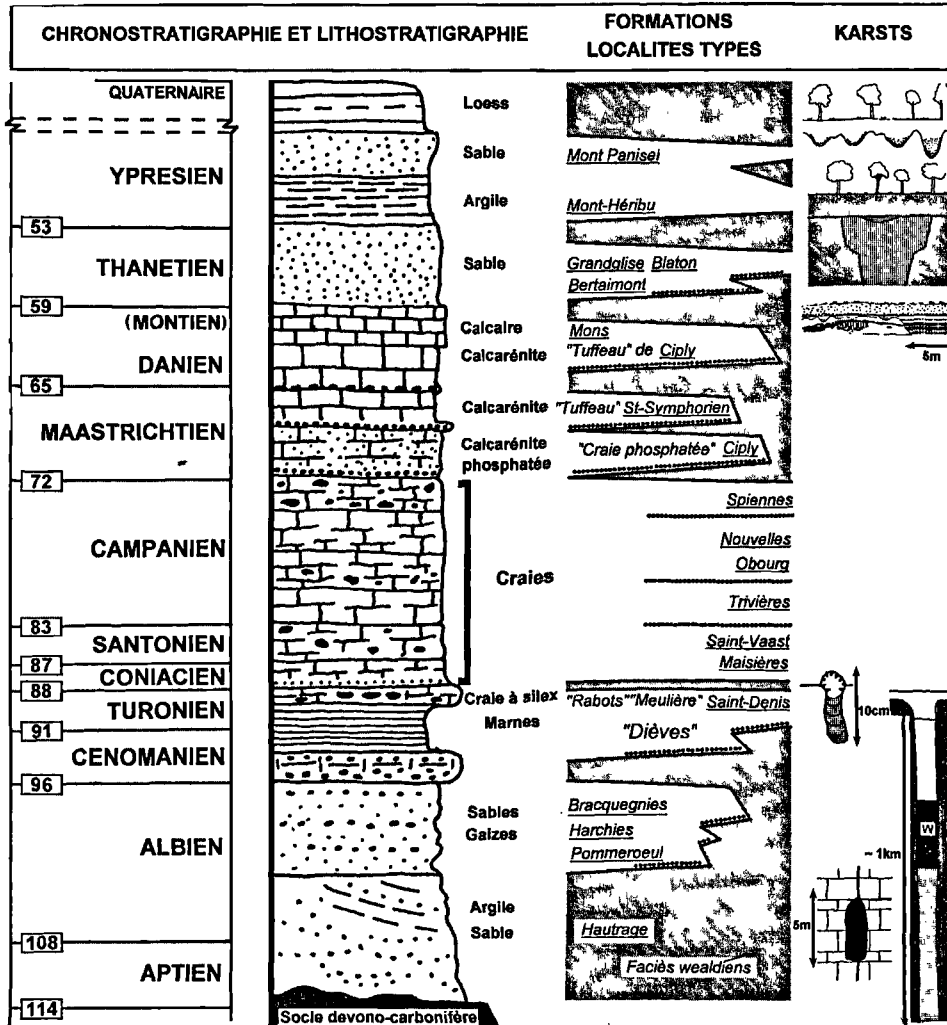


Fig.4. — Série lithostratigraphique, chronostratigraphie, principaux événements paléogéographiques et phénomènes karstiques. Les âges sont indiqués dans la colonne de gauche en millions d'années. Les localités types sont soulignées. Les surfaces grisées dans la colonne "FORMATIONS" visualisent les périodes continentales, les lignes de points les niveaux de poudingues. Dans la colonne de droite, les principaux phénomènes karstiques sont schématisés dans l'ordre chronologique avec, de bas en haut, les puits du Houiller et l'endokarst des calcaires carbonifères du nord (les formations wealdiennes sont en noir), le microkarst de la Meulière de Saint-Denis, les poches à phosphates enrichis, les cryptopuits ante-yprésiens (voir figure 7) et les crypto-karsts quaternaires (voir figure 5).

Fig.4. — Lithostratigraphy, chronostratigraphy, main paleogeographical events and karstic phenomena. Ages are indicated on the left column in million years. Typical localities are underlined. Grey surfaces in the column "FORMATIONS" are the continental periods, black points lines represent the conglomerates levels. In the right column, main karstic phenomena are represented diagrammatically following the chronological order with, from the bottom, the coal pits and the endokarst of the carboniferous limestones at the north (wealdian formations are in black), microkarst of the "Meulière de Saint-Denis", the enriched phosphatic chalks, the cryptopits between Thanetian and Ypresian (figure 7) and the recent cryptokarsts (figure 5).

Quaternaire où elle est enregistrée de façon sporadique dans quelques plaines alluviales. Aujourd'hui, le Bassin de Mons est toujours une région sismiquement active, avec une zone sismogénique d'une dizaine de kilomètres (Camelbeeck, 1989). Cette sismicité actuelle corrobore l'évolution quasi-continue du champ de contrainte en extension dans le Bassin de Mons depuis le Crétacé.

IV. — LES FORMES KARSTIQUES ET APPARENTÉES

1) Le karst du calcaire carbonifère

Bien que n'appartenant pas s.s. au Bassin de Mons, on ne peut passer sous silence une morphologie "karstique

omniprésente localisée dans les calcaires dinantiens du bord nord (Quinif *et al.*, 1985 ; Quinif & Rorive, 1990 ; Quinif *et al.*, 1993 ; Vergari *et al.*, 1995), et rencontrée en sondage sous le bassin de Mons lui-même ou dévoilé par ses conséquences ("puits naturels du Houiller", Quinif, 1994). La principale phase qui préside à l'élaboration de ce karst se situe dans le Crétacé inférieur, l'endokarst bien structuré contenant des remplissages à faciès wealdien. Le fait majeur est que cette phase de karstification suppose un potentiel de karstification élevé puisque ce karst est présent sur des dizaines de kilomètres carré. De plus, on retrouve des remplissages à gros galets roulés dans des galeries trépanées par les carrières. Enfin, ce karst existe à grande profondeur (jusqu'à 4.000 mètres sous la frontière franco-belge) dans le synclinal sous les séries namuro-westphaliennes où il est à l'origine des "puits naturels du Houillers" dont l'un d'eux recèle le célèbre gisement

d'*Iguanodons* (Van Beneden, 1878). Vu les considérations générales exposées en début d'article, cette genèse à grande profondeur nécessite un apport d'énergie notamment d'origine tectonique (Dupuis & Vanduycke, 1989), peut-être thermique.

2) Les "microkarsts" de la meulière

Ils sont visibles dans la Meulière de Saint Denis. Ce faciès de silicites très dures résulte d'une silicification affectant les craies à silex abondants du Turonien supérieur. On y découvre de petites cavités cylindriques renfermant dans la partie inférieure une petite série stratifiée de sables silicifiés se terminant sur une cavité transformée en géode de quartz. Ces cavités sont larges de 5 à 10 cm et profondes de 20 cm. La colonne de sédiments présente une stratification en guirlandes centrées sur l'axe de la cavité. Il s'agit d'une micro-doline creusée dans un faciès carbonaté, ayant piégé des sables peut-être lors d'une transgression restreinte, le tout ayant été silicifié durant une phase continentale coniacienne ultérieure. Le caractère discret de ces phénomènes laisse penser que l'on devait se trouver dans une paléogéographie peu différenciée, probablement près de la côte.

3) Les crypto-dolines

Ce sont les formes les plus répandues. Elles se caractérisent par leurs formes et leurs dimensions, par l'encaissant, par leur remplissage et par les formations de couverture. Les plus petites sont de l'ordre du mètre, les plus grandes dépassent plusieurs dizaines de mètres de diamètre et de profondeur. Leurs formes sont en entonnoir, avec fond plat ou en pointe. Parfois, elles se transforment en vrais puits cylindriques. Le toit de la craie peut être corrodé de manière très irrégulière ; il s'agit alors plus d'un cryptolapiaz que d'une suite de dolines.

Les crypto-dolines se développent dans tous les faciès carbonatés. Le cryptokarst d'Harmignies visible dans la tranchée de la route Mons - Beaumont affecte la craie à silex de Spiennes (fig.5), celles des carrières CBR à Harmignies pénètrent la craie blanche de Nouvelles. Les dolines tubulaires d'Obourg traversent la craie d'Obourg. Les poches de la Malogne sont creusées dans la calcarénite phosphatée et le tuffeau de Ciply.

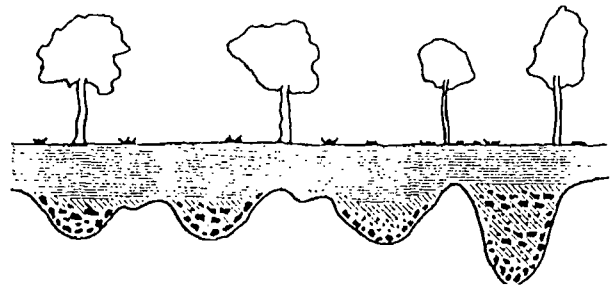


Fig. 5. — Coupe du cryptolapiaz d'Harmignies, vu de la route Mons-Beaumont. La route coupe en tranchée la cuesta, dévoilant ainsi le contact entre les loess weichséliens (partie supérieure grisée) et la craie de Spiennes, par l'intermédiaire d'un remplissage de poches constitué d'un conglomérat de silex avec une matrice argileuse décarbonatée.

Fig. 5. — Section through the cryptolapiaz of Harmignies, seen from the road of Harmignies. This road cut the cuesta, showing the contact between the weischelian loesses and the Spiennes chalk. The depression in the chalk are filled by a silex breccia with a decarbonated clay.

Les sédiments piégés proviennent soit de l'altération de l'encaissant (les "sables phosphatés" des poches de la calcarénite phosphatée maastrichtienne), soit des terrains de couvertures, parfois disparus à cause de l'érosion (sables verts du Landénien) et plus ou moins transformés par altération. Mentionnons la célèbre coupe de la carrière de Mesvin levée par F.-L. Cornet (1886) où on retrouve, engagés dans les cryptodolines, les phosphates enrichis, le Landénien et le Quaternaire (fig.6). Il nous plaît de souligner qu'il s'agit probablement d'une des premières descriptions et interprétations de la crypto-karstification, avec le travail de Van Den Broeck (1881) en mettant l'accent sur la dissolution produite exclusivement par les eaux d'infiltration chargées de dioxyde de carbone. Les creux du crypto-lapiaz d'Harmignies sont colmatés par une argile à silex. Les crypto-dolines de la carrière Craibel à Cuesmes piègent des loess. Enfin, les dolines tubulaires d'Obourg renferment un remplissage complexe constitué d'un sol brun dont la structure est encore visible surmonté d'un sable. Aucun élément de datation n'existe à présent. Les sables peuvent être des sables situés à quelques dizaines de mètres de la carrière repris par les processus éoliens de la dernière glaciation, et qui ont ainsi recouvert un sol brun préalable.

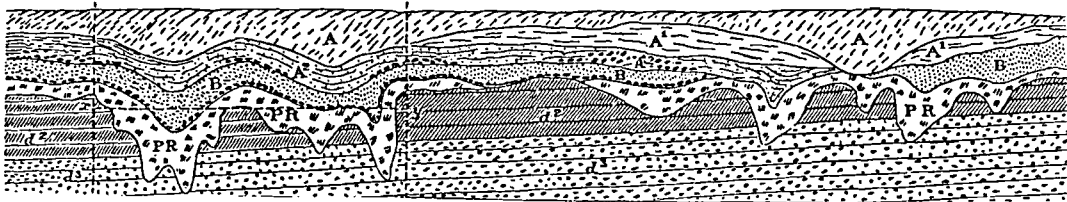


Fig. 6. — Section of F.-L. Cornet (1886) of the Mesvin quarry. A. Plants soil without carbonate. A¹. Yellow carbonated and stratified loam. A². Sandy loam and stratified sand, with pieces of flint, chalk and tertiary and devonian rocks. This deposit is dated by great mammals bones (mammoth, rhinoceros, horses, etc.) and flint tools. B. Lower part of the landenian system, clayed sand of quartz and glauconie. PR. Rich phosphate. d². Brown phosphatic chalk without flint. d³. Brown phosphatic chalk with flint.

Fig. 6. — Section of F.-L. Cornet (1886) of the Mesvin quarry. A. Plants soil without carbonate. A¹. Yellow carbonated and stratified loam. A². Sandy loam and stratified sand, with pieces of flint, chalk and tertiary and devonian rocks. This deposit is dated by great mammals bones (mammoth, rhinoceros, horses, etc.) and flint tools. B. Lower part of the landenian system, clayed sand of quartz and glauconie. PR. Rich phosphate. d². Brown phosphatic chalk without flint. d³. Brown phosphatic chalk with flint.

Quant à la couverture, elle est constituée la plupart du temps par les loess (Haesaert, 1983). On trouve aussi des sables attribués au Landénien supérieur continental à Obourg, voisins des dolines tubulaires. Le rapport entre les deux est assez difficile à faire vu les bouleversements dus aux travaux de la carrière, mais on peut raisonnablement penser que les sables contenu dans les dolines proviennent de cette couverture remaniée. Nulle part, on ne voit de façon indiscutable une formation qui scelle les poches karstiques sans être elle-même affectée. Dans cette optique, une mention particulière doit être donnée à la description de la coupe de la carrière Bernard à Cibly faite par Rutot et Van Den Broeck (1885-1886). Cette coupe est celle dans laquelle fut découvert *Hainosaurus Bernardi*. Une partie de la queue de l'animal a disparu dans une "poche de phosphate riche" par dissolution. Le fait important est que le Landénien sus-jacent et les limons quaternaires sus-jacents, sont non perturbés. Deux autres publications de J. Cornet (1899-1900 ; 1901-1902) mentionnent également que des limons quaternaires sont non perturbés par les phénomènes de dissolution alors que le Landénien l'est bel et bien.

4) Les crypto-puits

Nous utilisons ce terme pour nommer des formes d'affaissement de terrains de couverture au travers de cette dernière, ce phénomène étant provoqué par la dissolution de terrains carbonatés sous-jacents. Ces formes ont été décrites notamment à Carnières dans l'extrême est du bassin (Dupuis, 1995). Le remplissage consiste en une argile sableuse marine ou saumâtre comprise entre failles normales qui délimitent une forme en puits (fig.7). Ce dernier est creusé dans des sables glauconifères à passées d'argile du Paléocène supérieur, de faciès landénien, attribué à la nanozone NP8. De plus, à côté du puits, un front rouge à noir délimite une zone de sables blanchis contenant des grès de type silcrète *s.l.*. Enfin, un chenal incisant le remplissage du puits est rempli de sables et argiles. Tous ces ensembles sont scellés par l'Yprésien transgressif daté de la nanozone NP11.

Cette coupe démontre qu'après le dépôt de sables argileux landéniens, une chute relative du niveau de base a permis l'apparition d'un potentiel provoquant une dissolution dans les craies situées sous le Landénien. Cette crypto-corrosion localisée détermina des formes d'affaissement dans les sables sus-jacents ainsi que le lessivage du potassium et du fer dans les sables et la formation d'indurations siliceuses. Cette période est comprise entre les zones NP8 et NP11, autour de la limite entre le Paléocène et l'Eocène.

5) Les formes endokarstiques

Elles sont quasiment absentes. Aucune grotte avec ou sans circulation souterraine n'est connue. Les phosphatières souterraines de la Malogne permettent d'observer, aux environs des cryptodolines, des chenaux d'un diamètre centimétrique à décimétrique se développant au détriment de fissures planes horizontales, sous le fond des cryptodolines. Dans le Tuffeau de Cibly, des coupoles sont visibles grâce à l'existence de fontis qui les recourent. Elles ont une forme classique, d'un diamètre de quelques décimètres, aux parois arrondies, plutôt hémisphériques. Elles sont connectées à un réseau de petits conduits centimétriques. Des sondages ont recoupé à des profondeurs peu importantes des niveaux de sédiments meubles, sableux

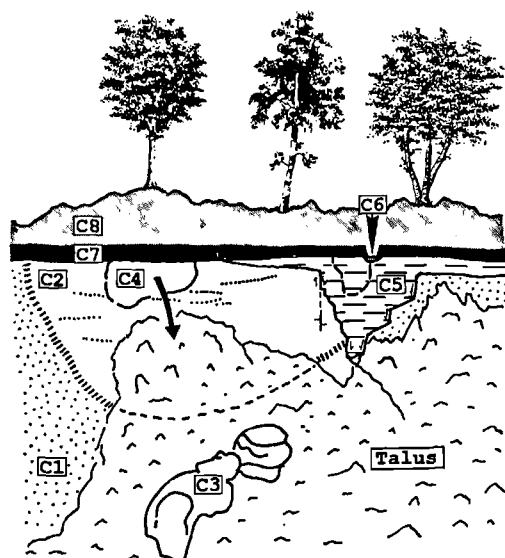


Fig.7. — Coupe de Carnières (Dupuis, 1995). C1. Sables glauconifères à lits argileux (Paléocène supérieur). C2. Zone blanchie. C3. Blocs de silcrète tombés d'une position indiquée en C4. C5. Argile sableuse marine ou saumâtre piégée dans le crypto-puits. C6. Argile et sable en chenal du Paléocène supérieur. C7 et C8. Argile yprésienne marine.

Fig.7. — Section of Carnière (Dupuis, 1995). C1. Glauconiferous sands with clayed beds (Upper Paleocene). C2. Bleached area. C3. Silcrete blocks fallen from a position indicated in C4. C5. Marine or brackish sandy clay in the cryptopit. C6. Channel of clay and sand of Upper Paleocene. C7 et C8. Ypresian marine clay.

et limoneux, dans la craie (Drumel, communication orale). Vu le contexte, il s'agit probablement de la partie inférieure de formes crypto-karstiques connectées avec la surface et creusées par corrosion descendante. Cette disposition géométrique est fréquemment rencontrée sur les parois de carrières où des formes arrondies remplies de sédiments détritiques, apparemment sans connexion avec la surface résultent d'une trépanation latérale de conduits à tronçons obliques.

V. — LES PÉRIODES DE KARSTIFICATION

1) Aspects généraux de la chronologie karstique

Dans le terme de karstification, rappelons que nous englobons tous les phénomènes de dissolution de faciès carbonaté. Classiquement, on date une formation paléokarstique en la situant entre l'âge de la formation karstifiée et l'âge de la formation transgressive qui scelle le phénomène étudié. Quant à l'âge des karsts spéléologiques (c'est-à-dire explorables à l'homme), il est souvent difficile de le déterminer. Les seuls éléments sont souvent cherchés dans la corrélation entre la spéléogénèse et des formes ou formations qu'on synchronise, par exemple des terrasses fluviales. De toutes manières, cette façon de faire suppose certaines hypothèses génétiques. Il existe néanmoins d'autres arguments chronologiques utilisables, à commencer par l'âge des remplissages. Bien-sûr, ceux-ci ne datent qu'une période postérieure au creusement, sauf dans le cas de remplissages paragénetiques (Renault, 1967). Néanmoins, pour des intervalles de temps suffisants grands (de l'ordre de

million d'années), ils apportent un élément précieux. Dans le cas de karsts couverts, les phénomènes de soutirage dus à la dissolution sous-jacente à la couverture déterminent dans cette dernière des structures sédimentaires de soutirage qui donnent également des indications chronologiques. Enfin, l'intégration des phénomènes karstiques dans l'histoire géologique permet parfois de les situer à telle ou telle période.

2) La karstification "wealdienne"

La karstification "wealdienne" des calcaires carbonifères se passe au Crétacé inférieur. Il s'agit d'un endokarst structuré, bien développé, à haut niveau énergétique. Sa datation repose sur la nature des remplissages endokarstiques et de la couverture (Vergari & Quinif, 1997). Cette dernière scelle, au Cénomaniens, de grandes zones altérées : les "fantômes de roches", eux-mêmes postérieurs aux endokarsts que parfois ils digèrent. Les marnes turoniennes (les Dièves) marquent la fin de ces épisodes karstiques du Crétacé inférieur.

3) La karstification coniacienne

Au Coniacien inférieur, se situent les microkarsts de la Meulière de Saint-Denis. Ils prouvent que cette période du Crétacé qui précède la "mer de la craie" connaît des fluctuations du niveau de base et des phases continentales. Un premier épisode continental est cause de la formation des microkarsts, un second est à l'origine de la silicification. Soulignons l'importance du karst dans la reconnaissance de cette phase d'émersion jusqu'ici ignorée.

4) La karstification paléocène

Les assises de craie ne montrent pas d'autre karst intracrétacé que celui de la Meulière de Saint-Denis. Cette constatation, compte tenu de la forte activité tectonique pendant cette période (voir ci-dessus), conduit à la conclusion qu'un potentiel de karstification n'existait pas. Il est intéressant de remarquer qu'aucune forme karstique n'est décelable le long des fractures de la craie. Les cryptodolines visibles dans les phosphatières de la Malogne sont déconnectées des failles situées à quelques dizaines de mètres de là.

D'après les observations de Rutot et Van Den Broeck, il existe une crypto-karstification ante-landénienne. Elle pourrait être mise en relation avec la période qui a suivi le dépôt des calcaires lacustres montiens. Ensuite, un cryptokarst plus généralisé affecte le Landénien mais non le Quaternaire. Il a fourni les phosphates les plus enrichis et les plus abondants. A ce stade, la datation est imprécise. Les observations de Dupuis (1995) apportent des informations plus précises puisque le crypto-puits de Carnières témoigne d'une activité karstique dans les environs de la limite Paléocène-Eocène. La stratigraphie permet, malgré des enregistrements sédimentaires incomplets, de situer cette phase continentale à quelques millions d'années près. Il est évidemment tentant d'associer à cette phase la karstification génératrice des phosphates enrichis ci-dessus cités.

5) La karstification quaternaire

Enfin, les autres cryptoreliefs affectent le Quaternaire *s.l.* Bien-sûr, on ne peut exclure que leur genèse n'ait débuté

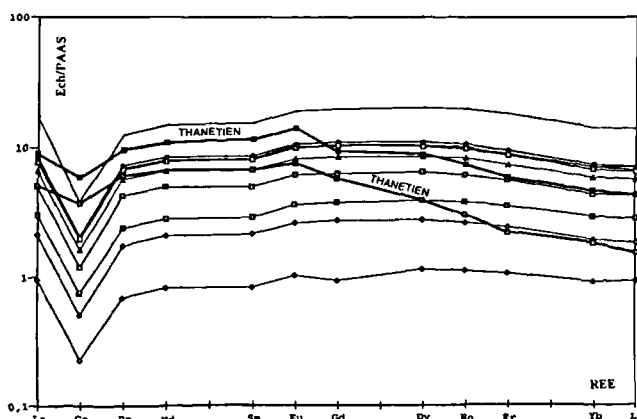


Fig.8. — Distribution des terres rares (normées aux PAAS) des échantillons d'altérites de la Malogne et de deux échantillons de sable thanétien. On observe l'enrichissement progressif en terres rares, sans fractionnement, à mesure que l'on monte dans le profil d'altération (concentration des REE par disparition de la matrice carbonatée de la Craie phosphatée).

Fig.8. — Distribution of the rare earths (PAAS standardised) of rich phosphatic chalk and two thanetian sands in the cryptodolines in the Malogne quarries. One sees the progressive enrichment in rare earths, without splitting up, to the top of the alteration profile. This corresponds to the disparition of the carbonates of the phosphatic chalk.

lors de périodes antérieures. L'étude géochimique du remplissage des cryptodolines de la Malogne fournit trois arguments désignant tous un processus d'altération modérée :

- l'absence totale de minéraux argileux à structure 1:1 (famille de la kaolinite) et de minéraux phosphatés néoformés caractéristiques d'épisodes d'altération intense (crandallites, par exemple) ;

- l'absence de tout fractionnement des terres rares (REE) au long d'un profil d'altération recoupant (de bas en haut) la craie phosphatée de Cibly (CPC), les sables phosphatés et les sables verts thanétiens sommitaux. Les sables phosphatés dérivent de la CPC, dont ils conservent parfaitement la forme des profils REE (fig.8). En fait, ces altérites s'enrichissent en terres rares, par disparition progressive de la matrice carbonatée de la craie, tout en gardant la forme du profil REE du protolithe (la CPC). Ceci est bien visible sur la figure 8 et témoigne du caractère très modéré de l'altération qui a donné naissance aux sables phosphatés. Par contraste, les sables thanétiens, qui ne dérivent évidemment pas de la CPC, présentent des profils REE entièrement différents ;

- les données isotopiques obtenues en spectrométrie alpha montrent que les rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ des sables phosphatés restent tous très proches de l'unité. Ces résultats indiquent que ces échantillons n'ont pas subi de lessivage préférentiel d'un des isotopes de l'uranium depuis $\approx 2.45\text{Ma}$ (équilibre séculaire), alors que l'on sait que ^{234}U est particulièrement susceptible d'être mobilisé au cours de l'altération superficielle. Les données disponibles suggèrent donc que les cryptodolines de la Malogne se sont formées au cours d'un épisode d'altération d'intensité modérée.

Compte tenu des contraintes qui sont fournies par les données de géochimie isotopique (rapports $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \approx 1$), deux hypothèses doivent être envisagées. Soit les altérites

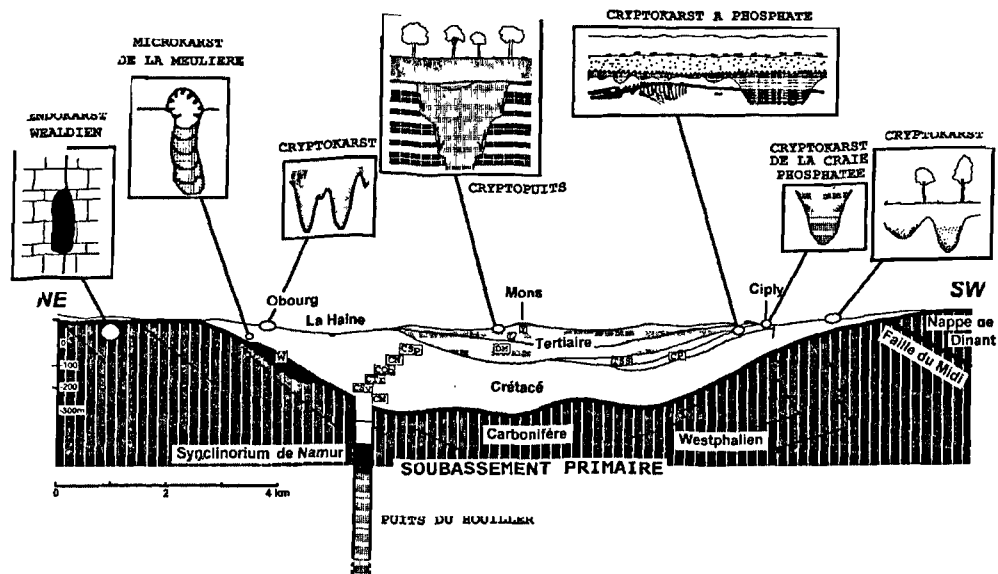


Fig.9. — Localisation des principaux types de phénomènes karstiques dans le Bassin de Mons. La légende est la même qu'à la figure 3.

Fig.9. — Localisation of the main karstic phenomena in the Mons Basin. Caption is the same than in the figure 3.

ont un âge supérieur à $\approx 2.45\text{Ma}$ (c'est-à-dire pliocène ou antérieur) et un épisode d'altération modéré apparaît relativement improbable, compte tenu des paléoclimats du Néogène, qui favorisent des altérations beaucoup plus énergiques. Soit les échantillons sont sensiblement plus récents, c'est-à-dire quaternaires, et il y aurait un meilleur accord entre le type d'altération formellement désigné par les analyses effectuées et les paléoclimats de cette période. A ce stade de l'étude, nous privilégions évidemment cette dernière hypothèse, qui est encore renforcée, comme mentionné ci-dessus, par le fait que les loess weichseliens sont fréquemment piégés dans les cryptodolines.

Ajoutons qu'aucune des formes de corrosion de la Malogne n'est creusée au détriment des failles qui ont joué au Tertiaire. Si ces formes avaient été creusées au Tertiaire, on devrait s'attendre à ce qu'elles se surimposent aux failles actives à cette période. Cet argument appuie la thèse d'une morphologie quaternaire.

Enfin, il est symptomatique que le Bassin de Mons ne présente pas une formation analogue aux argiles à silex de Normandie. Cela milite en faveur de l'absence de karstification au cours de l'Oligocène et du Miocène.

VI. — L'HYDROGÉOLOGIE DES CRAIES ET LA FAIBLESSE DE L'ENDOKARST

Aucune étude hydrogéologique réalisée dans la "nappe des craies" du Bassin de Mons n'a rencontré ou mis en évidence la présence de conduits de type endokarstique (Godfriaux, Rorive, ce fascicule, p. 000), même si parfois la présence de craie très fracturée pourrait y faire penser, comme par exemple dans le puits de production établi dans la craie de Spienne où un examen par caméra a permis d'observer une fracturation extrême dans un banc de craie à silex, sans karstification.

Par ailleurs, l'interprétation des essais de pompage sur les puits établis dans les craies a toujours pu être faite sur

base des lois classiques d'écoulement des nappes d'eau souterraine, en particulier la loi de Darcy. La gamme des transmissivités obtenues varie de $8.10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ à $6.10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, ce qui situe les perméabilités de l'aquifère des craies du Bassin de Mons entre 16.10^{-4} m/s et 12.10^{-6} m/s , valeurs classiques d'aquifères non karstifiés.

Enfin, les modélisations mathématiques mises au point pour la nappe des craies montrent qu'une bonne concordance peut être trouvée entre les données théoriques des modèles, la piézométrie calculée et les cartes piézométriques réelles (Rorive, 1987), validant de ce fait l'équation de base ou équation de diffusivité, découlant de la loi de Darcy.

VII. — CONCLUSIONS : LA KARSTIFICATION FAIBLE DU CRÉTACÉ DU BASSIN MONTOIS

Au travers des considérations fondamentales rappelées au premier paragraphe, les observations régionales s'expliquent en fonction de l'histoire géologique régionale. Il faut d'abord distinguer endokarst et cryptokarst. Le premier, on l'a vu, est pour ainsi dire quasiment inexistant. Ni héritage, ni circulation actuelle ne dévoilent un quelconque caractère karstique. Le second, par contre très représenté, s'insère dans des créneaux temporels favorables caractérisés par des différences d'altitude marquées, suffisantes pour que les solutions usées puissent s'évacuer et ainsi renouveler le potentiel d'agressivité. Néanmoins, cette cryptocorrosion associée à une très faible structuration témoigne que le potentiel de karstification est toujours resté très faible.

Ces données trouvent place lorsqu'on se souvient de la structure globalement subsidente du bassin de Mons. Une subsidence continue entraîne une constante faiblesse des potentiels hydrodynamiques en dehors des périodes marines pendant lesquelles la karstification est arrêtée. Les seules périodes durant lesquelles la cryptocorrosion se manifeste sont les périodes de relèvement au moins local du relief. Les

paléomicrokarsts silicifiés sont ainsi le témoignage d'une émergence au Coniacien, sans doute peu prononcée vu la faible ampleur des phénomènes observés. Les crypto-puits prouvent une activité à la transition Paléocène-Eocène. D'autres observations sur le bâti carbonifère au nord du bassin vont dans le même sens : une réactivation des phénomènes karstiques créacés du calcaire carbonifère par création d'un potentiel de karstification dû sans aucun doute à une activité tectonique. Les cryptodolines sont plus difficiles à dater. Néanmoins, nous avons vu que deux périodes semblent se partager une activité de dissolution : celle citée ci-dessus (limite Paléocène-Eocène) et quaternaire.

Suivant les concepts généraux de la karstification, c'est à la limite Paléocène-Eocène et au Quaternaire qu'existent les potentiels de karstification les plus forts depuis le Mésozoïque. Ces potentiels de karstification sont provoqués par une dissipation d'énergie en ses trois

composantes. Sans qu'il soit possible de quantifier les phénomènes, il faut souligner l'existence de dénivellations conséquentes entre zones d'alimentation et zones de sortie, un climat humide et chaud, ainsi qu'une activité tectonique. Cela aboutit à la création de potentiels hydrodynamiques par accentuation du relief et l'érosion des couvertures imperméables comme les argiles yprésiennes au Quaternaire permettant la descente d'eaux chimiquement agressives aptes à cryptokarstifier. Néanmoins, ce potentiel de karstification est resté faible, incapable d'induire la formation d'un endokarst hiérarchisé.

Cette étude conforte l'idée que le Bassin de Mons est un enregistreur particulier de la dynamique du NW européen depuis le Crétacé inférieur. Les phénomènes karstiques *s.l.* apportent des éléments précisant l'analyse environnementale et des données se rapportant à la tectonique et l'eustatisme.

BIBLIOGRAPHIE

- BEUGNIES A. (1949). — Le gisement de craie phosphatée de Saint-Symphorien. *Bull.Soc.Belge de Géologie*, LVIII, 1, 95-107.
- BONACCI O. (1987). — Karst hydrology. *Springer Verlag Ed.*, Berlin Heidelberg New York, 184p.
- CAMELBEECK T. (1989). — L'activité séismique actuelle (1985-1988) en Belgique. Comparaison avec les données de sismicité historique et instrumentale. Analyse séismotectonique. *Ann.Soc.Géol.Belg.*, 112, 2, 431-441.
- COLBEAUX J.P. (1974). — Mise en évidence d'une zone de cisaillement Nord-Artois.- *C.R.Acad.Sc. Paris*, 278, 1159-1161.
- CORNET F.L. (1886). — On the upper cretaceous series and the phosphatic beds in the neighbourhood of Mons (Belgium). *Quat.J.Geol.Soc.*, 42, 325-340.
- CORNET J. (1899-1900). — Etude géologique sur les gisements de phosphate de chaux de Baudour. *Ann.Soc.Géol.Belg.*, 27,3-32.
- CORNET J. (1901-1902). — Sur un phosphate riche dérivé du tuffeau maestrichtien de St-Symphorien. *Ann.Soc.Géol.Belg.*, 29,75-79.
- DEJONGHE L., DELMER A., GROESSENS E. (1976). — Découverte d'anhydrite dans les formations anté-namuriennes du sondage de Saint-Ghislain. *Bull.Acad.roy.Belg. (cl. Sci.)*, séance du 10/01/1976, 80-83.
- DELMER A. (1972). — Origine du bassin crétacique de la vallée de la Haine. *Prof.Paper*, 1972-5, Serv.Géol.Belgique.
- DELMER A. (1977). — Le bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. *Prof. Paper Serv. Géol. Belg.*, 6 (143), 12p.
- DELMER A., LECLERQ V., MARLIÈRE R., ROBASZYNSKI F. (1982). — La géothermie en Hainaut et le sondage de Ghlin (Mons, Belgique). *Ann.Soc.Géol. Nord*, TCI, 189-206.
- DE PUTTER Th. (1995). — Etude sédimentologique de la Grande brèche viséenne (V3a) du Bassin de Namur-Dinant. *Mém.Expl.Cartes Géol.et Min.de Belg.*, 40, 264p.
- DUPUIS C. (1995). — Karstic induced silcretes related to an upper palaeocene paleosurface in Northern France and Southern Belgium. *14th Int.Sediment.Congress*, Recife ; S8-6.
- DUPUIS C. & ROBASZYNSKI F. (1986). — Tertiary and Quaternary deposits in and around the Mons Basin, documents for a fieldtrip. *Meded.Werkgr.Tert.Kwart.Geol.*, 23 (1),2-19.
- DUPUIS C. & VANDYCKE S. (1989). — Tectonique et karstification profonde : un modèle original de subsidence pour le Bassin de Mons. *Ann.Soc.Géol.Belg.*, 112, 2, 479-488.
- FORD D.C., WILLIAMS P. (1989). — Karst geomorphology and hydrology. *Unwin Hyman Ed.*, London. 601 p.
- GLANSDORFF P., PRIGOGINE I. (1971). — Structure, stability and fluctuations. *Wiley Intersciences*, London.
- GODFRIAUX I., RORIVE A. (1997). — Dégats de biens d'immeubles liés à une exploitation incontrôlée d'une nappe (le cas de la nappe des craies du Bassin de Mons de 1965 à 1975). *Ann.Soc.Géol.Nord*, T. 5, fasc. 3, p.311-317.
- GROESSENS E., CONIL R., HENNEBERT M. (1979). — Le Dinantien du sondage de Saint-Ghislain. *Mém.Expl.Cartes Géol.et Min.de Belg.*, 22, 137p.
- HAESAERTS P. (1983). — Aspects du Pléistocène en Belgique. In : Robaszynski F. & Dupuis C., Belgique. - *Guides géologiques régionaux. Paris (Masson)* ; 186-189.
- MANGIN A. (1975). — Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Ann.Spéléol.*, 29 (3),283-332 ; 29 (4), 495-601 ; 30 (1), 21-214.
- MANGIN A. (1978). — Le karst, entité physique, abordé par l'étude du système karstique. *Ass.Géol.Sud-Ouest* ; colloque de Tarbes, 21-37.
- MANGIN A. (1982). — L'approche systémique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *reunion Monografia sobre el karst, Larra*, 141-157.
- MANGIN A., BAKALOWICZ M. (1990). — Le karst conique : sa genèse à partir de l'exemple du karst du sud de la Chine. *C.R.Acad.Sc. Paris*, 310, série II, 301-307.
- MARLIÈRE R. (1970). — Géologie du Bassin de Mons et du Hainaut. Un siècle d'histoire. *Ann.Soc.Géol.du Nord*, 90, 171-189.
- MICHOT P. (1980). — Belgique in Lorenz, C. (ed.). *Géologie des pays européens*. Dunod, 485-576.
- NICOLIS G., PRIGOGINE I. (1992). — A la rencontre du complexe. *PUF*, Paris.
- PRIGOGINE I. (1968). — Introduction à la thermodynamique des processus irréversibles. *Dunod*, Paris.
- QUINIF Y. (1983). — Eléments d'une approche énergétique du karst. Application à quelques exemples réels de karsts. *Karstologia*, 1, 47-54.
- QUINIF Y. (1994). — Le puits de Flénu (Belgique) : la plus grande structure endokarstique au monde (1 200 m) et la problématique des puits du Houiller. *Karstologia*, 24, 29-36.

- QUINIF Y., BOUKO PH., CANTILLANA R., DRUMEL P., RORIVE A. (1985). — Découverte d'un réseau karstique superficiel à Gaurain-Ramecroix (Hainaut occidental, Belgique) à la faveur de nouveaux puits naturels. *Bull. Soc. belg. Géol.*, T. 94, 1, 45-50.
- QUINIF Y., RORIVE A. (1990). — Nouvelles données sur le karst du Tournaisis. *Bull.Soc.Belg.Géol.*, 99/3-4, 361-372.
- QUINIF Y., VANDYCKE S., VERGARI A. (1997). — Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut, (Belgique). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, T. 168, 4, 89-98.
- QUINIF Y., VERGARI A., DOREMUS P., HENNEBERT M., CHARLET J.-M. (1993). — Phénomènes karstiques affectant le calcaire du Hainaut. *Bull.Soc.Belg.Géol.*, 102, 379-394.
- RENAULT P. (1967). — Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. *Ann.Speleol.*, 22, 5-17 et 209-267.
- RENAULT P. (1983). — La notion de système karstique dans l'étude des réseaux de haute montagne. *Atti Convegno Internazionale sul Carso di Alta Montagna*, 1, 145-160.
- ROBASZYNSKI F., POELS J.P., MARTIN M. (1988). — Le gisement de craie phosphatée de Ciplly : données nouvelles. *Bull.Soc.Belg.Géol.*, 97, 1, 9-24.
- ROBASZYNSKI F. & CHRISTENSEN W.K. (1989). — The Upper Campanian-Lower Maastrichtian chalks of the Mons Basin, Belgium : a preliminary study of belemnites and foraminifera in the Harmignies and Ciplly areas. *Geologie en Mijnbouw*, 68, 391-408.
- RORIVE A. (1987). — Modèle mathématique des craies du Bassin de Mons. *Colloque "Les eaux souterraines en Wallonie (Belgique) - Bilan et perspectives"*. Publ. de la Région Wallone, 132-140.
- RUTOT A., Van Den Broeck E. (1885-1886). — La géologie de Mesvin-Ciplly. *Ann.Soc.Géol.Belg.*, 13, 197-260.
- STEVENS M. (1933). — Déformations tectoniques récentes observables en Belgique. La vallée de la Haine s'affaisse-t-elle encore de nos jours ? *Publ.Ass.Ing.E.Mines Mons*, 45, 2, 211-225.
- VAN BENEDEN P.-J. (1878). — Découverte de Reptiles fossiles gigantesques dans le charbonnage de Bernissart, près de Péruwelz. *Bull.Acad.roy.Belg.*, 2^e série, XLV, 587.
- VAN DEN BROECK E. (1881). — Mémoire sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels par l'infiltration des eaux météoriques. *Mém. couronnés et Mém.des Savants étrangers. Acad.Roy.Sc.Let.et des Beaux-arts de Belgique*, 180 p., pl.h.t.
- VANDYCKE S. (1992). — Tectonique cassante et paléo-contraintes dans les formations crétacés du Nord-Ouest européen. Implications géodynamiques. - *Mém.Sc.Terre* 92-02. UPMC. Paris, 179 p., 97 fig., 12 tab., 30 pl. photo.
- VANDYCKE S. & BERGERAT F. (1989). — Analyse microtectonique des déformations cassantes dans le Bassin de Mons. Reconstruction des paléo-champs de contrainte au Crétacé-Tertiaire. *Ann.Soc.Géol.Belg.*, 112, 2, 469-478.
- VANDYCKE S., BERGERAT F., DUPUIS C. (1988). — Paléo-contraintes à la limite Crétacé-Tertiaire dans le Bassin de Mons (Belgique). Implications cinématiques. Relations avec la Zone de Cisaillement Nord-Artois. *C.R.Acad.Sc. Paris*, 307, II, 303-309.
- VANDYCKE S., BERGERAT F., DUPUIS C. (1991). — Mesozoic brittle tectonics paleostress evolution of the Mons basin (Belgium). Relationships with subsidence pattern. *Tectonophysics*, 192, 261-271.
- VERGARI A., QUINIF Y., 1997 - Les paléokarst du Hainaut (Belgique). *Geodinamica Acta*. sous presse.
- VERGARI A., QUINIF Y., CHARLET J.-M. (1995). — Paleokarstic features in the Belgian carboniferous limestones - Implications to engineering. *Karst GeoHazards, Beck (ed.)*, Balkema, Rotterdam, 481-486.
- WHITE W.B. (1988). — Geomorphology and Hydrology of Karst Terrains. *Oxford University Press*, New York, Oxford. 464 p.
- ZIEGLER P.A. (1987). — Compressional intra-plate deformations in the Alpine foreland. *Tectonophysics*, 137, 420 p.

LA CRYOSUCCION : UN DES MÉCANISMES DE FORMATION DES POCHES DE CRYOTURBATION SUR LES SUBSTRATS CRAYEUX.

Cryosuccion : a mechanism of formation of periglacial involutions in chalk substrata

par Michel LAURAIN (*), Alain MARRE (**) et Hubert GUERIN (***)

Résumé. — Grâce à des décapages archéologiques, il a été possible d'observer le fonctionnement partiel de poches de cryoturbation. Cela permis de mettre en évidence le rôle de la cryosuccion. Le mécanisme peut expliquer la régularité des formes et de la répartition des poches de cryoturbation, leur remplissage, la morphologie des éléments et l'induration des granules crayeux. Des conditions exceptionnelles d'affleurement ont permis le fonctionnement de ce mécanisme sous climat actuel. Tout laisse penser qu'en conditions périglaciaires l'activité de ces cryoturbation était encore plus intense.

Abstract. — Some archeological earth-moving made it possible to observe the partial functioning of periglacial involutions revealed the role of cryosuccion. This mechanism explain the regular forms and arrangement of the periglacial involutions, their filling, the morphology of their elements and the induration of the granules of chalk. Exceptional conditions of outcrop facilitated the functioning of this mecanism under the current climate. It is likely that under periglacial conditions the activity of these cryoturbations is still more intense.

I. — INTRODUCTION

Les paléosols à poches de cryoturbation sont des sols périglaciaires où l'influence des facteurs physiques domine très largement celle des facteurs biologiques. En Champagne-Ardenne, ils représentent vraisemblablement 70 à 80 % de la surface des zones de pentes faibles ou nulles. De nombreux exemples ont été signalés par divers auteurs (Ballif *et al.*, 1995). Une description de ces sols peut être donnée grâce à une coupe située au lieu dit "Mont-du-Ménail" réalisée le long de la route entre Aussonce et Ménail-Lépineois, au nord-est de Reims (fig.1). Plusieurs auteurs avaient déjà présenté des hypothèses de genèse de ces formes. Les observations que nous avons pu réaliser pendant des hivers récents permettent d'adapter certains de ces processus au cas champenois.

II. — DESCRIPTION DES POUCHES DE CRYOTURBATION ET RAPPEL DES HYPOTHESES ADMISES

1) La coupe du "Mont du Ménail"

Cette coupe montre des poches de cryoturbation affectant une craie saine. Sur l'interfluve, l'érosion a décapé les sols et horizons superficiels pour mettre la craie à nu.

C'est une craie blanche, homogène, à grain très fin, massive, tendre, cohérente mais fragile, datée du Santonien.

Au sommet des versants, la craie de la base de la coupe est fragmentée en gros blocs décimétriques dont le débit est en partie conditionné par la fracturation régionale (Laurain, 1980). A l'approche de la surface, la craie acquiert un débit en parallélépipèdes rectangles décimétriques, juxtaposés assez régulièrement. Disposés parallèlement à la surface, ils donnent l'impression d'une stratification horizontale (fig.2).

Ce débit particulier, provoqué par la succession des alternances de gels et de dégels correspond à l'ancienne base de la couche active (Murton, 1996). En effet la fragmentation de la craie exposée au gel en surface ne donne jamais ce type de fragments : il se fabrique des petits éléments centimétriques irréguliers, à cassures rugueuses, présentant des arêtes et des angles vifs. Ces fragments constituent la "croyote" ou le "crayon" des Champenois.

Plus haut dans la coupe, on peut voir la disposition horizontale des blocs crayeux perdre de sa régularité et acquérir de larges ondulations (amplitude pluridécimétrique) à concavité tournée vers le haut. Au sommet des ondulations, les blocs se redressent à la verticale et se disposent en colonnes tronquées par le sol de labour. Ces parallélépipèdes deviennent de plus en plus petits et s'arrondissent au fur et à mesure de leur montée dans les

(*) Groupe de Recherche sur l'érosion en Champagne-Ardenne (GRECA), Université de Reims-Champagne-Ardenne (URCA). U.F.R. Sciences exactes et naturelles, BP 1039, 51687 Reims cedex 2.

(**) GRECA, URCA, Institut de Géographie, 57 rue P. Taittinger, 51096 Reims cedex.

(***) URCA, Université de Reims-Champagne-Ardenne, Laboratoire des Sciences de la terre, 2 esplanade Roland Garros, 51100 Reims.

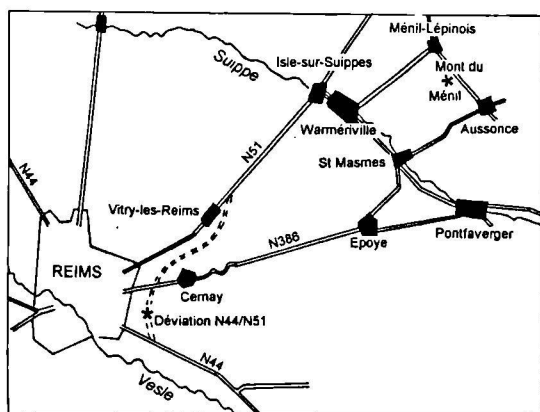


Fig. 1. — Croquis de situation.

Fig. 1. — Outcrops localisation map.

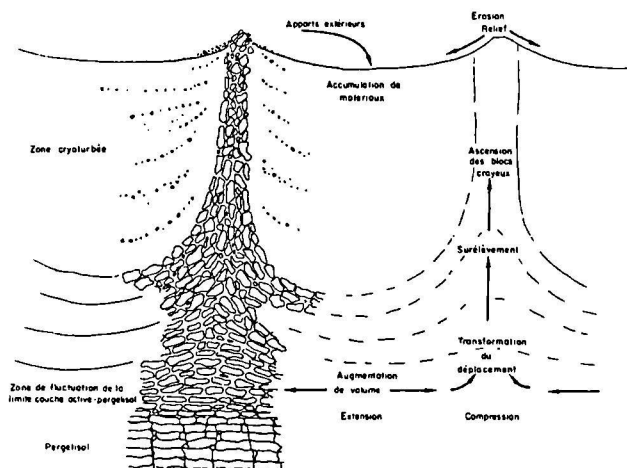


Fig. 2. — Organisation des poches de cryoturbation développées sur des craies de Champagne (d'après photo, carrière de Chépy, 51) et schéma de la dynamique de fonctionnement de ces poches.

Fig. 2. — The arrangement of the periglacial involutions on the surface of chalk in Champagne (after a photograph of a quarry at Chépy (51) and the diagram of their functioning.

colonnes. Celles-ci délimitent des poches de 30 à 60 centimètres de profondeur observable (2, fig. 3).

Après décapage du sol de labour, l'observation en plan montre que les poches sont juxtaposées, toutes du même ordre de grandeur (20 à 40 cm de diamètre) et qu'elles présentent des sections transversales polygonales irrégulières. Les cloisons des poches, matérialisées par des blocs de craie anguleux, correspondent aux colonnes vues sur la coupe. Elles isolent des poches de matériaux plus fins (graviers de craie et limons) de teinte beige pâle qui présentent une disposition concentrique nette (3, fig. 3 ; fig. 4) :

- à l'intérieur des cloisons se trouve une zone beige clair, épaisse de quelques centimètres, très chargée en particules crayeuses.

- au centre de la poche, se trouve un mélange de limons et de graviers crayeux brun clair, arrondis, de quelques mm à 1 cm. La matrice limoneuse de teinte brune rend ce noyau central parfaitement distinct.

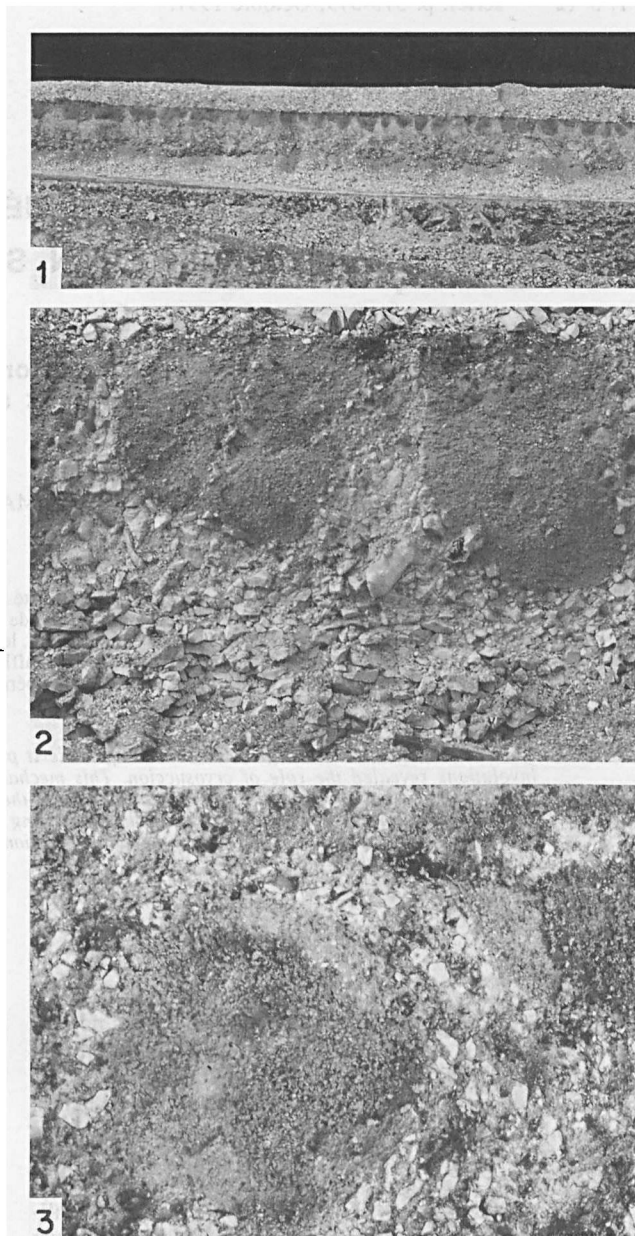


Fig. 3. — 1 : Paléosol à poches de cryoturbation. Carrière de Granges-Lévêque, "Pavillon Sainte-Julie" (10). Les sols actuels de la Champagne seraient développés à 70 ou 80 % sur ces paléosols polygonaux.

2 : Poches de cryoturbation (même origine que la photo 1). Les différents éléments d'organisation décrits dans le texte se retrouvent.

3 : Paléosol polygonal en coupe horizontale, la zonation du remplissage des poches est bien visible. "Mont du Ménéil" (08).

Fig. 3. — 1 : Paleosol with periglacial involution in a quarry at Granges-l'Evêque, "Pavillon Sainte-Julie" (10). 70 à 80 % of the soils in Champagne today are likely to be developed on these polygonal soils.

2 : Periglacial involutions (same place as photo 1). The different elements described in the text are shown here.

3 : Polygonal paleosol (horizontal cross-section of the involutions). Notice the zone of the filling of the involutions. "Mont du Ménéil" (08).

Le dispositif général dessine un réseau de cloisons crayeuses, d'aspect polyédrique, dont la base s'enracine dans le substrat de craie : il s'agit d'un paléosol polygonal enraciné.

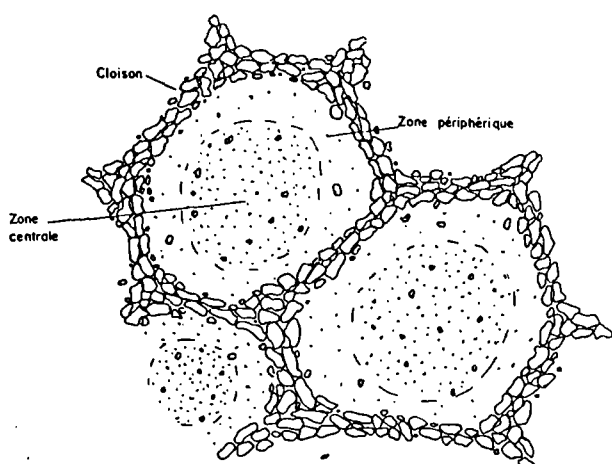


Fig. 4. — Section en plan des poches de cryoturbation. Les cloisons des blocs crayeux présentent une disposition polygonale irrégulière. La zone centrale, brune, est constituée d'un limon à granules crayeux. La zone périphérique, chargée en particules crayeuses arrachées par la cryosuccion est plus limoneuse, plus fine et plus claire (d'après photo, coupe du "Mont du Ménil").

Fig. 4. — Section of the periglacial involutions walls made of blocks of chalk show an irregular polygonal arrangement. The central zone, which is brown, is made of silt with granules of chalk; the periphery, which is rich in particles of chalk removed by cryosuccion, is more silty and lighter coloured (after a photograph, cross-section of the "Mont du Ménil" (08).

2) Les hypothèses admises

La genèse de ces poches est classiquement et depuis longtemps attribuée à de la cryoturbation. Romanovski & Cailleux, (1943) associent cette morphologie en "festons" à des phénomènes périglaciaires. Ils suggèrent que ces poches se soient développées pendant les périodes froides du Quaternaire, sous des climats permettant l'existence saisonnière d'un mollisol (couche active) surmontant un pergélisol. La fluidité de la couche active et/ou l'alternance de dégels et de prises en glace permettait le développement de mouvements de la couche active.

Le premier mécanisme proposé par Nordenskjöld dès 1909, est celui de mouvements de convection provoqués par les différences de densités (liées aux gradients thermiques) des boues du mollisol, entraînant, puis orientant les blocs en cheminées ascendantes.

Pour une majorité d'auteurs, il est acquis que d'autres processus doivent être mis en oeuvre. Les forces développées par la convection paraissent tout à fait insuffisantes pour déplacer et organiser une masse dense, surchargée d'éléments fins et grossiers dispersés dans de l'eau. Ces autres processus sont directement liés à la prise en glace plus ou moins rapide de la couche active et aux caractéristiques physiques des matériaux constitutifs. Ces mécanismes font appel à la pression cryo-hydrostatique ou cryostatique, aux phénomènes de charge, de gonflement différentiel etc.. Plusieurs auteurs (Pissart, 1987 ; Vandenberghe, 1988, 1992 ; Van Vliet-Lanoë, 1991) en font un inventaire et des descriptions précises et circonstanciées.

Gleason *et al.* (1986) et Krantz *et al.* (1989) proposent un modèle de genèse qui explique la régularité géométrique des formes et fournit la puissance nécessaire aux

déformations. Ils suggèrent que la régularité soit effectivement due à des cellules de convections qui ne mettraient en mouvement que l'eau interstitielle de la couche active. L'eau descendante, un peu plus chaude (quelques degrés), provoquerait à la surface du contact mollisol-pergélisol une juxtaposition de cuvettes de fonte. C'est à partir de cette organisation de formes que, lors des regels, les contraintes mécaniques créeraient les cryoturbations.

III. — LES OBSERVATIONS FAITES EN CHAMPAGNE LORS DE GELS HIVERNAUX RECENTS

Deux sites ont permis l'observation d'un mécanisme original de fonctionnement de ces sols à poches de cryoturbation. Il s'agit :

- d'une part, de la coupe du "Mont du Ménil" à Ménil-Lépiois,
- d'autre part, des décapages réalisés pour la reconnaissance archéologique le long du chantier de contournement de Reims entre la N.44 et la N.51.

1) Le "Mont-du-Ménil"

En décembre 1994, sur la coupe du "Mont-du-Ménil", on a pu observer, lors d'une période de gel précédée de précipitations, une importante cryosuccion (Laurain *et al.*, 1995). Les blocs de craie étaient entourés d'une enveloppe de glace fibreuse. Sur le plancher de la carrière, les petits blocs étaient soulevés par des pipkrakes. La partie gelée avait pris l'aspect d'une brèche de craie à ciment de glace. Le gonflement et le craquellement de la pellicule superficielle épaisse de quelques centimètres sont dus à l'extraction de l'eau des blocs crayeux par la cryosuccion. Cette pellicule déstructurée se détache par plaques lors du dégel.

Pendant la fin de l'hiver 1993-94 et l'hiver 1994-95, les observations concernant la formation de glace de cryosuccion ne peuvent être renouvelées. Lors de nos passages la glace ne s'était pas reformée. La faible imbibition de la craie superficielle par les précipitations n'avait pas permis l'extraction d'eau par la cristallisation.

2) Le chantier de contournement de Reims

Pendant l'hiver 1995/96, les réactions au gel observées sur les surfaces décapées de la plaine de Reims apportent des informations importantes sur le fonctionnement des sols périglaciaires sur craie. La figure 5 résume les mécanismes permettant la formation et le fonctionnement des poches de cryoturbation.

Au début de l'hiver 1995, sur la largeur de la future route, 3 à 5 tranchées ont été réalisées. Les archéologues ont fait décapier le sol actuel à la pelle mécanique avec un godet large de 1,8m, la profondeur atteinte est variable (20 à 50cm). La quasi-totalité des tranchées montre un sol polygonal dont la partie supérieure est tronquée par la base du sol de labour.

Les poches de cryoturbation de ces paléosols ont une profondeur résiduelle de 20 à 50 cm pour un diamètre de 25 à 40 cm. Sur les surfaces les plus horizontales, les sections des poches sont polygonales régulières. Dès que la pente est mesurable (>1%) ces polygones s'allongent dans le sens

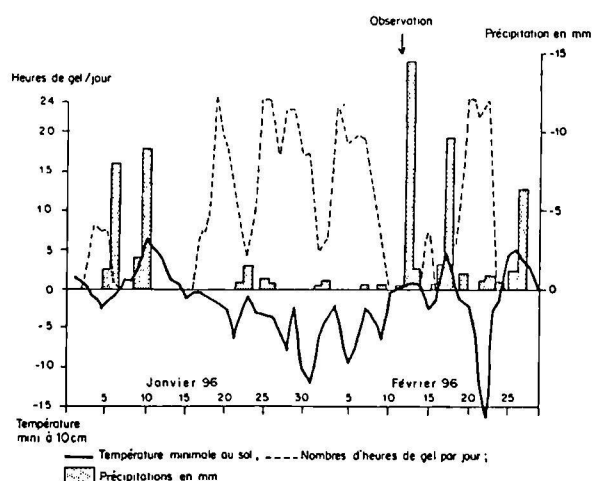


Fig. 5. — Le soulèvement des cloisons des poches est observé après une période pluvieuse de quelques jours suivie d'une période de gel de trois semaines. C'est l'enchaînement d'une phase de saturation de la craie et d'une phase d'extraction de glace par cryosuction qui permet le soulèvement préférentiel des cloisons crayeuses. Donnée climatique : Météo France, Station de Reims.

Fig. 5. — The upheaval of the walls of the periglacial involutions can be observed after a rainy period of a few days followed by a 3 weeks period of frost. It is the succession of a phase of saturation of the chalk and a phase of extraction of ice by cryosuction that causes the upheaval of the wall of chalk (weather data from the Meteo France, station in Reims)

de la pente et prennent l'aspect d'un sol polygonal étiré (longueur = 3 à 5 fois la largeur). Dès que la pente atteint 4 à 5 % c'est un sol strié qui se développe. Aussitôt après les travaux de décapage, la section de ces sols était parfaitement lisse (4, fig. 6).

De la fin janvier au début de février, la région rémoise subit successivement une période douce et pluvieuse (du 5/01 au 12/01, 22,5 mm d'eau), puis quelques semaines d'un froid assez important. Le premier gel intervient le 15/01, il gèlera au sol tous les jours jusqu'au 10/02 où intervient le redoux. La période froide connaît un bref relâchement du 22 au 26/01, il tombe alors, sur un sol déjà gelé l'équivalent de 4,2 mm d'eau (fig.5).

Le gel superficiel intervient à partir du 15/01, alors que le sol n'a encore ni infiltré, ni évaporé les précipitations sur des blocs de craie superficiels, dont la microporosité est saturée.

La craie, par le diamètre (0,2 à 0,5 μ) et l'abondance (40 %) de ses vides interparticulaires (Ballif, 1978), piège l'eau par capillarité. Cette eau ne peut être prélevée que par la végétation ou par l'évaporation. Compte-tenu de l'absence de végétation, d'évaporation et du délai entre les périodes de pluie et de gel, c'est une craie riche en eau qui va subir une suite de 24 jours de gel nocturne (température au sol de $-2,4^{\circ}$ à $-12,2^{\circ}$). Par sa porosité très fine et ouverte, la craie présente une structure idéale pour que se réalisent des cristaux de glace par cryosuction. Cette cryosuction ne peut se faire que si le gel, lent et progressif, permet l'extraction de l'eau. En effet le gel brutal obture les pores de sortie (Krumme, 1935), et la pression fait éclater la craie en cryoclastes anguleux. La pénétration du froid est tamponnée par le sol lui-même. Caillieux (1943), avait remarqué l'importance de la cryosuction à partir de la craie, mais il ne

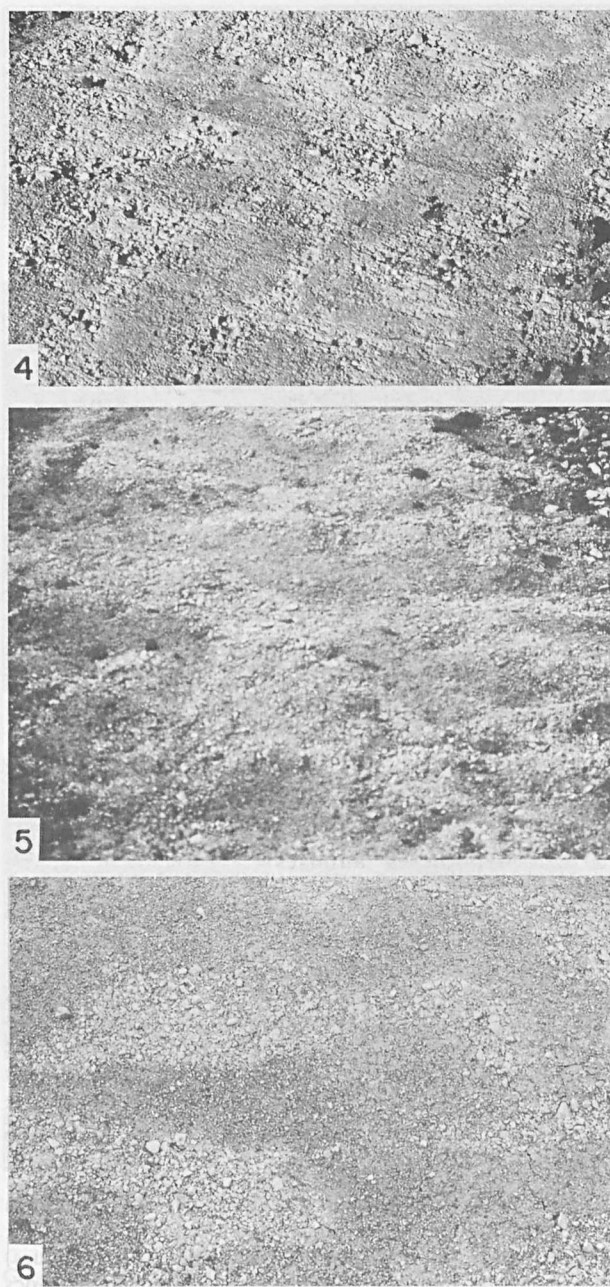


Fig. 6. — Photographies réalisées le long de la déviation de Reims (N51-N44).

- 4: Paléosol polygonal après le décapage du sol. La surface, artificielle, est totalement lisse.
- 5: Déformation de la surface des décapages après trois semaines de gel : les cloisons sont mises en relief et le centre des poches en dépression.
- 6: Après trois mois, la remise en place n'est que partielle. Les éléments crayeux des cloisons restent légèrement en relief, le centre des poches a rassemblé des produits d'érosion.

Fig. 6. — Photographs of paleosols along the bypass of Reims (N51-N44).

- 4: Polygonal paleosol shown immediately after the removal of the ploughed earth. The surface, which is artificial, is perfectly smooth.
- 5: The deformation of the surface of the earth moving after 3 weeks of frost : the walls are protruding, the centers of the involutions are hollow.
- 6: After 3 months, the return to the former position is only partial. The element of chalk of the walls are in relief, the products of erosion have concentrated in the centers of the involutions.

lui attribue que l'élargissement de la fissuration. Les conditions de formation de la glace de cryosuccion sont aussi celles de la cristallisation de nombreux minéraux fibreux (notamment des sels, dont le gypse, qui se forment par le pompage d'une saumure par l'évaporation).

A la suite de cette période de gel la surface des décapages est devenue tout à fait irrégulière (5, fig. 6). Le réseau de blocs crayeux matérialisant les cloisons des poches de cryoturbation est soulevé de 3 à 4 centimètres, le centre des poches étant donc mis systématiquement en dépression relative. Confirmant les observations déjà réalisées sur la coupe de Ménil-Lépinos, les blocs crayeux, en surface comme sur toute la profondeur de pénétration du gel (10 à 12 cm), sont entourés d'une enveloppe de glace de cryosuccion. Le gel a pour conséquence une augmentation de volume du sol. Celle-ci est liée pour une petite part à la dilatation de l'eau gelée et d'autre part à l'extraction et au gel de l'eau de la craie par la cryosuccion.

L'augmentation de volume du sol est d'autant plus conséquente que les éléments crayeux sont abondants et qu'ils sont proches de la saturation. Les cloisons des poches, riches en blocs de craie, voient se cumuler l'augmentation de volume liée à la prise en glace de l'eau interstitielle et le volume de glace extrait par la cryosuccion (fig.7). Un calcul simple, théorique, montre l'importance du phénomène : la craie peut contenir 40% d'eau et constituer plus de 75% des matériaux des parois des poches de cryoturbation, l'extraction et la prise en glace de cette eau peut donc représenter une augmentation de volume de 30%. Ces valeurs sont tout à fait compatibles avec les observations réalisées : 3 à 4 cm de soulèvement pour 10 à 12 cm de pénétration du gel au niveau des cloisons des poches.

Au contraire la partie centrale des poches est essentiellement constituée de matériaux plus fins d'origines diverses avec des petits éléments crayeux indurés et très dispersés. Leur augmentation de volume correspond donc essentiellement à la dilatation de l'eau interstitielle lors de sa prise en glace (environ 10%).

Il se crée donc, entre les cloisons des poches et leur centre, des augmentations de volume sensiblement différentes. Dans un sol en place, le seul déplacement possible est un soulèvement : le différentiel de gonflement explique le différentiel de soulèvement entre les cloisons et la partie centrale des poches.

Après une semaine de dégel le sol n'est que partiellement remis en place, les cloisons sont encore en relief de 1 à 2 cm. Au mois d'avril le soulèvement résiduel observé reste supérieur à un centimètre (6, fig. 6). Chaque période de gel contribue donc à la fabrication des colonnes ascendantes et en assure le lent fonctionnement.

Ces observations révèlent des processus qui permettent la compréhension de la genèse de la plupart des sols crayeux à poches de cryoturbation. L'augmentation du volume global des sols provoquée par la ségrégation sous l'influence du gel de l'eau d'imbibition de la craie, paraît un mécanisme fréquent, puissant, efficace. Pratiquement tous les sols cryoturbés sur craie présentent des caractéristiques identiques et procèdent du même mécanisme. Cependant quelques coupes, en particulier celles qui montrent la craie surmontée de formations superficielles, permettent d'affirmer qu'il existe d'autres processus de formation de sols cryoturbés en Champagne crayeuse.

IV. — L'INFLUENCE DE LA CRYOSUCCION SUR LE FONCTIONNEMENT DES POCHEs DE CRYOTURBATION

Si la cryosuccion justifie mécaniquement de la fabrication de sols à poches, elle permet également d'expliquer certaines caractéristiques de ces paléosols et de leurs matériaux.

- La régularité quasi géométrique de la répartition et de la forme des poches est probablement liée à la dilatation de la base de la couche active. Pris en glace, le pergélisol est mécaniquement inerte, par contre la base de la couche active très riche en craie et saturée d'eau augmente son épaisseur et sa longueur. Il doit donc apparaître des glissements entre les deux couches. L'accumulation des tensions latérales et l'impossibilité matérielle de réaliser les déplacements horizontaux qui leur correspondent, conduit nécessairement à la transformation de l'effort latéral en soulèvement. La force nécessaire au soulèvement est proportionnelle au poids, donc à l'épaisseur de la couche active. Cette épaisseur est directement liée aux conditions microclimatiques, topographiques et à l'exposition est relativement constante. Il est logique de penser que l'effort à fournir pour en réaliser le soulèvement correspond à l'énergie fournie par la dilatation d'une longueur donnée de mollisol. Les déformations ne peuvent donc s'organiser que d'une manière géométrique assez régulière. En effet, à partir d'un point, considéré comme fixe, le lieu des points où la force nécessaire au soulèvement sera atteinte correspond à un cercle et la seule manière de juxtaposer des cercles sans faire apparaître de vides est de les déformer jusqu'à en faire des hexagones relativement réguliers. C'est l'homogénéité de la craie, de la couche active et de sa dilatation lors des regels (sous l'influence de la cryosuccion) qui rendent compte de la régularité géométrique de tous ces sols cryoturbés sur craie.

- Le remplissage des poches est provoqué et conditionné par la morphologie acquise : lors des regels il se forme à la surface du sol un réseau en relief isolant des cuvettes. Aussitôt créé, les parties en relief sont soumises à l'érosion. Dans les déclivités correspondant aux centres des poches s'accumulent par migration centripète (gravité assistée, petits éboulements, pipkrakes, ou par ruissellement) des produits fins ayant pour origines :

- l'érosion des cloisons (particules et granules crayeux, terme du façonnement des blocs crayeux),

- l'altération de la craie, notamment une décarbonatation, (Dutil et Ballif, 1968) et accumulation de ses insolubles (silt, argiles et oxydes de fer).

- des apports éoliens (Laurain *et al.*, 1995) peuvent également être piégés dans ces déclivités. Ils sont constitués en partie de produits fins (limons) d'altération de la craie, en partie de matériaux allochtones (sables tertiaires et loess).

- La morphologie des éléments crayeux des cloisons des poches comme de leur remplissage est une conséquence directe du mécanisme de cryosuccion. L'extraction de l'eau et son gel à la sortie des pores arrache des particules aux blocs crayeux. Elle en provoque l'érosion et le façonnement. La grande réceptivité des angles et des arêtes au gel comme leur grande sensibilité à l'érosion explique l'acquisition progressive d'une forme arrondie et la taille régulièrement décroissante des cryoclastes crayeux. La forme acquise par les éléments façonnés dans les poches s'oppose très

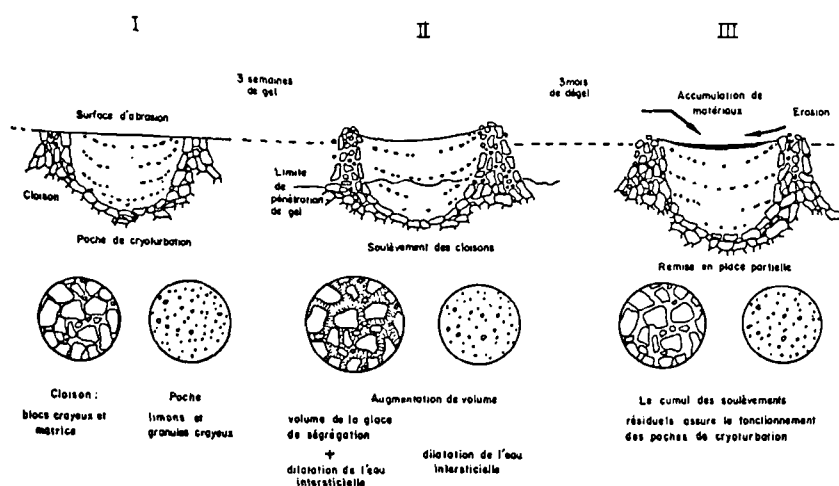


Fig. 7. — Schémas de poches de cryoturbation illustrant les étapes de leur fonctionnement à partir des observations réalisées dans la plaine de Reims en 1996. : 1) Stade initial, aussitôt après le décapage du sol. ; 2) Etat à la fin de la période de gel : la partie sommitale des cloisons à blocs de craie est dilatée par la formation de glace de cryosuccion. ; 3) Après trois mois, la remise en place du sol n'est que partielle. La partie supérieure des cloisons a subi une érosion dont les produits sont accumulés dans les dépressions centrales des poches.

Fig. 7. — Cross-section of periglacial involutions illustrating the stages of their functioning from observations carried out in the plain of Reims in 1996. : 1) the initial stage immediately after the removal of the earth. ; 2) their aspect at the end of the period of frost : the expansion of the upper part of the wall due to the ice of cryosuction. ; 3) after 3 months, partial recovery of the former position, erosion of the raised part of the walls and sedimentation in the central depressions of the involutions.

nettement à celle qui est obtenue par la cryoclastie de la craie de surface. La production de particules crayeuses arrachées aux blocs de la paroi finit par enrichir la bordure de la poche de cryoturbation et constituer l'auréole plus claire observée au contact de la cloison. L'intérieur, à l'écart de ces apports, reste plus limoneux et plus coloré (3, fig.3 ; fig. 4).

- L'induration des granules de craie, termes de la fragmentation et du façonnement des éléments crayeux remontés dans les cloisons des poches, est due pour une part aux phénomènes d'ordre pédologique qu'ils subissent malgré des conditions climatiques peu favorables au développement d'altération et de pédogenèses. En surface, ces sols subissent une altération et notamment une décalcification. A la suite de dissolutions et de recristallisations de la calcite (Richard, 1996) les granules s'indurent. Pour une autre part, cette induration pourrait bien être le résultat de la cimentation périphérique progressive provoquée par la sursaturation liée au prélèvement de l'eau intragranulaire par la cryosuccion (la déshydratation entraîne la surconcentration de $(CO_3H)_2Ca$). Ces cristallisations de calcite provoquées par le gel ont été mises en évidence dans un contexte glaciaire (Hallet, 1976).

V. — CONCLUSIONS

La cryosuccion, et la dilatation des sols qu'elle provoque, peut expliquer la genèse des sols polygonaux sur craie en Champagne. De nombreuses hypothèses existent et s'appliquent à certaines formes de poches de cryoturbation. Le mécanisme que nous avons vu fonctionner est original. Il a agi en l'absence d'un complexe pergélisol/mollisol, dans des conditions de froid modeste, pendant un hiver de climat tempéré. Alors que Murton (1996) ne conçoit le rôle

de la glace de ségrégation que dans un contexte de pergélisol, le mécanisme décrit ici permet d'envisager le développement de poches de cryoturbation en dehors de ce contexte climatique.

Actuellement le gel ne pénètre que peu profondément dans le sol et le fonctionnement est certainement lié :

- d'une part, au décapage de la couche isolante formée par la terre arable,
- d'autre part, à la succession rapide d'une période de pluie et d'une période de gel.

Le mécanisme ne pouvait être que plus actif sous climat périglaciaire, des conditions plus dures étant réunies :

- Les périodes de froid hivernal étaient certainement beaucoup plus intenses et plus longues.
- L'absence de couverture protectrice où sa très faible épaisseur permettait très vite au sol cryoturbé de regeler et de fonctionner.
- Le regel devait affecter le plus souvent une couche active reposant sur un pergélisol et donc très riche en eau. Le volume d'eau extrait sous forme de glace était certainement important et par conséquent le gonflement conséquent.

Le regel hivernal en climat périglaciaire donnait à la cryosuccion les conditions optimales de son apparition et son développement important et répété pouvait provoquer des mouvements de cryoturbation particulièrement efficaces dans la couche active.

Si la cryoturbation peut encore fonctionner de nos jours, ce n'est que de façon accidentelle, lorsque des conditions exceptionnelles (affleurement et climat) sont réunies.

Abridged English version

The effects of frost observed during archeological earth-moving on site of the future bypass in the east of Reims (51) help to understand part of the periglacial involutions.

At the beginning of the Winter of 1995, right across the bypass, the removal of earth revealed a soil with periglacial involutions (4, fig. 6). On the level surfaces, the sections were polygonal (fig.3) but when the slope could be measured (>1%) these polygons were longer in shape. During the works, the surface of the soil was perfectly smooth. After a period of rain followed by a period of frost (fig.2), it had become totally uneven. The network of chalk blocks separating the involutions was raised by several cm, which systematically created depressions in their centers. The cross sections showed that the cryosuction of the water imbibing the block of chalk was responsible for the increase in volume and as a result for the upheaval of about 4 cm (25% of the frozen depth). After a week of thaw, the residual upheaval was still 1.5 cm (about 10%).

Successive frosts raise the blocks of chalk in chimneys while in the centers of the polygons, in the depressions there is an accumulation by centripetal migration of fine material originating from the erosion of the stone-walls (particles and granules of chalk), the degradation and the accumulation of the insoluble material in chalk (clays and iron oxides), aeolian deposits (Tertiary sands and loess). The repetition of these phenomena eventually leads to the formation of periglacial involutions and ensures their functioning.

Cryosuction accounts for some of the characteristics of these paleosols :

- the regular shapes of the involutions and their arrangement in a polygonal soil can be explained by the swelling of the active layer. When a horizontal dilatation is impossible, its compensation can only be through local and regular distributed upheavels.

- the filling of the involutions is ensured by deposits of chalk particles coming from the erosion of the raised walls, the degradation of the surface of chalk and occasional aeolian deposits.

- the blunt edges and rounded shapes of the granules of chalk are a direct consequence of cryosuction which removes particles from the blocks of chalk.

- the periphery of the filling of the involution is enriched with particles of chalk; it is then of a lighter colour than the rest of the involution and its granulation is finer.

- the induration of the granules of chalk is due to the dissolution and the recrystallisation of calcite ; the retention of water by frost causes the oversaturation of the water imbibing the grains of chalk and the deposit of calcite in the holes.

- The removal of the ploughed soil has permitted the observation of the partial functioning of these involutions in wintry conditions in a temperate climate. In a periglacial climate, the conditions favourable to cryosuction were more frequent and the process of cryoturbation functioned normally.

- The functioning of these involutions takes place even in mild cold periods without the necessary presence of the complex of permafrost / thawed soil, yet the existence of an active layer, the chalk of which permanently saturated with water, can only increase the intensity of the process.

BIBLIOGRAPHIE

- BALLIF J.L. (1978). — Porosité de la craie. Appréciation de la taille et de la répartition des pores. *Annales agronomiques*, T.29, (2), p.123-131.
- BALLIF J.L., GUERIN H., MULLER J.C. (1995). — Eléments d'agronomie Champenoise. Connaissance des sols et leur fonctionnement. *Rendzine et sols associés*. 104 p., INRA Ed..
- CAILLEUX A. (1943). — Fissuration de la craie par le gel. *Bull Soc. Géol. Fr.*, 5s, T.13, f.7-8-9, p.511-520.
- DUTIL P., BALLIF J.L. (1968). — Sur la présence fréquente en Champagne crayeuse de rendzines développées sur paléosols cryoturbés. *Sciences du sol*, N°2, p.79-91.
- GLEASON K.J., KRANTZ W.B., CAINE N., GEORGE J.H., GUNN R.D. (1966). — Geometrical Aspects of Sorted Patterned Ground in Recurrently Frozen Soil. *Science*, V. 232, Pages 216-220.
- HALLET B., (1976). — Deposits formed by subglacial precipitation of CO₃Ca. *Geological Society of America Bulletin*, V.87, p.:1003-1015.
- KRANTZ W.B., GLEASON K.J., CAINE N. (1989). — Les sols polygonaux. *Pour la Science*, N°136, p.18-25.
- KRUMME O. (1935). — Frost und Schnee in ihrer Wirkung auf de Boden im Hochtaunus. Dissertation. Universität de Frankfurt.
- LAURAIN M. (1980). — Données structurales sur la feuille 1/50000 Reims, à partir d'observations cartographiques et morphologiques. *Bull. Ass. Géol. Bass. Paris*, V.17, N°4, p.55-59.
- LAURAIN M., GUERIN H., RICHARD J. (1994). — Coupe du "Mont du Ménil" à Ménil-Lépinos (Ardennes). Ass. Française du Périgéisol. Colloque "Processus et dépôts périglaciaires de versants". Excursion Grèzes litées. In Livret guide, p.17-23.
- LAURAIN M., GUERIN H., MARRE A., RICHARD J. (1995). — Processus génétiques à l'origine de formations de pentes à graviers de craie en Champagne. *Permafrost and Periglacial Processes*, V.6, p.103-108.
- MURTON J.B. (1996). — Near-Surface Brecciation of Chalk. Isle of Thanet, South-East England : a Comparison with Ice-Rich Brecciated Bedrocks in Canada and Spitzbergen. *Permafrost and Periglacial Processes*, V.7, p.153-164.
- NORDENSKJÖLD O. (1909). — Die Polarwelt und ihre Nachbarländer. B. Teubner, Leipzig.
- PISSART A. (1987). — Géomorphologie périglaciaire. 135p. Lab de Géomorphologie et de Géologie du Quaternaire. Ryksuniversiteit Gent, Ed..
- RICHARD J. (1996). — L'altération des craies de Champagne : de l'analyse de terrain aux traceurs géochimiques. Thèse Université de Reims.
- ROMANOVSKI V., CAILLEUX A. (1943). — Festons au sommet de la craie de Normandie. *Bull Soc. Géol. Fr.*, 5s., T.13, F. 4-5-6, p.177-180.
- VAN VLIET-LANOË B. (1991). — Differential frost heave, load casting and convection : converging mechanisms : a discussion of the origine of cryoturbation. *Permafrost and Periglacial Processes*, V.2, p.123-139.
- VANDENBERGHE J. (1988). — Cryoturbations. In Clark M.J., *Advances in periglacial Geomorphology*. P.179-198, Wiley Ed..
- VANDENBERGHE J. (1992). — Cryoturbation : A Sediment Structural Analysis. *Permafrost and Periglacial Processes*, V.3, p.343-352.

PREMIERES OBSERVATIONS DE L'EROSION HYDRIQUE SUR UN SUBSTRAT CRAYEUX : L'EXEMPLE DU VIGNOBLE CHAMPENOIS

First observations of rill erosion on chalk : the exemple on the vineyard of Champagne

par O. LOMBART (*) et A. MARRE (*)

Résumé. — Dans le vignoble champenois, les phénomènes d'érosion hydrique sont une gêne pour la gestion des cultures. Ces processus sont en cours d'étude. Deux méthodes sont utilisées : cartographie des manifestations de l'érosion hydrique et mesure des quantités de particules déplacées. Cet article donne les résultats d'une première année d'observation et permet de montrer que les surfaces affectées par ce type d'érosion sont importantes sur la craie, qu'un rythme saisonnier se dessine et que parmi les facteurs explicatifs la pente semble jouer un des rôles les plus importants.

Abstract. — *In the vineyard of Champagne, the phenomenas of rill erosion are an embarrassment for the managment of the cultivation. For the studies of these processes, two methods was used : the cartography of the rill erosion and the measurement of the quantities of the displaced particles.*

The first year of observation allows to show that the surfaces affected by this type of erosion are very important on the chalk, that a seasonal rythm appears and that among the explicative factors, the slope seems to have an important part.

I. — INTRODUCTION

Le vignoble champenois est le plus septentrional de France (entre 48 et 49,5°N). Afin notamment d'éviter les gelées printanières et de profiter au maximum de l'énergie solaire, les vignes sont toujours plantées sur des pentes fortes qui peuvent dépasser les 20%. Ces pentes correspondent d'une part aux versants de la vallée de la Marne, et d'autre part aux talus de la Côte de la l'île de France (partie marnaise) et de la Côte des Bars (partie auboise)(fig 1). De ce fait, les phénomènes d'érosion hydrique sont nombreux et deviennent une gêne pour la gestion du vignoble.

C'est pour cette raison que depuis quelques années, le CIVC (Comité Interprofessionnel du Vin de Champagne) a pris l'initiative de lancer des études dans le vignoble champenois. Afin de connaître les processus et de mesurer la quantité des particules déplacées, le GRECA (Groupe de Recherche sur l'Erosion en Champagne-Ardenne) a réalisé plusieurs travaux de recherche. Ce sont les observations faites sur la partie crayeuse des versants du vignoble marnais qui sont présentées ici. Dans les prochaines années, d'autres informations viendront compléter nos recherches. Cet article donne les résultats de l'année 1996, *première année d'observation*.

II. — DESCRIPTION DES METHODES UTILISEES

L'INRA avait déjà effectué des mesures d'érosion sur des parcelles témoins. Ces travaux avaient essentiellement pour but de mesurer l'impact des diverses techniques culturales

(Ballif, 1990). Les objectifs du GRECA sont de mieux connaître les processus et leurs facteurs déclenchants sur l'ensemble du vignoble. Pour cela, les méthodes utilisées sont de deux types : la cartographie des manifestations de l'érosion hydrique et la mesure quantitative des particules déplacées.

1) La cartographie des manifestations de l'érosion hydrique

a) La cartographie.

Elle est fondée sur une typologie des formes de l'érosion hydrique. Chacune de ces formes est considérée comme la manifestation d'un degré de gravité de cet aléa. Pour ce faire, une légende nouvelle a été élaborée, dans laquelle ont été distingués huit degrés de l'érosion *stricto sensu* et deux degrés d'accumulation des particules (Laurain et Marre, 1997).

Les huit degrés de manifestation de l'érosion hydrique sont:

- pas de manifestation de l'érosion hydrique
- l'érosion pluviale ou splash
- des chenaux rectilignes, à méandres, à chenal unique ou à chenaux anastomosés, de taille inférieure à 2 cm de largeur et de profondeur.
- des griffures de 2 cm de largeur et de profondeur.
- des rigoles de 2 à 10 cm de largeur et de 5 cm de profondeur.
- des ravineaux de 10 à 25 cm de largeur et de 10 à 15 cm de profondeur.
- des ravines de 25 cm à 1m de largeur et de profondeur.
- des ravins dont la largeur et la profondeur sont supérieures à 1m.

(*) Groupe de Recherche sur l'Erosion en Champagne-Ardenne (GRECA), Département de Géographie, Université de Reims, 57 rue P. Taittinger, 51100 Reims

Les deux degrés de manifestation d'accumulation sont :

- les cônes de dépôts
- les secteurs d'alluvionnement généralisé

Sur un même espace, plusieurs cartes au 1:10 000 sont en cours de levé tout au long d'une année climatique afin de faire des comparaisons entre les diverses situations saisonnières.

b) *L'intérêt principal de cette cartographie.*

Il est de mettre en relation les diverses manifestations de l'érosion hydrique avec les variables qui les expliquent comme les précipitations, la valeur des pentes, la nature lithologique du substratum. Le recouplement de ces données pourrait être la base d'une définition de "terroirs".

c) *Plusieurs problèmes techniques.*

Ces problèmes sont apparus lors de l'élaboration de ces cartes :

- au moment du levé de la carte, des manifestations de l'érosion hydrique peuvent être masquées du fait de l'activité anthropique : tassement par les roues des tracteurs, passage de lames pour nettoyer les chemins, apports de terre, de compost urbain, de sarments... Dès lors, il devient difficile de déterminer quel type de manifestation de l'érosion hydrique a pu fonctionner avant l'intervention humaine. C'est grâce à des passages successifs sur le terrain que l'information peut être complétée.

- au moment du dessin de la carte, en fonction de l'échelle choisie. Par exemple, comme cela a été observé plusieurs fois à Ay, lorsqu'une seule rigole traverse une parcelle affectée par des griffures, on ne la note pas si elle est due à l'évacuation d'un drain. Par contre, si l'origine est naturelle, c'est la manifestation maximale qui est notée.

2) **La parcelle témoin**

Une parcelle témoin a été aménagée à Ay. Elle permet les mesures des quantités de particules déplacées.

a) *L'installation*

La parcelle témoin a été aménagée à proximité d'une des stations météorologiques du Comité Interprofessionnel des Vins de Champagne (CIVC). Elle est constituée par une seule rangée de vignes installée sur des graveluches (formation de pente à petites granules de craie) et limitée par des ardoises. La surface ainsi délimitée est de 30m². Un système d'entonnoir est placé au débouché et amène l'eau et les produits d'érosion dans un réceptacle préalablement étalonné.

b) *Les relevés et les traitements envisagés*

Les relevés s'effectuent au minimum une fois par semaine en cas de précipitations faibles ou moyennes. Lors des périodes particulièrement pluvieuses, plusieurs relevés hebdomadaires sont nécessaires.

Tous les éléments ruisselés seront récupérés et mesurés : quantité d'eau, quantité de charge solide, granulométrie de cette charge solide...

3) **Le couplage avec le réseau des stations météorologiques**

a) *Description du réseau*

Les deux modes d'investigation sont couplés avec les observations climatiques faites grâce au réseau de stations

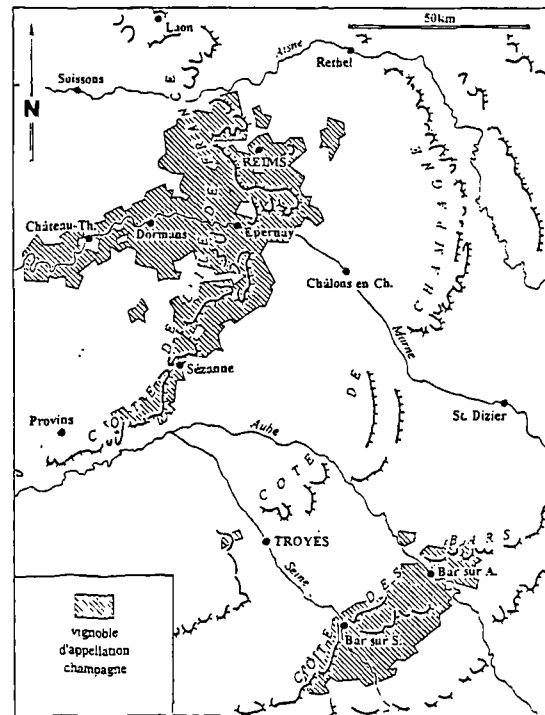


Fig 1. — Croquis de localisation de la région étudiée

Fig 1. — Localisation sketch of the study area

météorologiques du Comité Interprofessionnel des Vins de Champagne (CIVC). Ce dernier a installé depuis quelques années toute une série de stations automatiques sur l'ensemble du vignoble champenois. Grâce à ces données précises, il est possible de mettre en relation érosion hydrique et conditions climatiques.

b) *Le choix des secteurs d'étude cartographique*

Il était évidemment impossible de cartographier précisément l'ensemble du vignoble champenois. Il a donc fallu sélectionner un certain nombre de secteurs représentatifs du milieu viticole. Ils ont toujours été choisis à proximité d'une station météorologique.

Dans la partie marnaise du vignoble, nous avons choisi cinq sites différents sur substrat géologique varié (craie, sables...) et d'orientations diverses :

- la région d'Oeuilly dans la vallée de la Marne, en exposition nord et essentiellement sur des formations d'âge tertiaire.
- la région d'Ay toujours dans la vallée de la Marne mais en exposition sud et sur des formations crayeuses.
- la région de Bouzy en exposition sud-est et sur la craie.
- la région de Mailly-Champagne en exposition nord et toujours sur la craie
- la région de Saint-Thierry en exposition est et uniquement sur des formations sableuses.

III. — LES PREMIERS RESULTATS

1) **Les apports de la cartographie**

1° Les premiers résultats acquis sur des terroirs à substrat crayeux font apparaître que la totalité des espaces étudiés est

affectée par l'érosion hydrique. Ce sont les chenaux anastomosés qui occupent les plus grandes surfaces (70% de la superficie à Ay, 80% à Mailly-Champagne et à Bouzy), suivis par les griffures et les rigoles (25% à Ay et 15% à Mailly-Champagne) et parfois par des ravinaux (4 à 5% à Ay).

La comparaison des régions à substrat crayeux avec d'autres milieux lithologiques fait apparaître que le degré des manifestations de l'érosion hydrique y est inférieur. Ainsi, le Tableau I montre que sur les secteurs crayeux (Ay, Bouzy, Mailly), ce sont les manifestations de faible degré qui affectent la majorité des surfaces. Il semblerait que la porosité de la roche soit là un facteur d'explication.

	Mailly (craie)	Bouzy (craie)	Ay (craie)	St-Thierry (sables)	Oeuilly (marnes)
splash	----	----	----	----	----
chenaux <2cm	86.40	81.51	68.64	64.03	49.85
griffures	2.18	3.93	5.17	9.60	21.06
rigoles	10.28	10.27	19.95	20.37	12.52
ravinaux	0.22	1.85	3.85	5.61	15.75
ravines	----	1.05	2.39	----	0.32
ravins	0.74	1.38	----	----	0.50
cônes de dépôts	----	----	----	----	----
alluvionnement	0.18	----	----	-0.39	----
Total	100	100	100	100	100

Tabl. I. — Part de chaque type d'érosion selon les différents substrats (en %)

Table I. — Part of each erosion type according to different substratums (in %)

2° D'autres facteurs que la composition du substrat interviennent également pour expliquer l'érosion de ces paysages crayeux. En effet, des recherches déjà effectuées (Decherf, 1993) font apparaître le rôle déterminant de la pente (Tabl. II). Cependant, les observations récentes faites dans la région de Bouzy nous incitent à penser qu'en plus de la valeur de la pente, il faut prendre en compte la longueur du versant qui peut augmenter le degré de l'érosion hydrique.

3° Les observations cartographiques faites pendant l'année 1995-1996 laissent envisager un rythme saisonnier. Dans la région d'Ay (fig 2), trois levés cartographiques ont été faits en novembre 1995, mars et juin 1996. Ces cartes montrent que c'est à la fin de l'hiver que les manifestations de l'érosion hydrique les plus graves sont spatialement les plus représentées:

	novembre 1995	mars 1996	juin 1996
% superficie affectée par les rigoles et les ravinaux	13%	23%	15%

	Splash	Chenaux	Griffures	Rigoles	Ravinaux	Cônes de dépôts	Total
0 à 5%	100	0	0	0	0	0	100%
6 à 10%	0	71	24	5	0	0	100%
11 à 15%	0	26	58	16	0	0	100%
16 à 20%	0	0	4	73	19	4	100%
21 à 25%	0	0	0	23	69	8	100%
26 à 30%	0	0	0	30	70	0	100%
plus de 30%	0	0	0	57	29	14	100%

Tabl. II. - Répartition des types de formes d'érosion en fonction de la pente (Vallée de la Marne), (d'après Decherf, 1993).

Table II. - Repartition of rill-erosion manifestations according to the slope (marne valley)

La mise en relation entre les surfaces affectées par l'érosion hydrique et les conditions pluviométriques de l'hiver 1995-1996 (fig 3) montre qu'outre les quantités de précipitations, il faut prendre en compte les conditions thermiques et les conditions de saturation des sols pour comprendre le rythme saisonnier de l'érosion. Des observations seront faites en ce sens lors des prochaines années.

2) Les apports sur la parcelle témoin

Jusqu'à l'été 1996, nous n'avions que peu d'informations transmises par cette parcelle témoin. En effet, elle n'a été fonctionnelle qu'au mois d'avril 1996. L'année étant particulièrement peu pluvieuse, les ruissellements ont été très limités. Par exemple, il est tombé 7mm d'eau à Ay en avril, contre une moyenne de 44.1 mm de 1930 à 1993 au Mont Bernon (Epernay). De sa date de mise en service jusqu'à la fin du mois de juin, 3 à 4 litres d'eau par semaine au maximum ont été relevés. La quantité de particules était dérisoire (quelques grammes), et ne permettait pas la prise d'échantillons. De plus, le vol d'une partie du matériel installé durant l'été 1996 a encore retardé l'acquisition de données. Une reconstruction en dur a dû être faite pour éviter le renouvellement de ce genre d'incident.

Depuis la remise en fonctionnement de cette parcelle en octobre 1996, nous avons pu mesurer les ruissellements. Les premiers résultats indiquent que sur ces graveluches, l'infiltration limite fortement les ruissellements. Plusieurs exemples en attestent :

- dans la semaine du 8 au 14 novembre 1996, il est tombé 32mm d'eau à la station météorologique automatique du CIVC située à 100m de la parcelle. Nous n'avons récupéré que 16l d'eau dans notre réceptacle. Compte tenu de la surface de la parcelle, le ruissellement peut être estimé à 6% des pluies.

- la semaine suivante, nous n'avons récupéré que 12l pour 25mm de précipitations, soit un ruissellement de 6.25% des pluies.

- dans la semaine du 29 novembre au 5 décembre 1997, 31.5mm d'eau n'ont engendré que 12l de ruissellement, soit 7.6% des pluies.

Les taux d'infiltration sont donc de l'ordre de 92-94%.

Actuellement, nous effectuons les analyses en laboratoire pour déterminer la part de charge solide des écoulements.

Les travaux et les nombreux résultats obtenus par Ballif à l'INRA de Châlons en Champagne (Ballif, 1990 ; Ballif, 1992; Ballif et Herre, 1985) permettent d'espérer l'acquisition rapide de nombreuses données exploitables, et une quantification assez précise de l'érosion hydrique dans ce secteur.

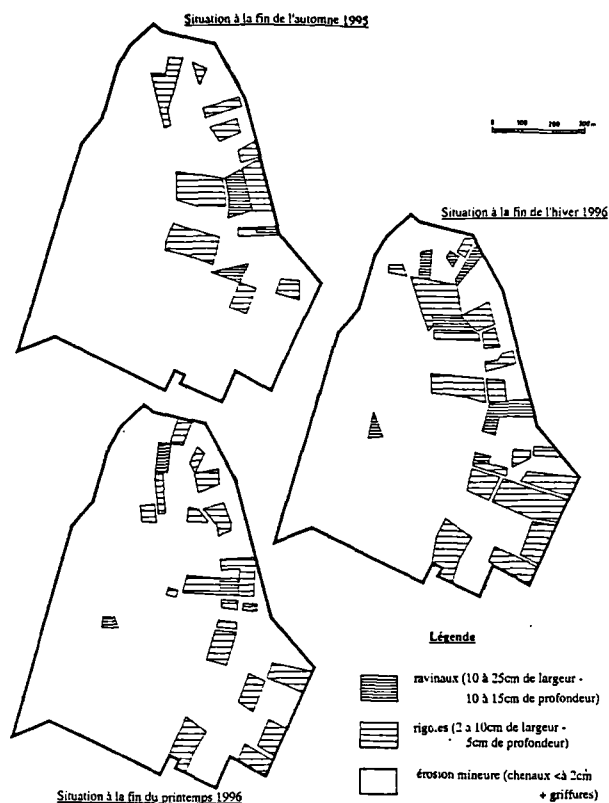


Fig 2. — Surfaces affectées par des rigoles et des ravineaux (Ay)
 Fig 2. — Surfaces affected by "rigoles" and "ravineaux" (Ay)

CONCLUSION

1° La cartographie des manifestations de l'érosion hydrique fait apparaître que sur substrat crayeux l'érosion hydrique est loin d'être négligeable. Des formes assez graves d'érosion peuvent y apparaître, comme des rigoles et des ravineaux. Et ceci en dépit du fait que la craie est une roche perméable, et qu'elle est souvent fortement fissurée en surface. Mais toutefois, la craie serait moins sensible à l'érosion que d'autres formations, notamment celles qui sont imperméables

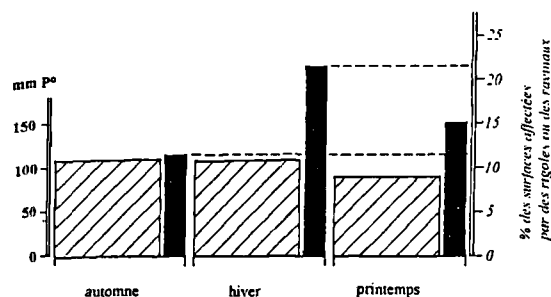


Fig 3. — Mise en relation entre les surfaces affectées par l'érosion hydrique et les conditions pluviométriques (1996)

Fig 3. — Relations between surfaces affected by rill erosion and pluviometric conditions (1996)

(argiles, marnes...). L'installation de la parcelle témoin sur des graveluches nous permet de connaître le comportement de cette formation dérivée de la craie face à l'érosion hydrique. La forte porosité de ce matériau favorise grandement l'infiltration. De ce fait, la localisation des graveluches peut correspondre aux zones de faibles manifestations de l'érosion.

2° Le rôle de la pente paraît assez nettement sur les premières cartes des manifestations de l'érosion hydrique que nous avons levées. C'est bien souvent sur les pentes les plus fortes (celles supérieures à 20%) que les ravinements les plus graves sont repérés. Toutefois, il ne faudrait pas en faire le facteur explicatif exclusif. En effet, il serait inopportun de calquer la carte de l'érosion hydrique sur la carte des pentes : car d'une part, des ravinements importants sont observés sur des pentes faibles (exemples à Bouzy), et d'autre part, de faibles degrés d'érosion hydrique ont pu être vus sur des pentes fortes (comme à Ay).

3° La première année d'étude fait apparaître un rythme saisonnier de l'érosion hydrique. Elle est maximale à la fin de l'hiver, lorsque les sols sont saturés en eau à cause des pluies des mois précédents, et que les faibles températures limitent l'évaporation.

Tous ces résultats ne sont dus qu'aux premières observations et seront complétés dans les prochaines années, l'étude étant encore en cours actuellement.

BIBLIOGRAPHIE

BALLIF J.L. (1990). — Erosion dans le vignoble champenois : influence des techniques culturales. *Cahiers de l'ORSTOM*, série Pédologie, vol XXV n°1-2, pp 151-156.

BALLIF J.L. (1992). — Notice sur le dispositif de mesures de l'érosion dans le vignoble champenois à Moussy, près d'Épernay (51), France. *Travaux de la station d'agronomie de l'INRA de Châlons en Champagne*, publication n°217, 7p.

BALLIF J.L., HERRE C. (1985). — Ruissellement et érosion dans le vignoble champenois. Synthèse des mesures effectuées de 1981 à 1984. *Le Vigneron Champenois*, n°11, p 573 à 581.

DECHERF L. (1993). — Cartographie et étude factorielle de l'érosion hydrique en milieu viticole : le versant nord de la vallée de la Marne. Mémoire de DEA, Lille I, 154p.

LAURAIN M. et MARRE A. (1997). — Recherches en vue de la cartographie de l'aléa dû à l'érosion hydrique à l'échelle du 1:25 000 : l'exemple du vignoble champenois. *Trav. Inst. Géog. Reims* (à paraître).

LES CREUSES DE LA REGION NORD/PAS-DE-CALAIS : PREMIERS RESULTATS D'ETUDES MULTI-CRITERES

The "creuses" of Nord/Pas-de-Calais region : first results of some multidisciplinary studies

par Bruno de FOUCAULT (*), Jean-Pierre COLBEAUX (**), Thierry BONNET (***), Pierre BRACQ (****),
Régis COURTECUISSÉ (*), Michel DEBUYSER (****), Francis DOUAY (*****),
Hervé FOURRIER (*****) & Barbara LOUCHE (**)

Résumé. — Petits ravins étroits entaillant les flancs des vallées crayeuses, les "creuses" de la région Nord/Pas-de-Calais font l'objet d'une étude multidisciplinaire financée conjointement par l'Etat et la Région Nord/Pas-de-Calais dans le cadre du contrat de plan. Les premiers travaux ont porté sur les thèmes suivants : investigations statistiques sur cartes topographiques, analyses morphostructurales et hydrogéologiques, étude morpho-litho-pédologique, données phytosociologiques sur la végétation forestière, inventaires mycologiques. Les résultats obtenus confirment le caractère original de ces formes morphologiques qui jouent un rôle de refuge pour certaines espèces, contribuant ainsi à l'enrichissement de la biodiversité régionale.

Abstract. — A preliminary multidisciplinary study of the "creuses" (a kind of ravines) in the Nord/Pas-de-Calais region has been led according to next themes : statistical investigations on topographic maps, morphostructural and hydrogeological analyses, morpho-litho-pedological study, phytosociological data on the forest vegetation, mycological inventories. These first results will be developed and the investigations widened to others sciences in the next years.

INTRODUCTION

Tant sur les versants des vallées sèches que des vallées alluviales, des creuses sont observables dans la région Nord/Pas-de-Calais. De la creuse longue de près d'un kilomètre, à talweg large parfois d'une quinzaine de mètres, à la creuse réduite dont le talweg est juste assez large pour permettre le passage d'un homme, toutes possèdent une même caractéristique : la forte pente des versants, ceux-ci montrant parfois de petits gradins. Elles ont été décrites en premier lieu par Gosselet (1906). Cet auteur leur attribue une origine liée aux actions combinées du ravinement et de la dissolution souterraine. Puis Pinchemel (1954) observe, à la terminaison aval de certaines creuses, "une contre-pente associée à une béttoire", forme évasée et conique de surface du modelé karstique à l'origine de l'infiltration des eaux. Peu étudiées dans notre région depuis ces travaux préliminaires, il est apparu qu'elles pouvaient constituer un thème de réflexion fédérateur et que plusieurs disciplines scientifiques pourraient trouver là une occasion de travailler ensemble.

Pour débiter cette recherche multi-critères, des creuses particulières ont été choisies, le Ravin des Cavernes, situé sur la commune de Noeux-les-Auxi (A, fig. 1), une creuse

localisée sur Blangerval-Blangermont (B, fig. 1), d'autres aux environs de Miraumont (près de Bapaume ; fig. 2).

Dans cette présentation, les disciplines non biologiques (morphologie, hydrologie...) précéderont les disciplines biologiques (botanique et phytosociologie, mycologie...), la pédologie constituant une interface entre ces deux types de disciplines. Des perspectives d'avenir pluri-disciplinaires achèveront cette première synthèse.

I. — ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE

(J.P. Colbeaux et P. Bracq)

1) Caractéristiques générales des creuses

Les creuses entaillent la craie et leurs flancs ont une pente élevée (40° à 50°) comme en témoignent des relevés réalisés sur la creuse de Blangerval-Blangermont (fig. 3). Cette forte pente, bien supérieure à la pente d'équilibre de la craie (19° à 20°), témoigne d'une part de la jeunesse de ces formes, d'autre part de l'action actuelle de l'érosion. Leur tracé est bien souvent en baïonnette et les directions sont

(*) Département de Botanique, Faculté des Sciences pharmaceutiques et biologiques, BP 83, F-59006 LILLE CEDEX.

(**) U.F. R. Sciences de la Terre, SN5, U.S.T.L., F-59655 VILLENEUVE D'ASCQ-CEDEX.

(***) U.F.R. de Géographie, U.S.T.L., F-59655 VILLENEUVE D'ASCQ-CEDEX.

(****) Université du Littoral, Centre universitaire de la Mi-Voix, 50 rue F. Buisson, BP 699, bâtiment H. Poincaré, F-62228 CALAIS.

(*****) Institut Supérieur d'Agriculture, 41 rue du Port, F-59046 LILLE CEDEX.

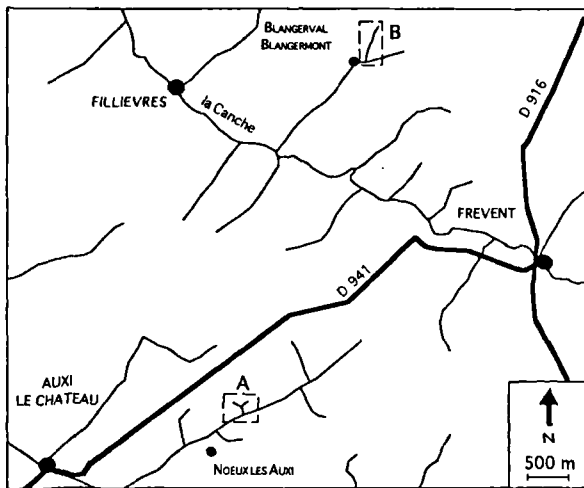


Fig. 1. — Localisation des creuses de Noeux-les-Auxi (A) et de Blangerval-Blangermont (B) (62) (d'après carte I.G.N. 1/100 000)

Fig. 1. — Location of Noeux-les-Auxi (A) and Blangerval-Blangermont (B) "creuses" (62) (from 1/100 000 I.G.N. map)

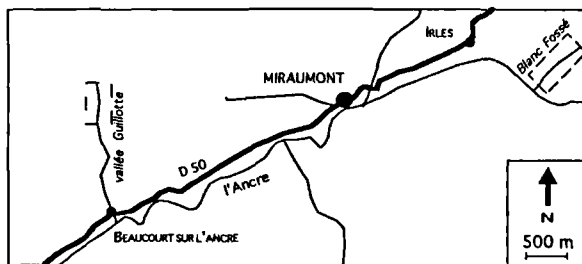


Fig. 2. — Localisation de creuses sur Irlès et Beaucourt-sur-l'Ancre (80) (d'après carte I.G.N. 1/100 000)

Fig. 2. — Location of "creuses" on Irlès and Beaucourt-sur-l'Ancre (80) (from 1/100 000 I.G.N. map)

homothétiques des fractures subverticales affectant la craie (fig. 4).

2) Distribution géographique à petite échelle

Une première étude réalisée en grande partie sur le Nord/Pas-de-Calais, et de façon partielle sur la Normandie (région de Rouen) et le Gâtinais (région d'Auxerre), à partir des cartes topographiques à 1/25 000 de l'I.G.N. (fig. 5) montre que les creuses ne sont pas réparties uniformément tant dans le nord de la France que dans les deux autres secteurs du Bassin de Paris.

Si l'on s'intéresse maintenant à la répartition numérique des creuses par carte au 1/25 000, il apparaît (sur la zone actuellement couverte) que les concentrations majeures sont localisées dans le nord de la France (feuille n° 2306 O de Saint Pol-sur-Ternoise notamment).

Les creuses semblent donc être un élément marqueur du paysage du nord de la France ; il sera par conséquent nécessaire dans la suite de l'étude d'étendre l'analyse cartographique à l'ensemble de l'auréole crayeuse du Bassin de Paris.

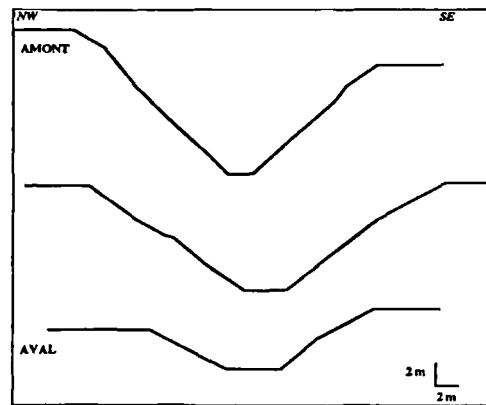


Fig. 3. — Profils topographiques de la creuse de Blangerval (de l'aval vers l'amont)

Fig. 3 : Topographic profiles of the Blangerval "creuse" (from endorserment to uphill)

II. — HYDROGÉOLOGIE DES CREUSES

(B. Louche, P. Bracq et Th. Bonnet)

1) Généralités (B. L. et P. B.)

Pour l'instant, en ce qui concerne l'hydrogéologie, peu d'informations relatives à ces formes particulières sont disponibles. En fait, il existe deux hypothèses en ce qui concerne leur origine :

- érosion préférentielle due au ruissellement des eaux pluviales ;
- effondrement d'un drain karstique.

La formation des creuses pourrait être également due à une combinaison des deux processus précédents. Les observations de terrain ne permettent pas aujourd'hui de trancher en faveur de l'une ou de l'autre de celles-ci. En effet, des formes exokarstiques (dolines) sont visibles en tête de certaines creuses, alors qu'elles sont absentes en d'autres endroits.

En tout état de cause, les creuses sont implantées dans la craie. Celle-ci constitue un réservoir très important puisque la nappe de la craie permet 96% de l'alimentation en eau potable en région Nord/Pas-de-Calais. On a pu remarquer que les creuses sont transformées de plus en plus fréquemment en décharges sauvages, avec notamment la présence de produits phytosanitaires. S'il s'avère que l'aquifère est fissuré, voire karstifié, les vitesses de transfert seront donc comprises entre quelques mètres/jour et 500 mètres/heure, entraînant la possibilité de contamination très rapide de la nappe de la craie.

2) Les creuses de la région de Bapaume (Th. B.)

Un exemple de caractérisation du fonctionnement des creuses est apporté par des observations provenant d'un autre site régional.

Située au sud de l'Arrageois (fig. 2), la région de Bapaume est typique du pays crayeux : d'un plateau entaillé par de nombreuses vallées, naissent deux cours d'eau d'importance régionale : l'Ancre et l'Authie.

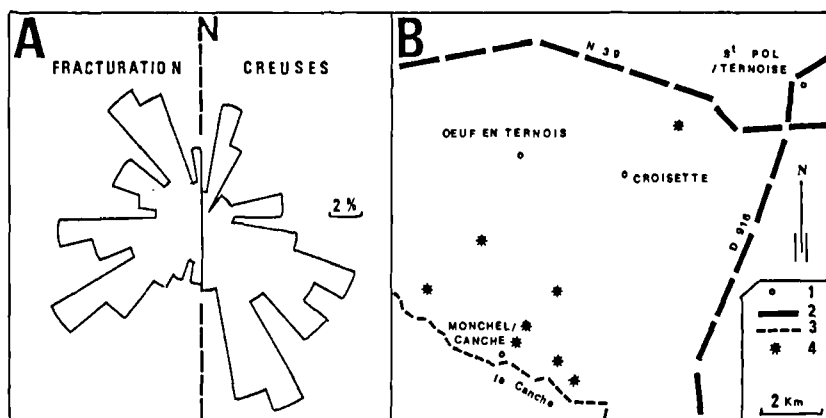


Fig. 4. — A : Directions de fracturation de la craie (109 mesures) et des segments de creuses (69 mesures) par classe de 10° ; B : Localisation des données de 4A. (1 : localité ; 2 : route ; 3 : rivière ; 4 : site étudié pour la fracturation)

Fig. 4. — A : Chalk fracturation and "creuses" directions per 10° class ; B : Situation of data used in 4A. (1 : town ; 2 : road ; 3 : river ; 4 : site of chalk fracturation)

a) Les creuses : des points préférés d'infiltration

Plusieurs de ces creuses ont été le siège d'écoulements lors de l'hiver 1994. Ainsi certaines creuses sont le réceptacle des eaux de ruissellement provenant de l'amont de la tête de creuse et jouent le rôle de zones d'infiltration. Par exemple, la creuse du "Blanc Fossé", à Irlès, est capable de recevoir un débit approximatif de 20 l/s sans qu'aucun exutoire ne soit constaté à l'aval, les eaux s'infiltrent dans de petites dépressions situées dans sa partie basse.

b) Les creuses : des points potentiels de pollution

D'autres écoulements que ceux occasionnés par les eaux de ruissellement existent : la creuse du "Grand Fond", à Gaudiempré, montrait, lors de l'hiver 1994, des sources d'un faible débit, sans qu'il fut alors possible de déterminer si ces écoulements étaient issus d'une nappe ou provoqués par un ruissellement de subsurface.

Les eaux de ces sources, comme les eaux de ruissellement, s'infiltrent après un cheminement dans la creuse. Malheureusement, ces eaux traversent préalablement un dépôt sauvage de débris. Avant leur infiltration, les eaux paraissent alors passablement polluées. Ces dépôts sauvages sont présents sur d'autres sites : citons la creuse du "Buisson Mugot" à Irlès, la creuse de la vallée Guillotte à Beaucourt sur l'Ancre...

L'infiltration en creuse d'eaux polluées n'est pas un phénomène rare : les creuses d'Hénu et de Saint Amand font office, pour ces deux villages, d'exutoires d'eaux usées, le collecteur de ces eaux débouchant en tête de creuse : les eaux usées s'infiltrent progressivement pour enfin disparaître.

c) Les creuses : un paramètre important pour la protection des eaux souterraines

Les creuses de Gaudiempré, d'Hénu et de Saint-Amand, dans lesquelles des eaux polluées s'infiltrent, sont en fait trois creuses situées sur les versants d'une même vallée. La cote du toit de la nappe de la craie, donnée par la carte piézométrique réalisée par Belpaume et al. (1966) à l'étiage

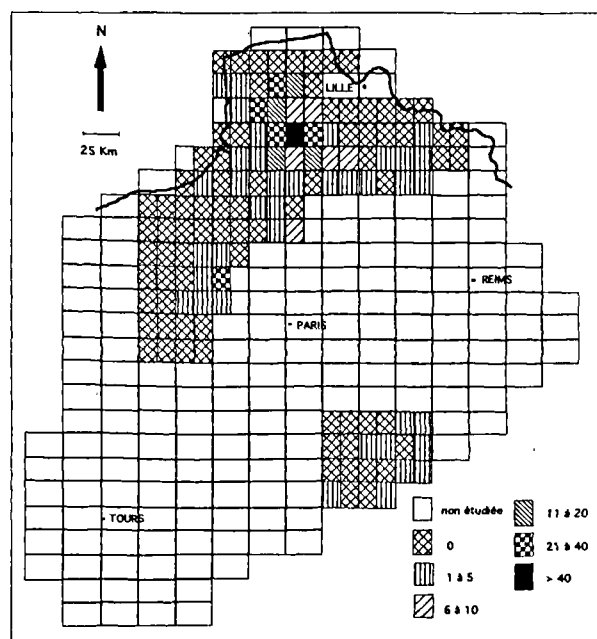


Fig. 5. — Densité des creuses par carte I.G.N. 1/25 000

Fig. 5. — "Creuses" density per 1/25 000 I.G.N. map

1965, place la nappe de la craie à moins de 5 mètres sous la surface, pour la partie aval des creuses. Or le pouvoir d'infiltration rapide des eaux de ces creuses a été montré : ces eaux peuvent polluer la nappe. Quels sont les impacts d'une telle situation ? Notons que la vallée concernée fait partie du bassin versant amont de l'Authie, destiné à fournir de l'eau potable dans un avenir proche.

D'une origine encore méconnue, les creuses paraissent devoir devenir un paramètre non négligeable dans l'étude des écoulements souterrains : une meilleure compréhension de leur formation et de leur fonctionnement serait donc souhaitable.

III. — APPROCHE MORPHO-LITHO-PÉDOLOGIQUE

(F. Douay et H. Fourier)

Les résultats d'une approche morpho-litho-pédologique des creuses localisées sur les communes de Noeux - les - Auxi et de Blangerval - Blangermont seront présentés.

La creuse de Noeux - les - Auxi, d'orientation N130, s'étend sur une longueur d'environ 1 km. Elle est caractérisée par des versants symétriques à pente forte de l'ordre de 35°, un dénivelé moyen d'une dizaine de mètres et un fond étroit qui n'excède pas 3 à 5 m.

La creuse de Blangerval - Blangermont se distingue de la précédente par trois caractères majeurs : une orientation N20-30, une longueur d'environ 300 m, un dénivelé altimétrique entre les deux rebords du plateau qui peut atteindre 5 m.

Les formations superficielles et les sols de ces creuses ont été reconnus au moyen de 25 sondages profonds et de 3 fosses pédologiques. La répartition de ces observations selon des linéaires a permis d'établir des coupes morpho-litho-pédologiques (fig. 6 et 7) qui renseignent sur la répartition et l'organisation des dépôts et des sols dans le paysage.

1) Résultats de la prospection

a) Les formations superficielles et le substrat géologique

Les formations superficielles sont constituées par trois grands types de matériaux qui recouvrent le substrat crayeux : limons loessiques non carbonatés, formations à silex de texture à dominante argileuse, produits carbonatés, issus de l'altération du substrat crayeux et du remaniement de ces dépôts sur les versants.

Elles se caractérisent par une grande variabilité de leur épaisseur et de leur répartition sur les éléments du relief (fig. 8 et 9). Ainsi, les limons sont présents sur les bordures des plateaux NW de la creuse de Blangerval - Blangermont et SW de la creuse de Noeux - les - Auxi. Les épaisseurs respectives sont de 3,20 m et de plus de 5,20 m. Les limons sont peu épais, voire absents sur les bordures des plateaux opposés où les formations à silex affleurent. Par ailleurs, celles-ci ont été reconnues sur la partie sommitale du plateau NW de la creuse de Blangerval - Blangermont (coupe D, fig. 9).

Sur les versants des deux creuses, la couverture limoneuse masque un dénivelé important de la surface de la craie. En effet, les limons affleurent sur la moitié supérieure du versant exposé au NE de la creuse de Noeux - les - Auxi (coupe C, fig. 8) et sur le tiers supérieur du versant tourné vers le SE de la creuse de Blangerval - Blangermont (coupe E, fig. 9). Ce dénivelé atteint au moins 4 à 5 m à l'amont des deux creuses et 8 m à l'aval de la creuse de Blangerval - Blangermont.

Sur le reste des versants et dans le fond des vallons, les formations superficielles reposent entre 0,20 et 0,60 m sur la craie.

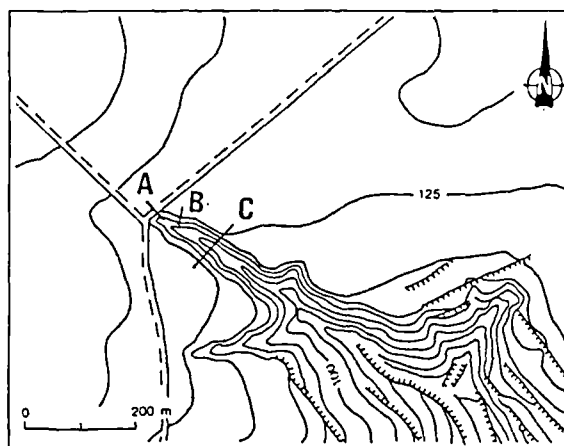


Fig. 6. — Localisation des coupes morpho-litho-pédologiques de la creuse de Noeux-les-Auxi

Fig. 6. — Location of morpho-litho-pedological sections in the Noeux-les-Auxi "creuse"

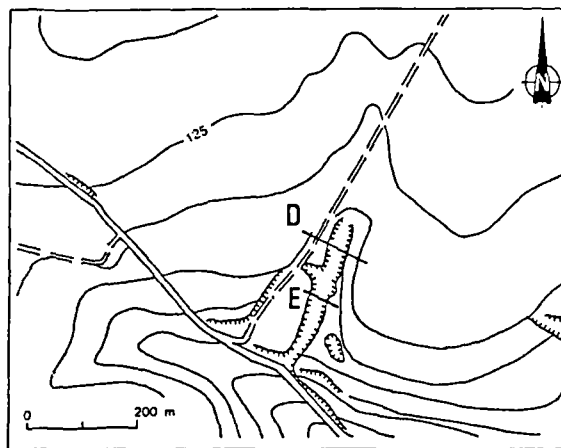


Fig. 7. — Localisation des coupes morpho-litho-pédologiques de la creuse de Blangerval-Blangermont

Fig. 7. — Location of morpho-litho-pedological sections in the Blangerval-Blangermont "creuse"

b) Description de la couverture pédologique

Cinq unités typologiques de sols s'organisent selon des toposéquences en relation avec la nature et la répartition des formations superficielles. Les types de sols et les horizons sont désignés selon le Référentiel Pédologique 1992 (A.F.E.S., 1992).

Sur les parties hautes des versants exposés au NE et à l'E, ainsi que sur la bordure des plateaux qui les prolongent, les sols s'apparentent à des BRUNISOLS LUVIQUES, issus de limons loessiques. Ils sont bien drainés naturellement mais présentent localement, au-delà de 0,80 m, quelques taches de décoloration et d'oxydation qui attestent d'un engorgement fugace.

Sur les versants crayeux (fig. 8 et 9), il s'agit d'une association de sols carbonatés qui renferment une charge

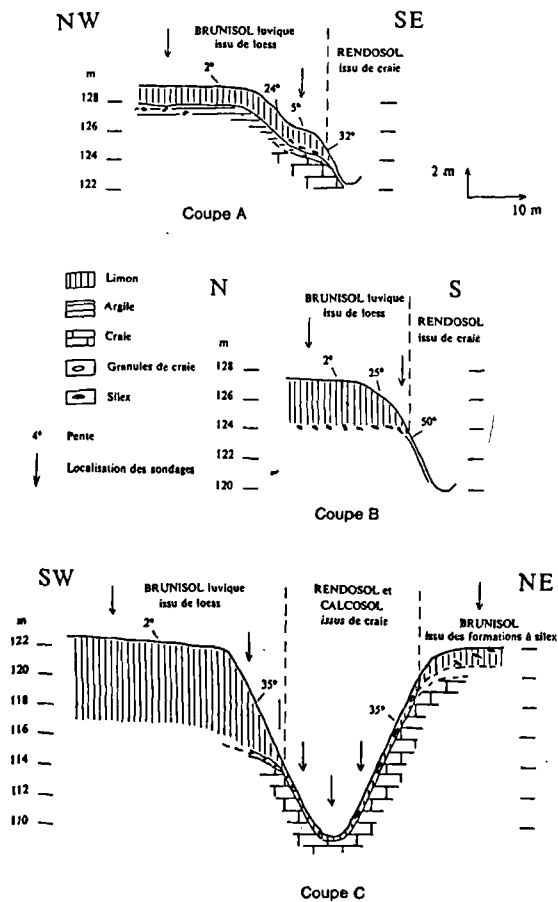


Fig. 8. — Coupes morpho-litho-pédologiques de Noeux-les-Auxi
 Fig. 8. — Morpho-litho-pédologiques sections on Noeux-les-Auxi

variable en graviers et cailloux de craie. Ce sont des RENDOSOLS, des CALCOSOLS peu profonds à moyennement profonds (fosses 1 et 3, fig 10 ; en annexe I). Les conditions physico-chimiques favorables déterminent une activité biologique intense qui permet la formation d'un humus de type mull et d'un complexe argilo-humique stable. La structure grumeleuse d'origine biologique confère à ces sols une bonne porosité.

En position de bordure de plateau, en l'absence de recouvrement limoneux, les sols sont issus de formations à silex. Il s'agit de BRUNISOLS argileux, à charge variable en silex, reposant entre 0,30 et 0,80 m sur une argile brun ocre à ocre rouge.

Dans le fond des creuses, à l'exception de la partie amont du fond de Blangerval - Blangermont, les sols s'apparentent à des RENDOSOLS limoneux, fortement humifères contenant une faible charge en graviers et cailloux de craie (fosse 2, fig. 10 ; en annexe I).

Les conditions plus humides de ces fonds, liées à la concentration épisodique des eaux de ruissellement, déterminent une activité biologique globalement moins intense qu'en position de versant. Cette activité moindre, à laquelle s'ajoute une situation topographique favorable à l'accumulation de débris végétaux, détermine des teneurs élevées en humus dans l'horizon Aca et une structure micro-grumeleuse.

2) Discussions

Les transects réalisés montrent, sous les dépôts limoneux, une dissymétrie importante du toit de la craie qui s'accorde avec la tectonique de blocs de la région Nord/Pas-de-Calais (Colbeaux et al. 1980). Cette dissymétrie se traduit par :

- un versant exposé vers le NE (Noeux - les - Auxi) ou vers le SE (Blangerval - Blangermont) à double pente. Le tronçon supérieur, masqué par les limons, présente une faible pente (5 à 8°). Il passe sur de courtes distances à un tronçon inférieur pentu (35 à 42°) qui coïncide avec le versant occidental de la creuse ;

- un versant tourné vers le SW (Noeux - les - Auxi) ou vers le NW (Blangerval - Blangermont) à pente unique et forte qui se calque sur le versant oriental de la creuse.

La connaissance des formations superficielles et des sols de ces creuses montre leur spécificité, avec des dépôts limoneux présents sur la partie supérieure des versants à pentes fortes (comprises entre 35 et 42°) et le fond des vallons où la sédimentation colluviale est absente. Ce dernier point plaide en faveur du caractère fonctionnel de ces deux creuses, dans les conditions climatiques actuelles. Cette répartition des dépôts déroge au schéma théorique de la toposéquence de sols plateau - versant des vallons des régions à substrat crayeux et à couverture loessique (Jamagne, 1973 ; Sommé, 1977) qui montre des versants pentus peu couverts et une sédimentation souvent importante dans les parties basses.

Ainsi, l'importante accumulation de dépôts limoneux en position de pentes fortes ne semble pas compatible avec un modelé d'évolution morphologique normal et ceci, compte tenu de la forte sensibilité de ces matériaux à l'érosion hydrique. Des processus d'accumulation relativement récents de dépôts limoneux en amont d'un obstacle naturel ou anthropique tel les rideaux picards (Demangeon, 1905) ne sont pas à exclure.

A ce jour, les connaissances acquises tendent à montrer que l'origine des creuses ne résulte pas uniquement d'une érosion hydrique liée à la concentration des eaux de ruissellement. La forme semi-circulaire de l'extrémité amont de la creuse de Noeux - les - Auxi argumente en ce sens.

Le dénivelé important du toit de la craie (4 à 8 m). de part et d'autre de la creuse, plaide en faveur d'une fracturation qui aurait facilité la dissolution et le creusement de la craie, expliquant ainsi l'individualisation des deux versants pentus des creuses.

L'approche morpho-litho-pédologique qui a été menée sur les creuses de Noeux - les - Auxi et de Blangerval - Blangermont apporte des éléments nouveaux sur la signification de ces formes morphologiques insolites du Ternois. Des études complémentaires de prospection et d'analyse du milieu devraient permettre d'étayer cette hypothèse et d'apporter des arguments sur l'âge des creuses.

IV. — DONNEES SUR LA VEGETATION OBSERVEE

(B. de Foucault)

L'étude de la végétation des creuses permet de définir des associations végétales à partir de relevés floristiques

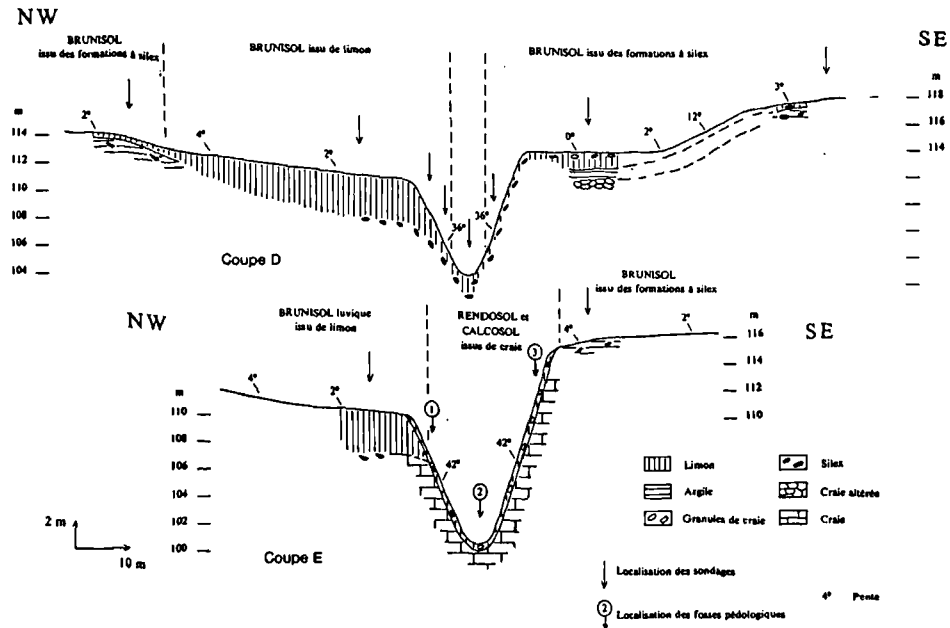
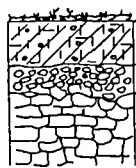


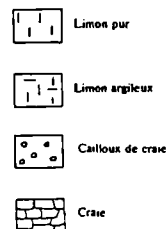
Fig. 9. — Coupes morpho-litho-pédologiques de Blangerval-Blangermont

Fig. 9. — Morpho-litho-pedological sections on Blangerval-Blangermont

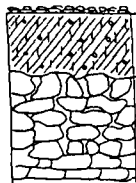
Fosse 1 : RENDOSOL, limoneux, de versant, issu de la craie



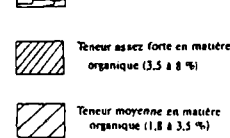
QL 0 à 1 cm : Litière de l'année.
 Aca 1 à 22 cm : Limon brun foncé - Teneur moyenne en matière organique - Gravier et cailloux de craie (10 %) - Effervescence généralisée forte avec HCl - Structure grumeleuse - Bonne activité biologique ; racines nombreuses et conduits de lombrics - Très poreux.
 C 22 à 35 cm : Craie altérée - Juxtaposition de cailloux de craie (80 %) et de limon brun jaune - Nombreuses racines entre les cailloux de craie.
 R 35 à 70 cm : Craie fissurée - Quelques racines dans les fissures.



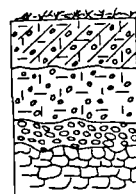
Fosse 2 : RENDOSOL, limoneux, de vallon, humifère, issu de la craie



QL-OF 0 à 2 cm : Litière de l'année (QL) reposant sur un horizon discontinu (OF) formé de résidus végétaux plus ou moins fragmentés, en mélange avec de la matière organique fine.
 Aca 2 à 30 cm : Limon à limon pur brun noir - Forte teneur en matière organique - Cailloux et graviers de craie (5 %) - Effervescence généralisée forte avec HCl - Structure microgrumeleuse - Très peu de racines.
 R 30 cm et plus : Craie distillée - Limon brun et graviers de craie entre les cailloux et les pierres de craie.



Fosse 3 : CALCOSOL, limoneux, de versant, issu de la craie



QL 0 à 1 cm : Litière de l'année.
 Aca 1 à 23 cm : Limon argileux brun foncé - Teneur moyenne en matière organique - Gravier et cailloux de craie (20 à 30 %) - Effervescence généralisée forte avec HCl - Structure grumeleuse - Bonne activité biologique ; racines nombreuses et conduits de lombrics - Très poreux.
 Sca 23 à 50 cm : Limon argileux brun - Gravier et cailloux de craie (20 à 30 %) - Effervescence forte avec HCl - Structure polyédrique fine - Nombreuses racines saines et conduits de lombrics - Très poreux.
 Cca 50 à 60 cm : Craie altérée - Juxtaposition de cailloux de craie (80 à 90 %) revêtus par un limon brun jaune - Racines peu nombreuses et nécrosées.
 R 60 cm et plus : Craie fissurée.

Fig. 10. — Schémas et descriptions des fosses pédologiques réalisées dans la creuse de Noeux-les-Auxi

Fig. 10. — Diagrams and descriptions of pedological holes made in Noeux-les-Auxi "creuse"

réalisés sur des communautés concrètes homogènes délimitées sur le terrain.

1) Les associations arborescentes

La strate arborescente de ces bois originaux est surtout caractérisée par *Tilia platyphyllos*, *Ulmus glabra*, *Fagus*

sylvatica, *Fraxinus excelsior*, *Acer pseudoplatanus*, *Quercus robur* ; 2 relevés sont rassemblés dans le Tableau I (rel. 1, 2) et peuvent être rattachés à l'*Aceri pseudoplatani - Tiliatum platyphylli* Gillet 1986.

Le relevé 3 de ce Tableau I caractérise un bois jeune, à pionnières et postpionnières où la topographie est

Numéro de relevé	1	2	3
Nombre d'espèces	8	9	7
<i>Tilia platyphyllos</i>	1	2	
<i>Ulmus glabra</i>		1	
<i>Aesculus hippocastanum</i>	+		
<i>Acer platanoides</i>	+		
<i>Quercus robur</i>			2
<i>Corylus avellana</i> !			+
<i>Fraxinus excelsior</i>	3	2	3
<i>Prunus avium</i>	+	+	1
<i>Carpinus betulus</i>		1	2
<i>Fagus sylvatica</i>		3	+
<i>Acer pseudoplatanus</i>	3	1	
<i>Acer campestre</i>		+	
<i>Hedera helix</i>		+	
<i>Ulmus minor</i>	1		
Accidentelles	1	0	1

Tabl. I. — Les associations arborescentes

1 : Noeux-les-Auxi, ravin des Cavernes, branche ouest ; *Salix caprea* ! + ; 2 : Blangermont-Blangerval ; 3 : Noeux-les-Auxi, ravin des Cavernes, branche est ; *Populus x canescens* 2.

Table I. — Tree communities

nettement moins affirmée et s'avère proche de types forestiers arborescents observés en dehors de creuses (*Quercus robori* - *Carpinetum betuli fraxinetosum excelsioris* Gillet 1986).

2) Les associations arbustives

La strate arbustive est souvent mal représentée ; toutefois, dans certains cas (Tableau II, rel. 3), elle est assez riche pour accueillir *Corylus avellana*, *Sambucus nigra*, *Crataegus laevigata* et de futurs arbres de l'*Aceri-Tilietum*, surtout *Ulmus glabra* ; ce groupement possède des affinités avec le *Sambuco - Coryletum avellanae* du Jura (Gillet 1986) ; mais celui-ci possède *Lonicera xylosteum* et *Ribes alpinum* absents ici. Il possède surtout de réelles affinités avec l'*Ulmo glabrae - Coryletum avellanae* Julve & Gillet 1994 prov., dont l'autonomie syntaxonomique semble se confirmer (voir aussi Julve 1994).

Le relevé 1 est moins caractérisé et n'est d'ailleurs pas lié à de réelles conditions de creuses, correspondant au relevé 3 du Tableau I.

3) Les associations herbacées

La strate herbacée est un peu plus diversifiée que les strates précédentes, réagissant finement aux variations édapho-climatiques du milieu.

Les relevés 1 et 2 du Tableau III correspondent à la strate herbacée de la pente, floristiquement surtout caractérisée par la présence, voire la dominance, localement, de Fougères plus ou moins exigeantes en hygrométrie atmosphérique. L'association est le *Polysticho setiferi - Asplenietum scolopendrii* (de Foucault 1986) Julve 1988 ex de Foucault 1994 (de Foucault 1994). On peut en rapprocher le relevé 3, floristiquement moins bien caractérisé en Fougères, constituant une transition vers le groupement à *Circaea lutetiana*.

Numéro de relevé	1	2	3
Nombre d'espèces	8	10	15
<i>Corylus avellana</i>	2	x	2
<i>Sambucus nigra</i>	1	x	3
<i>Crataegus monogyna</i>	1	x	
<i>Euonymus europaeus</i>		x	
<i>Viburnum opulus</i>			+
<i>Ilex aquifolium</i>			1
<i>Crataegus laevigata</i>			+
<i>Cornus sanguinea</i>		x	
Jeunes arbres			
<i>Ulmus minor</i> j		x	+
<i>Ulmus glabra</i> j			2
<i>Tilia platyphyllos</i> j			1
<i>Fraxinus excelsior</i> j	+	x	1
<i>Acer pseudoplatanus</i> j	+	x	1
<i>Fagus sylvatica</i> j	+	x	
<i>Prunus avium</i> j	+		+
Accidentelles	1	1	4

Tabl. II. — Les associations arbustives

1 : Noeux-les-Auxi, ravin des Cavernes, branche est ; *Ligustrum vulgare* + ; 2 : id. 1, branche ouest ; *Acer platanoides* j ; 3 : Blangermont-Blangerval ; *Ribes rubrum* +, *Salix caprea* +, *Carpinus betulus* j +, *Acer campestre* j +

Table II. — Scrub communities

Une analyse géographique plus vaste au moyen d'un tableau synthétique (de Foucault 1994, Tabl. IV) a permis de mettre en évidence plusieurs variations de cette association : *typicum*, *ranunculetosum ficariae*, à laquelle se rattachent les relevés du Tableau III, *asplenietosum adianti-nigri*, *polystichetosum aculeati*.

En conditions plus froides, cette association répandue dans une grande partie du nord-ouest et du nord de la France est remplacée par le *Phyllitido scolopendrii - Mercurialetum perennis* Gillet 1986, avec *Asplenium scolopendrium*, *Lunaria rediviva*, *Polystichum aculeatum*, *Actaea spicata*. Cette dernière espèce est rare et menacée dans notre région ; elle a été récemment découverte aux "Grands Fossés", à Estrées-Wamin (62), ravin toutefois dépourvu des deux Fougères caractéristiques.

Les 5 relevés du Tableau IV sont liés au fond du thalweg, plus humifère et plus humide, et correspondent à des communautés végétales assez différentes, dans lesquelles les Fougères ne jouent plus un rôle important. Ces communautés possèdent en commun des espèces eutrophes : *Geranium robertianum*, *Circaea lutetiana*, *Galium aparine*, *Ranunculus ficaria* subsp. *bulbilifer*, *Geum urbanum*. Les deux groupes de relevés se répartissent entre un groupement à *Listera ovata*, *Ranunculus acris* ... (rel. 1 à 3), et un groupement à *Lamium galeobdolon* subsp. *montanum*, *Stachys sylvatica*... (rel. 4, 5), dont les déterminismes relatifs restent encore à préciser

Parfois des chablis laissent pénétrer la lumière vers la strate herbacée, ce qui en modifie la composition floristique, surtout si une eutrophisation se développe corrélativement ; dans de telles clairières, croissent particulièrement : *Urtica dioica*, *Arctium nemorosum*, *Festuca gigantea*, *Rubus* sp, *Galium aparine*, *Circaea lutetiana*, *Ranunculus ficaria* subsp. *bulbilifer*, *R. repens*, *Milium effusum*, *Acer pseudoplatanus* j, *Myosotis arvensis*.

Numéro de relevé	1	2	3
Nombre d'espèces	15	23	21
<i>Polystichum setiferum</i>	2	1	+
<i>Dryopteris dilatata</i>	+	+	r
<i>Dryopteris filix-mas</i>	1	1	1
<i>Asplenium scolopendrium</i>	2		
<i>Dryopteris affinis borrieri</i>	+		
<i>Polystichum aculeatum</i>	+		
<i>Polystichum x bicknellii</i>		1	
<i>Athyrium filix-femina</i>		+	
<i>Polypodium vulgare</i>		+	
Autres espèces			
<i>Hedera helix</i>	4	3	4
<i>Galium aparine</i>	2	1	2
<i>Urtica dioica</i>	+	+	1
<i>Carex sylvatica</i>	+	+	r
<i>Arum maculatum</i>	+	1	+
<i>Milium effusum</i>	1	1	+
<i>Moehringia trinervia</i>		1	+
<i>Ranunculus ficaria bulbilifer</i>	2	1	
<i>Arctium nemorosum</i>	+		+
<i>Polygonatum multiflorum</i>		1	
<i>Hyacinthoides non-scripta</i>		+	
<i>Lamium galeobdolon montanum</i>		2	
<i>Listera ovata</i>			+
<i>Geum urbanum</i>			1
<i>Primula elatior</i>	1		
Accidentelles	0	6	8

Tabl. III. — Les associations herbacées à Fougères
1 : Noeux-les-Auxi, Ravin des Cavernes, branche ouest ; 2 : Blangerval-Blangermont ; *Lonicera periclymenum* +, *Melica uniflora* +, *Mercurialis perennis* +, *Campanula trachelium* r, *Anemone nemorosa* +, *Sambucus nigra* j 1 ; 3 : id. 1, branche est ; *Prunus avium* j +, *Rubus sp* +, *Ligustrum vulgare* j +, *Populus canescens* j 1, *Taraxacum sp* +, *Anthriscus sylvestris* 1, *Geranium robertianum* 2, *Fraxinus excelsior* j 1

Table III. — Fern herbaceous communities

V. — LISTE DES ESPECES FONGIQUES RECOLTEES

(R. Courtecuisse)

En annexe II, on trouvera la liste des espèces fongiques récoltées en avril 1994. Parmi les espèces énumérées, beaucoup sont assez banales et ubiquistes ; la période à laquelle a été effectuée la récolte explique la relative pauvreté de cette liste.

Pourtant, plusieurs taxons intéressants méritent d'être signalés : *Resupinatus trichotis* est nouveau pour le Pas-de-Calais ; une seule récolte est connue pour le Nord. *Trichia persimilis*, *Achroomyces effusus* et *Nectria mammoidea* sont nouveaux pour la région Nord/Pas-de-Calais. Ce caractère de nouveauté n'est pas réellement extraordinaire car les espèces incriminées appartiennent à des groupes d'espèces très discrètes et relativement peu étudiées dans la région. Néanmoins, elles viennent enrichir la liste régionale qui comprend 2700 taxons.

Les composants de cette liste, pour la plupart des lignicoles, ne permettent pas, pour le moment, de dégager une quelconque tendance myco-coenotique pour les deux sites visités.

VI. — PERSPECTIVES D'AVENIR

En conclusion de la présentation de ces premiers résultats, nous précisons vers quelles pistes les

Numéro de relevé	1	2	3	7	8
Nombre d'espèces	18	19	16	20	13
<i>Circaeo-Stachyetalia sylv.</i>					
<i>Geranium robertianum</i>	2	2	4	3	2
<i>Circaea lutetiana</i>	1	3	3	2	3
<i>Galium aparine</i>	2	1	2	2	
<i>Hedera helix</i>	2	2	2	2	2
<i>Geum urbanum</i>	1	1	1	1	+
<i>Ranunculus ficaria bulbilifer</i>	1	2	2	2	
<i>Urtica dioica</i>		+	1	2	2
<i>Ranunculus repens</i>		1		2	2
Diff. de variations					
<i>Listera ovata</i>	+	1	+		
<i>Ranunculus acris</i>		+	+		
<i>Lamium galeobdolon montanum</i>				2	3
<i>Stachys sylvatica</i>				1	1
<i>Glechoma hederacea</i>				2	
<i>Dryopteris filix-mas</i>	1	+			+
<i>Arctium nemorosum</i>		+	+		+
<i>Festuca gigantea</i>	+	+		1	
<i>Milium effusum</i>		1	1	1	
<i>Carex sylvatica</i>		1		+	1
<i>Arum maculatum</i>	1			1	
<i>Primula elatior</i>	r			+	
Ligneux					
<i>Sambucus nigra</i> j	+		1	+	
<i>Fraxinus excelsior</i> j	1	1	+		
<i>Rubus sp</i>			+		1
<i>Acer pseudoplatanus</i> j	+				
<i>Corylus avellana</i> j			+		
Accidentelles	4	3	1	3	1

Tabl. IV. — Les associations herbacées du fond

1 : Noeux-les-Auxi, Ravin des Cavernes, branche est ; *Ophrys insectifera* r, *Poa trivialis* 1, *Platanthera chlorantha* +, *Viola reichenbachiana* 1 ; 2 : id. 1, branche ouest ; *Viola odorata* +, *Euonymus europaeus* j +, *Galium odoratum* 2 ; 3 : id. 2 ; *Sanicula europaea* + ; 4 : Blangermont-Blangerval ; *Rumex sanguineus* 2, *Chaerophyllum temulum* 1, *Ajuga reptans* 1 ; 5 : id. 2 ; *Cirsium oleraceum* +.

Table IV. — Herbaceous communities of the bottom

recherches futures sur les creuses régionales pourraient s'orienter.

En ce qui concerne la **morphologie**, on cherchera à :

- étudier l'ensemble de l'auréole crayeuse du Bassin de Paris, de manière à confirmer ou infirmer le caractère exceptionnel des creuses dans la région Nord/Pas-de-Calais ;

- réaliser un relevé systématique et des traitements statistiques relatifs à leurs orientation et distribution géographique ;

- contribuer ainsi à l'élaboration d'une carte régionale des risques ;

- rechercher une classification morphostructurale des creuses ;

- contribuer à leur connaissance tant génétique que régionale.

En **géomorphologie**, un premier axe de recherche participera à une meilleure connaissance de la genèse des creuses en tentant, par l'étude des formes corrélatives à leur développement, de les replacer dans leur contexte chronologique, relatif ou absolu si l'échantillonnage le permet. Le second axe de recherche s'attachera à l'étude de la

dynamique actuelle des creuses, à partir des sites expérimentaux qui auront été choisis au préalable.

En **hydrogéologie**, les cartes piézométriques réalisées en différents secteurs sont à trop petite échelle pour mettre en évidence l'influence des creuses sur le comportement hydrodynamique de la nappe de la craie. Afin d'obtenir des informations complémentaires sur les caractéristiques de cet aquifère aux abords des creuses, c'est-à-dire essayer de connaître le comportement piézométrique, les directions d'écoulement préférentielles ainsi que les vitesses de transfert, il serait nécessaire d'équiper des creuses "atelier" par l'implantation de piézomètres.

En **pédologie**, les levers seront poursuivis de manière systématique et confrontés aux données de la géologie structurale (néotectonique ?).

Dans le domaine de la **végétation**, les perspectives de recherche futures sont d'une part l'extension des investigations à d'autres creuses régionales pour conforter ou préciser les unités phytosociologiques décrites, d'autre part d'acquérir des informations sur leur écologie, notamment l'ambiance microclimatique (lumière, hygrométrie, variations thermiques journalières...), en la comparant à celle des plateaux éclairés sus-jacents. Il ne faut pas oublier que les forêts de ravin telles que celles décrites ici sont inscrites en tant qu'habitat prioritaire dans l'annexe I de la Directive Habitats européenne, soit des *types d'habitats naturels d'intérêt communautaire dont la*

conservation nécessite la désignation de zones spéciales de conservation ; cette précision justifie amplement les études menées par notre groupe.

En **entomologie**, les inventaires d'insectes permettront d'une part de mettre en évidence des espèces protégées, ainsi qu'un éventuel rôle refuge des creuses régionales ; on cherchera par ailleurs à mettre en évidence les relations entre diverses catégories trophiques (phytophages, mycétophages, xylophages, prédateurs, détritiphages, nécrophages, scatophages).

Dans le domaine de la **mycologie** (puis de la **lichénologie**), il conviendra de poursuivre les investigations mycologiques dans ces deux stations et dans d'autres creuses proches, de façon à poursuivre l'inventaire, confirmer son intérêt mycologique et préciser ses affinités chorologiques et coenologiques.

D'autres perspectives concernent une étude **ethnologique** : la creuse fait partie intégrante du patrimoine de la région Nord/Pas-de-Calais, au même titre que d'autres particularités culturelles. Dans sa morphologie, son relief, sa fonction, elle se présente comme un vaste creux, servant de rupture entre deux autres éléments de paysage conjoints ou disjoints. Associée à des recherches géologiques, pédologiques, botaniques, zoologiques, etc., la recherche ethnologique aura pour objectif l'étude des façons de faire autour de ce lieu, qui font écho à des façons de dire.

BIBLIOGRAPHIE

- A.F.E.S. (1992). — Référentiel pédologique 1992. Principaux sols d'Europe. Baize D. et Girard M.C. coord., INRA, Paris, 222 p.
- BELPAUME D., DASSONVILLE G., FONTENIER B., ROSSIGNOL F., & ROUX J.C. (1966). — Données hydrogéologiques sur le territoire de la feuille topographique au 1/50 000e n° 35, rapport BRGM DSGR66A 17.
- COLBEAUX J.P., DUPUIS Ch., ROBASZYNSKI F., AUFFRET J.P., HASAERTS P. & SOMME J. (1980). — Le détroit du Pas-de-Calais : un élément dans la tectonique de blocs de l'Europe occidentale. *Bull. Inf. Géol. Bassin de Paris*, 17, 41-54, 9 fig.
- DEMANGEON A. (1905). — La Picardie et les régions voisines - Artois, Cambrésis, Beauvaisis. Librairie Armand Colin, Paris, 496 p., 42 fig., 17 pl., 3 cartes h.t.
- FOUCAULT B. (de) (1994). — Contribution à la connaissance phytosociologique des ZNIEFF régionales. III Le système calcicole de la région d'Auxi-le-Château (ZNIEFF n° 92-2, 92-3, type I). *Bull. Soc. Bot. N. Fr.*, 47, 3, 29-39.
- GILLET F. (1986). — Les phytocénoses forestières du Jura nord-occidental. Essai de phytosociologie intégrée. Thèse Doct. Univ. Besançon, 604 p.
- GOSSELET M.J. (1906). — Observations sur les creuses de l'Artois et de la Picardie et réflexions sur l'importance de la dissolution souterraine de la craie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 35, 237-243.
- JAMAGNE M. (1973). — Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du Nord de la France. Thèse de la Faculté des Sciences Agronomiques de l'Etat, Gembloux (Belgique). 445 p., 105 fig., 28 pl.
- JULVE Ph. (1994). — Flore et végétation du P.N.R. de la haute vallée de Chevreuse. 86 p. et annexes. E.R.E. et P.N.R. haute vallée de Chevreuse.
- PINCHEMEL P. (1954). — Les plaines de craie du nord-ouest du bassin parisien et du sud-est du bassin de Londres et leurs bordures. Thèse Univ. Paris, Colin, 502 p.
- SOMME J. (1977). — Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique. Thèse d'état, Université Paris I, 1975. Champion Eds., Paris. 810 p., 185 fig. h.t.

ANNEXES

ANNEXE I : Description de profils pédologiques (*Description of soil sections*)

Fosse 1 : RENDOSOL, limoneux, de versant, issu de la craie

OL0 à 1 cm : Litière de l'année.

Acal à 22 cm : Limon brun foncé - Teneur moyenne en matière organique - Gravier et cailloux de craie (10 %) - Effervescence généralisée forte avec HCl - Structure grumeleuse - Bonne activité biologique : racines nombreuses et conduits de lombrics - Très poreux.

C22 à 35 cm : Craie altérée - Juxtaposition de cailloux de craie (80 %) et de limon brun jaune - Nombreuses racines entre les cailloux de craie.

R 35 à 70 cm : Craie fissurée - Quelques racines dans les fissures.

Fosse 2 : RENDOSOL, limoneux, de vallon, humifère, issu de la craie

OL-OF0 à 2 cm : Litière de l'année (OL) reposant sur un horizon discontinu (OF) formé de résidus végétaux plus ou moins fragmentés, en mélange avec de la matière organique fine.

Aca2 à 30 cm : Limon à limon pur brun noir - Forte teneur en matière organique - Cailloux et graviers de craie (5 %) - Effervescence généralisée forte avec HCl - Structure microgrumeleuse - Très peu de racines.

R30 cm et plus : Craie disloquée - Limon brun et graviers de craie entre les cailloux et les pierres de craie.

Fosse 3 : CALCOSOL, limoneux, de versant, issu de la craie

OL0 à 1 cm : Litière de l'année.

Aca1 à 23 cm : Limon argileux brun foncé - Teneur moyenne en matière organique - Graviers et cailloux de craie (20 à 30 %) - Effervescence généralisée forte avec HCl - Structure grumeleuse - Bonne activité biologique : racines nombreuses et conduits de lombrics - Très poreux.

Sca23 à 50 cm : Limon argileux brun - Graviers et cailloux de craie (20 à 30 %) - Effervescence forte avec HCl - Structure polyédrique fine - Nombreuses racines saines et conduits de lombrics - Très poreux.

Cca50 à 60 cm : Craie altérée - Juxtaposition de cailloux de craie (80 à 90 %) revêtus par un limon brun jaune - Racines peu nombreuses et nécrosées.

R60 cm et plus : Craie fissurée.

ANNEXE II : Liste des espèces de champignons récoltés dans les creuses (*Listing of the fungi found in the "creuses"*)

CREUSE DE NOEUX-LES-AUXI

Achroomyces effusus (RC/F94.010)
Auricularia auricula-judae
Auricularia mesenterica
Coprinus domesticus
Coprinus micaceus
Dacrymyces lacrymalis
Dacrymyces stillatus
Daedaleopsis confragosa
Gloeocystidiellum porosum
Hypoxylon fuscum
Leptosphaeria acuta
Lycogala epidendron
Mollisia cinerella
Neumania serpens
Piptoporus betulinus
Propolomyces versicolor
Resupinatus trichotis (RC/F94.008)
Sarcoscypha coccinea
Scutellinia crinita
Sistotrema estonicum cf (RC/F94.007)
Steccherinum ochraceum
Trichia persimilis (RC/F94.009)

CREUSE DE BLANGerval

Auricularia auricula-judae (sur *Fagus*)
Auricularia mesenterica
Bjerkandera adusta
Callorina fusarioides
Coprinus domesticus
Diatrype stigma
Ganoderma lipsiense
Helminthosphaeria corticiorum
Helvella acetabulum
Hypoloma fasciculare fo. *pusillum*
Hypoxylon fragiforme
Leptosphaeria acuta
Lyomyces sambuci
Nectria mammoidea (RC/F94.011)
Panaeolus sphinctrinus
Panellus stypticus
Phanerochaete sordida
Polydesmia pruinosa
Psathyrella spadiceogrisea
Stereum hirsutum
Trametes gibbosa
Xylaria fusiformis

Sont en vente au Siège de la Société :

MÉMOIRES (*)

Tome I	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain créacé 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 Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
Tome VI	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutieri</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.....	85,00 F
	n°2. — J. GOSSELET et al., <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	336,00 F
	n°3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
Tome VII	n°1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</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 et al., <i>Poissons élasmobranches de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
Tome X	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
Tome XII	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
Tome XIII	— P. BRICHE et al., <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
Tome XIV	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostracés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
Tome XV	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
Tome XVI	— A. BOUROZ et al., <i>Essai de synthèse des données acquises dans la gènèse et l'évolution des marqueurs pétrographiques dans les bassins houillers</i> , 1983, 118 p., 10 pl.....	250,00 F

PUBLICATIONS (*)

Publication N° 1. — J. CHOROWICZ, <i>Etude géologique des Dinarides le long de la transversale Split-Karlovac (Yougoslavie)</i>	130,00 F
Publication N° 2. — J. CHARVET, <i>Essai sur un orogène alpin : Géologie des Dinarides au niveau de la transversale de Sarajevo (Yougoslavie)</i>	150,00 F
Publication N° 3. — J. ANGELIER, <i>Néotectonique de l'arc égéen</i>	140,00 F
Publication N° 4. — J.J. FLEURY, <i>Les zones de Gavrovo-Tripolitza et du Pinde-Olonos (Grèce continentale et Péloponnèse du Nord). Evolution d'une plate-forme et d'un bassin dans leur cadre alpin</i>	175,00 F
Publication N° 5. — M. COUSIN, <i>Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie</i>	175,00 F
Publication N° 6. — F. THIEBAULT, <i>L'évolution géodynamique des 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 Hellénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i>	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i>	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères sphénoptériennes 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'Ormeica 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 (Fasc. 1 : Evolution tectono-métamorphique ; Fasc. 2 : Traitement informatique des microanalyses chimiques ; Fasc. 3 : Carte géol. en couleurs 1/25000 Massif Agly)</i>	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 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. LAMOUREUX, <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 Hellénides 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>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, mise en évidence et interprétation</i>	150,00 F
Publication N° 23. — G. BUSSON et A. CORNÉE, <i>L'événement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal</i>	125,00 F
Publication N° 24. — B. LOUCHE, <i>Limites littorales de la nappe de la Craie dans la région Nord Pas-de Calais. Relations eaux souterraines-eaux superficielles-mer</i>	150,00 F
Publication N° 25. — J. G. BREHERET, <i>L'Apvien et l'Albien de la fosse vocontienne (des bordures au bassin). Evolution de la sédimentation et enseignements sur les événements anoxiques</i>	300,00 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 5 (2^{me} série), Fascicule 4

parution 1997

	pages
M. DUPRAT — Modèle tectono-sédimentaire des dépôts paléogènes dans le Nord-Est du Bassin de Paris : conséquences sur la géométrie du toit de la craie.....	269
M. PRICE. — Multi-porosity behaviour in the Chalk aquifer.....	289
I. N. GALE. — The british chalk aquifer study: objectives and progress	295
H.K. JONES and J.D.COOPER. — Water Transport through the Unsaturated Chalk : A case study from Fleam Dyke Lysimeter.....	299
V. HALLET. — Caractérisation des paramètres hydrodynamiques et hydrodispersifs de la craie du Crétacé de Hesbaye (Belgique).....	305
I.GODFRIAUX et A. RORIVE. — Dégâts de biens d'immeubles liés à l'exploitation incontrôlée d'une nappe :(le cas de la nappe des craies du bassin de Mons de 1965 à 1975).....	311
A. RORIVE, B. DRUMEL et P. SQUERENS. — Transfert et ségrégation de polluants en zone saturée d'un aquifère crayeux le cas de la décharge de Cronfestu (Belgique).....	319
A. MONJOIE et Ch. SCHROEDER. — Déplacement des hydrocarbures dans la craie	325
V. HALLET, C. SCHROEDER et A. MONJOIE. — Détermination des hétérogénéités du milieu crayeux par prospection géophysique.....	331
Ch. SCHROEDER. — Aspects spécifiques du comportement mécanique de la craie en relation avec sa microstructure	337
J. W.M. DE GRAAFF, R. D. SCHUILING, P. J.H.R. SPECK AND J. J.P. ZIJLSTRA. — Geochemical Engineering in Chalk: Neutralization of Waste Sulfuric Acid.....	345
J. RODET. — Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris.....	351
Y. QUINIF Y, J.-M. BAELE, J.-M. CHARLET, T. DE PUTTER, C. DUPUIS, A. RORIVE et S. VANDYCKE. — A la recherche du karst perdu des craies du bassin de Mons (Belgique).....	361
M. LAURAIN, A. MARRE et H. GUERIN. — La cryosuccion : un des mécanismes de formation des poches de cryoturbation sur les substrats crayeux.	373
O. LOMBART et A. MARRE. — Premières observations de l'érosion hydrique sur un substrat crayeux : l'exemple du vignoble champenois	381
B. de FOUCAULT, J.-P. COLBEAUX, Th. BONNET, P. BRACQ, R. COURTECUISSÉ, M. DEBUYSER, F. DOUAY , H. FOURRIER et B. LOUCHE. — Les creuses de la région Nord/Pas-de-Calais : premiers résultats d'études multi-critères	385

© 1997 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)