

*Société*  
*Géologique du*  
*Nord*

**ANNALES**

**Tome 3 (2<sup>me</sup> série), Fascicule 1**  
*parution 1994*

**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 <sup>(1)</sup>.

### 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 cotisation et abonnement de l'année peuvent publier dans les Annales. L'ensemble des notes présentées au cours d'une même année, par un auteur, ne peut dépasser le total de 8 pages, 1 planche simili étant comptée pour 2 p. 1/2 de texte.

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

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

§ 18. - Les Mémoires sont publiés par fascicule après décision du Conseil.

## Avertissement

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

## Tirages à part

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

## Cotisations et Abonnements (à la date du 1<sup>er</sup>-1-1993)

	QUALITÉ	COTISATION	ABONNEMENT aux Annales	TOTAL
FRANCE et C.E.E.	Personnes physiques <sup>(2)</sup> <sup>(3)</sup>	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 entiers 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  
Ecorché géologique infra mésozoïque (i  
zoïques du Nord de la France», présen

is quaternaires) ..... 29,00 F H.T.  
des bassins paléo-  
..... 50,00 F H.T.

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

(2) Les étudiants qui en font la demande annuelle peuvent, par décision du Conseil, bénéficier d'un tarif préférentiel sur l'abonnement (80,00 F), soit un total de 120,00 F.

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

*Société*  
*Géologique du*  
*Nord*

*ANNALES*

**Tome 3 (2<sup>me</sup> série), Fascicule 1**  
*parution 1994*

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD  
59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX

ISSN 0767-7367

CONSEIL D'ADMINISTRATION

— 1994 —

<i>Président</i> .....	M. N. CRAMPON
<i>Premier Vice-Président</i> .....	M. M. DEBUYSER
<i>Seconds Vice-Présidents</i> .....	M. B. MISTIAEN M. F. ROBAZYNSKI
<i>Conseillers</i> .....	M. C. DUPUIS M. D. VACHARD M. J.N. PROUST M. J. FERRIÈRE M. A. BLIECK M <sup>lle</sup> B. TESSIER
<i>Secrétaire</i> .....	M. J.F. DECONINCK
<i>Secrétaire Adjoint</i> .....	M. B. BEAUVIÈRE
<i>Trésorier</i> .....	M. J.M. DÉGARDIN
<i>Déléguée aux Publications</i> .....	M <sup>me</sup> Paule CORSIN
<i>Bibliothécaire</i> .....	M. A. TRENTESAUX

---

Se sont joints au Comité d'organisation scientifique :  
MM. P. DEBRABANT, J. FERRIÈRE, C. KERGOMARD et J. SOMMÉ

**A N N A L E S**  
**DE LA**  
**SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DU NORD**

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

---

Secrétariat : Société Géologique du Nord  
Sciences de la terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex  
Tél. 20 43 43 43 (postes 4104 et 4132) - C.C.P. Lille 52-47 Y

---

---

**Compte-rendu de l'activité de la Société**

**Année 1992, 2<sup>ème</sup> semestre**

**ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 10 JUIN 1992**

Présidence de M. J. Ferrière, Président

---

Après avoir fait procéder au vote concernant les nouveaux tarifs pour 1993, est élu un nouveau membre qui est : M. D. Geney, présenté par MM. D. Vachard et A. Blieck.

Puis M. J. Ferrière entretient l'Assemblée sur le thème "A propos de l'obduction : quelques exemples et leurs interprétations".

**ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 16 DECEMBRE 1992**

Présidence de M. J. Ferrière, Président

---

Cette séance est consacrée à une conférence de M. C. Lefèvre, intitulée : "Géologie des Andes péruviennes".

**COMMUNICATION ECRITE**

C. VINCHON, J.P. DUPONT, R. LAFITTE et A. MATTHEWS.- Turbidity in french coastal water of the Dover Strait, illustrated by satellite imagery (\*)

---

(\*) Note publiée dans le fascicule 4, T. 2.

**Année 1993, 1<sup>er</sup> semestre**

**ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 13 JANVIER 1993**  
Présidence de M. J. Ferrière, Président

---

Cette séance est consacrée aux votes pour le renouvellement du bureau. Ont été élus :

Seconds Vice-Présidents : Mme C. Delcambre-Brousmiche  
Mlle B. Tessier  
Conseillers : M. J.N. Proust  
M. D. Vachard  
Secrétaire : M. J.F. Deconinck  
Secrétaire Adjoint : Mlle B. Beauvière

**ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 10 FEVRIER 1993**  
Présidence de M. J. Ferrière, Président

---

Cette réunion, organisée en commun avec l'APBG, a rencontré un vif succès et la conférence de M. R. Cloutier intitulée : "Vertébrés primitifs et sortie des eaux" a donné lieu à de nombreuses questions et échanges de vue.

**ASSEMBLEE ORDINAIRE DU 14 AVRIL 1993**  
Présidence de M. J. Ferrière, Président

---

Lors de cette séance, ont été présentées les communications suivantes :

"Illustration par l'imagerie satellitaire de la turbidité sur le littoral du détroit du Pas-de-Calais", par Mlle C. Vinchon(\*).  
"Mesure du temps dans les séries géologiques : l'exemple des cycles de marée", par Mlle B. Tessier(\*)

**COMMUNICATION ECRITE**

B. Hoyez.- La rugosité des grains de sable : application de l'analyse de Fourier et de la dimension fractale(\*\*).

---

(\*) Note publiée dans le fascicule 4, T. 2.

(\*\*) Note qui sera publiée dans le fascicule 2, T. 3.

## Article synthétique

# NOTIONS ÉLÉMENTAIRES DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE ILLUSTRÉES PAR UN EXEMPLE

## Basic principles of sequence stratigraphy illustrated by an exemple

par Jean-Noël PROUST (\*)

( Planche I )

**Résumé.** — Les principes essentiels de la stratigraphie séquentielle sont présentés succinctement de manière à mettre en évidence la démarche intellectuelle employée dans cette nouvelle discipline de la géologie sédimentaire. Après un bref rappel des principes stratigraphiques fondamentaux et des théorèmes de base de la stratigraphie séquentielle, la nature des séquences sédimentaires est définie en tenant compte des outils disponibles pour analyser le contenu du remplissage sédimentaire d'un bassin. Sont ainsi distinguées les séquences observables à l'affleurement de celles que l'on peut appréhender à l'échelle de la sismique. Les modalités de dépôt et de préservation des sédiments à la surface de la Terre sont ensuite expliquées ainsi que les facteurs qui sont à l'origine de cette préservation.

**Abstract.** — *One of the aim of this paper is to emphasize briefly the usual thinking processes used in sequence stratigraphy analysis. After a short review of the fundamentals, the nature of the depositional sequences is defined at the outcrop and seismic scales. The depositional patterns and preservation potential of the sediments at the surface of the Earth are described with respect to the factors of control of this preservation.*

### INTRODUCTION

La stratigraphie séquentielle représente certainement l'évolution intellectuelle la plus nette et la plus importante depuis la tectonique des plaques pour les géologues qui se préoccupent des fluctuations de l'environnement global enregistrées dans les sédiments. Cet outil, maintenant d'utilisation courante en sédimentologie, appartient au champ intellectuel des grandes théories unificatrices puisqu'il présente les deux types de cohérences nécessaires soit : 1°) une cohérence interne qui permet l'établissement de relations historiques (temps), logiques et dynamiques (flux) entre la nature, l'origine et la distribution des sédiments à la surface de la Terre ; 2°) une cohérence externe avec d'autres théories et disciplines telles l'astronomie (cycles de Milankovitch, des marées ...) et la cinématique des plaques. La stratigraphie séquentielle comme les autres théories, est issue de la synthèse d'un très grand nombre d'observations jamais communiquées dans le détail, effectuées depuis de nombreuses années par les équipes de géologues qui se sont succédées au sein notamment de la société pétrolière Exxon. Les bases en ont été formalisées pour la première fois dans l'article de Vail *et al.* (1977), sous forme d'une théorie ambitieuse aux prétentions immédiatement globales (planétaires) et applicables à toute l'histoire de la Terre (charte des temps phanérozoïques) et dont la plupart restent à confirmer par l'expérience de la communauté scientifique.

L'objectif est ici de tracer les grandes lignes de la stratigraphie séquentielle en gommant autant que possible toute technicité excessive, puis de traiter un exemple d'application de cette méthode relatif à l'analyse de l'enregistrement des facteurs tectoniques locaux et globaux dans une série ancienne pour que la simplicité de l'exposé n'occulte pas la complexité de la matière géologique et donne une idée des progrès restant à accomplir.

### I. — NOTIONS ÉLÉMENTAIRES DE STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Après nous être attachés à montrer les fondements de cette nouvelle méthode d'étude stratigraphique, nous aborderons successivement (1) la nature des séquences, rythmes ou motifs qui composent l'architecture fondamentale de l'enregistrement sédimentaire, (2) les modalités de dépôt et de préservation des sédiments à la surface de la Terre et (3) les facteurs qui en sont à l'origine.

#### 1) Principes stratigraphiques fondamentaux et hypothèses de base de la stratigraphie séquentielle

La stratigraphie séquentielle est basée sur deux notions importantes presque aussi vieilles que la stratigraphie; celle d'"unconformity" et celle de séquence. Une "unconformity"

(\*) URA 719 CNRS, Laboratoire de Sédimentologie et géodynamique, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex  
Note synthétique acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N., le 9 Mars 1994.

est définie par Van Wagoner *et al.* (1988) comme "surface of erosion and/or non deposition between rocks bodies, representing a significant hiatus or gap in stratigraphic successions caused by an interruption of deposition for a considerable span of time (...) preferably of regional or interregional extent (...)". Suivant en cela les travaux de Longwell (1949) et de Sloss *et al.* (1949), Wheeler (1958) définit une séquence par rapport aux "unconformity" qui la limitent : "a sequence (...) is thus defined as a preserved stratal assemblage which is unconformably separated from underlying and overlying rocks" et précise en 1959 l'intérêt d'une telle approche "time stratigraphic units cannot be established without their prior delineation". Ces notions d'"unconformity" et de séquence ont été reprises en stratigraphie sismique appliquée à la recherche pétrolière, et développées principalement par le groupe Exxon dont les premiers résultats dans le domaine des marges passives ont été publiés en 1977 par Vail *et al.* Ces travaux ont abouti à une extension de la notion originelle d'"unconformity" qui peut passer latéralement vers le bassin en conformité avec les strates qu'elle borne. L'évolution ultérieure (Vail, 1987 ; Vail *et al.*, 1984 ; 1988 ; Van Wagoner *et al.*, 1987, 1988 ; Posamentier *et al.*, 1988 ; Posamentier et Vail, 1988...) a fait naître une nouvelle discipline géologique, la *stratigraphie séquentielle* qui peut être définie sommairement comme l'étude des relations chronologiques et des processus communs à l'origine des dépôts sédimentaires situés entre deux "unconformities". Ainsi, à l'intérieur d'une séquence, l'ensemble des sédiments préservés a été mis en place sous l'influence d'un même flux sédimentaire indépendant des conditions propres à l'environnement de leur dépôt. Cette notion fondamentale peut être illustrée par l'exemple simpliste de la pluie d'orage localisée au dessus d'une crête montagneuse. Elle génère un flux de sédiments et d'eau qui, si l'évènement est d'importance suffisante, sera enregistré tout d'abord sous forme d'écoulements de débris en cône alluvial, puis d'avulsions de chenaux avec dépôts de débordement dans la plaine fluviale, de dépôts d'embouchure et de cordons sableux dans la zone littorale et peut être, pour la fraction la plus fine, sous forme d'évènements turbiditiques dans le bassin. Le flux sédimentaire est indépendant des milieux qu'il affecte.

La stratigraphie séquentielle repose sur trois hypothèses fondamentales, dont la dernière est actuellement la plus contestée :

1°) la nature et la géométrie des corps sédimentaires évoluent dans le temps et l'espace sous l'action de facteurs qui sont extérieurs à ces corps (facteurs allocycliques, allocyclicité) tels le niveau de la mer, la tectonique, le climat, etc. Les facteurs d'environnement tels le courant, la houle, et la température parmi d'autres, sont considérés comme secondaires (facteurs autocycliques, autocyclicité) ;

2°) à l'intérieur des trois grands systèmes sédimentaires connus, silicoclastique, carbonaté et évaporitique, la réponse des différents milieux de sédimentation aux facteurs extérieurs, allocycliques, sont similaires. Ainsi, l'évolution au cours du temps, éventuellement répétitive, des facteurs allocycliques peut être déduite de la géométrie des sédiments, donc par exemple de l'étude des profils sismiques ;

3°) les variations relatives du niveau de la mer déduits d'études locales comprennent une forte composante eustatique, donc globale. Ainsi, des études ponctuelles permettent des conclusions à valeur générale. L'élaboration

de la charte des variations eustatiques pour les temps phanérozoïques en est un exemple (Haq *et al.*, 1988).

Quelques études récentes (Hubbard, 1988; Miall, 1986...) tendent à invalider cette dernière hypothèse sans fondement scientifique autres que les datations approximatives de discontinuités appartenant à des marges différentes qui ont pu faire croire à leur synchronicité. Elle doit être utilisée avec précautions.

## 2) Nature et géométrie des séquences de dépôts

La stratigraphie séquentielle est par essence une discipline de synthèse dont l'application doit être soumise à la conjonction de nombreuses données, diagraphiques, sédimentologiques, sismiques, chimostratigraphiques, etc. Nous traiterons essentiellement ici de la distribution spatio-temporelle des environnements de dépôts de l'échelle métrique, celle de l'affleurement, à l'échelle hectométrique à kilométrique, celle des études sismiques classiques.

### a) Les séquences élémentaires

De nombreux objets, séquences ou rythmes décrits dans la littérature en tant qu'unité stratigraphique élémentaire comportent dans leur définition à la fois une notion de durée absolue et de structure. Ces unités (fig. 1) qui seront uniquement considérées ici sous l'angle de leur structure sont connues sous les termes de paraséquences (Van Wagoner, 1985 ; Van Wagoner *et al.*, 1988), de Punctuated Aggradational Cycles (Goodwin et Anderson, 1980a et b, 1985 ; Anderson *et al.*, 1984 ; Goodwin *et al.*, 1986), de cyclothèmes (Wanless et Weller, 1932), de depositional event (Frazier, 1974), de Genetic Increment of Strata (Bush, 1959 ; 1971 ; 1974), de mesothem (Ramsbottom, 1979), de progradational event (Cross, 1988), de motif stratigraphique élémentaire (Proust, 1990, 1992), etc...

De manière très générale et en domaine de plate-forme silicoclastique, une telle séquence peut être définie comme un paquet de sédiments d'échelle décimétrique à décamétrique limité à la base et au sommet par le contact abrupt entre des sédiments d'environnement peu profond et plus profond sus-jacents (fig.2). A l'intérieur de cette séquence, la taille du grain moyen et l'épaisseur moyenne des strates augmentent de la base au sommet, la profondeur des dépôts déduite de l'analyse des faciès sédimentaires décroît alors que l'énergie du milieu croît et/ou évolue progressivement, d'intermittente (ex. tempêtes) à permanente (ex. houle) (fig. 2). Le temps est réparti de manière hétérogène à l'intérieur de cet ensemble (fig 3) qui représente le plus petit objet significatif du point de vue géodynamique. Toutefois, le contact franc entre deux ensembles sédimentaires successifs aux limites de séquences élémentaires n'appelle aucune référence en termes soit de rapidité d'un phénomène transgressif ni de "catastrophe", il représente autant, voire plus de temps que la puissante barre gréseuse qu'il surmonte (comparer fig. 2 et fig 3). Les dépôts sédimentaires sont condensés aux limites de séquences.

La figuration bidimensionnelle de la séquence élémentaire proposée sur la figure 2 montre plusieurs ensembles sédimentaires appartenant successivement aux domaines d'offshore (avant-côte) et de shoreface (avant-plage), aux limites arbitraires et virtuelles, déterminées à partir de l'interprétation des données de terrain qui passent



Fig. 1. — Aspect à l'affleurement d'une séquence élémentaire sableuse, progradante, en milieu deltaïque dominé par la dynamique fluviale. Ces séquences comptent parmi les plus épaisses que l'on puisse rencontrer en domaine de plate-forme stable. Ses limites sont marquées par un contact abrupt, vif entre des dépôts argileux et des dépôts gréseux massifs. Remarquez l'augmentation graduelle de l'épaisseur des strates successives (photo J.N. Proust, Protérozoïque terminal, Mali).

Fig. 1. — Picture of a fluvial - dominated, deltaic elementary sequence. This kind of sequences is one of the thickest which could be observed on epicratonic platforms. Boundaries are figured by a sharp contact between argillites and thickly-bedded sandstones. Note the gradual thickening upward trend (Picture ; J.N. Proust, Late Proterozoic, Mali, West Africa).

graduellement, verticalement et latéralement, les uns aux autres en suivant la loi de Walther (Middleton, 1973) (fig. 4). Selon cette loi, les milieux et environnements de dépôts rencontrés côte à côte à la surface actuelle de la terre se retrouvent verticalement superposés dans les dépôts anciens (fig. 5). Il est de ce fait théoriquement impossible de superposer la partie supérieure du domaine littoral (plage) et la partie inférieure du domaine marin profond puisqu'ils ne sont jamais juxtaposés dans les paysages actuels (fig. 6). Aux limites des séquences considérées et à cette échelle, la loi de Walther n'est plus respectée. Ces limites sont des surfaces-temps physiques, réelles, latéralement continues, indépendantes des variations graduelles d'environnement. Elles représentent beaucoup de temps

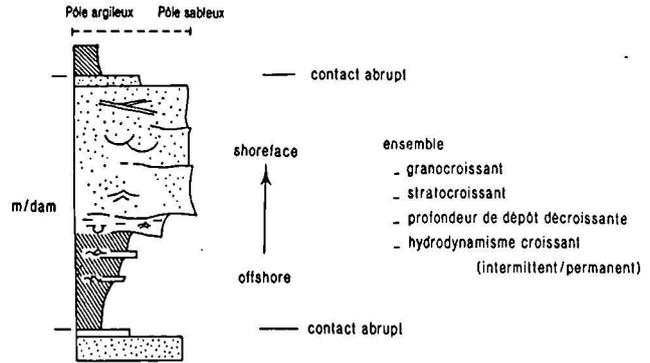


Fig. 2. — Schématisation d'une séquence élémentaire classique et résumé des principales caractéristiques simples qui permettent de la définir sur le terrain.

Fig. 2. — Schematization of a typical elementary sequence with a short review of the main characteristics in the field.

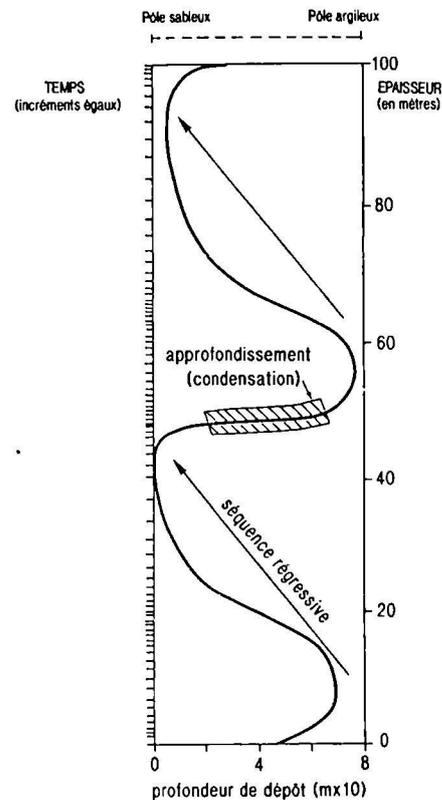


Fig. 3. — Symbolisation du mode d'enregistrement du temps dans deux séquences élémentaires. Chaque élément ou incrément de temps représente la même durée. Lorsque les incréments sont rapprochés, le taux de sédimentation est faible, lorsqu'ils sont éloignés le taux de sédimentation est élevé (modifié d'après Cross, 1988).

Fig. 3. — Time distribution in two successive sequences. Each time increment represents the same duration. Higher the sedimentation rate is, closer the time increments are (modified from Cross, 1988).

mais ce sont les principales lignes-temps matérialisées à l'affleurement (Campbell, 1967). Ces surfaces sont les seules qui soient significatives géométriquement et corrélables sur une grande distance de coupe en coupe, les autres se perdent latéralement (fig. 7).

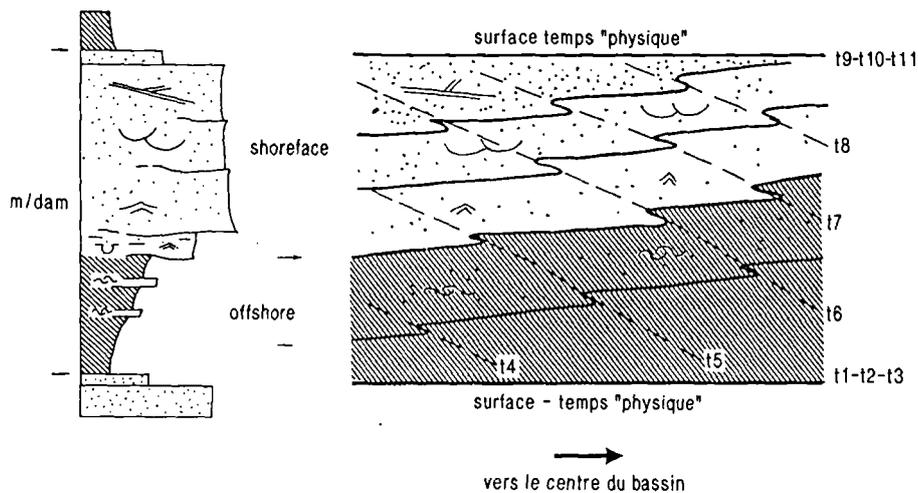


Fig. 4. — Schématisation d'une séquence élémentaire en deux dimensions. Elle est bornée par deux surfaces "réelles", "physiques", qui représentent beaucoup de temps mais considérées comme synchrones à l'intérieur de cette large plage temporelle. Les lignes temps internes représentent la superposition de paysages successifs. Les limites de faciès sont arbitraires et délimitent des ensembles homogènes sur le terrain.

Fig. 4. — Oversimplification of the bidimensional architecture of an elementary depositional sequence. It is bounded by two physical surfaces of erosion which represent a lot of time but are considered as relative time lines. The internal time lines, of shorter duration, figure the successive depositional profiles. The facies boundaries are defined arbitrary in the field and limit homogenous sediment packages.

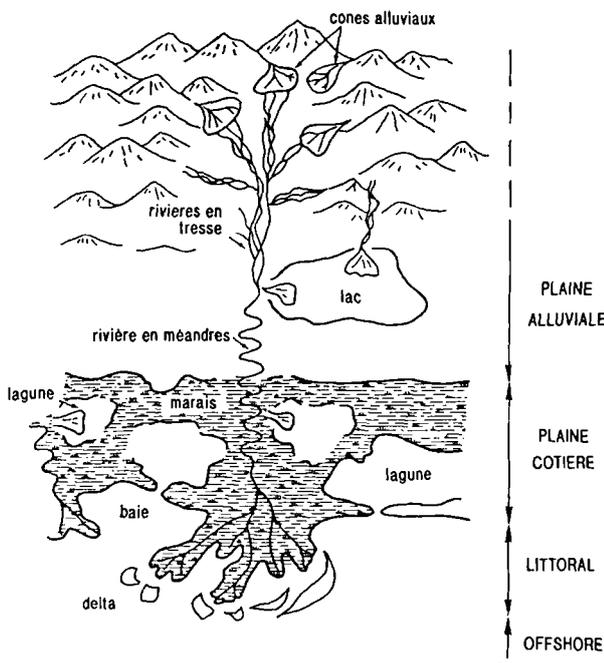


Fig. 5. — Schéma qui illustre le principe de Walther selon lequel la succession des environnements ou milieux de dépôts juxtaposés à la surface actuelle de la terre doivent nécessairement se retrouver verticalement et immédiatement superposés dans les dépôts anciens.

Fig. 5. — Illustration of the principle of Walther.

Les séquences s'empilent verticalement au cours du temps et forment des assemblages sédimentaires plus épais. Elles montrent généralement une position plus ou moins déplacée vers le domaine continental ou vers le bassin, si

l'on prend pour référence la paléoligne de rivage (fig. 8). Il est ainsi possible de distinguer trois types d'assemblages de séquences (Cross, 1988, parmi d'autres) : des assemblages où les séquences sont en translation vers le domaine continental, des assemblages où les séquences sont en translation vers le bassin et des assemblages où les séquences sont en empilement vertical, en position relative déplacée soit vers le continent, soit vers le bassin. Les séquences élémentaires à l'intérieur de chaque type d'assemblage présentent des caractéristiques faciologiques et géométriques qui leur sont propres (Proust, 1990, 1992). En coupe verticale, les séquences élémentaires en translation vers le bassin s'épaississent progressivement vers le haut à mesure que l'occurrence de faciès proximaux augmente. Les séquences élémentaires en translation vers le continent montrent un amincissement progressif et l'occurrence de plus en plus fréquente de faciès distaux. Les séquences élémentaires en empilement vertical se caractérisent par un comportement intermédiaire entre les précédentes en fonction de leur tendance évolutive en translation vers le bassin ou vers le continent. Celles qui présentent le cachet global le plus marin, sur une verticale, sont dites "déplacées vers le continent", à l'inverse, celles qui présentent les caractéristiques les plus continentales sont dites "déplacées vers le bassin".

Un cycle complet formé de la superposition des séquences élémentaires en déplacement vers le bassin, en empilement vertical et en translation vers le continent suivi d'un nouvel empilement vertical forme une séquence d'ordre supérieur (fig.8). Ces dernières, à la manière des poupées russes, sont fréquemment les éléments constitutifs de séquences sédimentaires encore plus épaisses lorsque les conditions géodynamiques, qui contrôlent l'espace disponible pour que le sédiment soit préservé, le permettent. De manière générale, les séquences élémentaires en empilement vertical de cet enregistrement gigogne sont remplacées *pro parte* sur les marges des

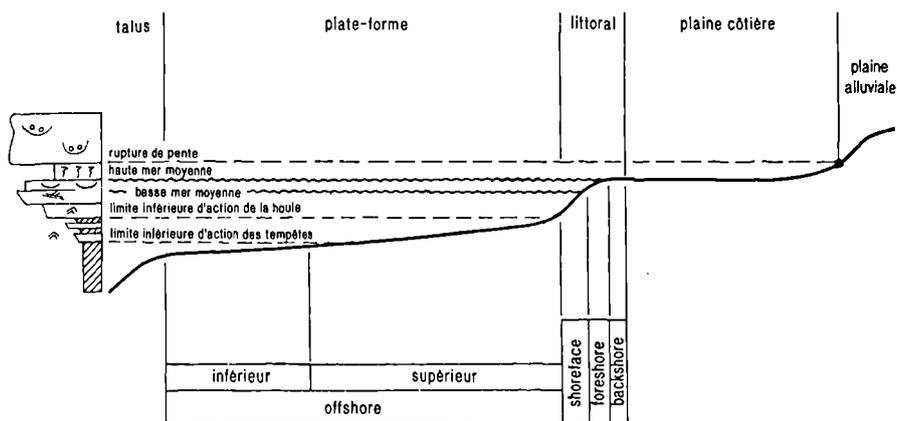


Fig. 6. — Modèle waltherien généralement utilisé en domaine de plate-forme siliciclastique pour évaluer les passages latéraux de faciès.

Fig. 6. — Waltherian model currently used in wave-dominated siliciclastic platforms.

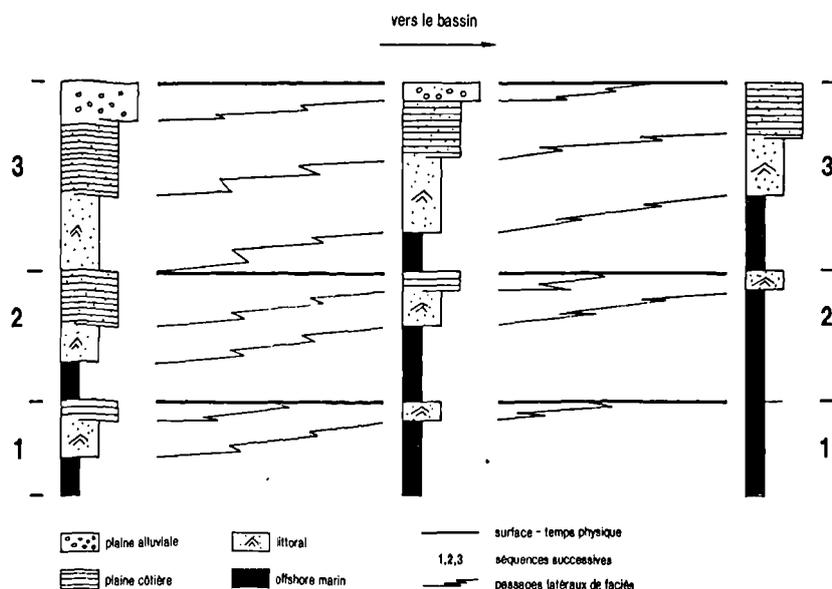


Fig. 7. — Méthode de reconstitution de la géométrie des ensembles sédimentaires à l'intérieur d'une trame temporelle cohérente (d'après Cross, comm. pers., 1990) : a. - repérer les limites de séquences élémentaires ; b. - tracer leurs limites ; c. - joindre par des lignes brisées les environnements et faciès équivalents.

Fig. 7. — Method of reconstruction of the sediment architecture in a reliable time framework (modified from Cross pers. comm., 1990).

bassins sédimentaires, par des lacunes matérialisées par des discontinuités ou "unconformities" dont les plus importantes sont décelables par les études sismiques.

b) Les séquences à grande échelle

La géométrie des séquences à grande échelle, d'épaisseur décamétrique à plurihénométrique est souvent difficile à appréhender sur le terrain en raison de la discontinuité des zones d'affleurement. L'apparition de l'outil sismique en géologie sédimentaire au cours des années 1970 a permis pour cela une évolution déterminante formalisée par un modèle qui met en parallèle, à l'échelle des marges passives, la géométrie des sédiments, le temps et les facteurs géodynamiques (Payton, 1977). Ce modèle a été amélioré

récemment à la fois dans ses concepts, sa structure et son habillage sédimentaire en faciès et environnements de dépôts (Wilgus *et al.*, 1988). Mais l'outil reste de faible résolution et deux réflecteurs sismiques limitent au mieux une paraséquence sismique, c'est-à-dire des séquences d'empilement de motifs élémentaires (fig. 9). La géométrie bidimensionnelle déterminée par l'ensemble des réflecteurs sismiques sur une coupe permet de mettre en évidence des séquences d'ordre supérieur (fig. 10). Ces séquences sont limitées par deux "unconformities" avec émergence, et sont de deux types différents selon qu'elles reposent sur des sédiments ayant émergé jusqu'à la bordure de la plate-forme (surface de type 1) ou non (surface de type 2). Les séquences qui reposent sur une surface de type 1 sont dites de type 1; celles qui reposent sur une surface de type 2, sont dites de

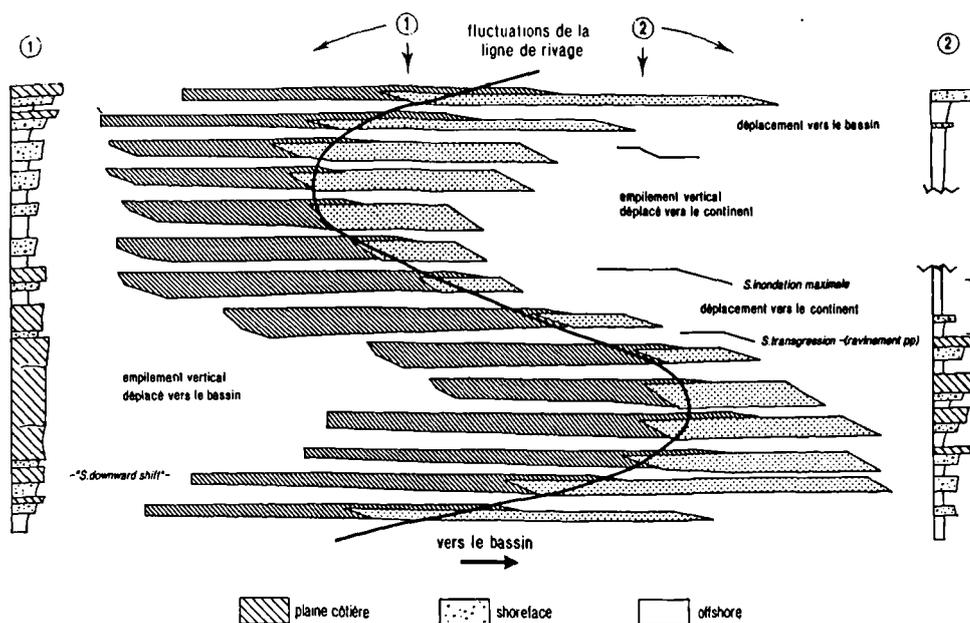


Fig. 8 - Empilement des séquences élémentaires au cours du temps. Selon leurs positions relatives les unes par rapport aux autres on distingue généralement : des séquences déplacées vers le bassin, des séquences déplacées vers le domaine continental ou bien des séquences empilées verticalement en position soit déplacée vers le domaine continental ou bien vers le bassin. Notez la difficulté induite par de simples coupes verticales ponctuelles (en position 1 et 2 par exemple) et l'absence de suivi latéral des faciès et des surfaces.

Fig. 8. — Stacking patterns of the elementary depositional sequences. The following patterns are generally distinguished : seaward stepping, landward stepping and vertically stacked events, either shifted basinward or landward. Note the difficulties introduced by correlations based on distant sections (e.g., in position 1 or 2) without any possibility to trace out the facies and the sequence boundaries in the field.

type 2. De telles séquences sont constituées de la superposition de trois cortèges sédimentaires limités par des surfaces de natures différentes.

1°) Un cortège de "bas niveau", en position déplacée vers le bassin, et limité à la base par une surface d'émersion (unconformity de type 1 ou 2) et au toit par une surface de transgression. Dans ce cortège sédimentaire, la ligne de rivage avance vers le bassin puis se stabilise. Les paraséquences sismiques sont en translation vers le bassin puis en empilement vertical en position déplacée vers le bassin. Dans le cas des séquences de type 1, celles-ci avancent notamment sur une semelle de débris issus de la destruction de la plate-forme lors de son émergence.

2°) Un cortège "transgressif", très étendu et peu épais, et limité à la base par une surface de transgression et au sommet par une surface d'inondation maximale jalonnée par des niveaux à faible taux de sédimentation (condensation). Dans ce cortège la ligne de rivage recule progressivement vers le continent. Les paraséquences sismiques sont en translation vers le continent.

3°) Un cortège de "haut niveau", en position déplacée vers le continent par rapport au cortège de bas niveau, limité à la base par une surface d'inondation maximale et au sommet par une surface d'émersion (unconformity de type 1 ou 2), dans lequel la ligne de rivage avance progressivement puis rapidement vers le bassin. Les paraséquences sismiques sont en empilement vertical.

### 3) Modalités de dépôts et de préservation des sédiments en séquences

Afin d'analyser et de comprendre pour éventuellement modéliser les variations de la nature, de l'intensité et de

l'orientation des flux sédimentaires auxquels correspondent les séquences, deux outils sont actuellement à notre disposition : le niveau de la mer, lorsque les dépôts sont principalement marins, et le niveau de base dans le cas des dépôts continentaux.

#### a) Cas des ensembles sédimentaires de milieux marins.

De manière très générale, le niveau de la mer peut être entendu de quatre façons différentes en fonction du référentiel choisi (fig. 11) : le niveau marin absolu, le niveau marin eustatique, le niveau marin relatif et la paléoprosfondeur de dépôt.

Le *niveau marin absolu* est le niveau de la mer mesuré à partir d'un référentiel extérieur au(x) système(s) ici considéré(s), des bassins marins. L'observateur de ces variations est placé soit au centre de la terre, soit par exemple, sur la lune à un instant donné. Lorsque ces variations du niveau marin absolu sont synchrones et d'extension planétaire, elles sont appelées *eustatiques*. Ainsi, on distingue les variations locales du géoïde marin (marées, tempêtes, conjonctions astronomiques, fontes de glaciers, crues, ...) des variations globales de la surface des terres émergées qui correspondent respectivement aux oscillations du niveau marin absolu et du niveau marin eustatique. En géologie, ces deux niveaux de la mer sont souvent confondus puisque l'approximation sur les datations ne permet pas la documentation des phénomènes locaux de haute fréquence enregistrés par le niveau absolu mais leur lissage sous forme de leur conséquence globale, basse fréquence, eustatique.

Le *niveau marin relatif*, est le niveau de la mer mesuré à partir d'un référentiel fixe situé dans le substratum mobile du

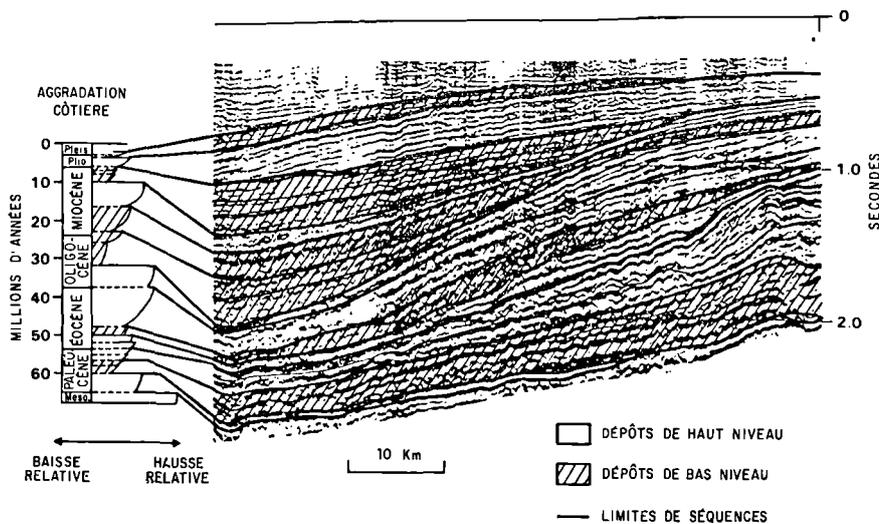
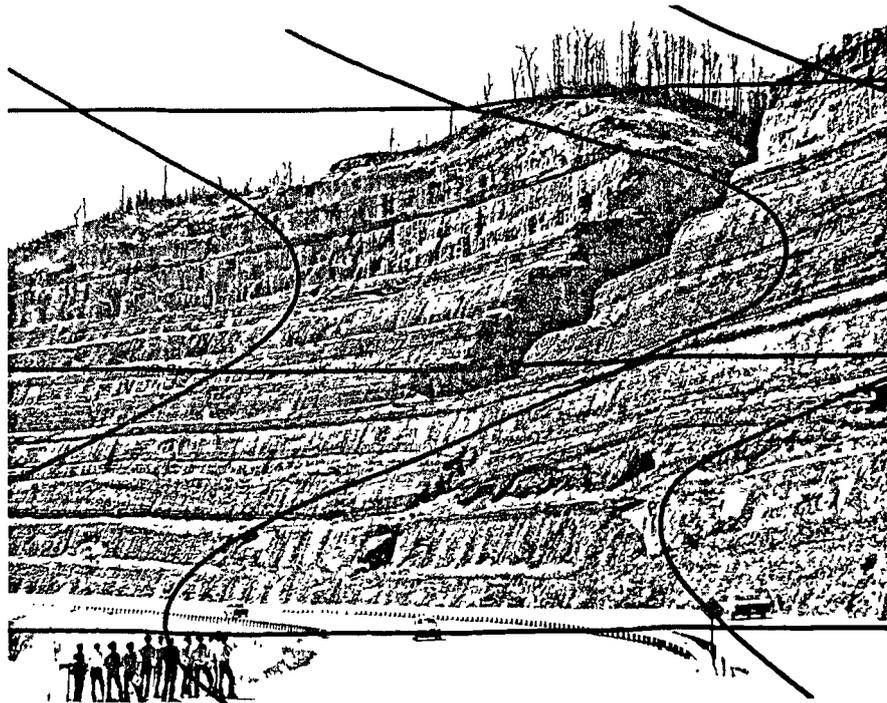


Fig. 9. — A. Echelle du signal sismique comparée à celle d'un affleurement de bonne taille. Une séquence élémentaire est indiquée par les flèches, les séquences sismiques sont encadrées par deux réflecteurs successifs (d'après une idée de A.E. Pallister et A.E. Wren dans Miall, 1990); B. Sur un profil sismique les réflecteurs sont regroupés en paquets qui marquent soit un déplacement des volumes sédimentaires vers le bassin (Lowstand) ou bien leur étalement sur de grandes distances (Highstand) dont l'alternance forme des séquences d'ordre supérieur. Tertiaire de la Mer du Nord (d'après Vail *et al.*, 1987).

Fig. 9. — A. Scale of the seismic signal compared to a corresponding exposure. An elementary depositional sequence is bracketed by arrows. A seismic sequence is bounded by two seismic reflectors (after an idea of A.E. Pallister and A.E. Wren, in Miall, 1990). ; B. In a seismic profile, the reflectors are grouped in packages which correspond either to a basinward shift of the main sediments volumes (lowstand) or to their landward shift and widespread distribution (highstand). This single alternation forms basic low resolution seismic sequences. Tertiary of the North Sea (after Vail *et al.*, 1987).

bassin étudié (fig. 11). De manière pratique, il est généralement choisi à la base de la coupe sédimentologique étudiée. Le niveau marin relatif est donc la somme des variations du niveau marin absolu et de la subsidence totale cumulée au cours de la période considérée (fig. 12). Ses

oscillations contrôlent les variations de profondeur c'est à dire, l'espace disponible à chaque instant pour que le sédiment éventuellement s'y accumule (potentiel d'accommodation) et donc la nature des séquences sédimentaires préservées. En effet, si l'on superpose à la

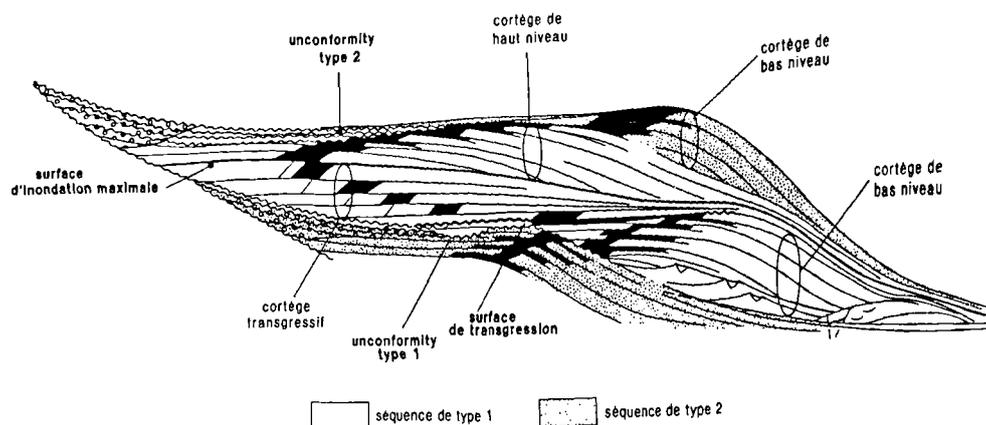


Fig. 10. — Séquences de type 1 et 2 déterminées à partir des études sismiques dans le domaine des marges passives (d'après Haq et al., 1988).

Fig. 10. — Depositional sequences types 1 and 2 at the seismic scale in passive margin cross section (after Haq et al., 1988).

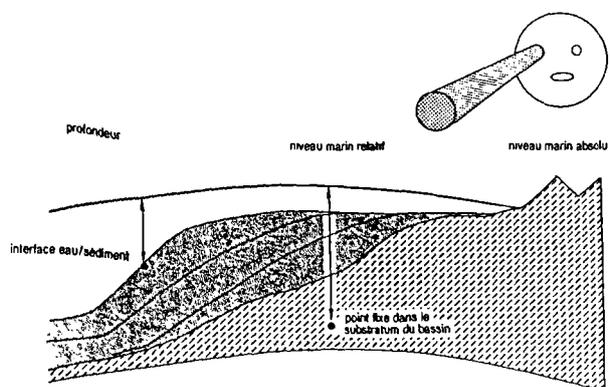


Fig. 11. — La notion de niveau de la mer. En fonction du repère choisi le niveau de la mer change. Trois niveaux de la mer sont généralement distingués, le niveau marin absolu, tel qu'observé à partir d'un repère extérieur qui peut être soit la lune, soit le centre de la Terre ; le niveau marin relatif estimé à partir d'un repère fixé dans le substratum et la profondeur qui est le niveau de l'eau observé à partir d'un point situé au fond de la mer (d'après Cross, 1988 et Posamentier et al., 1988).

Fig. 11. — Three kinds of sea level are distinguished depending on the system of reference : (1) the absolute sea level observed either from the moon or the center of the Earth ; (2) the relative sea level plotted from a fixed point in the substratum of the basin, (3) and the depositional depth evaluated from the sea-bottom (after Cross, 1988 and Posamentier et al., 1988).

courbe des variations du niveau marin relatif celle du taux d'apport sédimentaire fixé à une valeur constante, les remarques suivantes peuvent être émises :

— l'enregistrement sédimentaire est une alternance irrégulière de périodes de dépôt et d'érosion ;

— les périodes d'érosion représentent beaucoup de temps et sont responsables de la formation des surfaces de discontinuité ("unconformity"), donc des ruptures dans la succession normale des faciès selon la loi de Walther (Middleton, 1973). Le point de suppression maximal d'espace disponible pour qu'éventuellement, le sédiment s'y accumule est situé au point d'inflexion de chute eustatique c'est à dire au point où la vitesse de variation du niveau de la mer est maximale. Le point d'ajout maximal d'espace

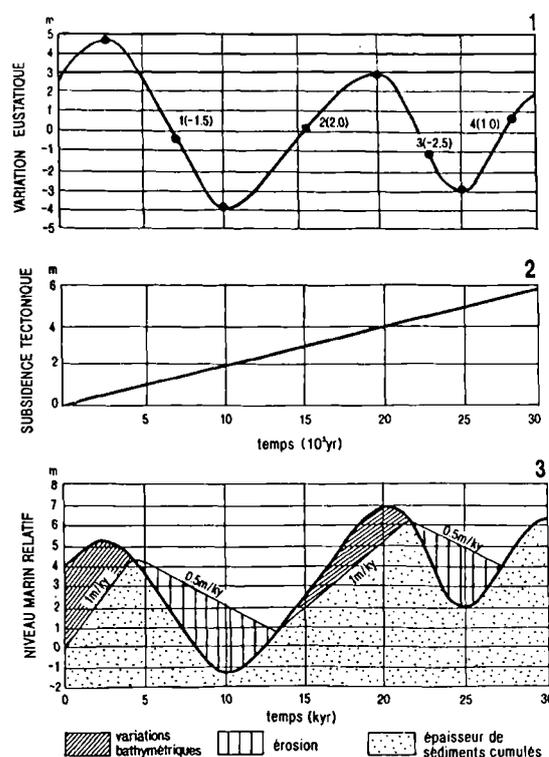


Fig. 12. — Composition des trois variables fondamentales qui contrôlent la préservation des sédiments: le niveau marin eustatique, la subsidence et les apports sédimentaires. Les effets cumulés de ces trois variables en domaine marin génèrent une succession de périodes de dépôts sous le niveau de la mer, et d'érosion au-dessus. m/ky, taux de sédimentation (droite à pente positive) ou bien d'érosion (droite à pente négative).

Fig. 12. — Interplay between the three variables that control the preservation of sediment : the eustatic sea level, the subsidence and the sediment input. The cumulative effects of these three variables on the marine realm creates successive periods of erosion (negative trend) and deposition (positive trend).

disponible pour le sédiment est situé au point d'inflexion de montée eustatique.

b) Cas des ensembles sédimentaires de milieux continentaux

En domaine intracontinental ou bien dans les zones de transition avec le domaine marin, le niveau de base permet d'éviter le paradoxe d'utiliser le niveau de la mer pour expliquer les processus sédimentaires continentaux (fig. 13). Il est descriptif et permet d'expliquer l'observation de zones contemporaines en érosion et en dépôt. L'application en stratigraphie et l'évolution de ce concept déjà ancien (Powell, 1875 ; Rice, 1897 ; Barrell, 1917 ; Hayes, 1899 ; Dunbar et Rodgers, 1957 ...) sont principalement issus de la loi de la "lithosphère" proposée par Wheeler (1964 a et b) où la surface topographique (sédiment/eau ou sédiment/air) est considérée comme la seule surface physique significative. Une strate est la superposition modifiée de surfaces topographiques au cours du temps; elle en a enregistré tous les mouvements. La surface topographique représentée à un instant donné, une surface unique d'érosion et de dépôt, une surface temps. Cependant, superposées, ces surfaces doivent être conçues comme des surfaces dynamiques où les zones synchrones d'érosion et de dépôts deviennent des zones de transit sédimentaire (dmasse/dtemps). Le niveau de base permet de rendre compte de ces deux images, statique et dynamique, de la surface de la Terre. Il s'agit d'une surface d'extension planétaire, sphérique, abstraite, sans caractères physiques, irrégulière, ondulée à un instant donné mais qui vibre dans le temps et l'espace lorsque les ondulations se déplacent en fonction des variations d'énergie du flux sédimentaire entre les zones en érosion et les zones où le sédiment s'accumule (Wheeler, 1964 a et b ; Cross, travaux en cours). Le niveau de base passe au-dessus de la surface topographique là où le sédiment se dépose, au-dessous lorsque l'érosion débute. Il est confondu avec la topographie dans les zones de transition qui ne sont soumises à aucune érosion ni dépôt. Dans un système fermé (échanges d'énergie, pas de matière), il s'agit d'une surface d'équilibre le long de laquelle le flux est constant. Il y a addition au flux dans les zones d'érosion ; soustraction dans les zones en dépôt. Le niveau de base "descend", la surface des zones en érosion augmente et les discontinuités se forment ; le niveau de base "monte", la surface des zones en dépôt augmente, des sédiments peuvent être préservés (fig. 13).

Si le niveau de base et le niveau de la mer constituent des notions propres à expliquer les variations de l'espace disponible pour que le sédiment s'y accumule (accommodation) dans le temps et l'espace (allocyclicité), ils ne permettent pas d'expliquer les modalités de transferts des sédiments dans le système sédimentaire et comment l'espace est comblé (autocyclicité). De manière latérale, ils permettent pourtant des interprétations quant aux facteurs de contrôle de la mise en place des corps sédimentaires.

4) Les facteurs de contrôle de la préservation des sédiments

L'accumulation nette de sédiments à la surface de la lithosphère résulte de l'interaction de trois paramètres : les apports sédimentaires, les mouvements du substratum (subsidence s.l.) et les déplacements de l'interface air/eau (eustatisme s.l.) dont le jeu simultané est considéré globalement sous forme des variations du niveau marin relatif (domaine marin) ou du niveau de base (domaine continental).

En dehors des causes locales qui interviennent à l'échelle d'un bassin telle la subsidence (tectonique,

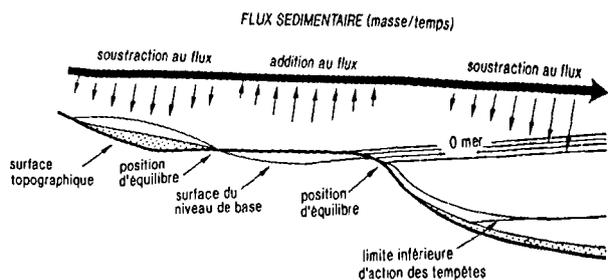


Fig. 13. — Le niveau de base envisagé comme une surface d'équilibre qui limite les zones en érosion et les zones en dépôt, au long de laquelle le flux sédimentaire est maintenu constant. La perte au flux dans les zones en dépôt est compensée par l'addition au flux dans les zones en érosion. Le niveau de base recoupe la topographie dans les zones de hiatus (modifié d'après, Cross, comm. pers., 1990, et Wheeler, 1964).

Fig. 13. — Base level figured as an equilibrium, potentiometric, surface along with the sediment flux is held constant between erosional and depositional areas. The lost to the flux in depositional areas is compensated by net addition to the flux in erosional zones. The base level surface intersects the topographic surface in hial areas (modified from Cross, comm. pers., 1990, and Wheeler, 1964).

thermique, gravitaire), l'origine globale des fluctuations du niveau de base et du niveau marin relatif dépend essentiellement de deux facteurs lorsque l'on considère le système terrestre. Des causes externes sous forme de variations des paramètres orbitaux de la Terre souvent confondues avec le climat, et des causes internes, essentiellement liées à la cinématique des plaques (fig. 14)

a) Causes externes : variations des paramètres orbitaux de la Terre

Milankovitch en 1941 détermine essentiellement trois types de cycles astronomiques qui varient au cours du temps (Berger, 1984) (fig. 15) :

- des cycles de précession d'une durée moyenne de 21 000 ans, mouvements de rotation de l'axe de la Terre autour de la perpendiculaire à l'écliptique ;
- des cycles d'obliquité d'une durée de 40 000 ans, oscillations de l'axe de rotation de la Terre autour de sa position moyenne ;
- des cycles d'excentricité d'une durée de 100 000 ans et 400 000 ans, déformations de l'ellipse que décrit la Terre autour du Soleil.

Les conséquences de ces variations sont principalement de deux ordres (Morner, 1976, 1979, 1980, 1984a et b):

- 1°) une conséquence géodynamique sur le géoïde et le champ magnétique terrestre liés aux couplages noyau/asthénosphère, asthénosphère/lithosphère et lithosphère/atmosphère qui entraînent des variations locales, rapides (100 m/1000 ans) et de faible amplitude du niveau de la mer (une dizaine de mètres);
- 2°) une conséquence climatique (du grec *klino*, inclinaison) liée aux variations de l'inclinaison des rayons du soleil par rapport à la Terre et considérée responsable notamment des alternances de stades glaciaires et interglaciaires.

Ces variations créent des oscillations rapides (10 à 100 m/1 000 ans) et de très forte amplitude (150 à 250 m)

CAUSES EXTERNES

Variations des paramètres orbitaux de la Terre

- Précession 21000 ans
- Obliquité 40000 ans
- Excentricité 100000 et 400000 ans

-Conséquences climatiques *Ensoleillement*  
 $\Delta H_{eau} = 10 \text{ à } 100 \text{ m} / 1000 \text{ ans (100 à 150 m)}$

*Directes*  
 -modification du bilan de l'érosion continentale (type de sols, apports)  
 -variation de la productivité biologique  
 -stratification de l'océan mondial (dissolution des carbonates)

*Indirectes*  
 -eustatisme

-Conséquences géodynamiques *Vitesse de rotation*  
 $\Delta H_{eau} = 10 \text{ m} / 1000 \text{ ans (>10 m)}$

-perturbation du champ de gravité de la Terre (déformation du géoïde)  
 -perturbation du champ magnétique terrestre

CAUSES INTERNES

Mouvements des plaques

> 1 Ma

-Déformations  
 $\Delta H_{subs} = 0,01 \text{ m} / 1000 \text{ ans (100 m)}$

-réactivation des anisotropies anciennes  
 -tectonique "in plane stress" et "plateau uplift"

-Tectono-eustatisme  
 $\Delta H_{eau} = 0.5 \text{ à } 2 \text{ m} / \text{Ma (50 à 350 m)}$

Fig. 14. — Les principaux facteurs de contrôle de l'enregistrement sédimentaire dans les séquences de dépôt. Causes globales externes (paramètres orbitaux) et internes (mouvements de plaques) et leurs conséquences climatiques et géodynamiques. D'après les données de Pitman, 1978 ; Morner, 1976, 1979, 1980, 1984a et b ; Vail et Eisner, 1989 ; Guillocheau, 1990 ; Cloetingh, 1986, 1988a et b ; Lambeck *et al.*, 1987 ; Karner, 1986).

Fig. 14. — The main factors of control of sediment preservation in a depositional sequence. External (orbital) and internal (plate tectonic) causes and their climatic and geodynamic consequences. Based on data available from Pitman, 1978, Morner, 1976, 1979, 1980, 1984 a and b ; Vail and Eisner, 1989 ; Guillocheau, 1990 ; Cloetingh, 1986, 1988 a and b ; Lambeck *et al.*, 1987 ; Karner, 1986.

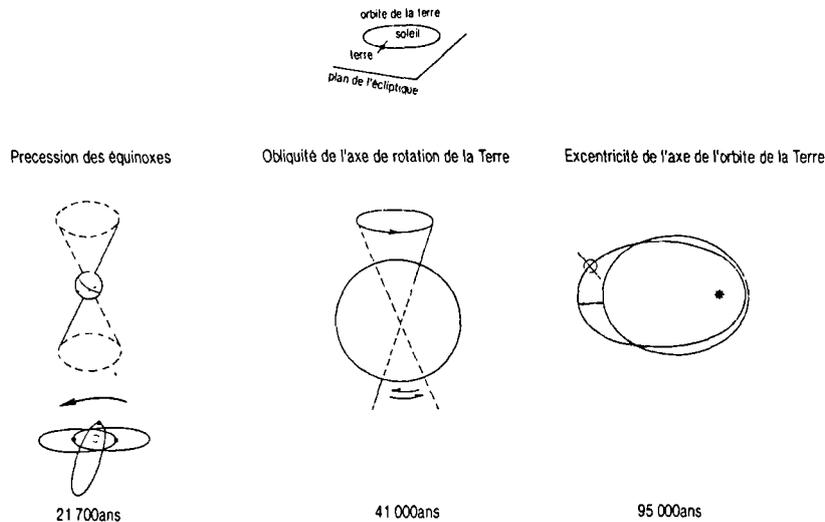


Fig. 15. — Schématisation des principaux cycles astronomiques mis en évidence par Milankovitch (1941) et réactualisés par Berger (1984): l'excentricité avec une périodicité caractéristique de 400 000 et 100 000 ans, l'obliquité ( $\Delta = 3,5^\circ$  de variation) avec une période actuelle de 41000 ans et la précession de l'axe de la Terre dont la période fondamentale est à 26000 ans mais les principaux modes actuels de 19000 et 23000 ans.

Fig. 15. — Figuration with oversimplification of the main astronomical cycles evidenced by Milankovitch (1941) and reactualized by Berger (1984) : the excentricity with a typical periodicity of 400 000 and 100 000 years, the obliquity ( $\Delta = 3,5^\circ$ ) with a 41 000 years rhythm in recent time and the precession of the Earth's axis with a fundamental period of 26 000 years and the most recent modes of 19 000 and 23 000 years.

du niveau de l'océan mondial (Pitman, 1978). Parmi ces variations de courte longueur d'onde, seules celles d'une durée de l'ordre de 100 000 et 400 000ans, d'ampleur suffisante, sont d'échelle globale et constituent une signature typique du contrôle "climatique", glacio-eustatique de l'enregistrement sédimentaire (Morner, 1984a ; Posamentier *et al.*, 1988).

b) causes internes : cinématique des plaques

Le mouvement des plaques à la surface de la Terre modifie d'une part la taille et la forme des réceptacles océaniques et d'autre part génère des déformations à leur périphérie et aussi en domaine intraplaque.

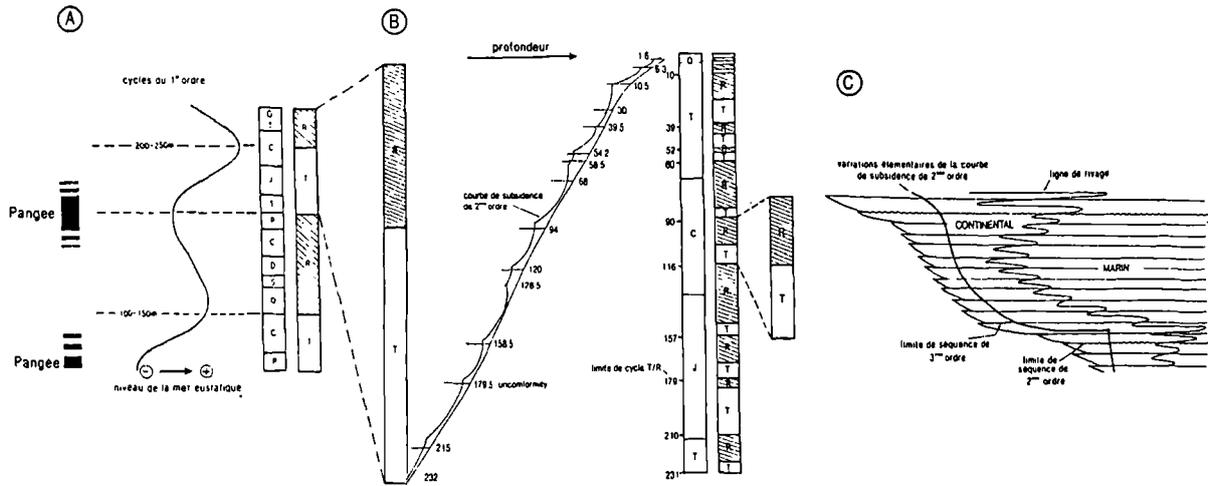


Fig. 16. — Variations eustatiques du niveau de la mer induites par des fluctuations globales de la vitesse de subsidence (d'après Vail *et al.*, 1991). ; a- relations entre le cycle de Wilson et les séquences d'ordre 1. Les phases d'accrétion continentales (pangées) correspondent aux périodes de bas niveau marin eustatiques. Les phases de dispersion aux périodes de haut niveau marin eustatique. ; b- relations entre les principales phases de variation de la vitesse de subsidence (phases orogéniques s.l.) et les limites des cycles transgressifs-régressifs de 2<sup>ème</sup> ordre. Exemple des bassins périalpins. ; c- idem. b montrant le décalage entre la cause, la variation de vitesse de subsidence, et son effet sur les variations du niveau marin donc sur la distribution des sédiments dans un bassin. Le comblement s'effectue en phase de décélération de la subsidence.

Fig. 16. — Eustatic sea level changes induced by global fluctuations in the regime of subsidence (after Vail *et al.*, 1991). ; A. Relationships between Wilson's cycle and first order sequences. The main phases of plates accretion (Pangea) correspond to eustatic lowstands of the sea level, whereas the phases of spreading and dispersion of the continents correspond to eustatic highstands of the sea level. ; B. Relationships between variations in the subsidence regime and the second order sequences boundaries. Example from the perialpine basins. ; C. idem B. exhibiting the time-lag among the cause, the variation in the subsidence regime, and its effect on relative sea level variations which controls the distribution of sediments in the basin. The infill occurs mainly during the deceleration in subsidence velocity.

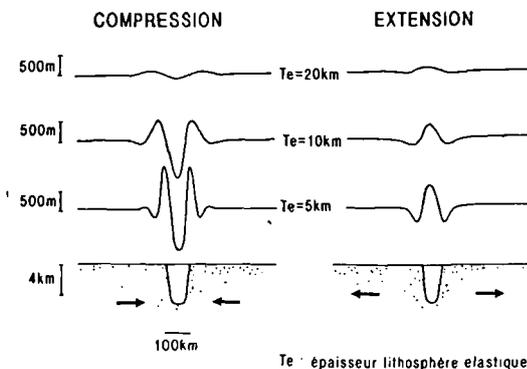


Fig. 17. — Effet des contraintes intraplaques sur la déformation d'un bassin intraplaque de 100 km de large pour 4 km de profondeur en faisant varier l'épaisseur de la croûte élastique. Force appliquée  $6.25 \cdot 10^{12}$  v/m (d'après Karner, 1986, modifié Guillocheau, 1990).

Fig. 17. — Effects of the intraplates stresses ( $6.25 \cdot 10^{12}$  v/m) on the deformation of a 100 km large and 4 km deep basin, given each one of the three elastic thickness of the crust (modified from Karner, 1986 ; Guillocheau, 1990).

Dans le premier cas, les modifications de volume de l'océan mondial au cours des temps produisent, à volume d'eau constant, des variations eustatiques du niveau de la mer (tectono-eustatisme) de 50 à 350 m d'amplitude à un rythme de 0,5 à 2 m/Ma (Pitman, 1978) de très basse fréquence, plusieurs millions d'années (Vail et Eisner, 1989 ; Vail *et al.*, 1990, 1991) (fig. 16). Ces variations eustatiques du

niveau de la mer apparaissent généralement en léger déphasage par rapport aux facteurs qui en sont à l'origine.

Dans le second cas, en domaine intraplaque, deux types de déformations, fragile et ductile de la croûte continentale peuvent être considérées, et génèrent respectivement :

- une réactivation des anisotropies anciennes, rapide à l'échelle géologique (épirogenèse ?) (Cloetingh, 1986, 1988a et b ; Lambeck *et al.*, 1987) ;
- un processus continu de déformation longue durée "in plane stress tectonic" et "plateau uplift" (Karner, 1986).

Dans ce dernier cas, et pour un bassin de 100 km, des contraintes en compression génèrent la subsidence du centre du bassin et la remontée de ses bordures (fig 17). Des contraintes en extension créent l'effet inverse. L'amplitude de ces variations du substratum des bassins est d'environ 100 m avec une vitesse de l'ordre de 1 cm/1000 ans et une durée de 1 à 10 Ma.

La connaissance des processus qui contrôlent la préservation du sédiment à la surface de la terre passe par l'amélioration de la calibration temporelle et l'appréhension toujours plus fine des modalités du transit sédimentaire. De manière pratique, l'alternative actuelle est soit de mesurer la durée des séquences (fig. 18) - différence arithmétique entre les valeurs de deux points datés, divisée par le nombre de séquences élémentaires de même ordre observées - valable principalement pour les signaux simples de séquences élémentaires de haute fréquence, ou bien d'évaluer la synchronicité des phases de dépôt et d'érosion avec des phénomènes géologiques connus.

Ordre	Durée en Ma
1	>50 Ma
2	5 à 50 Ma
3	500 000 ans à 5 Ma
4	100 à 500 000 ans
5	10 à 100 000 ans
6	< 10 000 ans

Fig. 18. — Les ordres principaux de séquences et leur durée approximative (d'après Vail *et al.*, 1991).

Fig. 18. — Approximative duration of the different orders of sequences (after Vail *et al.*, 1991).

L'entente en mode pis-aller semble actuellement unanime pour attribuer

— les pulsations haute fréquence de l'enregistrement sédimentaire aux rythmes astronomiques de durée équivalente et donc au climat s.l. sans autre évidence directe

— les fluctuations de basse fréquence aux rythmes de la géodynamique interne (tectonique des plaques). Seules les séquences de 3<sup>ème</sup> ordre n'offrent pas d'explication climatique ou tectonique globale satisfaisante (conjonction de phénomènes locaux, datations insuffisamment précises pour évaluer les synchronicités ...). Il est hautement probable que l'amélioration des connaissances de la nature des flux sédimentaires par voie chimique, minéralogique ou autre, offre à terme un accès plus direct aux facteurs de contrôle et montre l'influence de facteurs méconnus.

## II. — EXEMPLE D'APPLICATION DES PRINCIPES DE L'ANALYSE SÉQUENTIELLE À UNE SÉRIE RÉGIONALE: LE KIMMERIDGIEN DU BOULONNAIS.

L'objectif est ici de montrer les différentes étapes du raisonnement qui conduisent à l'interprétation d'une coupe de terrain en termes de séquences de dépôts.

Les données présentées résultent de la synthèse des observations effectuées le long d'une coupe subméridienne, de 5 kilomètres de long, effectuée entre le Cap de la Crèche, au Sud, et Wimereux au Nord (fig.19). Cet ensemble sédimentaire est généralement subdivisé en trois formations sableuses (Grès de Connincthun, Grès de Châtillon, Grès de la Crèche), quatre formations composées de marnes et d'argilites (Argiles de Moulin Wibert, Argiles de Châtillon, Argiles de la Crèche, Argiles de Wimereux) et une, de calcaires argileux (Calcaires du Moulin Wibert) (fig.20).

Dans cette coupe, les différents faciès élémentaires observés forment des séquences élémentaires (fig. 21) elles mêmes superposées en assemblages cohérents de séquences élémentaires dites en "translation vers le bassin" ou bien en "translation vers le continent" (fig. 22).

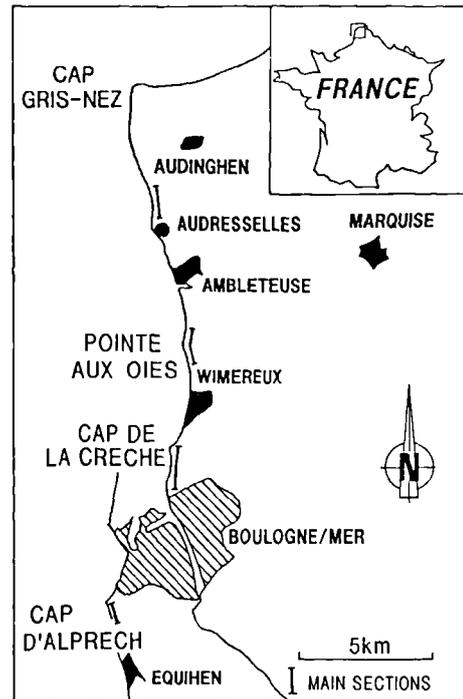


Fig. 19. — Localisation géographique des coupes étudiées dans le Kimmeridgien-Tithonien du Boulonnais.

Fig. 19. — Map of the main studied section in the Kimmeridgian-Tithonian rocks of the Boulonnais.

Les séquences élémentaires (Fs1 à Fs7) sont généralement peu épaisses, de quelques décimètres à moins de quelques mètres. Elles montrent une évolution graduelle vers des environnements de dépôt moins profonds comme l'indiquent leur caractéristiques lithologiques, biologiques et hydrodynamiques. Les premières sont représentées par:

1°) une augmentation du rapport sable/argiles (Fs1, Fs5, Fs6, Fs7);

2°) une tendance granocroissante dans les parties détritiques des successions de faciès (Fs5, Fs6, Fs7),

3°) une augmentation de la quantité de bois flotté (Fs4, Fs5, Fs6, Fs7),

4°) une tendance stratocroissante (Fs2, Fs7) et dans toutes les séquences élémentaires par une augmentation de la productivité carbonatée marquée par exemple dans Fs1 par l'évolution graduelle de conditions de fonds marins boueux, sans énergie, disaérobie, réducteurs (F16) à un substratum bien oxygéné, bioturbé, remanié par les courants et enrichi en carbonates (F15).

Les principales caractéristiques biologiques qui tendent à indiquer une diminution progressive de la tranche d'eau sont:

1°) l'augmentation de la diversité faunistique vers le haut des séquences (Fs1 à Fs7, sauf Fs4),

2°) l'augmentation de la taille des coquilles et leur épaissement (Fs1 à Fs7),

3°) l'augmentation de l'intensité de la bioturbation (Fs1 à Fs7).

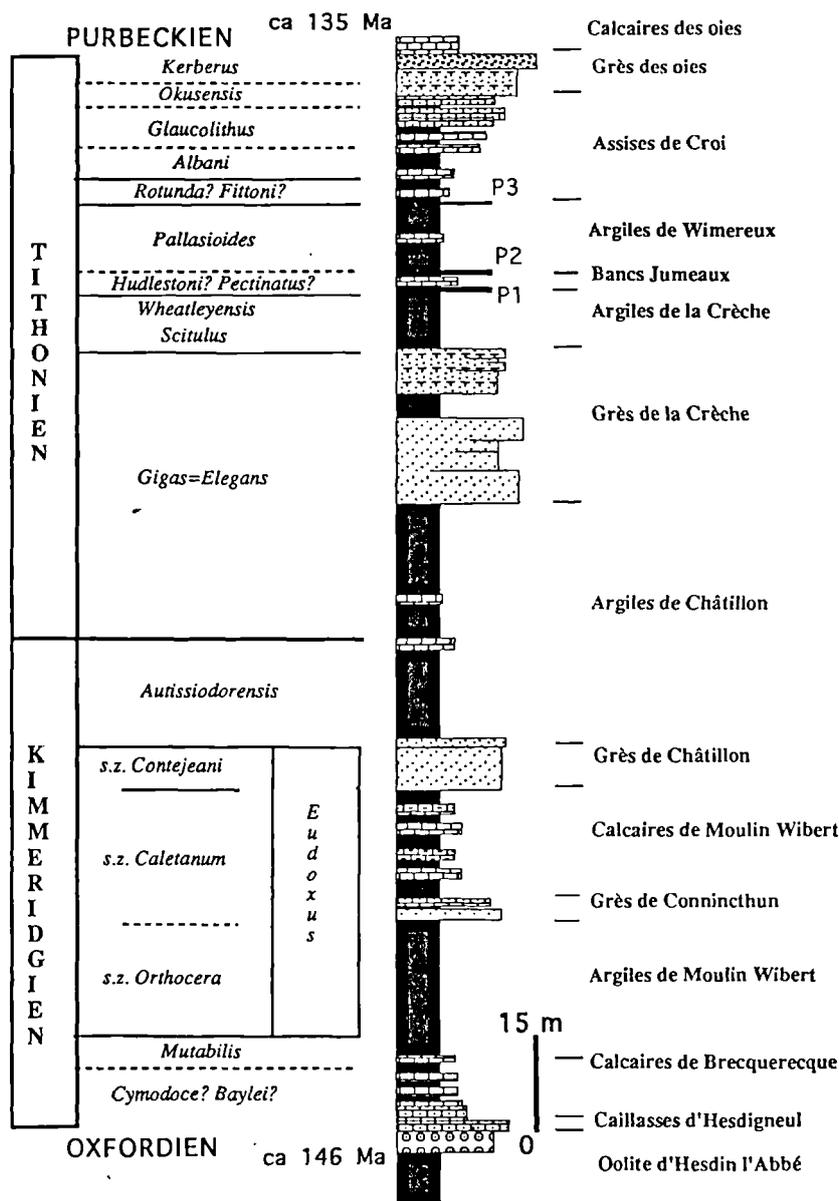


Fig.20. — Lithostratigraphie et biostratigraphie des coupes du Kimmeridgien-Tithonien du Boulonnais.  
 Fig. 20. — Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Kimmeridgian-Tithonian sections of the Boulonnais.

Les principaux caractères hydrodynamiques relevés consistent en:

1°) une progression du nombre de lits marqués par des figures de tempêtes de type hummocky-cross-stratification (HCS) et une augmentation de leur taux d'amalgamation caractérisé par une diminution de l'épaisseur de sédiments qui sépare deux lits de tempêtes successifs (Fs1, Fs2, Fs7 proparte),

2°) une transition progressive entre des processus de décantation et des remaniements hydrodynamiques dominants (Fs1, Fs2). Les séquences élémentaires sont limitées à leur base et leur sommet par une discontinuité interprétée comme un approfondissement et caractérisée par un contact abrupt entre des grès et des argilites ou bien des carbonates et des argilites ou des marnes. Dans quelques cas,

cet approfondissement apparaît à la base d'un niveau singulier intensément bioturbé (Fs6, Fs7). A l'opposé, les passages abrupts argilites/grès ou bien argilites/carbonates se marquent par des concentrations de bois flottés, de glauconie, de nodules phosphatés ou de coquilles ferrugineuses (Fs5), de sédiments glissés (Fs6), ou bien de grands bivalves fouisseurs et des niveaux de bioturbation et d'érosion (Fs7).

Ces séquences élémentaires sont considérées comme caractéristiques d'un milieu de dépôt de type rampe carbonatée homoclinale (Ahr, 1973; Read, 1985; Burchette and Wright, 1992) en raison:

1°) du manque de dépôts de remaniements gravitaires tels ceux identifiés en marge de plateforme (turbidites, brèches...),

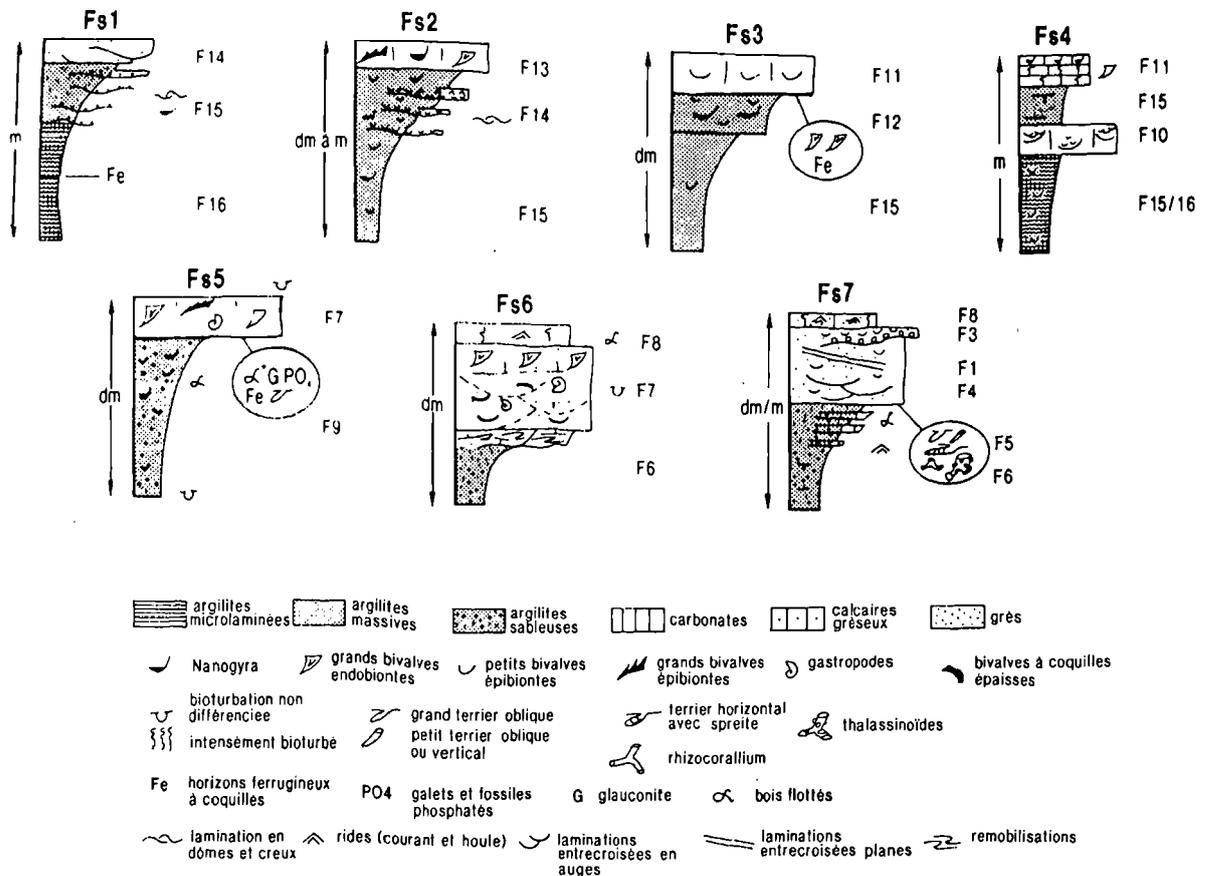


Fig. 21. — Les sept successions de faciès reconnues dans les coupes du Boulonnais. Les symboles F1 à F16 correspondent aux 16 faciès élémentaires reconnus sur le terrain (Proust *et al.*, sous presse). Chacun d'entre eux est caractéristique d'un environnement de dépôt.

S1. Argilites microlaminées riches en matière organique passant vers le haut à des carbonates à HCS. Rampe externe profonde désaérobie épisodiquement soumise aux tempêtes.

S2. Mudstones/wackestones coquilliers et argilites silteuses à lumachelles de Nanogyres: rampe moyenne profonde épisodiquement approvisionnée en coquilles par des courants de retour liés aux tempêtes (storm surge rip current). Argiles de Moulin Wibert et Argiles de Châtillon.

S3. Mudstones coquilliers et argilites à Nanogyres: rampe externe profonde de faible énergie située au dessous de la limite inférieure d'action des vagues. Argiles du Moulin Wibert, Grès de la Crèche et Bancs Jumeaux.

S4. Wackestone (packstones) et mudstones coquilliers à épi. et endofaunes bien préservées: rampe moyenne de faible énergie. Calcaires du Moulin Wibert.

S5. Wackestones sableux, coquilliers, bioturbés et argilites glauconieuses à nodules phosphatés et bois flotté (...): Rampe moyenne de faible énergie riche en apport nutritifs et silicoclastiques. Partie distale des Argiles de Moulin Wibert, Argiles de Châtillon et Argiles de Wimereux.

S6. Sables ou grès carbonatés coquilliers, bioturbés et à obliques: Rampe interne peu profonde à hauts fonds coquilliers progradants. Grès de la Crèche.

S7. Sables ou grès carbonatés coquilliers à rides et obliques: Rampe interne à hauts fonds sableux coquilliers proximaux. Grès de la Crèche et Grès de Connincthun.

Fig. 21. — Seven facies associations recognized in the Kimmeridgian-Tithonian sections of the Boulonnais. The symbols F1 to F16 corresponds to the 16 elementary facies identified in the field (Proust *et al.*, 1993b). Each of them corresponds to a typical depositional environment.

S1. Microlaminated organic rich shales passing upward to hummocky cross stratified carbonaceous sandstones; starved, oxygen-controlled deep outer ramp floor. Argiles de la Crèche and Argiles de Châtillon Formations.

S2. Skeletal mudstone/wackestone and silty shales with Nanogyra shell beds; deep mid ramp floor episodically supplied with graded monospecific, Nanogyra shell debris deposited from seaward flowing storm surge currents. Argiles de Moulin Wibert and Argiles de Châtillon Formations.

S3. Skeletal mudstones and Nanogyra shelly shales.; deep outer ramp floor of low energy located below wave base. Argiles du Moulin Wibert, Grès de la Crèche and Bancs Jumeaux Formations.

S4. Skeletal wackestone (packstone) and shelly mudstone with complete organisms from the infauna and epifauna; low energy, mid ramp floor. Calcaires du Moulin Wibert Formation.

S5. Bioturbated, sandy skeletal wackestone and shales with glauconite, phosphatic pebbles drift wood (...); low energy, nutrient rich mid ramp floor distally supplied with siliciclastics. Basal part of Argiles de Moulin Wibert, Argiles de Châtillon and Argiles de Wimereux Formations.

S6. Bioturbated, cross-bedded skeletal sandy limestones; fringing shallow marine inner ramp shoal complex or prograding skeletal sandbanks with a few basal polymicts resedimented downslope. Grès de la Crèche Formation.

S7. Rippled- and cross-bedded skeletal and siliciclastic sandstones; inner ramp with fringing, cusped sandbanks probably associated landward with a lagoon and a tidal flat. Grès de la Crèche and Grès de Connincthun Formations.

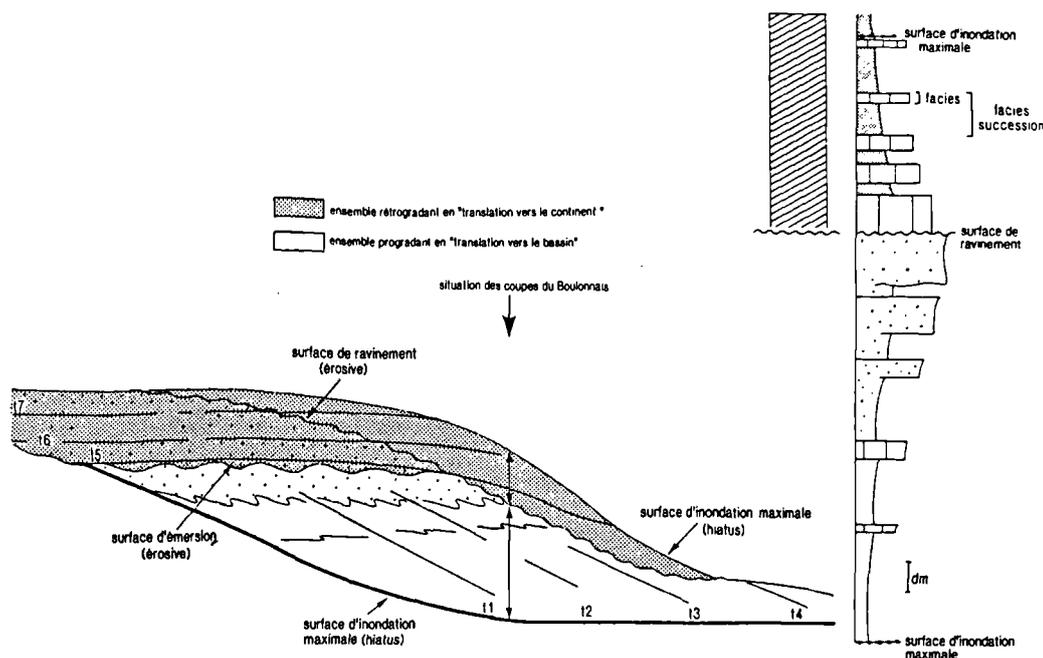


Fig. 22. — Faciès, successions de faciès et assemblages. Les faciès sont ici regroupés en successions de faciès qui elles mêmes constituent des assemblages de dépôts (d'après Proust *et al.*, sous presse).

Fig. 22. — Facies, facies successions and allomembers. Individual facies are grouped into facies successions that constitute allomembers.

2°) de l'absence de dépôts marins restreints avec leur cortèges de barrières oolitiques, bioclastiques ou récifales caractéristiques des bordures de plateforme,

3°) de l'importante dilution des carbonates dans l'argile et l'ubiquité des évènements de tempêtes qui indiquent de bonnes communications avec le milieu marin ouvert,

4°) de l'évolution graduelle d'un environnement de dépôts à l'autre avec les hiatus exprimés seulement de manière subtile,

5°) de la connection au littoral des faciès les moins profonds. Bien que toutes ces successions de faciès ne soient certainement pas toutes génétiquement liées, elles ont été disposées dans un diagramme bidimensionnel qui prend en compte à la fois la paléobathymétrie (énergie de dépôt comparée à la limite inférieure d'action des vagues permanentes ou de tempêtes) et la productivité carbonatée (processus biologiques, lumière ...) qui représentent les contrôles majeurs de la distribution des environnements de dépôts sur un profil de rampe homoclinale (Burchette and Wright, 1992) (Fig.23). Trois de ces derniers ont été reconnus dans les coupes du Boulonnais:

— rampe externe (Fs1, Fs2) au dessous, ou bien à la limite inférieure d'action des tempêtes, avec seulement une influence épisodique et rare des tempêtes,

— rampe moyenne (Fs3, Fs4, Fs5) entre la limite inférieure d'action des vagues de beau temps et celle des tempêtes avec d'importantes remobilisations liées aux tempêtes telles les coquilles,

— rampe interne située à, ou au dessus, de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (Fs6, Fs7) sableuse, bioturbée, remaniée par les vagues et à corps sédimentaires à obliques où la production carbonatée et la bioturbation sont importantes.

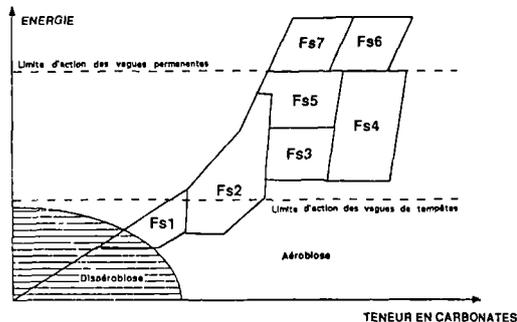


Fig.23. — Distribution qualitative des faciès observés dans les sédiments du Kimmeridgien et du Tithonien du Boulonnais en fonction de la quantité de carbonates de l'énergie du dépôt et de la paléobathymétrie. (d'après Proust *et al.*, sous presse).

Fig.23. — Observed facies distribution in a Late Kimmeridgian/Lower Tithonian mixed siliciclastic-carbonate system of the Boulonnais (northern France) with respect to  $O_2$  minimum, carbonate content and paleobathymetry.

L'empilement des successions de faciès forme des assemblages progradants ou bien rétrogradants.

Les assemblages progradants sont habituellement épais (m à dam) et évoluent graduellement d'environnements de rampe externe profonde à ceux de rampe interne subémergente (fig.24). Ils sont limités à la base par une surface d'inondation maximale située ici au-dessous des faciès les plus profonds et parfois soulignés par de la glauconite (S1, S2) des nodules phosphatés (S7, S8), ou une bioturbation intense (S3, S5). Ils sont tronqués dans leur partie moyenne par une très nette surface d'érosion parfois bioturbée (DS) provoquée par la descente en direction du

bassin du niveau inférieur d'action des vagues ("wave base razor", Homewood *et al.* 1992). Ces surfaces sont parfois choisies comme limites des formations lithologiques comme ici les contacts Calcaires du Moulin Wibert/Grès de Connincthun et Argiles de Châtillon/Grès de la Crèche.

Les assemblages rétrogradants sont généralement minces (quelques mètres ou moins) et évoluent graduellement ou bien rapidement de milieux de rampe interne ou moyenne vers des milieux de rampe externe (fig.24). Ils sont limités à leur base par une surface érosive de ravinement (RS) marquée par un mince lit coquillier (S3, S2), des galets millimétriques (S2, S4, S7, S8) ou un horizon sableux centimétrique entièrement bioturbé (S1, S5, S6) qui peut être provoqué soit par le déplacement vers le domaine continental de la zone d'action des vagues (surface principalement érosive) soit une inondation rapide sous la limite d'action des vagues (surface de hiatus). L'alternance régulière des assemblages progradants et rétrogradants constitue les séquences stratigraphiques de Galloway (1989). Les surfaces de discontinuité éventuellement corrélables à l'échelle régionale sont alors situées au contact entre l'assemblage progradant et l'assemblage rétrogradant au niveau des surfaces de ravinement (RS). Indépendamment de leur rang et de leur importance éventuelle, neuf d'entre elles ont été reconnues dans le Boulonnais (fig. 24).

Bien que les séquences soient bâties à partir de sept motifs élémentaires ou successions de faciès dont on peut admettre l'origine allocyclique, les séquences semblent représenter le premier ordre de variations du niveau marin relatif significatif du point de vue de la géodynamique car suivi de coupe en coupe, sur plusieurs dizaines de kilomètres. Ces séquences peuvent à leur tour être lissées en ensembles plus épais composés de la superposition d'une tendance régressive (diminution de profondeur, progradant) et d'une tendance transgressive (approfondissement, rétrogradant) qui figurent le mode d'empilement des séquences S1 à S9, respectivement en déplacement vers le bassin ou bien vers le continent au cours du temps (fig.25).

La tendance progradante s'exprime dans les séquences de S1 à S3 par

1°) l'épaississement progressif des séquences;

2°) l'augmentation du rapport sable/argile dans la partie supérieure des assemblages progradants juste au-dessous de la surface de ravinement;

3°) la translation progressive vers le bassin de l'acmé de productivité carbonatée exprimée par l'augmentation vers le haut de la quantité de carbonates dans les faciès profonds;

4°) l'augmentation du potentiel de préservation des faciès les moins profonds dans chaque séquence (manque de dépôts de rampe moyenne dans S1, haut-fond distal dans S2, haut-fond proximal dans S3).

La tendance rétrogradante s'exprime dans S4 mais aussi dans la succession S6 S7 par

1) l'amincissement des séquences vers le haut;

2) la diminution du rapport sable/argile;

3) l'augmentation progressive vers le haut de la profondeur des dépôts;

4) par l'accumulation de matières organiques à leur sommet. Cette série sédimentaire est tronquée, à la base de la formation des Bancs Jumeaux, par une importante

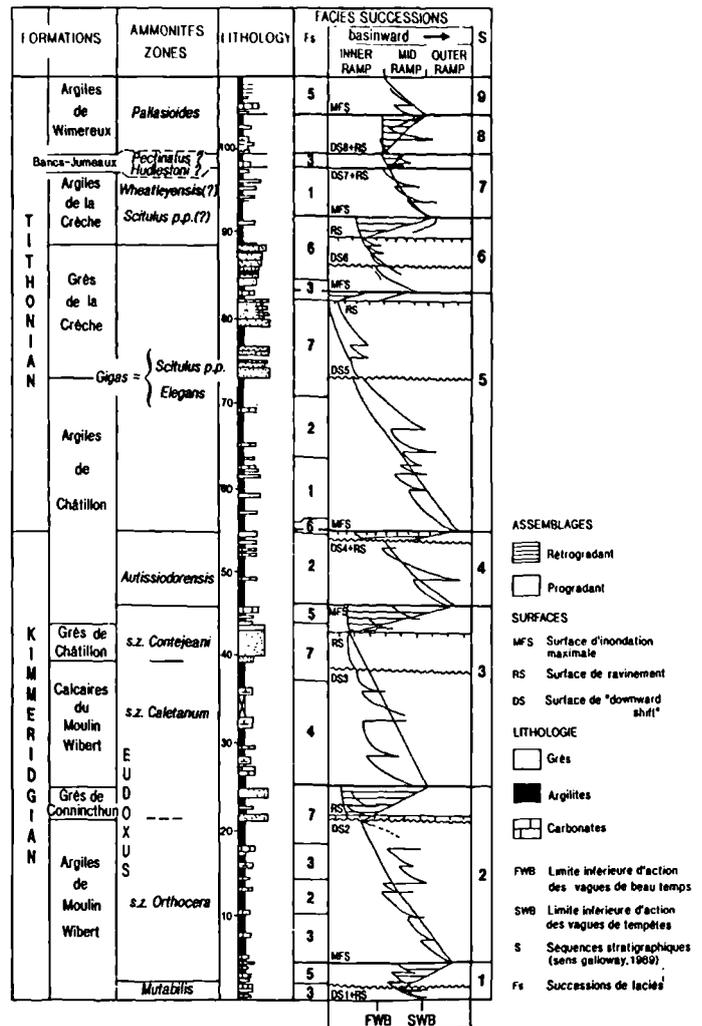


Fig. 24. — Successions de faciès, assemblages de dépôts et évolution des environnements de dépôts à travers le temps dans les coupes du Boulonnais (d'après Proust *et al.*, sous presse).

Fig. 24. — Facies successions, allmembers and relative changes in depositional environments throughtime in the Boulonnais sections.

discontinuité sédimentaire qui marque à la fois une chute puis une remontée du niveau de la mer comme l'indiquent

— la présence de dépôts marins moins profonds dans la formation des Bancs Jumeaux que dans la Formation des Argiles de la Crèche sousjacente

— la présence de glauconie et de galets phosphatés généralement associés aux transgressions marines.

Ces données ont été utilisées dans le cadre de corrélations interrégionales entre le NW de l'Angleterre et la région Champagne Ardenne où affleurent des séries de même âge déjà étudiées du point de vue lithologique et biostratigraphique (Proust *et al.*, 1993 a et b). Elles ont permis de mettre notamment en évidence:

1°) La géométrie d'ensemble du domaine paléogéographique NW Européen au Kimmeridgien-Tithonien, entre des milieux de plateforme peu profonde (flat-topped platform) dans le bassin de Paris et une zone de

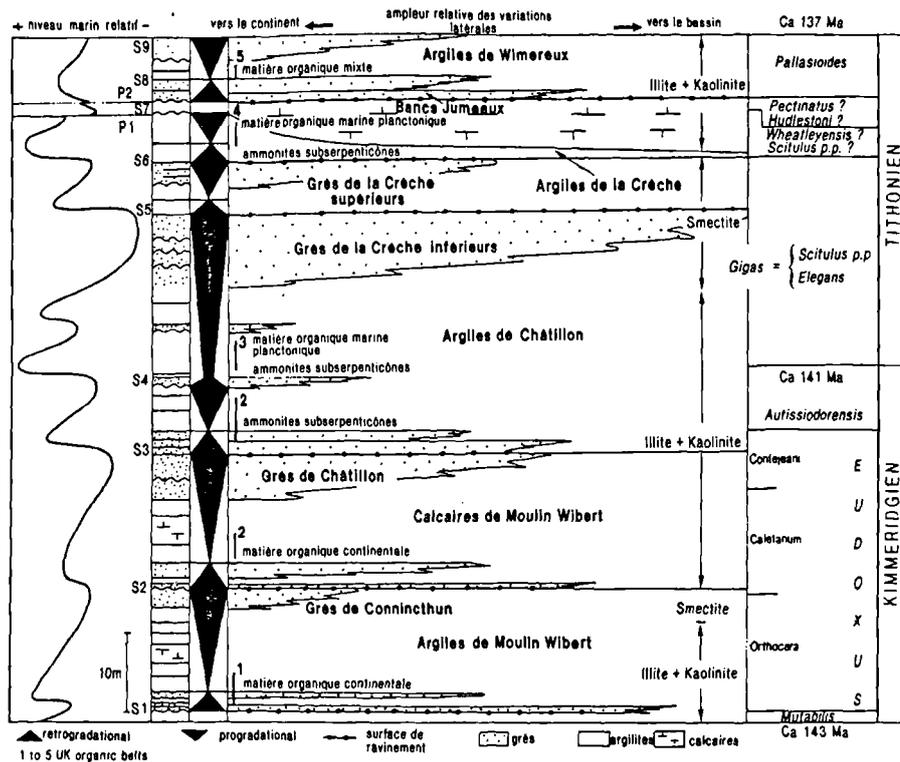


Fig. 25. — Schéma stratigraphique qui résume l'architecture des sédiments, l'amplitude des variations de faciès et du niveau marin relatif (d'après Proust *et al.*, sous presse).

Fig. 25. — Stratigraphic summary of the inferred sediment depositional architecture (stacking patterns), the magnitude of the facies shifts and the relative sea level variations.

bassin dans le Dorset articulée autour d'une zone de rampes carbonatées peu pentées à l'aplomb du Boulonnais.

2°) Les variations du niveau marin relatif qui peuvent être suivies sur de grandes distances entre plusieurs bassins (Dorset et Boulonnais) et donc être eustatiques et significatives du point de vue de la géodynamique globale. Ce sont:

- l'onlap général des séries sédimentaires pourtant amalgamées dans le Boulonnais sur la discontinuité au toit de l'Oxfordien lors d'une phase initiale de remontée du niveau marin relatif;

- une progradation lente en système de rampe carbonatée (Boulonnais) des milieux de plateforme (B. de Paris) vers une zone de "bassin" (Angleterre) jusqu'au toit de la zone à Eudoxus en période de chute du niveau marin relatif;

- un nouvel onlap lié à un relèvement du niveau marin relatif dont le maximum est synchrone des accumulations de matière organique dans le Boulonnais (base de la zone à Autissiodorensis, base de la zone à Elegans);

- un dernier cycle progradation-rétrogradation qui correspond à une chute puis une remontée du niveau relatif de la mer à la transition Scitulus-Elegans.

Ces séries sont ensuite tronquées par une importante discontinuité associée à une chute du niveau marin relatif. Elle marque une importante réorganisation paléogéographique qui conduit les domaines de bassin à sédimentation argileuse à être le siège d'une sédimentation plus carbonatée enregistrée lors du relèvement ultérieur.

3°) L'origine de ces variations eustatiques a pu être précisée notamment par l'intermédiaire des changements dans la minéralogie des argiles (smectite à illite-kaolinite) qui interviennent au passage de ces discontinuités majeures (Proust *et al.*, 1993 a et b). Ainsi, les surfaces de ravinements de S2 et principalement celle associée à S7 avec des enrichissements en illite et kaolinite symptomatiques du rajeunissement des reliefs périphériques, sont elles attribuées à des flexurations tectoniques d'ensemble de la marge.

### CONCLUSION

Ce bref exposé a permis de dégager, parfois de manière simpliste, les traits essentiels de la stratigraphie séquentielle et les quelques spécificités de cette nouvelle méthode d'analyse par rapport aux principes stratigraphiques fondamentaux. L'état actuel des connaissances en ce domaine montre des limites qui sont partiellement celles des outils d'analyse, sismiques et diagraphiques. En effet, les séquences présentent une architecture différente en fonction de la résolution donc de l'échelle d'observation. Toutefois, les modalités de préservation et de transferts des sédiments dans les bassins, contrôlées par le niveau marin relatif en domaine marin et le niveau de base en domaine continental (ou de transition avec le marin) sont les mêmes, que l'on considère une évolution progressive à petite échelle, ou bien ponctuée de

stades successifs à plus grande échelle (highstand, lowstand ..). Cependant, les causes de ces variations, baptisées actuellement à défaut d'une meilleure compréhension, "eustatisme" et "tectonique", dont la durée et l'amplitude peuvent maintenant être approchées, demeurent encore souvent difficiles à séparer. Pour cela, il faudra sans aucun doute à l'avenir, non seulement intégrer à la fois l'échelle du bassin ou inter-bassins mais aussi mieux connaître les phénomènes tectoniques de haute fréquence et astronomiques de basse fréquence. La modestie s'impose

donc. Bien en deça de ces ambitions, la leçon majeure imposée par la stratigraphie séquentielle est un raisonnement en termes de flux sédimentaires dans un système fermé, le bassin, ceux-ci étant indépendants de la nature des sédiments et donc des milieux de dépôts.

Remerciements. — Je tiens à remercier ceux qui ont permis par leurs patientes lectures, la formulation des principales idées émises dans cet article, il s'agit notamment de B. Tessier, J. Ferrière et M. Lopez. Je remercie également E. Hanton, M. Bocquet, P. Recourt et M. Carpentier pour leur participation technique.

## BIBLIOGRAPHIE

- AGER D.V. & WALLACE P. (1966). — The environmental history of the Boulonnais, France. *Proceedings Geol. Assoc.*, 77, p. 385-417.
- AHR W.M. (1973). — The carbonate ramp : an alternative of the shelf model. *Transactions of the Gulf Coast American Geological Society*, 23, p. 221-225.
- AIGNER T. (1982). — Storm Depositional Systems. *Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag*, 174 p.
- ANDERSON E. J., GOODWIN P. W. & SOBIEKI T. H. (1984). — Episodic accumulation and the origin of formation boundaries in the Helderberg Group of New York State. *Geology*, 12, p. 120-123.
- BARRELL J. (1917). — Rhythms and the measurement of geologic time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 28, p. 745-904.
- BERGER A., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA O., & SALTZMAN B. (1984). — Milankovitch and climate: understanding the response to astronomical forcing. *Reidel, Dordrecht*.
- BURCHETTE T. & WRIGHT V. (1992). — Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79, p. 3-57.
- BUSCH D. A. (1959). — Prospecting for stratigraphic traps. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 43, p. 2829-1154.
- BUSCH D. A. (1971). — Genetic units in delta prospecting. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55, p. 1137-1154.
- BUSCH D. A. (1974). — Stratigraphic traps in sandstones-exploration techniques. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir*, 21, 174 p.
- CAMPBELL C. W. (1967). — Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, p. 7-26.
- CLOETINGH S. (1988a). — Intraplate stresses: a new element in basin analysis. *In* k. Kleinspehn & C. Paola, "New perspectives in basin analysis" (*Frontiers in Sedimentary Geology*). *Springer-Verlag*, p. 205-230.
- CLOETINGH S. (1988b). — Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level ? *In* C. e. a. Wilgus, "Sea-level change, an integrated approach". *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.* p. 19-29.
- CLOETINGH S. (1986). — Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea-level. *Geology*, 14, p. 617-620.
- CROSS T. A. (1988). — Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. *In* B. Hasting & C. Kendall, "Sea Level change an integrated approach". *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.* p. 371-380.
- DUNBAR C. O. & RODGERS J. (1957). — Principles of stratigraphy. *Wiley and Sons.*, 356 p.
- FLÜGEL (1982). — Microfacies analysis of limestones.. *Springer Verlag*, 633 p.
- FRAZIER D. E. (1974). — Depositional-episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphy framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. *Bur. Econ.Geol. Circ.*, 74-1, Austin, 28 p.
- FÜRSICH F.T. & OSCHMANN W. (1986). — Storm shell beds of Nanogyra virgula in the Upper Jurassic of France. *N. J.b. geol. paläont. Abh.*, 172, 2, p. 141-161.
- GALLOWAY W.E. (1989). — Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding surfaces bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 73, p. 125-142.
- GOODWIN P. W. & ANDERSON E. J. (1980). — Application of the PAC hypothesis to limestones of the Helderberg Group. *In* Field Conferences Guidebook. *Soc. Econ. Paleont. Miner. East. Sect.* p. 1-32.
- GOODWIN P. W. & ANDERSON E. J. (1985). — Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, 93, p. 515-531.
- GOODWIN P. W., ANDERSON E. J., GOODMAN W. M. & SARAKA L. J. (1986). — Punctuated aggradational cycles: implications for stratigraphic analysis. *Paleoceanography*, 1, p. 417-429.
- GUILLOCHEAU F. (1990). — Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple dévonien armoricain. *Thèse Doct. Sci. Nat.*, Univ. Louis Pasteur (Strasbourg), 257 p.
- HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. (1988). — Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In* C. e. a. Wilgus, "Sea-level change, an integrated approach". *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.* p. 71-108.
- HAYES C. W. (1899). - Physiology of the Chatanooga District in Tennessee, Georgia and Alabama. *U.S. Geol. Surv. Ann. Rept.*, 2, 58p.
- HOMEWOOD P., GUILLOCHEAU F., ESCHARD R. & CROSS T.A. (1992). — Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique, une démarche intégrée. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine.*, 16, p. 357-381.
- HUBBARD R. J. (1988). — Age and significance of sequence boundaries on Jurassic and Early Cretaceous rifted continental margins. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 72, p. 49-72.
- KARNER G. D. (1986). — Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy. *Tectonics*, 5, p. 573-588.
- LAMBECK K., CLOETINGH S. & MCQUEEN H. (1987). — Intraplate stresses and apparent changes in sea-level: the basins of Northwestern Europe. *In* A. Tankard "Sedimentary basins and basin-forming mechanisms". *CSPG Mem.* 12, p. 259-268.
- LONGWELL C. R. (1949). — Sedimentary facies in geologic history. *GSA Mem.* 39, 171 p.
- MIALL A. D. (1986). — Eustatic sea-level changes interpreted from seismic stratigraphy: A critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 70, p. 131-137.

- MIALL A.D.(1990). — Principles of sedimentary basin analysis. *Springer-Verlag*, New York, 668 p.
- MIDDLETON G. V. (1973). — Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 84, p. 979-988.
- MILANKOVITCH M. (1941). — Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Acad. Roy. Serbe*, 133, 633p.
- MORNER N. A. (1976). — Eustasy and geoid changes. *J. Geol.*, 84, p. 123-151.
- MORNER N. A. (1980). — Relative sea-level, tectono-eustasy, geoidal-eustasy and geodynamics during the Cretaceous. *Cretaceous Res.*, 1, p. 329-340.
- MORNER N. A. (1984). — Climatic changes on a yearly to millennial basis- an introduction. In N. Morner & W. Karlen, "Climatic changes on a yearly to millennial basis". *Reidel*. p. 1-13.
- MORNER N. A. (1979). — Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In N. Morner "Earth Geology, Isostasy and Eustasy". *Wiley and Sons*. p. 535-553.
- OSCHMANN W. (1988a). — Kimmeridge Clay sedimentation a new cyclic model. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 65, p. 217-251.
- OSCHMANN W. (1988b). — Upper Kimmeridgian and Portlandian marine macrobenthic associations from Southern England and Northern France. *Facies*, 18, p. 49-72.
- OSCHMANN W. (1990). — Environmental cycles in the Late Jurassic northwest European epeiric basin : interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. *Sedim. Geol.*, 69, p. 313-332.
- PITMAN W. C. (1978). — Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, p.1389-1403.
- POSAMENTIER H. W., JERVEY M. T. & VAIL P. R. (1988). — Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. In C. e. a. Wilgus, "Sea-level changes: an integrated approach". *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.* p. 109-124.
- POWELL J. W. (1875). — Exploration of the Colorado River of the West and its tributaries. *Washington D.C.: Smithsonian Inst.*, 291 p.
- PROUST J.N. (1992). — Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental (Afrique de l'Ouest). *Sci. Geol. Mem.*, 92, 151 p.
- PROUST J.N., DEYNOUX M. (*sous presse*). — Marine to non marine sequences architecture of an intracratonic glacially related basin. Late Proterozoic deposits of the West African Taoudeni Basin in western Mali. In Deynoux *et al.*, "The Earth's Glacial Record: facies models and geodynamic evolution". *Cambridge University Press*.
- PROUST J. N. (1987). — Synthèse bibliographique et application à un modèle naturel: Les dépôts éoliens périglaciaires du Protérozoïque terminal au Mali occidental (Afrique de l'Ouest). *Diplôme d'études Approfondies, Université de Poitiers*, 101 p.
- PROUST J. N., DEYNOUX M. & GUILLOCHEAU F. (1990). — Anatomie fonctionnelle d'une fermeture de bassin sédimentaire: Protérozoïque terminal, groupe glaciaire du Bakoye, Afrique de l'Ouest. *C. R. Acad. Sci.*, 310, p. 255-261.
- PROUST J.N., DECONINCK J.F., GEYSSANT J.R., HERBIN J.P. & VIDIER J.P (1993a). — Nouvelles données sédimentologiques dans le Kimméridgien et le Tithonien du Boulonnais (France). - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II, p. 363-369.
- PROUST J.N. & DECONINCK J.F. (1993b). — Sédimentologie des dépôts kimméridgiens et tithoniens du Boulonnais. *4<sup>e</sup> Congrès Français de Sédimentologie, Excursions, 1993, Publication A.S.F.*, Paris, n°20, p. 89-123.
- RAMSBOTTOM W. H. C. (1979). — Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe. *Quart. J. Geol.*, 136, p. 147-153.
- READ J.F. (1985). — Carbonate platform facies model. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69, p. 1-21.
- RICE W. N. (1897). — Revised textbook of geology. *J.D. Dana, ed., American Book Co.*, New York, 482 p.
- SEILACHER A. (1984). — Constructional morphology of bivalves: evolutionary pathways in primary versus secondary soft-bottom dwellers. *Paleontology*, 27, p. 207-237.
- SLOSS L. L., KRUMBEIN, W. C. & DAPPLES E. C. (1949). — Integrated facies analysis. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 39, p. 91-104.
- STENZEL H.B. (1971). — Oysters.- In: R.C. Moore & C. Teichert (Eds). - *Treatise on Invertebrate Paleontology (N) Mollusca 6, Bivalvia: N953-N1224; Geol Soc. America, Boulder and Univ. Kansas, Lawrence.*
- TUCKER M E. & WRIGHT, V.P.(1990). — Carbonate sedimentology. *Blackwell*, 482 p.
- VAIL P. R. & EISNER P. N. (1989). — Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effects on sedimentary sections. *2nd Congrès Français de Sédimentologie, 23-24 nov, Lyon, Abs.*, p. 62-64.
- VAIL P. R. & SANGREE J. B. (1988). — Sequence stratigraphy interpretation of seismic, well and outcrop data workbook. ASF-GSGP meeting NATO, Digne, 73 p.
- VAIL P. R., AUDEMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PEREZ-CRUZ G. (1990). — The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation. *non publié.*
- VAIL P. R., COLIN J. P., DU CHENE R. J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEFF V. (1987). — La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Geol. France*, 8, p. 1301-1321.
- VAIL, P. R., HARDENBOL, J. & TODD R. G. (1984). — Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In J. Schlee : *Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir.* p. 129-144.
- VAIL P. R., JACQUIN T. & WOMART W. (1991). — High resolution sequence stratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In D. Leckie H., Posamentier & R. Lowell , (1991) NUNA Conference on high-resolution sequence stratigraphy, 23-30 August, *Geol. Assoc. Canada.* p. 55-56.
- VAIL P. R., MITCHUM R. H., TODD R. G., WIDMIER J. M., THOMPSON S., SANGREE J. B., BUBB J. N. & HATLELID W. G. (1977). — Seismic stratigraphy and global changes of a sea level. In "Seismic Stratigraphy- applications to hydrocarbon exploration", Edited by C. Payton , *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir.* 26, p. 49-212.
- VAN WAGONER J. C. (1985). — Reservoir facies distribution as controlled by sea-level change . *Soc. Econ. Paleont. Miner., Mid-year Mig., Golden, Co., Abs.*, p. 91-92.
- VAN WAGONER J. C., MITCHUM R. M., POSAMENTIER H. W. & VAIL P. R. (1987). — Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 2, key definitions of sequence stratigraphy. In "Atlas of seismic stratigraphy", Edited by A. Bally, *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Studies in Geol.* p. 11-14.
- VAN WAGONER J. C., POSAMENTATIER H. W., MITCHUM R. M., VAIL P. R., SARG J. F., LOUITT T. S. & HARDENBOL J. (1988). — An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In "Sea level changes: an integrated approach" Edited by W.C.E.A., *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ.* p. 39-45.
- WANLESS H. R. & WELLER J. M. (1932). — Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 43, p. 1003-1016.
- WHEELER H. E. (1964a). — Base level, lithosphere surface and time stratigraphy . *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 75, p. 599-610.
- WHEELER H. E. (1964b). — Baselevel transit cycle. *Kansas Geol. Survey Bull.*, 169, p. 623-630.
- WHEELER H. E. (1958). — Time-stratigraphy. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 42(5), p. 1047-1063.

WHEELER H. E. (1959). — Stratigraphic units in space and time .  
*Amer. J. Sci.*, 257, p. 692-706.

WIGNALL P.B. (1991). — Test of the concepts of sequence stratigraphy in the Kimmeridgian Late Jurassic of England and Northern France. *Marine Petrol. Geol.*, 8, p. 430-441.

WILSON J.L. (1975). — Carbonate facies in geologic history.  
*Springer Verlag*, 471 p.

ZIEGLER (1969). — Über *Exogyra virgula* (Lamellibranchiata, Oberjura). - *Eclogae geol. Helveticae*, 62, p. 685-696.

#### EXPLICATIONS DE PLANCHE I

Fig. 1. — Argilites microlaminées riches en matière organique interlitées avec des grès carbonatés à laminations en Hummock (HCS). Rampe profonde disaérobie. Succession de faciès 1. Argiles de Châtillon. Nord d'Audresselles.

Fig. 1. — *Microlaminated organic rich shales interbedded with hummocky cross stratified carbonaceous sandstones ; starved, oxygen-controlled deep outer ramp floor.*

*Facies succession 1. Argiles de Châtillon Formation. North of Audresselles.*

Fig. 2. — Wackestone-mudstones bioclastiques et argilites silteuses à *Nanogyra virgula* (flèches avec FS2). Partie profonde de rampe moyenne épisodiquement soumise aux tempêtes. Notez le contact abrupt (RS) avec la formation des Grès de Châtillon sous jacente. Succession de faciès 2. Formation des Argiles de Châtillon. Nord d'Audresselles

Fig. 2. — *Skeletal mudstone/wackestone and silty shales with Nanogyra shell beds considered as deep mid ramp floor episodically reworked by seaward flowing storm surge currents (Fs 2 with arrows). The exposure exhibits the sharp boundary with the underlying Grès de Châtillon Formation (RS).*

*Facies succession 2. Argiles de Châtillon Formation. North of Audresselles.*

Fig. 3. — Mudstones et argilites bioclastiques de la Formation des Bancs Jumeaux. Rampe externe de faible énergie. Le groupe de trois bancs carbonatés de la Formation des Bancs Jumeaux est encadré par le niveau phosphaté P1 au toit des niveaux de tempêtes (base de la photographie, sommet de la formation des Argiles de la Crèche) et le niveau phosphaté P2, au dessous des argilites et mudstones glauconitiques et bioturbés de la Formation des Argiles de Wimereux. Succession de faciès 3. Formations des Argiles de la Crèche, des Bancs Jumeaux et des Argiles de Wimereux. Nord de Wimereux.

Fig. 3. — *Skeletal mudstones and Nanogyra shelly shales of the Bancs Jumeaux Formation ; low energy, deep, below wave base, outer ramp floor. The three limestone beds of the Bancs Jumeaux Formation are bounded by the phosphatic nodule beds P1 downward at the top of the stormy beds figured at the upper part of the Argiles de la Crèche Formation, and P2 upward below the bioturbated, glauconitic, silty mudstones of the Argiles de Wimereux Formation.*

*Facies succession 3. Argiles de la Crèche, Bancs Jumeaux and Argiles de Wimereux Formations, North of Wimereux.*

Fig. 4. — Wackestone(packstone) bioclastiques et argilites à faunes et traces fossiles bien préservées. La partie supérieure de l'image montre les deux surfaces (DS à la base et RS au sommet) qui encadrent la formation des Grès de Châtillon (succession de faciès 7). Succession de faciès 4. Formation des Calcaires de Moulin Wibert. Cap de la Crèche, Nord de Boulogne sur Mer.

Fig. 4. — *Skeletal wackestone (packstone) and shelly mudstones with complete organisms from the infauna and epifauna ; low energy, inner ramp floor. The uppermost part of the picture exhibits the Grès de Châtillon Formation (Facies succession 7) with a surface of downward shift (DS3) at the base and a sharp ravinement surface (RS) at the top.*

*Facies succession 4.; Calcaires du Moulin Wibert Formation. Cap de la Crèche, North of Boulogne sur Mer.*

Fig. 5. — Wackestones sableux bioturbés et argilites à glauconie, nodules phosphatés et bois flottés. Rampe moyenne de faible énergie. Succession de faciès 5. Formation des Argiles de Wimereux. Nord de Wimereux.

Fig. 5. — *Bioturbated, sandy skeletal wackestone and shales with glauconite, phosphatic pebbles and drift wood ; low energy, nutrient rich mid ramp floor distally supplied with siliciclastics.*

*Facies succession 5. Argiles de Wimereux Formation. North of Wimereux.*

Fig. 6. — Carbonates gréseux bioclastiques et bioturbés (base de l'image). Rampe interne peu profonde à hauts fonds subémergents. La partie supérieure montre la formation des Argiles de la Crèche tronquée de manière abrupte par le niveau à nodules phosphatés P1 sur lequel viennent en onlap les bancs carbonatés de la formation des Bancs Jumeaux. La formation des Argiles de la Crèche se charge progressivement en sables à mesure que s'expriment de plus nombreux événements de tempêtes. Succession de faciès 6. Formation des Grès de la Crèche. Nord de Boulogne sur Mer.

Fig. 6. — *Bioturbated, cross-bedded skeletal sandy limestones (base of the picture) ; shallow marine inner ramp, shoal complex or fringing, prograding skeletal sandbanks. The upper part exhibits the Argiles de la Crèche Formation sharply truncated by the P1 nodule beds of the onlapping Bancs Jumeaux Formation (BJ). Note the coarsening upward trend in the Argiles de la Crèche and the increasing upward number of storm events.*

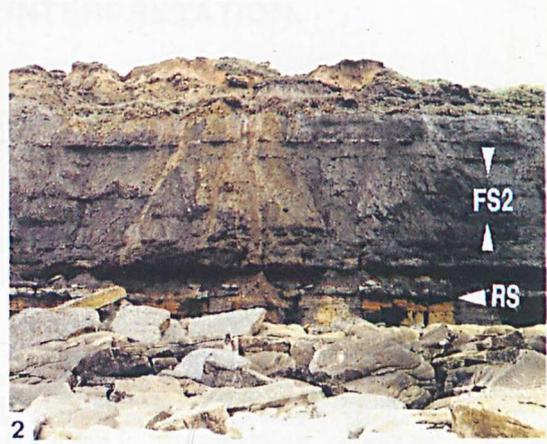
*Facies succession 6. Grès de la Crèche Formation. North of Boulogne sur Mer.*

Fig. 7. — Grès carbonatés bioclastiques à laminations obliques et figures de rides de courant. Rampe interne à hauts fonds complexes. La surface de "downward shift" DS5 est localisée, du point de vue hydrodynamique, à la base du niveau gréseux principal. Toutefois, un changement minéralogique important entre des assemblages argileux dominés par l'illite et la kaolinite et des assemblages dominés par les smectites et interstratifiés intervient au toit du banc carbonaté isolé dans les argilites (marteau). Succession de faciès 7. Formations des Grès de la Crèche et des grès de Connincthun. Nord de Boulogne sur Mer.

*Fig. 7. — Rippled- and cross-bedded skeletal and siliciclastics sandstones ; inner ramp, fringing cusate sandbanks and shoals complexes. The downward shift surface (DS5) is considered at the base of the main sandstone body. However, a drastic mineralogical change from illite-dominated to smectite-rich clay mineral assemblages occur at the top of the lonesome mudstone bed (hammer).*

*Facies succession 7. Grès de la Crèche and Grès de Connincthun Formations. North of Boulogne s/ Mer.*







## PROSPECTION DE L'AQUIFERE OXFORDO-KIMMERIDGIEN DU BOULONNAIS: ESSAIS ET INTERPRÉTATION.

### Investigation of the Oxfordo-Kimmeridgian aquifer of the Boulonnais (France) : experimentation and Interpretation

Par Erick CARLIER (\*)

*Résumé.* — Les formations kimmeridgiennes et l'extrême sommet de l'Oxfordien ont été reconnus par un sondage dans lequel ont été réalisés les essais hydrauliques et diagraphiques classiques. L'analyse des résultats expérimentaux a mis en évidence un nouvel horizon aquifère, les "calcaires de Brequerecque" qui constituent le sommet du Kimméridgien inférieur. Jusqu'alors, les "calcaires oolithiques d'Hesdin l'Abbé" de l'Oxfordien terminal étaient reconnus comme le seul aquifère productif du Jurassique supérieur. Le calcul des caractéristiques hydrodynamiques des "calcaires de Brequerecque" permet de conclure favorablement sur leur exploitation pour l'alimentation en eau de l'agglomération boulonnaise.

*Abstract.* — A part of the Kimmeridgian and the upper limit of the Oxfordian have been investigated, in a hydraulic point of view, by pumping test and hydraulic diagraphy. The results have shown the existence of a new aquifer, the "Brequerecque limestones" which make up the upper limit of the lower Kimmeridgian. Until then, the "Hesdin l'Abbé oolitic limestones" of the upper Oxfordian were considered as the only aquifer of the upper Jurassic. The computed hydraulic parameters of the "Brequerecque limestones" have shown that these limestones could effectively contribute to the water supply of Boulogne.

#### I. — STRATIGRAPHIE DU SONDAGE.

Le forage expérimental est situé au Nord de Saint-Etienne-Au-Mont et au Sud d'Outreau, à 150 m de la rive gauche de la Liane. Ses coordonnées Lambert -zone II sont  $x=549.1$  et  $y=2632.8$  (feuille de Boulogne-Sur-Mer, 1/25 000; 2104 Est).

Les formations traversées appartiennent au Kimméridgien inférieur et à une partie du Kimméridgien supérieur (fig.1). L'Oxfordien terminal a été rencontré lors du dernier mètre de sondage; il est caractérisé par un calcaire oolithique, l'oolithe d'Hesdin l'Abbé (Pruvost, 1922), surmontant les "grès de Brunembert" (Rigaux, 1889; Pellat, 1878). L'Oxfordien terminal est donc marqué par un épisode transgressif. Le Kimméridgien inférieur, à séquence transgressive, est constitué, à la base, par les "caillasses d'Hesdigneul" (Rigaux, 1889; Pruvost, 1922; Bonte, 1978), caractérisées par une alternance de lits calcareux et marneux. Les "calcaires de Brequerecque" (Pellat, 1878; Pruvost, 1922) terminent le Kimméridgien inférieur.

Le Kimméridgien supérieur, à séquence régressive, est caractérisé, à la base, par un ensemble essentiellement argileux, contenant quelques bancs calcaires, reconnu sous le nom d'"argiles du Moulin de Wibert" (Rigaux, 1889;

Pellat, 1878, 1880). Au sommet, a été rencontrée une série montrant des alternances de sable, de grès et d'argile, appelée "sables et grès de Connincthun" (Pellat, 1878).

#### II. — ESSAIS HYDRODYNAMIQUES.

##### 1) Essais par paliers de débits

Ils ont pour objectif de déterminer la formule hydraulique du forage qui relie le rabattement  $s$  du niveau d'eau au débit prélevé en régime permanent.

$$s = B.Q + C.Q^2 \quad (1)$$

$s$ : rabattement (L) ou différence entre niveau statique et niveau dynamique.

$Q$ : Débit ( $L^3 \cdot T^{-1}$ )

$B$ : coefficient de perte de charge linéaire ( $L^{-2} \cdot T$ )

$C$ : coefficient de perte de charge quadratique ( $L^{-5} \cdot T^2$ )

Les essais ont été réalisés pour des débits de 16.6, 30, 38.7 et 46  $m^3/h$ . Les paliers ont duré deux heures.

(\*) Laboratoire d'Hydrogéologie, JE 231: Hydrogéologie, structure et matériaux des milieux carbonatés, UFR des Sciences de la Terre, cité scientifique, 59655 Villeneuve d'Ascq, cedex.

Note présentée le 3 Novembre 1993 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N., le 3 Novembre 1993.

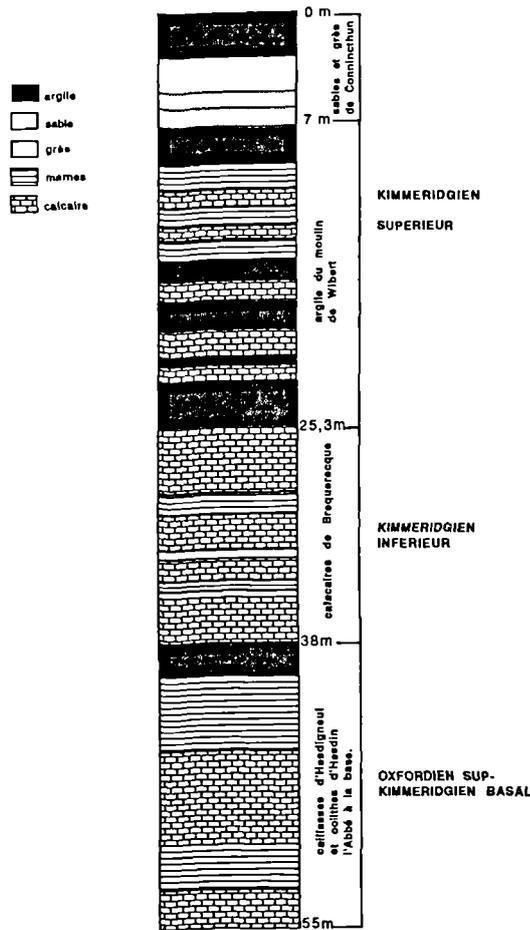


Fig. 1. — colonne stratigraphique du sondage  
 Fig. 1. — stratigraphic column of the borehole

L'obtention des coefficients de perte de charge s'effectue en traçant le graphe du rabattement spécifique ( $s/Q$ ) en fonction du débit (fig.2); la relation est affine:

$$\frac{s}{Q} = B + C \cdot Q \quad (2)$$

L'intersection de la droite avec l'axe des ordonnées donne la valeur du coefficient de perte de charge linéaire, la pente de la droite donne la valeur du coefficient de perte de charge quadratique. Les valeurs obtenues sont:

$$B = 0.0076$$

$$C = 0.0001924$$

Connaissant B et C, l'équation (1) permet de calculer le rabattement engendré pour des débits autres que les débits expérimentaux. Pour un débit souhaité d'exploitation de 200 m<sup>3</sup>/h, le rabattement calculé est de 9.216 m.

## 2) Essai à débit constant.

Il consiste à mesurer l'évolution du rabattement en fonction du temps pour un débit de pompage constant.

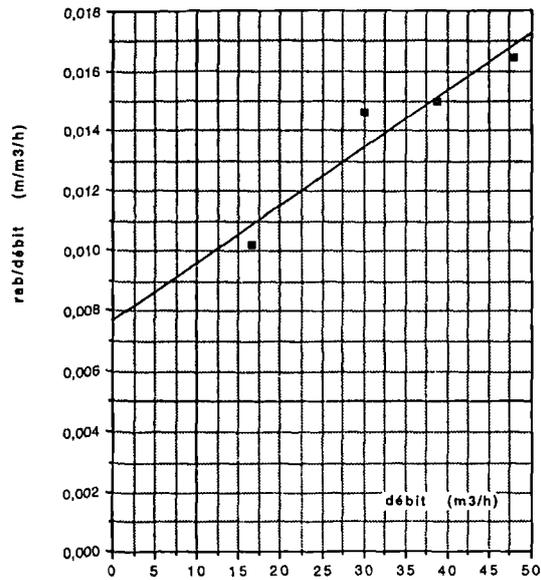


Fig. 2. — rabattement spécifique en fonction du débit  
 Fig. 2. — specific drawdown versus flow rate

L'analyse des données permet de calculer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère, à savoir:

- La transmissivité  $T$  ( $L^2 \cdot T^{-1}$ ) qui, globalement, caractérise la facilité d'écoulement de l'eau souterraine, donc la bonne ou mauvaise alimentation du puits par la nappe.
- Le coefficient d'emmagasinement  $S$ , paramètre adimensionnel qui représente le volume d'eau libéré par une surface horizontale unitaire d'aquifère pour une perte de charge unitaire.

Généralement, on considère que la transmissivité est bonne si elle est supérieure à 0.001 m<sup>2</sup>/s, moyenne si elle est comprise entre 0.001 et 0.0001 m<sup>2</sup>/s et mauvaise si elle est inférieure à cette dernière valeur.

Theis (1935) a calculé une solution de l'équation de diffusivité en écoulement convergent:

$$\frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} \quad (3)$$

$$\frac{S}{T} \text{ diffusivité } (L^2 T)$$

$h$ : (L) charge hydraulique comptée à partir du niveau statique, soit le rabattement  $s$

$r$ : (L) distance (rayon) compté à partir du centre du forage

$t$ : (T) temps compté à partir de la mise en marche de la pompe.

La solution de Theis est :

$$h(r,t) = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty \frac{e^{-u}}{u} \cdot du = \frac{Q}{4\pi T} F(u) \quad (4)$$

$$\text{avec } u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \cdot T \cdot t}$$

F(u) est la fonction exponentielle intégrale, dite "well function". Par calcul du développement limité de F(u), Jacob (1952) a montré que pour  $\frac{1}{u} \geq 100$ , l'équation (4) pouvait être approximée, avec une erreur inférieure à 0.3%, par :

$$h(r,t) = s(r,t) = \frac{0.183 Q}{T} \cdot \log \left( \frac{2.25 T t}{S r^2} \right) \quad (5)$$

D'après cette équation, si les rabattements sont portés en ordonnée selon une échelle arithmétique et le temps en abscisse selon une échelle logarithmique ou le logarithme du temps selon une échelle arithmétique, les points s'alignent selon une droite.

Le pompage d'essai a été réalisé à un débit constant de 44 m<sup>3</sup>/h, pour une durée de 50 heures.

La figure 3 montre l'existence de deux familles de points définissant un doublement de pente à partir de 5.8 heures de pompage, et, ultérieurement, des oscillations du rabattement.

Dans un premier temps, nous avons attribué le doublement de pente à l'atteinte d'une limite étanche ou de la limite de l'aquifère par l'onde engendrée par le pompage. Or, au moment du doublement de pente, soit 5.8 heures après le début de l'essai, correspondait la mise en marche d'un forage du champ captant de Saint Léonard, situé à environ 200 m du forage expérimental. De plus, les oscillations du rabattement correspondaient aux temps de mise en marche et d'arrêt successifs du forage du champ captant. Nous avons donc rejeté l'hypothèse de la limite étanche et avons attribué le doublement de pente à l'action du champ captant sur le forage expérimental.

La détermination de la transmissivité s'effectue à partir de l'équation (5), en prenant deux points sur la première droite relatifs à des temps qui sont dans un rapport de 10. Si à t<sub>a</sub> correspond le rabattement s<sub>a</sub>, à t<sub>b</sub> le rabattement s<sub>b</sub>, avec t<sub>a</sub> = 10 t<sub>b</sub>, on obtient :

$$T = \frac{0.183 Q}{s_a - s_b} \quad (6)$$

D'après (6), pour des rabattements de 1.65 et 1.8 m correspondant à des temps de 100 et 1000 mn, la transmissivité obtenue est :

$$T = 0.015 \text{ m}^2/\text{s} = 54 \text{ m}^2/\text{h}.$$

Afin de confirmer cette valeur, il a été procédé à une étude de la remontée après arrêt de pompage (fig.4). Les mesures ont été effectuées pendant deux heures. La quantification de la remontée est basée sur le principe de superposition qui consiste à considérer la continuité du pompage au delà du temps d'arrêt, et de mettre en marche un puits fictif en injection au même débit à partir du temps d'arrêt. La différence des deux rabattements calculés par (5) donne le rabattement mesuré dans le forage :

$$s = \frac{0.183 Q}{T} \cdot \log \left( 1 + \frac{t}{t'} \right) \quad (7)$$

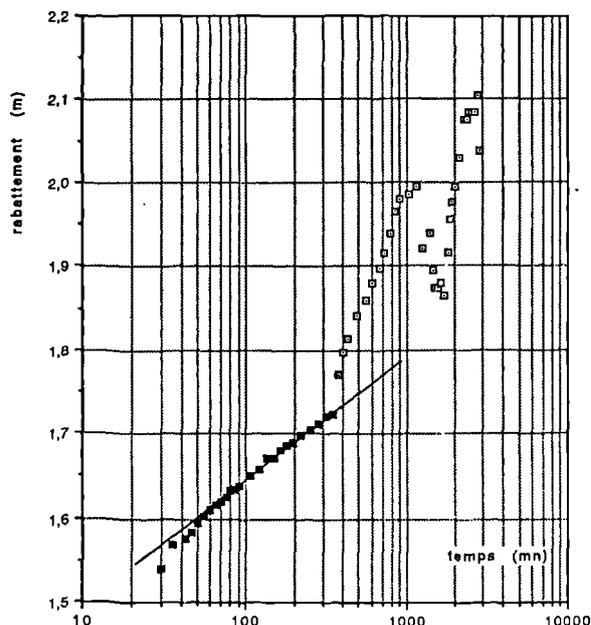


Fig. 3. — évolution du rabattement en fonction du temps

Fig. 3. — drawdown versus time at a constant rate

avec :

t : durée du pompage réel

t' : temps compté à partir du temps final réel t.

Le calcul de la transmissivité s'effectue selon la même technique utilisée lors de l'étude du rabattement en pompage.

La transmissivité calculée pour la remontée est de 0.013 m<sup>2</sup>/s, donc très voisine de celle calculée précédemment.

L'étude en remontée ne permet pas de calculer le coefficient d'emmagasinement dont la détermination est délicate lorsqu'il s'agit de mesure dans le forage de pompage. En effet, le rayon r intervenant dans l'équation (5) est en fait le rayon efficace de l'ouvrage qui ne correspond pas systématiquement au rayon réel. Il est donc, à priori, inconnu. L'étude des relations entre forage expérimental et champ captant va permettre d'apprécier la valeur du coefficient d'emmagasinement.

La figure 3 montre que pour un temps de 700 mn, soit 11,7 h, le rabattement total est de 1,9 m, alors que le rabattement qui aurait été mesuré sans l'influence du deuxième forage serait de 1,77m, valeur obtenue en prolongeant la première droite jusqu'à 700 mn. Le rabattement supplémentaire engendré par le deuxième forage est donc de 13 cm. Le débit de ce forage est de 200 m<sup>3</sup>/h, sa distance au forage expérimental est de 200 m. Le rabattement supplémentaire de 13 cm peut être exprimé par l'équation (5), en prenant comme débit Q 200 m<sup>3</sup>/h, comme distance 200 m et comme temps 350 mn, soit 5,8 h, correspondant au temps écoulé depuis la mise en action de ce forage. Le coefficient d'emmagasinement calculé est :

$$S = 0.0114$$

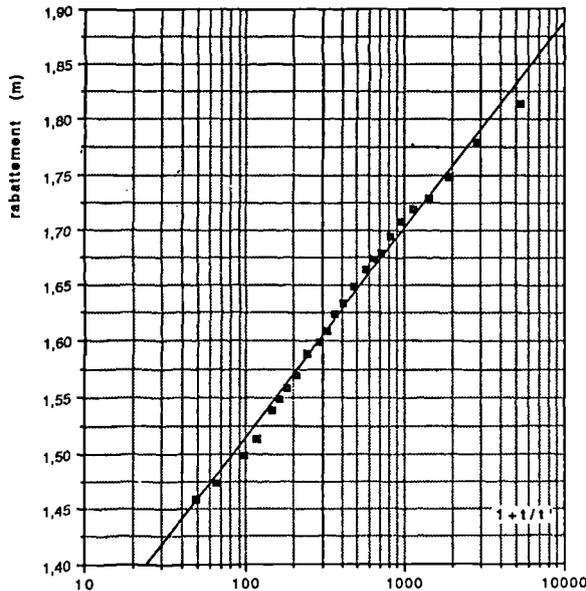


Fig. 4. — évolution du rabattement en remontée  
 Fig. 4. — recovery curve of drawdown (Horner's diagram)

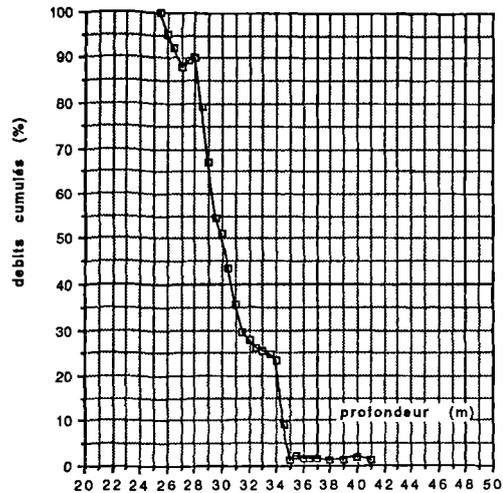


Fig. 5. — diagraphie au micromoulinet  
 Fig. 5. — hydraulic diagraphy.

### III. — DIAGRAPHIE AU MICROMOULINET

Une diagraphie au micromoulinet a été effectuée afin de déterminer les niveaux productifs des différentes strates traversées par le sondage. Les résultats sont présentés sur la figure 5. Les horizons productifs sont compris entre 25 et 35 m. 60% du débit est relatif à une zone comprise entre 25,5 et 31 m. L'aquifère productif est donc la formation des "calcaires de Brequerecque" qui contient des passées argileuses de faible épaisseur. La précision de la diagraphie

hydraulique effectuée ne permet pas de mettre en évidence des niveaux imperméables si peu épais.

### IV. — CONCLUSION.

Les essais réalisés montre que l'aquifère prospecté possède de bonnes caractéristiques hydrodynamiques qui rendent favorable son exploitation pour l'alimentation en eau de l'agglomération boulonnaise. Cet aquifère est constitué par les "calcaires de Brequerecque" du Kimméridgien inférieur, et non pas par "l'oolithe d'Hesdin l'Abbé" de l'Oxfordien terminal comme il est généralement admis.

### BIBLIOGRAPHIE

- BONTE . A. (1978). — Le Jurassique de la bordure septentrionale du Bassin de Paris d'après les sondages. *Ann.Soc. géol. Nord*, 98,p. 279-286
- JACOB. C.E and LOHMAN. S.W. (1952). — Nonsteady flow to a well of constant drawdown in an extensive aquifer. *Tran. Am. Geop. Un*, 33, p 286-292
- PELLAT. E. (1877-1878). — Terrain jurassique supérieur du Bas-Boulonnais (étages Callovien, Oxfordien, Kimméridgien, Portlandien). *Ann. Soc. géol. Nord*, 5, p. 173-181
- PELLAT. E. (1880). — Le terrain jurassique moyen et supérieur du Bas-Boulonnais. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 8, p. 648-699
- PRUVOST. P. (1922). — Sur l'existence du Lias en profondeur dans le Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, 47, p. 32-49
- RIGAUX. E. (1889). — Notice géologique sur le Bas-Boulonnais. *Mem. Soc. Acad. Boulogne-sur-Mer*, 14, p. 109
- THEIS. C.V. (1935). — The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage. *Trans. Am. Geoph. Un*, 16, p. 519-524

## VIDANGE DES RESERVOIRS CRAYEUX EN REGIME NON INFLUENCE EXEMPLE DE LA HEM (NORD DE LA FRANCE)

### Emptying of chalk reservoirs in a non influenced regime Exemple of the Hem (North of France)

par M. EL-OUAFI (\*)

**Résumé.** — Le tarissement de la Hem traduit la vidange des réservoirs de la craie cénomaniennne et de celui du Turonien. Les courbes de vidange respectives de ces réservoirs sont observées au niveau de la courbe annuelle de tarissement et reconstituées dans des conditions de transferts nappe-rivière en régime non influencé. Elles ont permis d'évaluer les ressources en eau de ces aquifères et d'estimer les débits d'étiages.

On observe une régularité des transferts nappe-rivière, et une variabilité de la composante rapide de l'écoulement qui n'affecte pas ces transferts.

**Abstract.** — *The depletion of the Hem express the vidange of the Cenomanien and Turonien chalk reservoirs. The respective vidange curves of these reservoirs are observed in annual depletion curves and reorganized with aquifer-river transfert condition in non influenced regime. They have permitted to value the water resources of this aquifers and estimate the low flows.*

*We observed a water table-river transferts regularity, and a fast composante variability which don't affect these transferts.*

#### I. — INTRODUCTION

La Hem est une rivière du nord de la France. A la station de jaugeage de Guémy, la superficie du bassin versant est de 105 km<sup>2</sup> (fig.1). L'écoulement de surface est assuré à 76 % par la vidange des réservoirs souterrains (Mania, 1978) dont le plus important est la nappe de la craie Cénomaniennne qui fonctionne en régime libre sur le plateau. Elle est alimentée directement par les pluies et limitée à sa base par des argiles albiennes. Le second réservoir de ce bassin est composé par la craie du Turonien moyen et inférieur qui affleure dans les zones périphériques du bassin (fig.1), elle est limitée par des versants-limites de boutonnières élémentaires.

En période de basses eaux, les échanges nappe-rivière se font selon une loi de type exponentiel ; les courbes de tarissement de la rivière présentent deux segments séparés par une chute de niveau de l'écoulement qu'on ne retrouve pas au niveau de la piézométrie. Cette chute se manifeste d'une manière transitoire, étalée sur une période ne dépassant pas une dizaine de jours dans le maximum des cas. Sa valeur peut atteindre 0,2 m<sup>3</sup>/s (fig.2) dans le cas de tarissement non influencé. Une correspondance existe entre ces deux courbes élémentaires de tarissement et la vidange des deux réservoirs de la Hem. La chute du débit s'explique par la vidange totale de réservoir crayeux du Turonien moyen et inférieur. Ainsi, le premier tronçon correspond à la courbe de vidange du réservoir Turonien, il est limité à

ces deux extrémités par les débits de début ( $Q_0$ , Turonien) et de fin ( $Q_t$ , Turonien) de la vidange de ce réservoir (fig.2). Le deuxième tronçon, se termine par le débit d'étiage de la Hem, qui correspond à celui de l'écoulement minimal du réservoir cénomaniennne ( $Q_t$ , Cénomaniennne). Le  $Q_0$ , Cénomaniennne sert à calculer le coefficient exponentiel de tarissement de ce réservoir, qui selon la formulation de la loi de Maillet, est indépendant du débit initial (Castany, 1967). Il ne correspond pas au débit initial de la vidange de la craie cénomaniennne. Des phénomènes semblables, de vidange successive de plusieurs réservoirs ont été repérés dans le bassin de la Liane (El-ouafi, à paraître) et également dans le Tarn à Pinet, la Seine à Bar-sur-Seine et le Loup à Loup amont (Larras, 1972).

Ce phénomène, observé d'une façon systématique, est la traduction du fonctionnement hydrogéologique de ces bassins à travers l'évolution de leurs débits de surface en période de basses eaux. Cette démarche appliquée jusqu'à présent sur deux bassins crayeux du nord de la France (Hem et Liane) a donné des résultats satisfaisants, quant à la maîtrise des situations d'étiage en parallèle avec la baisse enregistrée au niveau des réservoirs souterrains. Néanmoins, elle doit être accompagnée par des mesures plus ponctuelles (débit des sources et analyses géochimiques des eaux de surface et de sources) pour mieux comprendre les phénomènes de transfert nappe-rivière. Cette étude s'engage donc comme un enchaînement appliqué à d'autres plus générales réalisées sur le bassin de la Hem (Saïdi, 1991).

(\*) Laboratoire de Climatologie - Hydrologie, Université des Sciences et Technologies de Lille  
Note présentée le 3 Novembre 1993 et acceptée pour publication par le Conseil de la S.G.N., le 3 Novembre 1993.

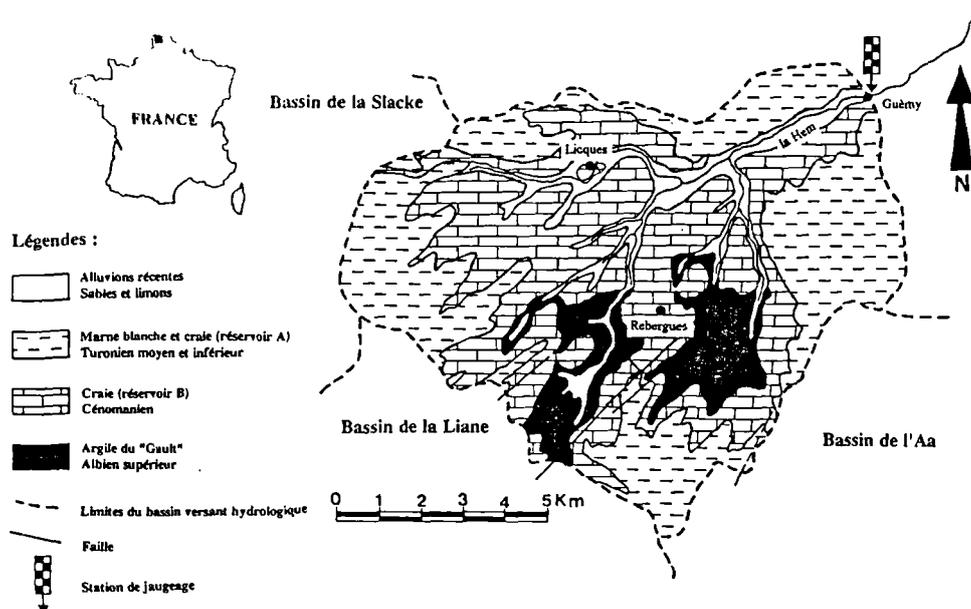


Fig. 1. — Carte géologique schématique du bassin de la Hem

Fig. 1. — Geological schematic map of Hem basin

## II. — REGIME DE TARISSEMENT

La lame d'eau annuelle écoulée par la Hem (entre 1966 et 1989) à la station de Guèmy est égale à 432 mm, dont 104 mm sont de type rapide, le reste (332 mm) provient des deux réservoirs crayeux. L'indice de régularité des débits (IRQ = DCE annuel/Q moyen annuel) est faible (1966 et 1989) et souligne la faible capacité régulatrice de ces aquifères. Un fort contraste existe entre la saison des hautes eaux, pendant laquelle une grande partie de l'écoulement est de type rapide et celle des basses eaux où seuls les faibles apports souterrains alimentent la rivière. Pendant les périodes de tarissement, de fortes perturbations qui font suite à des pluies affectent la régularité de l'écoulement, leur effet sur cette dernière est momentané, il est d'autant plus fort que le débit de base est faible.

Le tarissement de la Hem à Guèmy se fait selon une loi exponentielle de Maillet de type :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

avec :  $Q_0$  : le débit à l'instant  $t_0$  en  $m^3/s$

$Q_t$  : le débit en fin de tarissement en  $m^3/s$

$\alpha$  : le coefficient exponentiel de tarissement

$t$  : la durée du tarissement en jours

Le coefficient exponentiel de la courbe type est égal à  $1,99.10^{-2}$  ; il a été calculé après ajustement des fonctions de tarissement en régime non influencé entre 1966 et 1989, l'ensemble des aquifères est considéré comme un seul réservoir (El-ouafi, 1993). La durée moyenne de tarissement est de 158 jours et le débit caractéristique d'étiage (DCE) est de  $0,22 m^3/s$  (1966-1977). Le débit moyen interannuel est égal à  $1,36 m^3/s$ .

Dans le détail, les courbes annuelles de tarissement se subdivisent en deux parties qu'on peut appeler "tronçons élémentaires de tarissement", le premier correspond à la vidange du réservoir du Turonien moyen et inférieur. La chute du niveau de l'écoulement marque le début de la courbe de vidange du seul réservoir Cénomaniens (fig.2).

## III. — VIDANGE EN REGIME NON INFLUENCE

### 1) Mise en évidence de la vidange des deux réservoirs

Les tronçons élémentaires de tarissement de la Hem à Guèmy s'apparentent donc aux courbes de vidanges de ces deux réservoirs souterrains. Les limites de ces deux courbes ( $Q_0, T - Q_t, T$  et  $Q_0, C - Q_t, C$ ) sont définies graphiquement à partir d'une représentation en échelle semi-logarithmique. L'effet des pluies perturbatrices combiné à la faible capacité d'alimentation souterraine provoque des crues successives repérables sur les courbes de décroissance par des débits de pointe, ces pluies n'engendrent pas d'excédent et n'affectent donc pas la saison de vidange de la nappe, leur effet se limite au niveau de la rivière. La courbe de tarissement en régime non influencé correspond à une enveloppe interne de la courbe réelle de décroissance des débits et les débits limites ( $Q_0$  et  $Q_t$ ) de ces courbes suivent une loi continue de décroissance dont la courbe représentative élimine les volumes complémentaires provoqués par ces débits de pointe qui apparaissent à la suite des pluies perturbatrices. Ces courbes expriment donc les transferts nappe-rivière dans des conditions de régime non influencé.

Les résultats de l'analyse de 27 cycles hydrologiques de la Hem à Guèmy, entre 1966 et 1992 (observations manquantes entre 1978 et 1981 inclu), sont présentés sur la figure 3. On remarque une concentration des débits de début

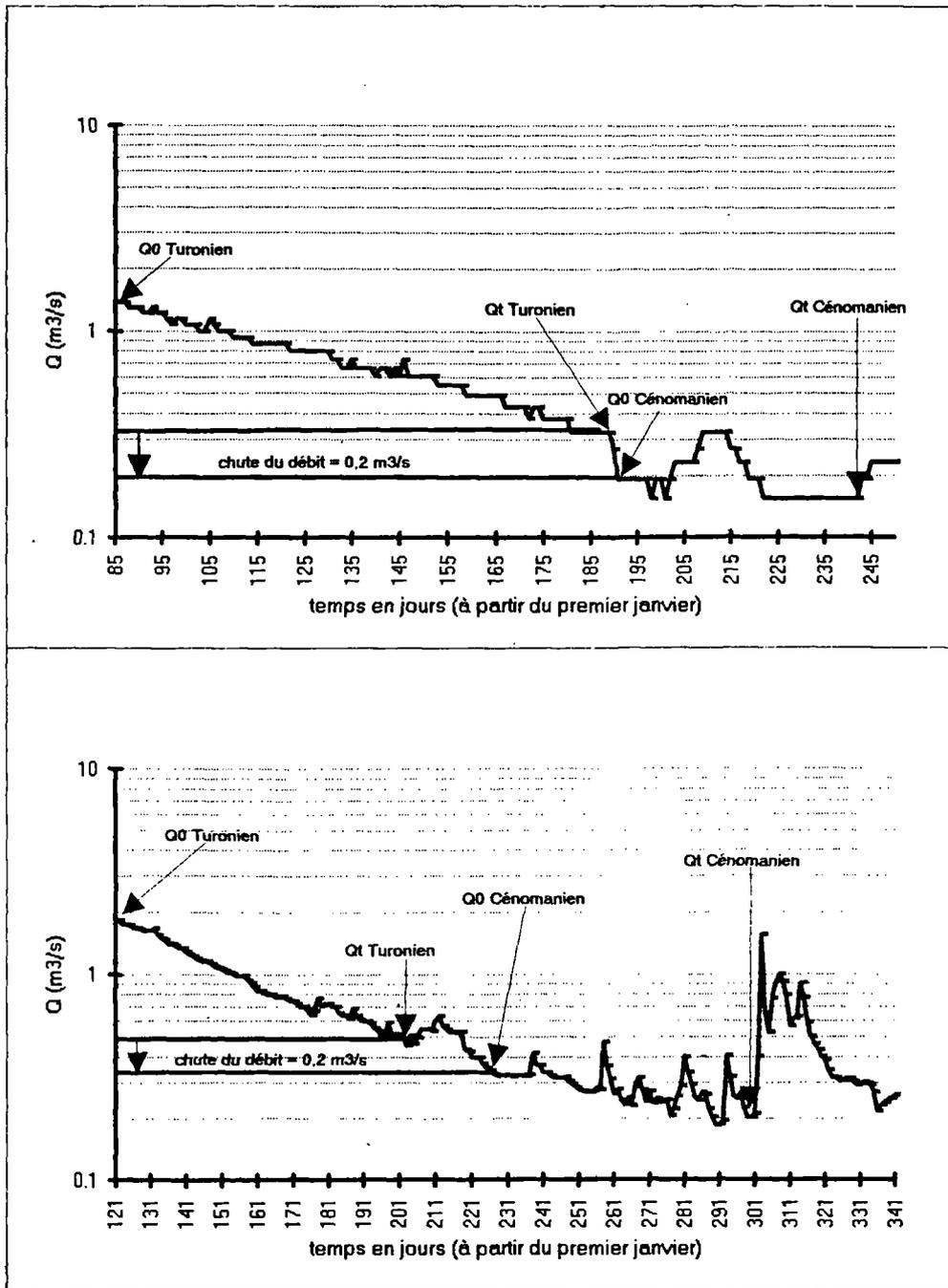


Fig. 2. — Courbes de tarissement de la Hem à la station de Guèmy.  
En haut, tarissement en 1976 ; en bas, tarissement en 1989

Fig. 2. — The vidange curves of the Hem in Guèmy station

et de fin de l'influence turonienne ( $Q_{0,T}$  et  $Q_{t,T}$ ) au dessus d'une limite hydrométrique de  $0,5 \text{ m}^3/\text{s}$ . En dessous de cette limite, ce sont les débits d'influence du réservoir cénomanién ( $Q_{0,C}$  et  $Q_{t,C}$ ) qui dominent, leurs limites supérieure et inférieure se situent respectivement entre  $0,5$  et  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$ . Cette dernière limite est sensiblement égale au débit caractéristique d'étéage. En parallèle à cette répartition quantitative des débits d'influence des deux réservoirs, un ordre chronologique de leur apparition est respecté, avec une période de chevauchement, transitoire, durant le mois de

juin (fig.3). Cette forte homogénéité du fonctionnement hydrologique de surface du bassin de la Hem doit son explication à la stabilité hydrodynamique de ces réservoirs souterrains ; malgré la forte vulnérabilité de ces cours d'eau face aux conditions météorologiques instables d'origine océanique.

La nature de la répartition des débits extrêmes (initiaux et finals) a permis de reconstituer la courbe de "tarissement type" de chaque réservoir (fig.3). Le coefficient de

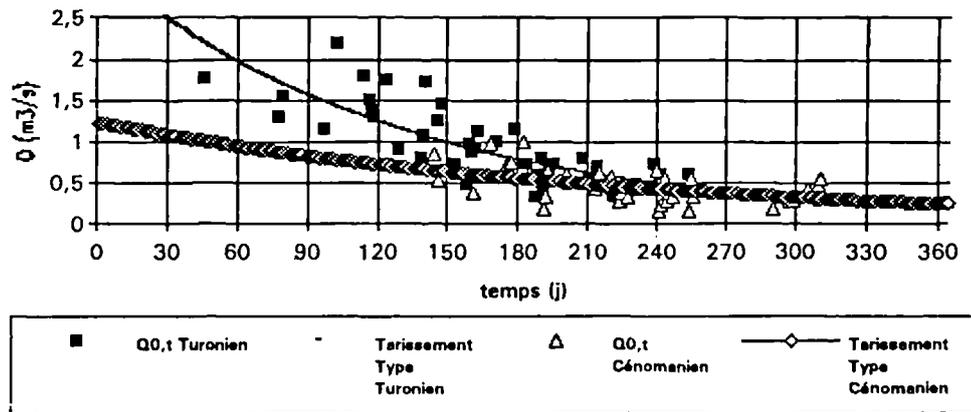


Fig. 3. — Répartition des débits initiaux et finals de la vidange des réservoirs de la Hem

Fig. 3. — Initial and final flow distribution of the Hem reservoirs

tarissement du Turonien est égal à  $7,7 \cdot 10^{-3}$ , sa valeur chute pratiquement de 50% pour le réservoir cénomaniens, il est égal à  $4,4 \cdot 10^{-3}$ . A noter également que la valeur de cette chute est sensiblement identique à celle opérée au niveau des débits pendant la phase transitoire marquant le passage d'un écoulement de base d'origine double (turonienne et cénomaniens) à celle d'un écoulement assuré par le seul réservoir cénomaniens (fig.2).

Malgré la forte instabilité des régimes des cours d'eau de la région du nord en période de hautes eaux, qui est le reflet des conditions pluviométriques très changeantes. En période de basses eaux, les paramètres d'étiage varient très peu d'une année sur l'autre, et subissent beaucoup plus l'influence de l'état des réserves souterraines que celle de la pluie. Des études antérieures sur les étiages dans la région, ont permis de se rendre compte de ce caractère de stabilité du phénomène (Chapeau, 1992 ; Devred, 1989 ; El-ouafi, à paraître). La période des basses eaux offre ainsi un exemple de modélisation des transferts nappes-rivière dans des conditions d'optimisation meilleures.

## 2) Courbes de vidange en régime non influencé

L'hypothèse de la vidange simultanée de deux réservoirs, puis celle du seul réservoir cénomaniens basée sur le principe de formulation de la loi de Maillet propose un coefficient de tarissement identique sur toute la période considérée. La reconstitution théorique des courbes de vidange en régime non influencé (fig.4) a permis de distinguer les courbes de vidange respectives et d'en étudier les régimes. La relation nappe-rivière est stable à l'exception de quelques translations temporelles qui provoquent des changements de valeurs des paramètres de sa fonction ( $Q_0$ ,  $Q_t$  et  $\alpha$ ). L'origine de ces translations réside dans une variation du cycle d'alimentation des nappes, dont la reprise peut commencer tôt dans certains cas dès que l'excédent devient positif et ceci pendant les années à forte pluviosité. Le cas opposé peut se produire pendant une année déficitaire (à faible pluviosité).

Ce modèle qui reproduit la relation nappes-rivière dans des conditions de régime non influencé, colle parfaitement à la réalité observée sur le terrain. Il la reproduit dans des conditions réelles en respectant la chronologie des

phénomènes et en éliminant le facteur pluviométrique perturbateur. Cette démarche met en évidence les différentes chutes de débit et apporte plus de renseignements sur la durée de la phase transitoire, souvent masquée par des manifestations pluviométriques répétitives et d'intensité variable. La durée de cette phase a pu ainsi être identifiée, elle est en moyenne égale à 5 jours. La valeur de la chute des débits pendant cette phase transitoire est estimée elle aussi à  $0,2 \text{ m}^3/\text{s}$  (fig.4). La connaissance de ces valeurs est importante pour les différents utilisateurs des eaux de surface (agriculteurs, industriels...). Elle doit être prise en considération dans les plans de gestion de l'eau, comme seuil à respecter, pour ne pas compromettre le cycle de l'eau et afin de sauvegarder l'équilibre entre la disponibilité et l'offre.

## IV. — LES TRANSFERTS NAPPE-RIVIERE

La fonction de transfert nappe-rivière en régime non influencé a permis de quantifier les flux hydriques dans le sens nappe-rivière. Dans le contexte étudié la fiabilité de la loi de Maillet rend compte de la vidange des systèmes aquifères parmi d'autres types de lois appliquées dans des contextes géologiques particuliers, et dont l'application s'attache aux spécificités de ces contextes et à la nature des écoulements souterrains qui leurs sont associés (Drogue, 1967; Mangin, 1970, 1975 ; Jauffret, 1985). Les débits moyens journaliers mesurés à la station de Guèmy permettent de calculer les sorties en eau du bassin ( $Q$  en millions de  $\text{m}^3$ ). Ce volume est la résultante des transferts souterrains ( $Q_w$ ) et des quantités d'eau ruissellées ( $Q_r$ ) suite à des pluies. Les fonctions de transfert nappe-rivière des deux réservoirs donnent le volume ( $Q_w$  Turonien+Cénomaniens puis  $Q_w$  Cénomaniens) d'eau véhiculé par la nappe vers la rivière pendant la même période, et dont l'expression quantifiée est inférieure à celle des volumes d'eau mesurés ( $Q$ ). La différence entre les deux expressions ( $Q_r = Q - (Q_w$  Turonien+Cénomaniens+ $Q_w$  Cénomaniens)) correspond à la composante rapide en période de tarissement (fig.5).

La très bonne corrélation observée entre les débits d'étiage calculés et ceux observés (fig.6) montre que la loi exponentielle reste la mieux adaptée pour modéliser les

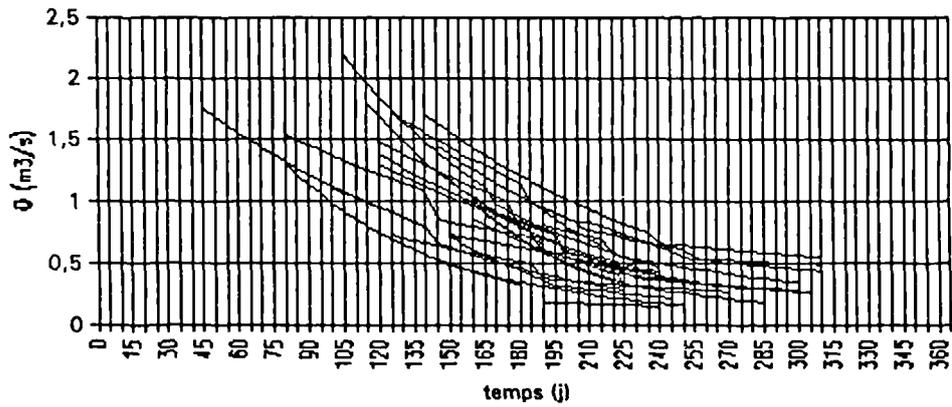


Fig. 4. — Courbes de vidange des deux réservoirs de la Hem en régime non influencé  
 Fig. 4. — The vidange curves of the two reservoirs of Hem in non influenced regime

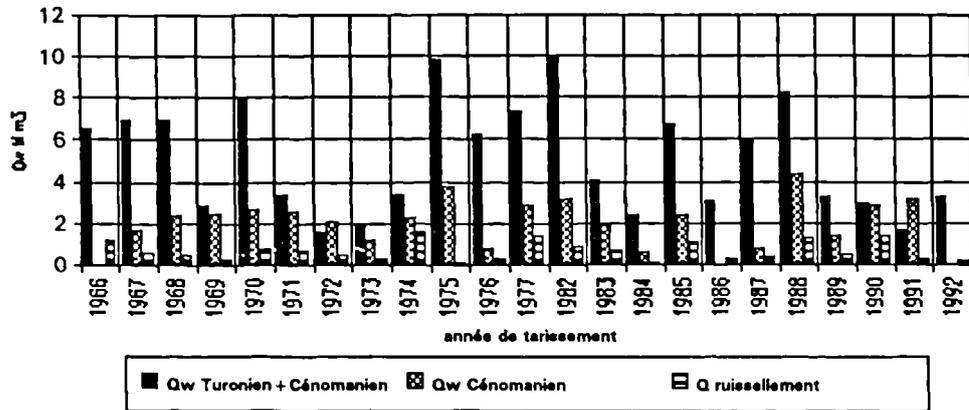


Fig. 5. — Composantes de l'écoulement de la Hem à Guèmy en période de vidange  
 Fig. 5. — Fast component of Hem in Guèmy in vidange periode

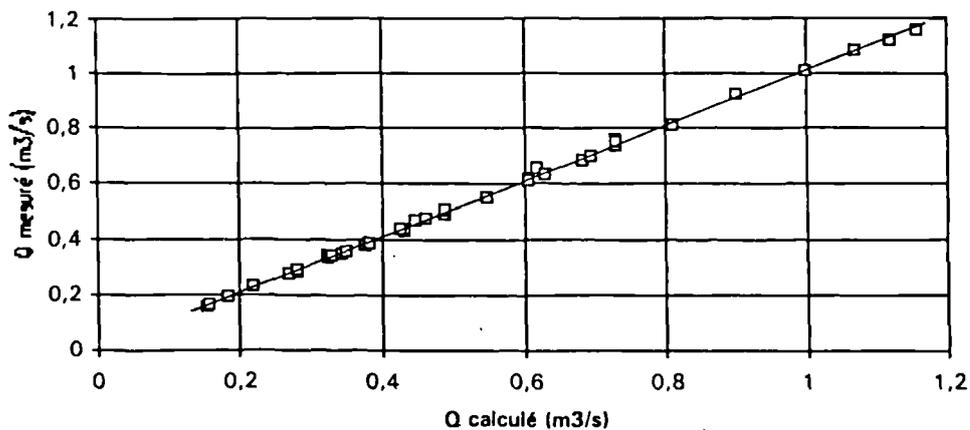


Fig. 6. — Diagramme de corrélation des débits d'étiage  
 Fig. 6. — Diagramme of low flow correlation

transferts napes-rivière dans notre contexte géologique. Ces échanges sont en général très importants pendant la première phase de tarissement, et enregistrent une forte

baisse liée à la fin du soutien du réservoir Turonien (Tab. I). Les lacunes observées sur ce tableau (1966 et 1986) correspondent à une reprise avancée de la saison des pluies

RESER.	Cénomanien + Turonien			Cénomanien		
	t(j)	$\alpha$	Qw A+B	t(j)	$\alpha$	Qw A
1966	77	0,0075	6,57			
1967	79	0,0081	6,96	40	0,0058	1,68
1968	62	0,0059	6,91	35	0,0047	2,40
1969	47	0,0059	2,83	56	0,0020	2,50
1970	95	0,0092	7,94	63	0,0037	2,66
1971	61	0,0047	3,35	85	0,0051	2,57
1972	36	0,0094	1,60	75	0,0045	2,08
1973	40	0,0165	1,85	52	0,0074	1,21
1974	64	0,0062	3,33	83	0,0041	2,30
1975	99	0,0086	9,85	72	0,0027	3,74
1976	102	0,0136	6,20	52	0,0042	0,78
1977	72	0,0125	7,38	74	0,0084	2,88
1982	95	0,0082	10,04	83	0,0105	3,20
1983	50	0,0120	4,06	45	0,0099	1,89
1984	47	0,0097	2,38	17	0,0167	0,56
1985	55	0,0073	6,77	34	0,0142	2,33
1986	61	0,0167	3,03			
1987	56	0,0071	5,95	14	0,0125	0,83
1988	60	0,0112	8,27	74	0,0106	4,36
1989	61	0,0116	3,28	64	0,0091	1,39
1990	33	0,0077	2,92	109	0,0110	2,85
1991	26	0,0061	1,69	81	0,0063	3,14
1992	61	0,0169	3,23			

Tableau I. — Transferts hydriques nappes-rivière  
t : durée en jours observée de la vidange des deux réservoirs  
(Cénomanien et Turonien), ou du seul réservoir cénomanien

$\alpha$  : coefficient exponentiel de tarissement  
Qw : volume dynamique en millions de m<sup>3</sup>

Table I. — Hydric transfert aquifer-river

qui ont freinées le tarissement et provoquées la reprise d'un écoulement à composante rapide importante plus tôt que d'habitude.

Les échanges nappes-rivière restent liés au niveau de recharge des aquifères. Les volumes dynamiques calculés (Tab.I) donnent une idée quantifiée de cette liaison. Suite à l'importance des infiltrations efficaces pendant la saison 1981-82 qui a enregistré 26 % d'excédent pluviométrique, pendant une durée de 95 jours, 10,04 millions de m<sup>3</sup> d'eau ont été transférés des deux réservoirs vers la rivière. Des chiffres sensiblement identiques sont observés pendant les saisons 1971-72 et 1974-75, et pendant les mêmes durées, seules les conditions d'alimentation (pluies efficaces) des nappes étaient légèrement inférieures à celles de la saison 1981-82 (Tab. I).

Pendant les années sèches, les transferts baissent considérablement, mais se maintiennent surtout à l'écoulement du Cénomanien dont la régularité peut être observée à partir du tableau 1 en tenant compte bien sûr de la durée des périodes à comparer. Les volumes dynamiques sont généralement inférieurs à 1 million de m<sup>3</sup>, et ceci pendant une période de 60 jours.

## V. — CONCLUSION

Le premier objectif de ce travail était la mise en évidence de la vidange des réservoirs souterrains à partir de l'analyse et de la modélisation du fonctionnement hydrologique de surface. L'intérêt de cette démarche réside dans sa simplicité et sa double utilisation comme modèle de prévision des étiages et comme moyen d'évaluation des ressources en eau souterraine.

A travers l'étude de la fonction de transfert nappe-rivière en régime non influencé, l'accent est mis sur les potentialités en eau souterraine du bassin versant de la Hem et leurs capacités à subvenir aux besoins en eau des agglomérations urbaines, de l'agriculture et des industries dans ce bassin. Ces ressources sont quantifiées et méritent d'être comparées aux chiffres exacts des prélèvements (pompages, prises d'eau directes, dérivations..) actuellement très mal connus.

La grande homogénéité du rapport de cette relation montre le régime de fonctionnement hydrodynamique stable et aucune fuite n'est observée lors de l'étude des flux hydriques contrairement à ce qu'on pouvait attendre, vu la faille dont le tracé épouse le lit de la rivière.

Quantitativement ces ressources (en terme de transferts) manifestent une stabilité à travers les années, et les variations observées traduisent une alimentation plus ou moins importante suite à des infiltrations abondantes.

## BIBLIOGRAPHIE

- CASTANY G. (1967). — Introduction à l'étude des courbes de tarissement. *Chroniques d'hydrogéologie*, N° 10, pp. 23-30.
- CHAPEAU Y. (1992). — Contribution à la connaissance et à la gestion des basses eaux. Application au bassin versant de l'Helpe mineure. *Mémoire de D.E.A.*, Lille I, 78 p.
- DEVRED D. (1989). — Etude pluviométrique du bassin de la Sambre. Etude hydrologique du sous-bassin de la Store. *Thèse de Doctorat de l'Université*, Lille I, 382 p.
- EL-OUAFI M. (1993). — Etude des étiages en région crayeuse par l'analyse des tarissements. Application aux bassins de l'Aa, de l'Authie, de la Hem et de la Liane (Nord de la France). *Thèse d'Université Lille I*, 285 p.
- EL-OUAFI M., (à paraître). — Tarissement et vidange des réservoirs de la Liane (nord de la France). A paraître dans *rev. d'hyd. cont.*, O.R.S.T.O.M.
- DROGUE G. (1967). — Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention des chenaux et fissures. *Chroniques d'hydrogéologie*, N° 10, pp. 43-47.
- JAUFFRET D. (1985). — Géologie des bassins versants et régime de tarissement et d'étiage des cours d'eau de Basse Normandie. Application à une évaluation des ressources en eau souterraine (massif Armoricaire et bassin Parisien). *Thèse 3ème cycle*, Uni. d'Orléans, 270 p.
- LARRAS J. (1972). — Prévision et prédétermination des étiages et des crues. *Eyrolles éd.*, Paris, 159 p.
- MANGIN A. (1970). — Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et de tarissement. *Ann. de Spéléologie*, t 25, N° 3, pp. 581-610.
- MANGIN A. (1975). — Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. *Ann. de Spéléologie*, t 30, N° 1, pp. 21-124.
- MANIA J. (1978). — Gestion des systèmes aquifères. Application au Nord de la France. *Soc. Géol. Nord*, mémoire 15, 230 p.
- SAIDI M. E. (1991). — Relation précipitations écoulements dans le nord de la France. Exemple de la Hem à Guèmy. *Mémoire de D.E.A.*, Lille I, 78 p.

Sont en vente au Siège de la Société :

### MÉMOIRES (\*)

<b>Tome I</b>	n° 1. — Ch. BARROIS, <i>Recherches sur le terrain crétacé de l'Angleterre et de l'Irlande</i> , 1876, 232 p.....	336,00 F
	n° 2. — P. FRAZER, <i>Géologie de la partie Sud-Est de la Pennsylvanie</i> , 1882, 178 p.....	252,00 F
	n° 3. — R. ZEILLER, <i>Mémoire sur la flore houillère des Asturies</i> , 1882, 24 p.....	36,00 F
<b>Tome IV</b>	n° 1. — J. GOSSELET, <i>Etudes sur les variations du Spirifer Vermeuilli</i> , 1894, 63 p., 7 pl.....	90,00 F
<b>Tome VI</b>	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude du stipe de l'Adelophyton jutierii</i> , B. Renault, 1907, 38 p., 4 pl.....	85,00 F
	n° 2. — J. GOSSELET <i>et al.</i> , <i>Faune siluro-dévonienne de Liévin</i> , 1912-1920. Fasc. 2.....	336,00 F
	n° 3. — V.COMMONT, <i>Saint-Acheul et Montières : Notes de Géologie, de Paléontologie et de Préhistoire</i> , 1909, 68 p., 3 pl.....	156,00 F
<b>Tome VII</b>	n° 1. — P. BERTRAND, <i>Etude des Stipes d'Asterochloena laxa</i> , Stenzel, 1911, 72 p., 6 pl.....	102,00 F
<b>Tome VIII</b>	n° 2. — Ed. LEROUX, <i>Le tunnel de l'Ave Maria</i> , 1929, 50 p., 5 pl.....	120,00 F
<b>Tome IX</b>	n° 1. — G. DUBAR, <i>Etude sur le Lias des Pyrénées françaises</i> , 1925, 332 p., 7 pl.....	432,00 F
	n° 2. — G. FOURNIER <i>et al.</i> , <i>Poissons élasmodontes de Denée</i> , 1926, 23 p., 6 pl.....	96,00 F
<b>Tome X</b>	n° 2. — J. LAVERDIERE, <i>Terrains paléozoïques des Pyrénées occidentales</i> , 1931, 132 p., 8 pl.....	180,00 F
<b>Tome XII</b>	— D. LEMAITRE, <i>Faune des calcaires dévoniens du Bassin d'Ancenis</i> , 1934, 268 p., 18 pl.....	336,00 F
<b>Tome XIII</b>	— P. BRICHE <i>et al.</i> , <i>Flore infraliasique du Boulonnais</i> , 1963, 145 p., 11 pl.....	252,00 F
<b>Tome XIV</b>	— G. WATERLOT, <i>Les Gigantostacés du Siluro-Dévonien de Liévin</i> , 1966, 23 p., 5 pl.....	84,00 F
<b>Tome XV</b>	— J. MANIA, <i>Gestion des Systèmes aquifères. Applications au Nord de la France</i> , 1978, 228 p.....	180,00 F
<b>Tome XVI</b>	— A. BOUROZ <i>et al.</i> , <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

### FASCICULES SPÉCIAUX (\*)

« Géologie du Nord de la France » (T. LXXXIX, fasc. 1).....	85,00 F
« Rupture des roches et massifs rocheux » (T. XCV, fasc. 3).....	70,00 F
« Données nouvelles sur le Paléozoïque de l'Europe occidentale » (T. XCVI, fasc. 4 et T. XCVII, fasc. 1).....	200,00 F
« Apports récents à la Géologie du Gondwana » (T. XCVII, fasc. 4).....	150,00 F
« Géologie de l'Europe, du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens » (T. XCIX, fasc. 1).....	150,00 F
« Géologie appliquée aux problèmes d'énergie et de matières premières » (T. CII, fasc. 2).....	150,00 F
« Tectonique cassante en distension et coulissement » (T. CIII, fasc. 2-3).....	250,00 F
« Aspect de la Géologie de l'Ardenne, hommage au Professeur Beugnies » (T. CV, fasc. 2).....	125,00 F
« Paléozoïque supérieur continental » (T. CVI, fasc. 2).....	300,00 F
« Actualisation de quelques thèmes géologiques » (T. CVI, fasc. 4).....	125,00 F
« Géologie et aménagement régional » (T. CIX, fasc. 2).....	T.T.C. 250,00 F
« Le Nord et son environnement géologique. » (T. 2, 2 <sup>me</sup> série, fasc. 1).....	175,00 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 méridionale</i> .....	185,00 F
Publication N° 7. — P. DEWEVER, <i>Radiolaires du Trias et du Lias de la Thétyx</i> .....	180,00 F
Publication N° 8. — J. FERRIERE, <i>Paléogéographie et tectoniques superposées dans les Héliénides internes : les massifs de l'Othrys et du Pélion (Grèce continentale)</i> .....	185,00 F
Publication N° 9. — H. MAILLOT, <i>Les Paléoenvironnements de l'Atlantique sud : Apport de la géochimie sédimentaire</i> .....	130,00 F
Publication N° 10. — Cl. BROUSMICHE, <i>Les Fougères 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'Ormeuca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère Canadienne). Evolution depuis le Précambrien</i> .....	200,00 F
Publication N° 14. — C. BECK, <i>Géologie de la Chaîne Caraïbe au méridien de Caracas (Venezuela)</i> .....	125,00 F
Publication N° 15. — J.M. DEGARDIN, <i>Le Silurien des Pyrénées : Biostratigraphie, Paléogéographie</i> .....	125,00 F
Publication N° 16. — J. SIGAL, <i>Les recherches sur les Foraminifères fossiles en France des environs de 1930 à l'immédiat après-guerre</i> .....	T.T.C. 100,00 F
Publication N° 17. — F. DELAY, <i>Etude et cartographie géologiques du Massif pyrénéen de l'Agly ; traitement informatique des microanalyses chimiques</i> .....	T.T.C. (les 3 fasc.) 360,00 F
Fascicule 1, <i>Le Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyr. Or.). Evolution tectono-métamorphique</i> .....	T.T.C. 150,00 F
Fascicule 2, <i>Etude d'un système de traitement informatique des microanalyses chimiques</i> .....	T.T.C. 110,00 F
Fascicule 3, <i>Carte géologique en couleurs au 1/25000 du Massif nord-pyrénéen de l'Agly (Pyr. Or.)</i> .....	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 18. — A. KHATIR, <i>Structuration et déformation progressive au front de l'allochtone ardennais (Nord de la France)</i> .....	T.T.C. 150,00 F
Publication N° 19. — C. 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 Héliénides externes. La plate-forme des Ori Valtou (Massif du Gavrovo), Zone de Gavrovo-Tripolitza (Grèce continentale)</i> .....	150,00 F

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

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

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

# SOMMAIRE

Tome 3 (2<sup>m</sup>e série), Fascicule 1

parution 1994

---

	pages
Jean-Noël PROUST . — Notions élémentaires de stratigraphie séquentielle illustrées par un exemple.....	5
Erick CARLIER. — Prospection de l'aquifère Oxfordo-Kimméridgien du Boulonnais: essais et interprétation.....	27
M. EL-OUAFI. — Vidange des réservoirs crayeux en régime non influencé : exemple de la Hem (Nord de la France) .....	31

© 1994 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)