



PASSAGES  
CARBONATES-SILICATES

REUNION SPECIALISEE ASF  
15 & 16 Juin 1987

DES

ASF

ASSOCIATION  
SEDIMENTOLOGISTES  
FRANÇAIS



**PASSAGES**  
**CARBONATES - SILICATES**

COMMUNICATIONS PRESENTEES LORS DE  
LA REUNION DES 15 - 16 JUIIN 1987

A handwritten signature or set of initials, possibly 'ASF', written in dark ink. The letters are stylized and somewhat cursive, with the 'A' and 'S' being the most prominent.



## AVANT-PROPOS

Quand nous avons proposé, avec Bruce PURSER, le thème "Passages Carbonates-Silicates" pour une réunion de l'A.S.F., nous savions la richesse et l'ambiguïté d'une telle formulation : évolutions verticales, imbrications latérales, causes et conditions, ampleur des mécanismes, rôle de la morphologie, de la tectonique, de l'eustatisme, du climat, de la diagénèse ..., autant d'aspects qui pouvaient être envisagés par les participants ; les faciès et les échelles considérés allaient être très différents.

Au cours de notre réunion, les 15 et 16 Juin 1987, nous avons constaté cette diversité, et les discussions ont alors permis de souligner la multiplicité des facteurs qui pouvaient et devaient être pris en compte.

Nous publions ici huit textes retenus parmi les présentations effectuées : je souhaite que le lecteur y trouve, à partir d'exemples concrets précisément analysés, des informations directes, une ample bibliographie, et une source de réflexion qui l'aideront dans son propre travail.

B. BEAUDOIN  
Président de l'A.S.F.



## SOMMAIRE

- Modalités de développement de faciès carbonatés à rudistes dans un environnement pérideltaïque : le Santonien de la Cadière (Var). - D. GROSHENY 1
- Les deltas quartzo-feldspathiques des plateformes carbonatées : un indice d'aridité ? l'exemple ilérien du Minervois (Aude) - J.C. PLAZIAT 13
- Intrication des sables et des carbonates dans un environnement margino-littoral pliocène du bassin du Chelif (Algérie). - G. THOMAS 21
- Les séquences d'échelle moyenne de plate-forme résultant du passage vertical de la sédimentation silico-clastique à la sédimentation carbonatée. - J. DELFAUD 33
- Passage des grès aux carbonates dans le Crétacé de Tunisie. - P.F. BUROLLET 51
- Transgression et régression marines sur la marge occidentale du bassin germanique durant le Trias moyen : une symétrie ? - P. DURINGER et J.C. GALL 57
- Les passages carbonates-silicates au Bathonien sur la marge NE du massif armoricain : contrôles morphotectoniques, rôle des courants marins et évolution diagenétique . - G. FILY 71
- Les transitions terrigènes-carbonates au Callovo-Oxfordien sur la bordure occidentale du bassin anglo-parisien : contrôle morphotectonique, interprétation géodynamique. - O. DUGUE et M. RIOULT 83



MODALITES DE DEVELOPPEMENT DE FACIES CARBONATES  
A RUDISTES DANS UN ENVIRONNEMENT PERIDELTAIQUE :  
LE SANTONNIEN DE LA CADIÈRE (VAR)

Danièle GROSHENY

Université de Provence - Laboratoire de Stratigraphie et de Paléocéologie - U.A. 1208 du CNRS  
3, Place Victor Hugo - 13331 MARSEILLE cédex 3.

**Mots-clefs :** formation carbonatée, environnement pérideltaïque, sédimentologie, rudistes, Santonien, S.E. France.

**Résumé :**

Au Santonien, se constitue en Basse Provence, une gouttière à hypersédimentation terrigène dans laquelle se développe la formation carbonatée de La Cadière. Celle-ci correspond à un corps sédimentaire, riche en rudistes réalisant des bioconstructions de type banc, de 45 mètres d'épaisseur pour une extension latérale de 6 kilomètres. Elle est interstratifiée dans des marnes et des grès et se compose de trois unités lithostratigraphiques superposées; ces dernières s'ordonnent en une séquence régressive de comblement. Des mécanismes biologiques adaptatifs autorisent l'établissement et le développement de la communauté à rudistes dans un environnement défavorable. Les dépôts carbonatés sont dus, d'une part à l'action érectrice des organismes constructeurs et, d'autre part, à une importante production bioclastique et micritique. La synthèse des données recueillies permet d'envisager une reconstitution paléogéographique.

**Abstract :**

During the Santonian, a channel characterized by a terrigenous sedimentation forms. Amid this channel the calcareous La Cadière Formation takes place. It is made up of a sedimentary body, 45 m thick and extending over 6 km with strata built up by abundant rudists. It is interbedded among marls and sandstones. It is made up of three lithostratigraphic units which form a filling up regressive sequence. Some adaptative biologic mechanisms allow the rudists community to settle and grow in unfavourable environment. The calcareous sedimentation results, on the one hand, from the reef building action of organisms and, on the other hand, from an abundant bioclastic and micritic production. The synthesis of the data leads to a palaeogeographic reconstitution.

**INTRODUCTION**

L'aire centrale du Bassin du Beausset comprend des dépôts d'âge sénonien constitués par des marnes et des grès interrompus par de rares intercalations de calcaires à rudistes dont la formation de La Cadière (fig.1). Celle-ci apparaît comme un corps sédimentaire à dominante carbonatée, de 45 mètres d'épaisseur pour une extension latérale NE-SW de 6 kilomètres. Elle est interstratifiée dans des formations détritiques [GROSHENY, 1986] : les marnes de Saint-Cyr à foraminifères planctoniques [TRONCHETTI, 1971] et ammonites [FABRE-TAXY, 1963] du Santonien inférieur à son mur et, les grès du Moutin du Santonien supérieur à son toit.

Sa principale caractéristique est une grande richesse en rudistes datant le Santonien inférieur [PHILIP, 1970]. Au sein de la formation, de nombreuses passées terrigènes livrent une microfaune abondante et diversifiée confirmant cet âge [BABINOT, 1980; TRONCHETTI, 1981; GROSHENY, 1986; GROSHENY et TRONCHETTI, 1986].

Au Santonien, existent en Basse Provence quatre zones paléogéographiques différenciées comprenant du Nord vers le Sud (fig. 2) : le bombement durancien, une plate-forme carbonatée, un sillon à sédimentation terrigène et une zone haute [PHILIP, 1970]. Durant cette période, le sillon se comble progressivement et des formations à rudistes

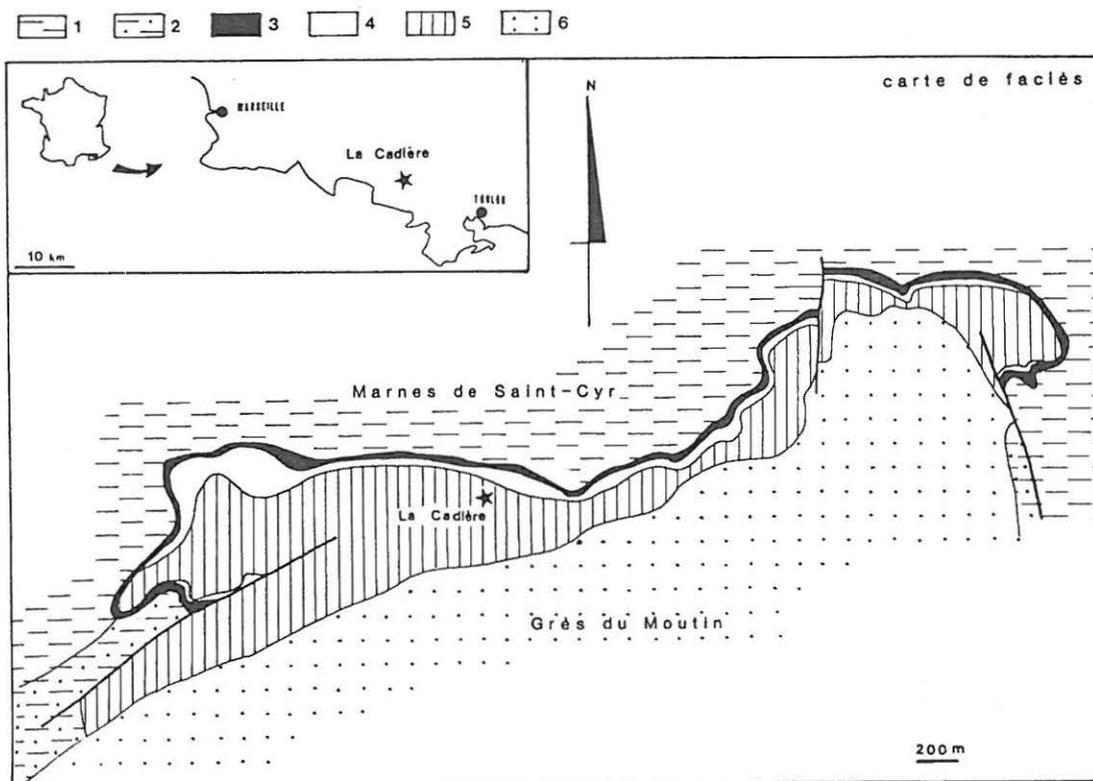


Figure 1 - Situation géographique et carte de faciès simplifiée.  
 1 - unité A, 2 - unité B, 3 - unité B1, 4 - unité B2, 5 - unité B3, 6 - unité C

*Location map and facies map.*

*1 - unit A, 2 - unit B, 3 - unit B1, 4 - unit B2, 5 - unit B3, 6 - unit C.*

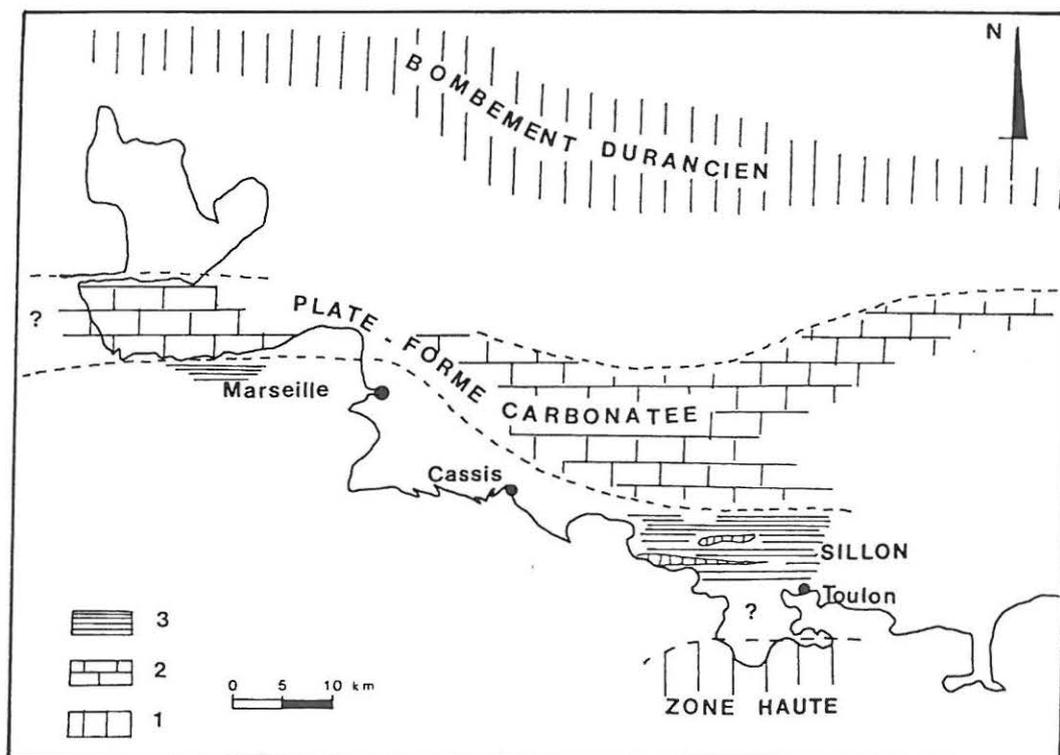


Figure 2 - Carte paléogéographique d'après J. PHILIP (modifiée).  
 1 - zone hautes (hauts-fonds, zones émergées, rides), 2 - formations carbonatées à rudistes,  
 3 - faciès terrigènes pérideltaïques ou de bassin.

*Paleogeographic map from J. PHILIP (modified).*

*1 - high area, 2 - carbonate formations with rudists, 3 - terrigenous facies.*

telles que celle de La Cadière peuvent s'y établir à la faveur de diminutions locales et temporaires d'apports de matériel terrigène. A la fin du Santonien, se produit en Basse Provence une régression marine généralisée [FABRE-TAXY et PHILIP, 1964].

Le but de cette note est de préciser les modalités de passage des faciès détritiques aux faciès carbonatés à rudistes de la région de La Cadière. Seront considérés, pour cela, des facteurs paléoécologiques et sédimentologiques.

## I - STRATIGRAPHIE

Les coupes levées au sein de la formation rendent possible la réalisation d'une coupe synthétique et permettent d'esquisser la géométrie du corps sédimentaire.

### 1.1. Coupe synthétique (fig. 3)

Au-dessus des Marnes de Saint-Cyr, on observe de bas en haut :

- unité A : marnes sableuses et grès fins à spicules de spongiaires, foraminifères planctoniques et coccolithophoridés.
- unité B1 : alternances de calcaires argileux et de marnes à algues rouges, chaetétidés et stromatopores.
- unité B2 : calcaires bioclastiques à rudistes et foraminifères benthiques.
- unité B3 : alternances de calcaires construits et, de marnes à rudistes et foraminifères benthiques.
- unité C : grès et sables grossiers à dasycladacées et restes de végétaux supérieurs.

L'unité A est constituée de sables à glauconie authigène, de grès à matrice micritique et de biomicrites gréseuses à texture wackestone ou mudstone renfermant des restes de spongiaires, des foraminifères planctoniques et des coccolithophoridés. La teneur moyenne des bioclastes est de 30 %, ils sont bien à mal classés pour une taille moyenne de 150 µm. Le quartz n'est jamais inférieur à 15 %, et atteint jusqu'à 60 %, son classement est très bon, sa taille moyenne est de 150 µm.

L'unité B1 (11 m) comprend des calcaires gréseux, argileux ou bioclastiques composés de biopelmicrites et de biomicrites, interrompus par des marnes sableuses. La fraction biologique se diversifie et devient plus abondante avec des algues rouges, des chaetétidés, des stromatopores, des alcyonaires et les premiers rudistes. Les textures correspondent à des floatstones à matrice wackestone et plus rarement packstone. Les bioclastes (500 µm en moyenne), très mal classés, varient de 40 à 80 %. Le quartz (100 µm), très bien classé, est compris entre 5 et 10 %.

L'unité B2 (6,50 m) est formée de calcaires bioclastiques riches en rudistes. Ce sont des biomicrites de texture floatstone à matrice packstone. Les bioclastes (taille moyenne : 750 µm) sont très mal classés et représentent 65 à 85 % du sédiment. Le quartz (30 µm) est inférieur à 5 % et très bien classé.

L'unité B3 (25 m) correspond à une alternance de calcaires construits à rudistes de type bafflestone à texture packstone, de marnes et de calcaires argileux (biomicrites et biomicrosparites) à texture packstone et exceptionnellement grainstone. Dans les bioconstructions le quartz (25 µm) ne dépasse pas 1 %.

L'unité C se compose de marnes sableuses, de sables et de grès grossiers à matrice micritique et à stratifications obliques. La teneur en bioclastes (bien classés) varie de 7 à 60 % et leur taille moyenne est de 500 µm. Le quartz (taille moyenne : 1 mm) s'échelonne de 10 à 60 %.

Au sein de chaque unité, des séquences élémentaires de deuxième ordre, granocroissantes et négatives, sont mises en évidence, elles s'ordonnent en deux séquences de troisième ordre, I et II, elles-mêmes granocroissantes et régressives.

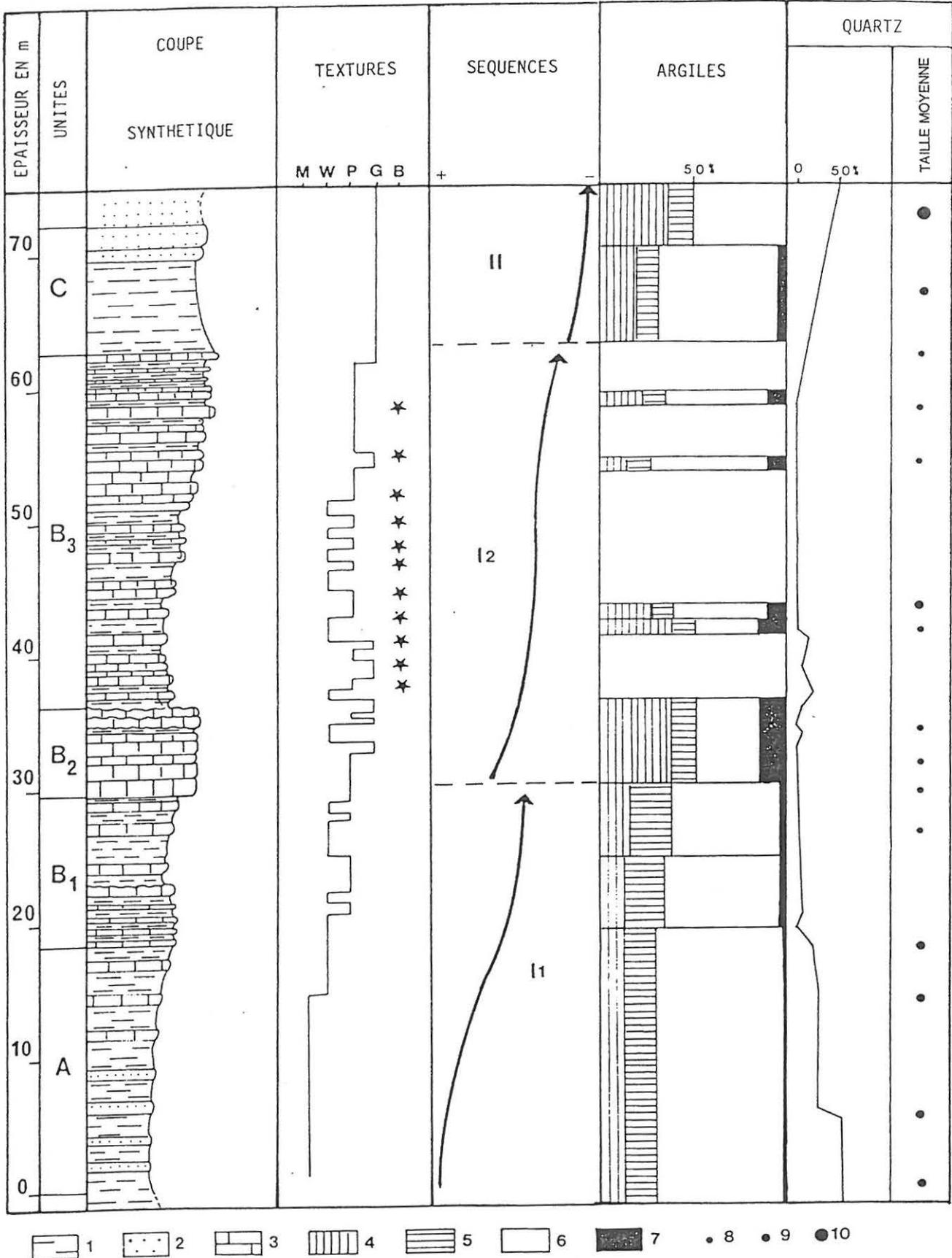


Figure 3 - Coupe synthétique.

Lithologie : 1 - marnes, 2 - grès et sables, 3 - calcaires.

Textures : M-mudstone, W-wackestone, P-packstone, G-grainstone, B-bafflestone.

Minéraux argileux : 4 - illite, 5 - interstratifiés, 6 - smectites, 7 - kaolinite

Taille moyenne : 8 - inférieur à 0,1 mm, 9 - de 0,1 à 0,5 mm, 10 - supérieur à 0,5 mm.

*Synthetic log.*

*Lithology : 1 - marls, 2 - sandstones and sands, 3 - limestones.*

*Textures : M-mudstone, W-wackestone, P-packstone, G-grainstone, B-bafflestone.*

*Argillous minerals : 4 - illite, 5 - mixed layers, 6 - smectites, 7 - kaolinite.*

*Mean size : 8 - inferior to 0,1 mm, 9 - from 0,1 to 0,5 mm, 10 - superior to 0,5 mm.*

La séquence I comprend d'une part la séquence I 1 correspondant au dépôts des unités A et B1 et signant la fin d'un épisode sédimentaire détritique fin (l'unité B1 étant une transition entre les milieux de dépôts terrigènes et carbonatés) et, d'autre part, la séquence I 2 qui équivaut à un épisode sédimentaire carbonaté (dépôt des unités B2 et B3).

La séquence II comprend l'unité C et signe le début d'un nouvel épisode sédimentaire détritique, grossier cette fois.

La séquence II correspond, à la base, à un milieu de type circalittoral supérieur à infralittoral inférieur comme en atteste la fraction biologique (foraminifères planctoniques, coccolithophoridés, spongiaires...) et minéralogique (glauconie authigène, abondance des smectites) et au sommet à un milieu légèrement moins profond (disparition du cortège biologique précédent, apparition des premiers rudistes et disparition de la glauconie authigène). Le sommet de cette séquence est souligné par une discontinuité se traduisant par une surface ondulée, ferruginisée et des encroûtement biologiques.

La séquence I2 comprend le dépôt de l'unité B2 caractérisée par l'élimination de la fraction granulométrique la plus fine (nette diminution des apports terrigènes) et l'augmentation de la taille moyenne des bioclastes; ces faits dénotent une augmentation de l'hydrodynamisme et par suite, une nouvelle diminution de la bathymétrie. Elle comprend également l'unité B3 constituée de la superposition d'une dizaine de séquences de deuxième ordre; il s'agit d'un milieu infralittoral (bioconstructions à rudistes) à sédimentation rythmique, commandée par les pulsations de flux terrigènes venant interrompre la croissance des édifices coloniaux.

Dans la séquence II, la sédimentation devient sableuse et grossière, riche en quartz, dans un milieu subissant un nouveau changement : les rudistes et les algues rouges disparaissent au profit des ostréidés, algues vertes et restes végétaux supérieurs témoignant d'influences littorales.

L'enchaînement des milieux de dépôts est donc essentiellement lié à une augmentation de l'hydrodynamisme, corrélative d'une diminution de la bathymétrie qui semble commandée par un comblement sédimentaire.

## 1.2. Géométrie du corps sédimentaire carbonaté

L'unité A correspond au substratum du corps sédimentaire. Au centre du dispositif, elle comprend essentiellement des marnes à nodules plus gréseux; elle passe latéralement à l'Est et à l'Ouest à des grès fins à stratifications obliques, chenalisés indiquant une direction d'apport N110.

Les unités B1, B2 et B3 représentent la formation carbonatée à rudistes et ne forment pas d'anomalie morphologique particulière. Elles passent latéralement à l'Ouest à une unité détritique B, gréseuse à crinoïdes et serpulidés. A l'Est les conditions topographiques ne permettent pas de préciser les passages latéraux.

L'unité C correspond au toit du dispositif et ne montre pas de variation significative.

## II - PALEOECOLOGIE

L'étude de la fraction biologique apporte deux types d'informations. D'une part, elle permet de préciser quelles sont les successions écologiques autorisant l'installation et le développement de la communauté à rudistes dans un environnement terrigène défavorable et, d'autre part, elle révèle le sens et la direction des courants apportant le matériel détritique.

### 2.1. Les successions écologiques

#### 2.1.1. L'installation des rudistes

Le biotope de l'unité A est formé d'une majorité de fonds meubles relativement profonds (circalittoral supérieur - infralittoral inférieur) dans un contexte de sédimentation terrigène. Or, cet environnement n'est pas favorable à l'installation de la communauté à rudistes. Celle-ci se développe dans les unités B2 et B3 (infralittoral)

pratiquement dépourvues de matériel terrigène.

Le stage initial de l'installation de la communauté à rudistes se fait grâce à l'apparition d'une faune et flore pionnière qui va coloniser des milieux légèrement appauvris en matériel détritique quartzeux (unité B1). Ces organismes pionniers (alcyonaires, chaetétidés, stromatopores et algues rouges), par leur action concrétionnante vont peu à peu modifier le substrat meuble initial et le transformer en un substrat apte à l'implantation des rudistes dans un milieu alors enrichi en carbonate.

#### 2.1.2. Le développement et le maintien des rudistes

Les conditions deviennent alors favorables au développement des rudistes qui vont prospérer dans un milieu relativement agité et par conséquent bien oxygéné mais à l'abri de l'effet limitant d'une sédimentation terrigène qui se poursuit latéralement. L'apparition des rudistes coïncide donc avec un changement important du régime sédimentaire.

Ainsi, vont s'établir des bioconstructions à rudistes, tabulaires et massives correspondant à des édifices stratiformes dépourvus de toute anomalie morphologique positive; ces bioconstructions répondent au terme de banc *sensu* Lowenstam [1950]. Leur absence de relief explique qu'elles soient périodiquement détruites au gré des fluctuations des apports terrigènes fins; lorsque le flux terrigène diminue, de jeunes rudistes se fixent sur des débris ou sur des tests entiers; s'élabore ainsi un nouvel édifice. Finalement, les rudistes ne survivront pas à une reprise plus brutale et plus grossière des apports terrigènes.

### 2.2. Sens et direction des courants

Les informations liées à la courantologie sont déduites de l'étude des foraminifères et des rudistes.

#### 2.2.1. Les foraminifères

Une étude précise du contenu micropaléontologique des unités A, B et B1, a permis la mise en évidence de mélanges des microfaunes et par suite de microfaunes déplacées [GROSHENY et TRONCHETTI, 1987]. Deux assemblages de foraminifères coexistent dans ces unités : un premier assemblage, correspondant à un peuplement autochtone d'un paléoenvironnement relativement profond et un second, déplacé, provenant de paléobiotopes plus superficiels à rudistes.

Le premier assemblage avec des espèces vasicoles, se développe dans une zone de décantation à sédimentation argileuse et détritique fine établie entre des chenaux sableux. Les individus déplacés du second assemblage représentent une accumulation contemporaine de tests déplacés, usés par les agents hydrodynamiques (thanatocoenose de transport); ils proviennent de paléobiotopes situés au Sud de la formation de La Cadière, et viennent se sédimenter dans les aires chenalisées.

Par conséquent, lors du dépôt des unités A, B et B1 le secteur de La Cadière était parcouru par des courants venus du Sud.

#### 2.2.2. Les rudistes

La reconstitution des bioconstructions à rudistes de type banc et l'étude statistique de leur orientation dans l'espace montrent qu'ils s'orientent selon une direction préférentielle moyenne N160. Cette orientation préférentielle indique, vraisemblablement, le sens et la direction des apports d'éléments nutritifs et par suite l'action d'un courant dominant selon cette direction.

## III - SEDIMENTOLOGIE

### 3.1. Les minéraux argileux

La fraction argileuse, toujours présente même dans les faciès carbonatés, est dominée par l'abondance des smectites auxquelles sont associés les interstratifiés irréguliers smectites-illite, l'illite et la kaolinite.

Les points suivants sont à retenir :

- indépendance qualitative du cortège argileux et de la lithologie.

- dans les grès où la diagenèse est généralement favorisée, il n'y a pas d'augmentation significative de certains minéraux tels que les interstratifiés ou la kaolinite.
- absence de phénomènes de croissance en lattes sur les feuillets argileux. Aux contraire, les smectites ont un aspect floconneux.
- faible diversité, faible quantité et irrégularité des interstratifiés qui restent en pourcentage constants quelque soit la teneur en illite.

Ainsi, la part des modifications survenues après le dépôt des minéraux argileux est considérée comme inexistante et, par conséquent, l'héritage est ici la principale cause des successions argileuses qui peuvent être utilisées pour la reconstitution des paléoenvironnements.

**Dans les unités A et B1**, riches en smectites (l'illite, la kaolinite, les interstratifiés étant subordonnés), le cortège argileux est le produit de l'érosion des sols (smectites et kaolinite) et un peu du substrat (illite et interstratifiés), [PAQUET, 1970]. L'importance des smectites montre qu'elles se sont déposées dans un milieu relativement calme, sous un climat chaud à humidité saisonnière contrastée [PAQUET, 1970].

**L'unité B2**, dans laquelle les smectites chutent au profit du couple illite kaolinite, suggère des changements dans les mécanismes de la sédimentation terrigène : soit des changements de la source d'apports terrigènes, soit une sédimentation argileuse différentielle.

L'association de l'illite et de la kaolinite nécessite une érosion importante à la fois du substrat continental et des sols à kaolinite bien drainés. L'abondance de cette dernière, si la formation pédologique est contemporaine du dépôt, suppose l'existence d'un climat hydrolysant. Dans ce cas, la variation parallèle de l'illite et de la kaolinite reflète un remaniement concomitant des formations géologiques et pédologiques; un tel remaniement résulte fréquemment d'une reprise de l'érosion consécutive à un rajeunissement des reliefs [CHAMLEY *et al.*, 1980]. Or, une telle hypothèse est en désaccord avec le dépôt des calcaires bioclastiques nettement appauvris en quartz par rapport aux unités précédentes. L'enrichissement en illite et kaolinite proviendrait du mécanisme de sédimentation différentielle (PARHAM, 1966 ; CHAMLEY et MASSE, 1975). En effet, dans cette unité le milieu plus agité permet des tris minéralogiques : l'illite et la kaolinite se déposent, les smectites sont exportées plus au large.

**L'unité B3**, correspond à un milieu sédimentaire périodiquement perturbé avec une alternance de calcaires construits et de niveaux plus argileux. Le cortège argileux est qualitativement identique dans les deux types de bancs; mais les teneurs relatives fluctuent légèrement : les smectites sont plus abondantes dans les niveaux marneux que dans les niveaux calcaires, et inversement pour l'illite et la kaolinite. Comme précédemment, deux hypothèses sont à retenir : mécanisme de sédimentation différentielle ou variations dans les apports continentaux.

Les différences entre la composition minéralogique des marnes et des calcaires sont nettement moins marquées dans l'unité B3 que dans les unités A, B1 et B2. Le mécanisme de sédimentation différentielle, jouant probablement dans les unités A, B1 et B2, apparaît moins net dans l'unité B3.

En revanche, cette faible différence de composition entre la fraction argileuse des marnes et celle des calcaires est en accord avec l'intervention de facteurs climatiques [COTILLON *et al.*, 1980]. Le flux de terrigène serait ralenti pendant le dépôt des calcaires pratiquement dépourvus de quartz, autorisant d'édification de bioconstructions, et serait accru pendant le dépôt des marnes, détruisant ces édifices.

**L'unité C** est caractérisée par une légère diminution des smectites autorisant de faibles tris minéralogiques possibles. La disparition de la kaolinite, au profit de l'illite, minéral issu de l'érosion des roches témoigne d'une reprise de l'érosion suffisante pour contrarier la formation des sols à kaolinite [CHAMLEY *et al.*, 1980], consécutive d'un rajeunissement des reliefs.

Notons que dans l'unité B et dans les parties distales de la formation, le couple illite-kaolinite augmente aux dépens des smectites. La sédimentation différentielle serait à l'origine de ce phénomène, supposant un hydrodynamisme plus intense à sa périphérie.

La sédimentation argileuse est donc contrôlée par de nombreux facteurs :

- mécanisme de sédimentation différentielle qui s'exprime par le dépôt différentiel des smectites dans les

milieux les plus profonds (unité A) et de la kaolinite et de l'illite dans les milieux plus agités (unité B, B1 et B2).

- variations climatiques cycliques à l'origine de la rythmicité des bioconstructions (unité B3).
- instabilité tectonique et évolution des zones d'apport marquées par l'importance de l'illite (unité C).

Par conséquent, la sédimentation argileuse témoigne de phénomènes d'altération, à smectites dominantes, des formations continentales. Ce fait est en parfait accord avec les résultats de nombreux auteurs considérant que le Crétacé supérieur est caractérisé par une sédimentation détritique à smectites [CHAMLEY, 1979]. CHAMLEY [1979] envisage l'existence "d'aires continentales peu déclives et mal drainées, soumises à des climats moyens chauds et seulement périodiquement humides".

Les zones d'apports se situaient au Sud de la basse Provence [REDONDO, 1986] comme en témoignent le sens et la direction des courants décrits précédemment.

### 3.2. Le quartz

La principale caractéristique de cette formation est la persistance des grains de quartz quelles que soient les unités considérées. Cependant, il est à noter que les faciès carbonatés ne se développent qu'à la faveur d'une forte diminution de sa teneur et de sa granulométrie. La teneur et la granulométrie des quartz varient dans le même sens et leur classement est toujours très bon à bon.

Deux lots morphologiques sont distingués : les quartz non-usés (75 %) et les émoussés-luisants. Ils sont caractérisés par un manque d'évolution. On notera l'absence de chocs éoliens et de pellicule de néogène; ils présentent fréquemment de grandes cassures très bien conservées. Quelques rares grains présentent des gradients d'émoussés avec une légère dissolution des arêtes et un polissage des grandes cassures.

La présence de grandes cassures et les arêtes vives des quartz non-usés témoignent de chocs violents occasionnés par un brassage lors d'un transport bref avant l'arrivée dans le milieu de dépôt [LE RIBAUT, 1977]. Les émoussés-luisants présentent des dissolutions et un début d'amorphisation traduisant un façonnement marin plus prononcé [LE RIBAUT, 1977].

### 3.3. Les carbonates

#### 3.3.1. les principaux microfaciès

Les carbonates représentent des sédiments d'apparence homogène; toutefois, l'analyse détaillée des microfaciès montre leur diversité et l'abondance de la micrite : biomicrites gréseuses à foraminifères planctoniques, à spicules de spongiaires; biopelmicrites à foraminifères, à alcyonaires ; biomicrites à algues rouges, à cnidaires, à rudistes, foraminifères et algues; biolithites à rudistes, à cnidaires; biomicrosparites à rudistes, foraminifères et algues.

Les biolithites à rudistes sont de type bafflestones; le sédiment infiltré entre les organismes est bioclastique et de texture variable (wackestone-packstone, packstone, packstone-grainstone).

Les cavités générales des tests de rudistes sont l'objet de divers remplissages : sédiments de même nature que celui infiltré entre les organismes, sédiments internes marins à disposition géotrope, sparite brune isogranulaire comprenant des cristaux euhédraux et rhomboédriques de dolomite. Entre les rudistes, le sédiment comprend toujours une fraction terrigène clastique (1 à 4 %); il est fréquemment bioturbé.

Outre l'action érectrice des rudistes créant des bioconstructions qui piègent le sédiment, ces derniers ont un rôle très important dans la sédimentogénèse avec une forte productivité bioclastique. Les rudistes sont, en effet, soumis à la biodestruction : les rudistes ou encore leur débris sont fréquemment perforés et micritisés par divers organismes. Les clones et les algues rouges sont responsables des perforations de grande taille (100 µm), les cyanophycées et les champignons des microperforations de l'aurole de micritisation. Ces organismes ont un double rôle destructeur, en produisant des nannodébris et en fragilisant les rudistes qui seront susceptibles d'être détruits par les agents mécaniques.

### 3.3.2. Origine des micrites

L'observation des faciès calcaires au microscope électronique à balayage rend compte de la diversité des micrites et permet d'envisager leur origine.

Les différents éléments composant les micrites observées ont été classés en deux catégories. **La première correspond aux éléments de dépôt primaire** et comprend : les coccolithes, les débris de foraminifères, les nannodébris coquilliers, les grains de micrite anhétraux et subhétraux (3 à 4  $\mu\text{m}$ ), les feuillets argileux. **La seconde catégorie correspond aux éléments apparus secondairement**, précipités ou transformés, ce sont : les cristaux subhétraux de microsparite (10 à 20  $\mu\text{m}$ ) de néogénèse englobant les grains micritiques, les framboïdes de pyrite, des enchevêtrements de tubules calcifiés d'origine cyanobactérienne, enchevêtrements auxquels s'ajoutent des filaments et des ponts micritiques reliant des nannograins.

Quatre stades, traduisant l'évolution diagénétique des micrites, sont distingués :

**Stade 1** : la micrite est constituée de nannograins anhétraux à subhétraux de très petite taille (1 à 3  $\mu\text{m}$ ) à structure punctique. Une porosité assez importante subsiste entre les grains. Le contact punctique des grains montre le faible degré d'évolution diagénétique.

**Stade 2** (hypothétique) : la micrite initiale évolue vers une structure serrée de grains anhétraux plus grands que les précédents (5  $\mu\text{m}$ ). Les grains seraient le produit de surcroissance de nannograins de taille plus petite. L'arrêt de leur croissance alors que la porosité intergranulaire n'est pas oblitérée, suggère que cette éventuelle diagenèse est précoce.

**Stade 3** : l'apparition de cristaux de microsparite de néogénèse épousant la forme des nannograins, sans toutefois les dissoudre et en précipitant dans les pores originels, oblitère la porosité initiale. La structure devient alors serrée, mais la rareté de ces cristaux indique le faible degré d'évolution de la micrite.

**Stade 4** : le stade ultime correspond à l'apparition d'une structure engrenée à coalescente de grains anhétraux ovoïdes ou amiboïdes, et de microstylolithes. Ce stade plus tardif correspond à la compaction.

L'analyse des différentes nanostructures des faciès carbonatés permet d'envisager deux origines de la micrite : origine biodétritique et une origine par précipitation chimique ou biologique.

- **L'origine biodétritique** correspond au dépôt des nanofossiles et à la fragmentation biologique ou mécanique des tests contribuant à la genèse de nannodébris.
- **L'origine par précipitation** est attestée par les structures cyanobactériennes (origine biologique directe) et par les cristaux de microsparite de néogénèse (précipitation chimique).

Il est à noter, au sein de la micrite, la présence de feuillets de minéraux argileux qui témoigne d'une contamination terrigène de la matrice carbonatée. Ainsi, le dépôt des carbonates, même s'il s'effectue lors de périodes à flux terrigène ralenti, n'est jamais exempt de matériel terrigène.

## II - SYNTHÈSE DES RESULTATS ET CONCLUSION

La région de La Cadière a été un site privilégié, au Santonien inférieur, pour la mise en place de faciès carbonatés à rudistes dans un environnement péri-deltaïque à sédimentation siliciclastique. Le dépôt des faciès carbonatés s'effectue en affrontement permanent avec la sédimentation terrigène mais à l'écart des axes d'apports dans une zone interdistributaire. La sédimentation carbonatée est due, d'une part à l'action érectrice des organismes constructeurs et, d'autre part, à une importante production bioclastique et micritique; ses fluctuations et son interruption sont à mettre en relation avec des modifications climatiques et tectoniques génératrices des apports terrigènes.

L'évolution sédimentaire de l'ensemble carbonaté s'effectue en trois étapes :

1. **Dépôt des premiers faciès carbonatés** à stromatopores, chaetétidés et algues rouges dans une zone à l'écart de la sédimentation terrigène active (zone interdistributaire péri-deltaïque).
2. **Développement de faciès carbonatés** à rudistes, et notamment de bioconstructions, périodiquement

détruites par des flux terrigènes fins; latéralement, se poursuit la sédimentation terrigène.

**3. Dépôt d'un matériel détritique grossier en liaison avec une reprise de l'érosion (consécutive d'un rajeunissement des reliefs) détruisant les populations de rudistes.**

#### REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BABINOT J. F. [1980]. - Les ostracodes du Crétacé supérieur de Provence. Thèse Doct. Etat, Marseille, 634 p., 53 pl.
- CHAMLEY H. [1979]. - North atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. In Ewing M., Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : Continental margins and paleoenvironments. Amer. geoph. Union Publ. Talwani M., Hay W., Ryan W.B.F. (Ed.) : series 3, 342-361.
- CHAMLEY H., GIROUD D'ARGOUD G., ROBERT C., [1980]. - Clay mineralogy of Cretaceous and Cenozoic sediments of the maroccan margin. Deep sea drilling project sites 415-416. Init. Reports. D.S.D.P., vol.II, 715-723.
- CHAMLEY H., MASSE J.P. [1975]. - Sur la signification des minéraux argileux dans les sédiments barrémiens et bédouliens de Provence (S.E. France). IXème Congrès Int. Sédim. Nice, thème I, 25-29.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G., RIO M. [1980]. - Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (S.E. France) au Crétacé inférieur : mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires. Bull. Soc. géol. Fr., sér.7, t. 22, n°5, 735-744.
- FABRE-TAXY S. [1963]. - Faunes du Coniacien et du Santonien de Provence. Les ammonites du bassin du Beausset (Var). Ann. Paléontol. Fr., vol.49, 101-126.
- FABRE-TAXY S., PHILIP J. [1964]. - La zone du Plan d'Aups dans sa région type la Sainte Baume (Var). Bull. Soc. Géol. Fr., sér.7, t.6, 554-559.
- GROSHENY D. [1986]. - Paléoécologie et dynamique sédimentaire d'un modèle de bancs à rudistes : exemple du Santonien de la Cadière (S.E. France). Stratigraphie, paléoenvironnements, diagenèse, micropaléontologie. Thèse Doc. Uni. Provence, Marseille, 510 p., 32 pl.
- GROSHENY D., TRONCHETTI G. [1986]. - Réponses des foraminifères benthiques aux variations du milieu : exemple du Santonien de la Cadière d'Azur (S.E. France). 3ème Sym. Inter. sur les Foram. Benth. (benthos'86), Genève, Rev. de Paléobio., sous presse.
- GROSHENY D., TRONCHETTI G. [1987]. - Contribution des foraminifères à la définition des paléoenvironnements : mise en évidence de microfaunes déplacées dans le Santonien de Provence (S.E. France). Cahiers de Microp. sous presse.
- LE RIBAUT L. [1977]. - Exoscopie des quartz. Masson, Paris, 150 p.
- LOWENSTAM H.A. [1950]. - Niagaran reefs of the Great Lakes area. J. Geol, vol. 58, 430-487.
- PAQUET H. [1970]. - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., n°30, 206 p.
- PARHAM W.E. [1966]. - Lateral variation of clay minerals assemblages in modern and ancient sediment. Proc. Int. Clay conf., Jerusalem, 1, 135-145.

PHILIP J. [1970]. - Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse Doct. Etat, Marseille, 438 p.

REDONDO C. [1986]. - Etude des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale et recherche des zones d'apport. Thèse Doct. Etat, Marseille, 475 p., 35 pl.

TRONCHETTI G. [1971]. - Etude micropaléontologique du Sénonien inférieur du bassin du Beausset; découverte de foraminifères planctoniques. C.R. Acad.Sci., 272, 2151-2154.

TRONCHETTI G. [1981]. - Les foraminifères crétacés de Provence : Aptien - Santonien. Thèse Doct. Etat, Marseille, 559 p., 49 pl.



LES DELTAS QUARTZO-FELDSPATHIQUES DES PLATEFORMES CARBONATEES :  
UN INDICE D'ARIDITE ? L'EXEMPLE ILERIEN DU MINERVOIS (AUDE)

THE QUARTZ FELDSPAR DELTAIC DISCHARGES ON CARBONATE PLATFORMS :  
AN ARIDITY INDEX ? EXAMPLE FROM THE ILERDIAN  
OF THE MINERVOIS PLATFORM (F FRANCE)

J.C. PLAZIAT

Université Paris-Sud - Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie  
U.A. 723 - Bât.504 - 91405 ORSAY Cédex - France

**Mots clés :** Altération, delta, plateforme calcaire, Pyrénées, Minervois, Corbières, paléo-climats, aridité, Ilerdien.

**Résumé :**

Un appareil deltaïque gréseux (quartz, feldspaths, micas) traversant des dépôts de plateforme calcaire à Alvéolines et oolithisé en bordure, est interprété comme un delta de climat semi-aride à subhumide malgré le voisinage de deltas classiques (boueux), expliqué par des pluies plus régulières sur les reliefs pyrénéens. Les remaniements d'altérites et la définition des paléo-climats du Tertiaire sont abordés dans le cadre d'une paléogéographie à arrière-pays contrastés.

**Abstract :**

Deltaic sands (quartz, feldspars, micas) extending into the Alveolina limestones and oolitic quartz grains on the platform margin, are interpreted as indicating a semi-arid to subhumid wadi delta, despite the proximity of classic, muddy deltas supplied by more regular rains coincident with the Pyrenean reliefs. Differences in the reworked alterites and paleoclimate reconstructions of both sides of the same gulf are explained by the contrasted nature and reliefs of the N and S hinterlands.

**INTRODUCTION**

Dans le domaine péri-pyrénéen, au début du Paléogène, on note la fréquence de ce type de deltas en bordure des massifs anciens : Massif Central français au N, et Massif de l'Ebre et Meseta Ibérique au S. Du Thanétien au Cuisien, les dépôts marins des plateformes carbonatées comportent des formations lenticulaires de sables et galets quartzeux ou quartzo-feldspathiques que l'on doit rattacher au débouché de cours d'eau, directement intercalés entre les calcaires à Alvéolines ou autres grands foraminifères [PLAZIAT, 1984].

De tels deltas sous-marins se distinguent des deltas classiques par leur faible proportion de limons de crue (boues terrigènes). On n'y observe donc pas les masses d'argiles ou marnes silteuses et sableuses qui constituent généralement les dépôts pro- et péri-deltaïques et qui passent en transition très progressive aux dépôts purement carbonatés. Au contraire, les sables siliceux sont juxtaposés aux calcaires, la transition verticale et latérale se limitant souvent à un banc de calcaire gréseux ou même à graviers de quartz.

Cette opposition lithologique se double d'une opposition écologique : les calcaires sont souvent riches en macrofaune et foraminifères caractéristiques des eaux limpides de l'étage infralittoral tandis que les grès sont dénués de faune.

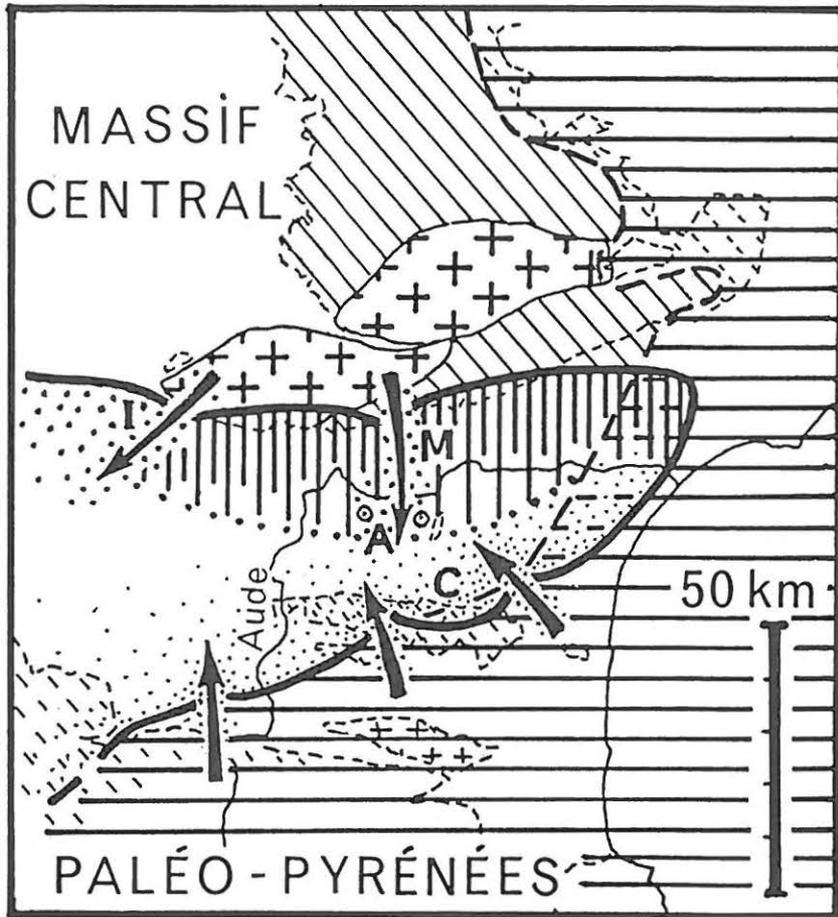


Figure 1 - Le golfe languedocien à l'Ilerdien moyen.

La plateforme calcaire du Minervois (rayures verticales) est interrompue par deux deltas : celui d'Issel à l'W et celui de Villeneuve-Caunes-Minervois. Leur arrière-pays est soit cristallin (+), soit sédimentaire (socle varisque : rayures obliques). les deltas pyrénéens étaient alimentés par les affleurements de la couverture mésozoïque (rayures horizontales): delta d'Issel, M : delta du Minervois, A : Alaric, C : Corbières.

*The Languedoc Middle Ilerdian Gulf.*

*The Minervois carbonate platform (II) traversed by two deltas : the W Issel delta and the Villeneuve-Caunes-Minervois delta, with their cristalline (+) and Variscan sedimentary (II) hinterland. Pyrenean Deltas are supplied with detritus from outcrops (==) of Mesozoic sediments.*

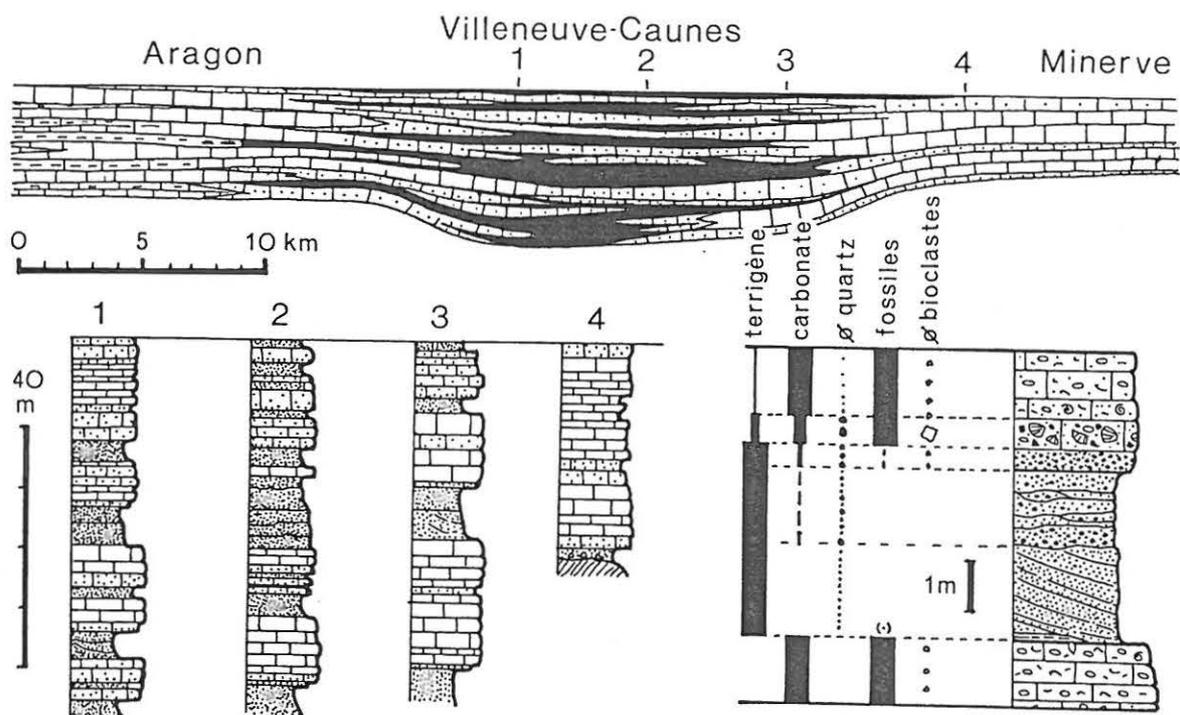


Figure 2 - Mise en évidence du delta de Villeneuve-Caune-Minervois à l'intérieur de la sédimentation carbonatée marine du Minervois.

A partir d'une série de coupes comme celles de Villeneuve (1), Trausse (2), Félines (3) et Fauzan (4). La séquence-type des intrusions de matériel terrigène montre une limite basale franche, mais non érosive, une mise en place polyphasée et des remaniements sommitaux rapidement dilués dans la sédimentation carbonatée.

*The Villeneuve-Caunes-Minervois delta extending into the Minervois carbonate platform.*

*A reconstruction based on Villeneuve (1), Trausse (2), Félines (3) and Fauzan (4) sections. Type-sequence of the terrigenous lenses is characterized by sharply defined base without erosion followed by polyphased deposition, reworking and rapid dilution in the predominantly carbonate succession.*

On peut prendre le delta de Villeneuve-Caunes-Minervois comme exemple de ce type d'appareil deltaïque car il possède à l'extrême ces caractéristiques et se situe dans un contexte relativement bien connu [PLAZIAT, 1972, 1981, 1984].

#### LE DELTA DE VILLENEUVE CAUNES-MINERVOIS (fig.2)

Le long du Massif Central (Montagne Noire), la plateforme carbonatée du Minervois s'étendait sur plus de 80 km, de l'E de Minerve au NW de Carcassonne où elle passait au delta d'Issel (fig.1). A la suite des travaux de HOTTINGER [1961] et SCHAUB [1981], j'ai situé dans l'Ilerdien inférieur et moyen l'ensemble de ces calcaires à Alvéolines et Nummulites, épais de 30 à 60 mètres, et je les ai corrélés avec l'ensemble de l'Ilerdien marin des Corbières qui dépasse 400 m d'épaisseur [PLAZIAT, 1972, 1975].

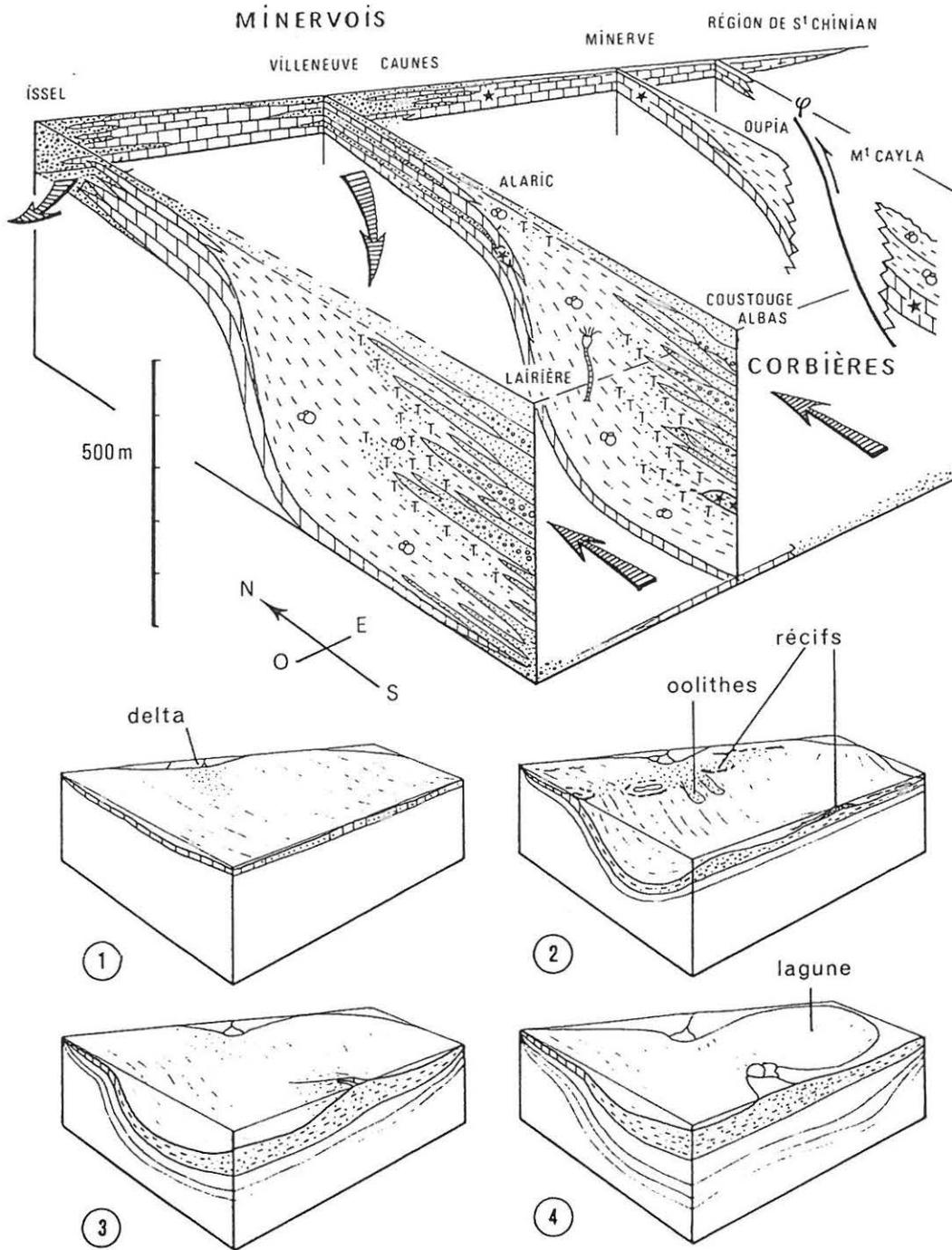


Figure 3 - Reconstitution du remplissage du détroit de Carcassonne à l'Ilerdien.

Les calcaires du Minervoïis et leurs deltas se prolongent dans l'Alaric et passent latéralement aux marnes à foraminifères planctoniques et Crinoïdes, puis aux marnes silteuses à Turritelles (T) et aux grès. Les madréporaires sont indiqués par des \* et cernés lorsqu'ils constituent des récifs. L'histoire de ce bassin est résumée en quatre étapes: (1) la plateforme horizontale au début de l'Ilerdien inférieur - (2) la différenciation plateforme du Minervoïis et sillon des Corbières à profondeur maximale - (3) le rapide par les apports pyrénéens à l'Ilerdien moyen - (4) l'isolement d'une lagune orientale par la progradation des deltas opposés avant la fin de l'Ilerdien moyen.

*Reconstruction of the filling of the Carcassonne basin .*

*Minervoïis limestones and deltaic sands extend to the Alaric area and grade laterally into pelagic marls with planctonics and crinoids, silty marls with Turritella (T) and sandstones. Corals \* are encircled when reefal. Basin evolution involves : (1) an horizontal shallow platform at the beginning of Early Ilerdian, (2) differentiation between the Minervoïis platform and Corbières trough with important depths, (3) rapid filling by the input from Pyrenées during Middle Ilerdian, (4) progressive restriction of the E lagoon by convergent progradation of the deltas, before the end of Middle Ilerdian.*

Cela signifie que les calcaires du Minervois passent vers le Sud à une série presque totalement marneuse et terrigène, en bordure du Massif ancien de Mouthoumet, et que les affleurements intermédiaires des calcaires de la Montagne d'Alaric ne représentent qu'une partie de la sédimentation calcaire du Minervois (fig.3) : les marnes pélagiques qui surmontent les calcaires à Alvéolines de l'Alaric sont contemporaines de la moitié supérieure des calcaires du Minervois et des grès de la région méridionale. Par conséquent, les sables quartzo-feldspathiques, oolithisés localement, qui s'intercalent dans la moitié supérieure des calcaires de l'Alaric, sont à rattacher aux lentilles sableuses inférieures du Minervois.

Je ne reviendrai pas sur l'identification du delta de Villeneuve-Caunes-Minervois [PLAZIAT, 1972, 1984] mais il faut insister sur la rareté des couches marneuses, la présence de feldspaths potassiques jusqu'à la taille des graviers (à Félines-M) et l'extension en mer de deux ou trois langues sableuses à graviers jusqu'à plus de 20 km de la côte. La fréquence des feldspaths et micas est maximale dans les grès grossiers du Minervois et de l'Alaric, mais les calcaires oolithiques sont aussi constitués à partir d'un sable quartzo-feldspathique à grains fins oolithisés en gros grains nus. Les quartz sont anguleux ou faiblement émoussés. Les galets de quartz filonien ou de pegmatite sont plus arrondis, mais n'atteignent pas le faciès "en dragée".

Dans le Minervois, les sables grossiers, faiblement boueux, succèdent à des calcaires à Alvéolines, Lucines ou Velates, sans transition. Une lentille marneuse basale a livré des dents de poissons marins (requin, raie, Sparidé), mais aucune huître n'est visible dans les sables. Cette absence de fossiles peut s'expliquer localement par une dissolution des tests dans ces niveaux à forte perméabilité (dissolution tardive, sous couverture) : en effet, on peut observer, dans le Minervois comme dans le Pays Basque espagnol, des masses résiduelles de calcaire gréseux à Alvéolines, isolées dans de tels sables [PLAZIAT, 1984]. Cependant, ces sables graveleux se distinguent aussi par leurs stratifications obliques (jusqu'à 2 m de dénivellation des talus tournés vers le Sud) et le caractère granulométriquement mal trié du matériel, des érosions internes peu profondes à nulles, suivies de dépôts graveleux à vague grano-décroissance, des intercalations de boue localement arrachées en éléments anguleux décimétriques [PLAZIAT, 1977, fig.67] et l'absence de lits à granulométrie différenciée. Il ne s'agit donc pas de rides pré littorales, ni de plages, mais il n'y a pas non plus d'indices d'émersion ou d'érosion basale majeure.

Le retour du faciès carbonaté ordinaire se réalise en quelques décimètres, souvent par l'intermédiaire d'un niveau à graviers quartzeux bien cimentés et rares débris d'huîtres, puis d'un calcaire gréseux à graviers (quartz, madréporaires), coquilles et Alvéolines.

Il est clair que le matériel terrigène s'est mis en place brutalement, sans brassage, ni remaniements et déplacements répétés. C'est un argument contre une action importante des marées dans le fond du Golfe Languedocien, ce qui exclut le transport tidal de ce matériel jusqu'à l'Alaric. Dans ce contexte littoral à pente extrêmement faible (plages boueuses), on est conduit à faire appel à des chasses d'eau, c'est-à-dire à des crues violentes (flash-floods) dues à des précipitations exceptionnelles d'orages, qui peuvent transporter le matériel fluviatile assez loin en mer et altèrent le milieu biologique très brièvement : dans ce type crues d'oueds, le matériel grossier se dépose immédiatement par excès de charge et la faible quantité de boue mise en suspension reste peu longtemps dans l'eau. La turbidité disparaît presque aussi vite que l'intrusion d'eau douce (quelques heures) et le milieu redevient limpide, salé et oxygéné comme auparavant [Cf. PLAZIAT, 1984 et PURSER *et al.*, 1987]. Ceci peut expliquer aussi les dépôts en vrac ou sous forme de talus dans les vallons sous-marins, au débouché des cours d'eau. Le niveau sommital à graviers serait dû au vannage du stock terrigène précédant le retour à une sédimentation thalassogène. Si l'on assimile chaque apport terrigène à un lobe du delta sous-marin, ce vannage s'explique par la faible profondeur du sommet du nouveau corps sédimentaire, soumis à l'action des vagues de gros temps. Le niveau à galets de madréporaires et de quartz implique, par contre, un transport de la mer vers la côte : il marque un épisode de tempête qui a arraché des coraux à une zone de croissance située plus au large (récif ou banc). C'est un indice supplémentaire du déferlement des vagues à distance du rivage, c'est-à-dire de la très faible pente de la plateforme carbonatée. Cette dynamique marine superficielle peut aussi expliquer les déplacements vers le large, sur une longue distance, du matériel terrigène et un brassage localisé en bordure de la plateforme, comme le montre son oolithisation, observée seulement dans l'Alaric. Ce transport devait être assuré par les courants de vidange des masses d'eau accumulées sur la plateforme par les tempêtes; ces courants se concentrant dans les passes ou vallées sous-marines qui échantraient les hauts-fonds périphériques localement oolithiques ou récifaux (récifs à *Solenomeris* ou à Madréporaires) (fig.3-2).

Il est donc possible d'expliquer la juxtaposition des faciès siliceux et carbonatés marins par le caractère discontinu des apports continentaux, la brièveté et la rareté des crues impliquant un climat relativement aride.

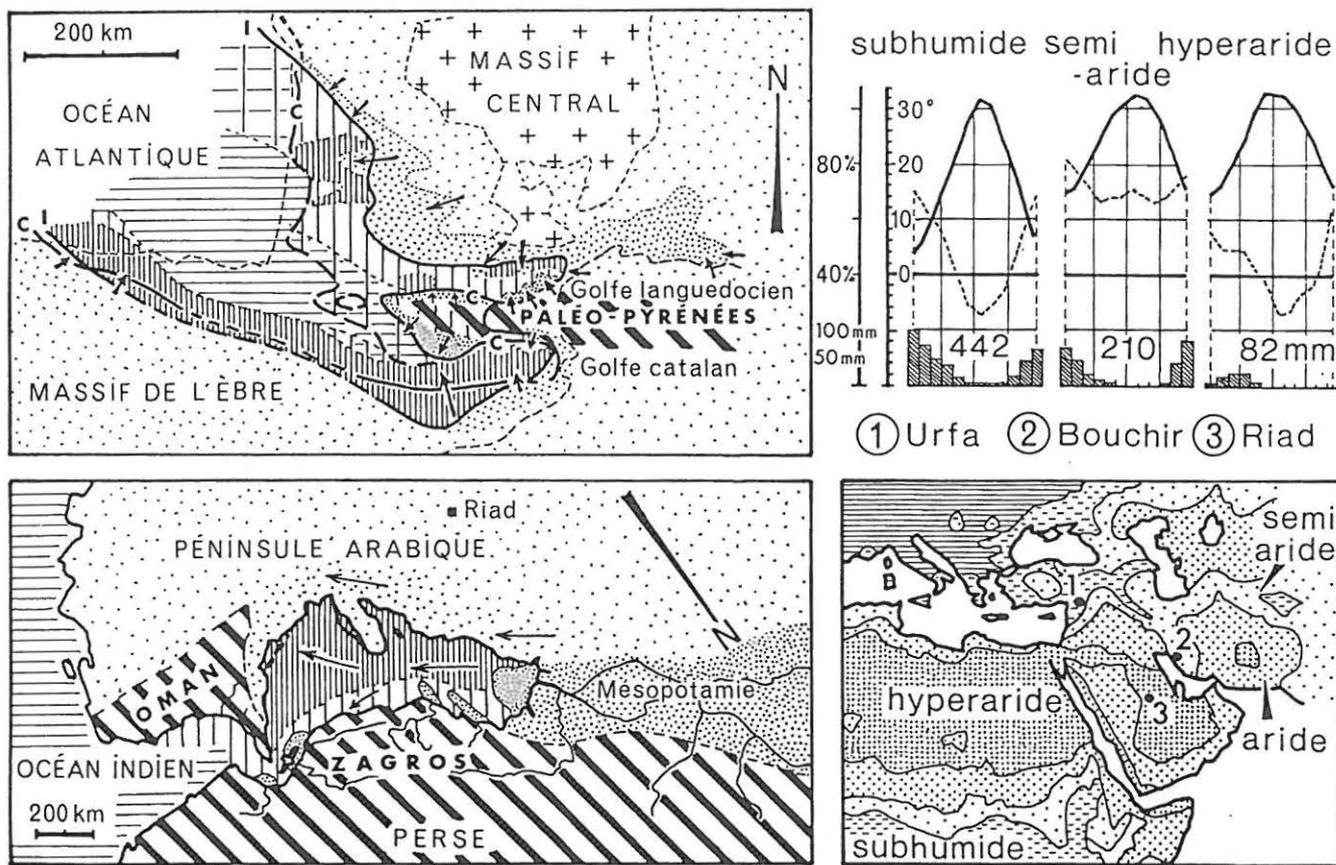


Figure 4 - Comparaison entre la paléogéographie et golfe pyrénéen à l'Eocène inférieur (Ilerdien moyen-Cuisien) et la géographie actuelle du golfe arabo-persique. Données sédimentaires et climatiques.

Pointillés: la sédimentation fluviale et deltaïque. Rayures obliques: les reliefs actifs. Flèches grêles: sens des vents dominants. Trois diagrammes climatiques représentatifs des climats arides localisés sur la carte de l'UNESCO [1984].

*Comparison of the Early Eocene Pyrenean Gulf (Ilerdian-Cuisian) and Present Arab-Persian Gulf. Sedimentary and climatic data.*

*Dots : fluviale and deltaic sedimentation, oblique lines : active reliefs, arrows : predominant winds. Three climatic diagrams representative of the different arid climates, UNESCO map [1984].*

## LES RELATIONS AVEC LA SERIE DES CORBIERES

Ce delta doit maintenant être replacé dans le contexte régional du Golfe languedocien. Au Sud de la plateforme carbonatée du Minervois, la série presque entièrement terrigène des Corbières se rattache visiblement à la bordure pyrénéenne. La répartition des sables et galets montre que des deltas espacés ont alimenté cette puissante sédimentation marno-grésive [PLAZIAT, 1981]. Mais c'est seulement à partir de l'Ilerdien moyen que les deltas du Minervois et des Corbières s'opposent et se conjuguent pour isoler progressivement la lagune du Minervois oriental (fig.3-4).

Le matériel terrigène pyrénéen est constitué de sables et silts toujours riches en grains de carbonates (20-50%) qui passent latéralement à des galets de roches identifiables comme mésozoïques et paléozoïques. La masse du matériel terrigène déposé en mer (env. 500 km<sup>3</sup> durant l'Ilerdien moyen, au S de l'Aude) et l'abondance relative des boues (silts + argiles > 50%) suggèrent l'existence de fleuves permanents, à fort débit solide, comparables à ceux qui ont édifié ultérieurement la Molasse de Carcassonne. La présence de fruits de *nypa* flottés et la faune littorale et lagunaire à Potamides peuvent aussi être considérées (abusivement) comme des indices de dessalure permanente, correspondant à un climat humide.

## DISCUSSION

Des deux côtés du golfe languedocien, les appareils deltaïques suggèrent donc des climats nettement différents malgré la faible distance (50 km) et l'absence de barrière orographique les séparant.

Ce dispositif paléogéographique peut être comparé de façon utile au cadre du golfe Arabo-persique actuel, bien qu'à une échelle 5 à 10 fois plus petite (fig.4). Les montagnes du Zagros, toujours mobiles, sont à rapprocher des Paléo-Pyrénées, émergées depuis le Maastrichtien et en cours de soulèvement à l'Ilerdien moyen. La vieille plateforme arabique stable se compare au Massif Central. Les deux rives du golfe, situées à la même latitude, dans la ceinture aride du tropique du Cancer, ont un climat et des drainages forts différents : sur la péninsule arabique, aucun oued n'atteint la côte entre le fond du golfe et le détroit d'Hormuz tandis que les petits fleuves côtiers permanents, issus des montagnes du Zagros ont bâti à l'Holocène des deltas encore fonctionnels qui alimentent une forte sédimentation marine vaseuse [BARNTHEIN et WALGER, 1973; BALTZER *et al.*, 1982]. Le climat aride à hyper-aride de l'Est de l'Arabie (< 100 mm/an) s'oppose au climat semi-aride (> 250mm/an) des reliefs persiques et même des étroites plaines littorales. L'effet du relief est accentué par la domination des vents de terre en Arabie et de mer sur la façade persique. Un élément supplémentaire de ressemblance est fourni par la nature de l'arrière-pays iranien, riche en marnes.

L'opposition paradoxale entre les deltas du Minervois et des Corbières peut donc s'expliquer par des régimes hydrologiques différents : des pluies orographiques ont vraisemblablement favorisé les cours d'eau pyrénéens tandis que le Massif Central aplani devait recevoir moins d'eau. Les crues espacées des oueds du Nord seraient contemporaines des crues saisonnières, à fort débit limoneux, des fleuves permanents du Sud. D'ailleurs, on doit souligner qu'une même faible maturation des altérites caractérise l'ensemble du matériel terrigène, bien qu'elle s'exprime différemment selon la nature des arrière-pays. Le Massif Central cristallin a surtout livré un mélange d'altérites siliceuses plus anciennes (quartz granitique, métamorphique et filonien) et d'arènes à feldspaths potassiques et micas tandis que les Paléo-Pyrénées fournissaient un mélange de grains de roches sédimentaires non transformées par l'altération (carbonates, silice et argiles) et de produits d'altérations anciennes et contemporaines : les argiles héritées comportent des minéraux plus anciens, d'altération poussée (kaolinite), et des minéraux des sols contemporains (illites, smectites, interstratifiés illite-smectite) qui indiquent des conditions de pédogenèse peu agressive et une forte influence de l'hydromorphie alcaline (engorgement saisonnier de sols calcimorphes dans les plaines d'inondation).

Tout cela est compatible avec un climat semi-aride ou subhumide (moins de 500 mm d'eau par an), correspondant à des pluies saisonnières. Un contraste saisonnier est en effet nécessaire pour expliquer les innombrables alternances de crues et de sécheresse qui se manifestent par les dépôts continentaux anté- et post-ilerdiens. Cela m'a conduit à définir un paléoclimat à saison sèche estivale, comparable au climat méditerranéen sur ce point, mais plus chaud et surtout plus uniforme thermiquement que l'actuel. J'ai proposé le nom de "climat subtropical de type paléo-méditerranéen" pour tenir compte de ces différences liées à l'absence de calottes de glaces polaires au début du Tertiaire [PLAZIAT, 1984, 1986].

Dans ce type de climat, les pluies d'orage sont particulièrement érosives et déclenchent des crues catastrophiques capables de transporter un mélange de matériel grossier et fin sur des pentes extrêmement faibles. L'érosion d'arènes et le remaniement d'alluvions anciennes sont donc tout à fait conciliables avec l'existence de fleuves permanents et de peuplements marins d'affinités tropicales.

A l'échelle de l'ensemble du domaine pyrénéen, cela se vérifie : les deltas espagnols et français d'origine pyrénéenne (Ariège, Corbières, Tremp, Campo) sont tous du type classique tandis que ceux qui bordent le "continent" ibérique, comme ceux du Minervois, ressemblent plutôt à des deltas d'oueds et représentent mieux les conditions climatiques zonales.

## CONCLUSIONS

L'aridité est toujours un facteur paléo-climatique délicat à identifier et surtout à quantifier. En domaine marin, c'est encore plus difficile. La composition du matériel d'origine continentale constitue le meilleur indicateur, mais on vient de voir qu'il peut être localement mis en défaut (mélanges hétérochrones). L'étude détaillée des relations entre les apports fluviaux et la sédimentation marine peut s'avérer un outil également efficace et plus nuancé, à condition de ne pas limiter les investigations à un domaine trop étroit. C'est un exemple de plus du caractère synthétique de toute entreprise paléogéographique.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BALZER F., CONCHON O., FREYTET P. & PURSER B.H. (1982). - Un complexe fluvio-deltaïque sursalé et son contexte : originalité du Mehran (SE Iran). *Mém. Soc. Géol. Fr., N.S.*, 444, pp. 207-216, 8 fig.
- HOTTINGER L. (1962). - Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Eocène. *Mém. Suisses Paléont.*, 75-76, 243 p., 117 fig., 1 tabl., 18 pl.
- PLAZIAT J.C. (1972). - Les transgressions éocènes sur la bordure méridionale de la Montagne Noire, à l'ouest du Minerve. *Bull. BRGM*, (2), sect. 1, 3, pp. 21-44, 12 fig., 2 pl.
- PLAZIAT J.C. (1975). - L'Ilerdien à l'intérieur du Paléogène languedocien; ses relations avec le Sparnacien, l'Ilerdien sud-pyrénéen, l'Yprésien et le Paléocène. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 17 pp. 168-182, 3 fig., 1 tabl.
- PLAZIAT J.C. (1977). - Un exemple de reconstitution paléogéographique : l'extrémité orientale du Golfe d'Aquitaine au début du Tertiaire. *In* JAFFREZO M., Pyrénées orientales-Corbières, Guides géologiques régionaux, Masson éd., Paris, pp. 117-127, 8 fig., 1 tabl., pl. 2-3.
- PLAZIAT J.C. (1981). - Late Cretaceous to Late Eocene palaeogeographic evolution of Southwest Europe. *Palaeogeogr., -climatol., -eol.*, 36, pp. 263-320, 1 tabl., 24 fig.
- PLAZIAT J.C. (1984). - Le domaine pyrénéen, de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. Thèse Paris-Sud, Orsay, 1361 p., 528 fig., 105 pl., multigraphie.
- PURSER B.H., MRABET A., & SOLIMAN M. (1987). - Décharges silicodétritiques et sédimentation récifale récente. NW mer Rouge, Egypte. 8th IAS Region. Meet. Sedim., Tunis, pp. 416-417, 1 fig.
- SARNTHEIN M. & WALGER E. (1973). - Classification of modern marl sediments in the Persian Gulf by factor analysis. *In* PURSER B.H., The Persian Gulf, Springer-Verlag, Berlin, pp. 80-97, 10 fig.
- SCHAUB H. (1981). - Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène. Taxinomie, phylogénèse et biostratigraphie. *Mém. Suisses de Paléont.*, 104-106, 236 p., 116 fig., 18 tabl., 97 pl.

## INTRICATION DES SABLES ET DES CARBONATES DANS UN ENVIRONNEMENT MARGINO-LITTORAL PLIOCENE DU BASSIN DU CHELIF (ALGERIE)

G. THOMAS

Université de Pau et des Pays de l'Adour, Laboratoire de Géodynamique des Bassins sédimentaires,  
Avenue de l'Université, 64000 PAU

### Résumé :

Le dernier stade marin du bassin du Chélif dessine un golfe évoluant en lagune littorale au cours du Pliocène supérieur. La répartition des faciès est contrôlée par la géométrie héritée de la tectonique compressive intra-Pliocène inférieur : le dépo-centre silico-clastique comble une vaste dépression synclinale, les carbonates de basse énergie se déposent en fond de golfe confiné, tandis que les carbonates de haute énergie externe sont discordants sur un haut-fond. Le dépôt de ces carbonates est favorisé par l'aridité du climat. Les effets combinés de la tectonique et du comblement sédimentaire annulent l'influence de l'eustatisme.

### I - INTRODUCTION

Le bassin néogène et quaternaire du Chélif, situé dans la partie médiane de la chaîne alpine d'Afrique du Nord, s'est développé postérieurement aux phases de structuration majeure de cette chaîne. L'aire sédimentaire, allongée sur 300 km de long et 100 km de large environ, est comblée par des dépôts marins et continentaux dont l'épaisseur atteint 4 à 5000 mètres dans les ombilics de subsidence. Ce bassin tardi-orogénique présente de beaux exemples de passages latéraux et verticaux de faciès qui affectent une lithologie très diversifiée : carbonates, évaporites, diatomites, sédiments silico-clastiques. Plusieurs auteurs ont montré la complexité et la rapidité de ces changements (PERRODON, 1957 ; GOURINARD, 1958 ; DELFAUD et al., 1973 ; DELFAUD et REVERT, 1974 ; NEURDIN-TRESCARTES, 1974 ; FENET, 1975 ; GUARDIA, 1975 ; ROUCHY, 1981 ; SAINT-MARTIN, 1984 et 1987 ; THOMAS, 1979 et 1985).

Le thème du passage carbonates-silicates sera illustré grâce au dernier stade marin de l'évolution paléogéographique du bassin qui se situe au cours du Pliocène supérieur (fig. 1). L'intérêt de ce choix est double :

- il autorise à établir des liens avec les phénomènes actuels, car la période retenue est récente, postérieure à 3 Ma environ,
- il permet d'intégrer des phénomènes d'ordre géologique (dépôts de séquences sédimentaires de 3ème ordre) car la durée considérée est suffisante, voisine du million d'années.

Dans cet exemple, on montrera que la répartition et l'intrication des faciès subissent l'influence prépondérante de la tectonique (héritée et synsédimentaire).

### II - ORGANISATION PALEO GEOGRAPHIQUE ET SEQUENTIELLE - AGE DES DEPOTS

#### A - Paléogéographie et évolution verticale

##### 1. Répartition horizontale des dépôts

La paléogéographie est constituée par une aire de sédimentation marine vers laquelle converge le réseau hydrographique (fig. 1) ; à l'Est le paléo-Chélif, après avoir traversé sa plaine alluviale, n'apporte que des sédiments fins (sables et marnes plus ou moins silteuses) ; au Sud les paléo-cours d'eau Mina, Hammam et Mekerra sont issus des Hauts Plateaux et à travers le Tell méridional, apportent des sédiments hétérométriques de

la classe des sables et des galets. Dans tous les cas, les bassins versants sont très carbonatés, le  $\text{CaCO}_3$  dissous devait donc être abondant dans les eaux de ruissellement.

Les limites de l'aire marine, qui seule retiendra notre attention, sont constituées par deux directions d'origine tectonique : N 20°E à l'Est et à l'Ouest, N 70°E au Sud. D'un point de vue des faciès, les silico-clastiques et les carbonates sont intimement intriqués. On distingue toutefois deux domaines principaux : au Sud, un domaine essentiellement silico-clastique, à l'Ouest et au Nord, un domaine essentiellement carbonaté, l'ensemble constituant la formation d'Arzew.

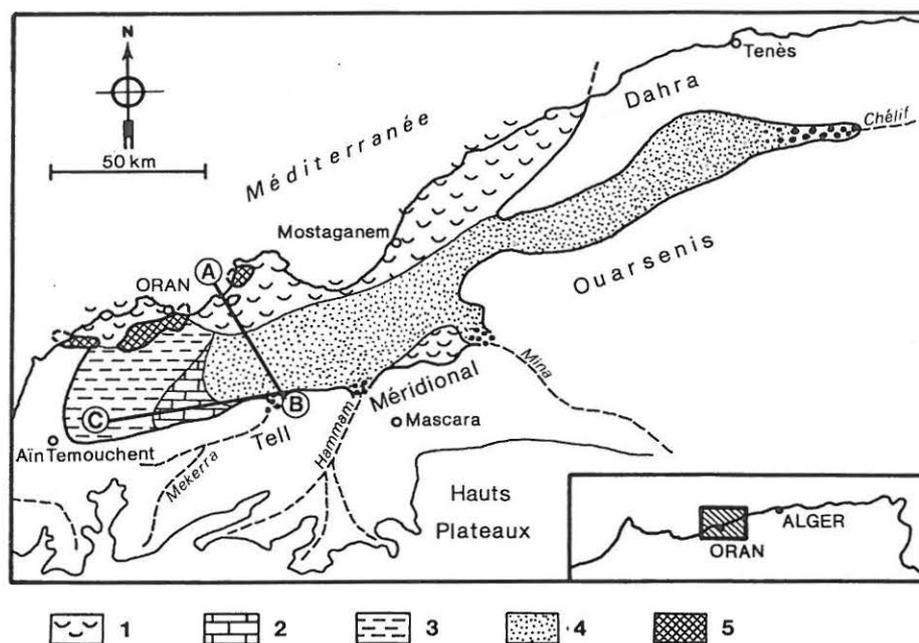


Figure 1 - Paléogéographie du bassin du Bas Chélif au cours du Pliocène supérieur.

1. calcaires de haute énergie (beach-rocks) ; 2. calcaires de basse énergie ; 3. marnes ; 4. dépôt silico-clastique dominant ; 5. îles ; AB, BC = localisation des coupes de la fig. 2.

Les dépôts silico-clastiques reposent en concordance sur le Pliocène inférieur dont ils sont séparés par un bref épisode régressif (cela s'observe notamment dans le Tell méridional - Beni Chougrane). Les dépôts carbonatés comprennent à l'Ouest des faciès de basse énergie ; il s'agit de marnes, de marno-calcaires micritiques qui s'imbriquent avec les dépôts silico-clastiques. Les dépôts carbonatés sont représentés, au Nord, par des faciès de haute énergie ; il s'agit alors de calcaires gréseux biodétritiques de teinte ocre qui s'enrichissent localement en coquilles de *Pectonculus* jusqu'à former une lumachelle ; le test des fossiles est souvent dissout, ne laissant subsister que les moules externes. La microfaune (G. BIZON *in litteris*) est roulée et déplacée ; elle contient essentiellement des formes benthiques : radioles d'Oursins, Ostracodes indéterminés, Foraminifères (*Ammonia beccarii*, *Elphidium* sp., *Florilus* sp., *Fursenkoina* sp.), de grands Peneroplidés indiquent des eaux relativement chaudes. Les Foraminifères pélagiques, rares, sont immatures et indéterminables à l'exception de *Turborotalia quinqueloba* et *Globigerina juvenilis*. Des Algues enkystées (*Pachysphaera pelagica*) indiquent un niveau marin très peu profond. Ces carbonates de haute énergie externe constituent une flèche littorale sur laquelle vont s'édifier des massifs dunaires qui transformeront progressivement le golfe en lagune. Ces "beach rocks" sont discordants sur un haut-fond parsemé d'îles-barrières, constitué par des terrains d'âge Pliocène ou anté-Pliocène. Notons aussi la présence locale de faciès de haute énergie interne sur la bordure septentrionale des Monts des Beni Chougrane.

## 2. Organisation verticale

L'évolution verticale de cet ensemble de faciès sera illustrée à l'aide de deux sections réalisées par corrélation entre les séquences identifiées sur toute une série de coupes (fig. 2).

La section NW-SE montre le passage entre les dépôts silico-clastiques et les carbonates à haute énergie ; il s'effectue par l'intermédiaire de marnes silteuses. Dans chacun de ces corps sédimentaires, l'analyse séquentielle (DELFAUD, 1972, 1974, 1977) permet de distinguer 4 séquences de deuxième ordre dénommées P II A 1, 2, 3 et 4 ; cet ensemble détermine une séquence de troisième ordre, ou formation d'Arzew. Les séquences silico-clastiques sont grano-décroissantes au deuxième ordre, mais aussi au troisième ordre avec des galets à la base et des marnes silteuses au sommet. Les séquences carbonatées sont de type régressif avec récurrences "beach-rocks" - dunes ; elles sont clôturées vers le sommet de la formation par des encroûtements calcaires de type "calcrète".

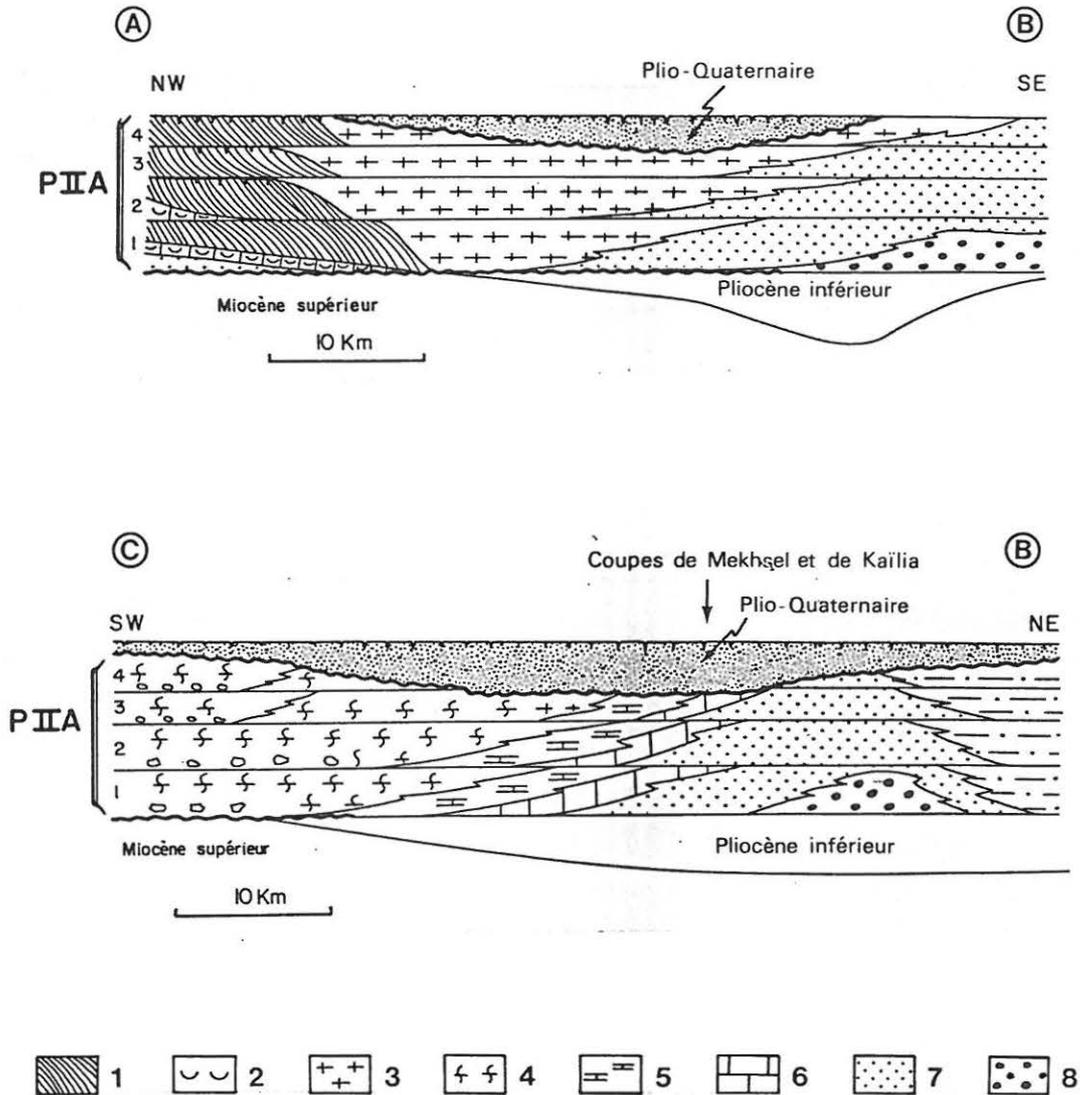


Figure 2 - Sections à travers la formation d'Arzew.

1. dunes ; 2. beach-rocks ; 3. marnes grises ; 4. marnes rubéfiées ; 5. mammo-calcaires ;  
6. calcaires de basse énergie ; 7. sables ; 8. galets.

La section SW-NE relie les dépôts silico-clastiques et les carbonates de basse énergie. Les divers faciès carbonatés sont constitués par des marnes rubéfiées, des marno-calcaires et des calcaires micritiques blancs. La zone d'intrication entre les faciès silico-clastiques et carbonatés montre que la grandécroissance s'accompagne d'une calcaréo-croissance des séquences. Cela peut être précisé par les analyses et les observations réalisées le long des coupes du Chabet Mekhsel et de Kaïlia. Remarquons au passage que les séquences lithologiques de 2ème ordre identifiées le long de ces coupes se retrouvent à travers les analyses calcimétriques et granulométriques, l'examen des flores et des faunes (fig. 3), mais aussi à travers l'évolution des minéraux argileux (fig. 5).

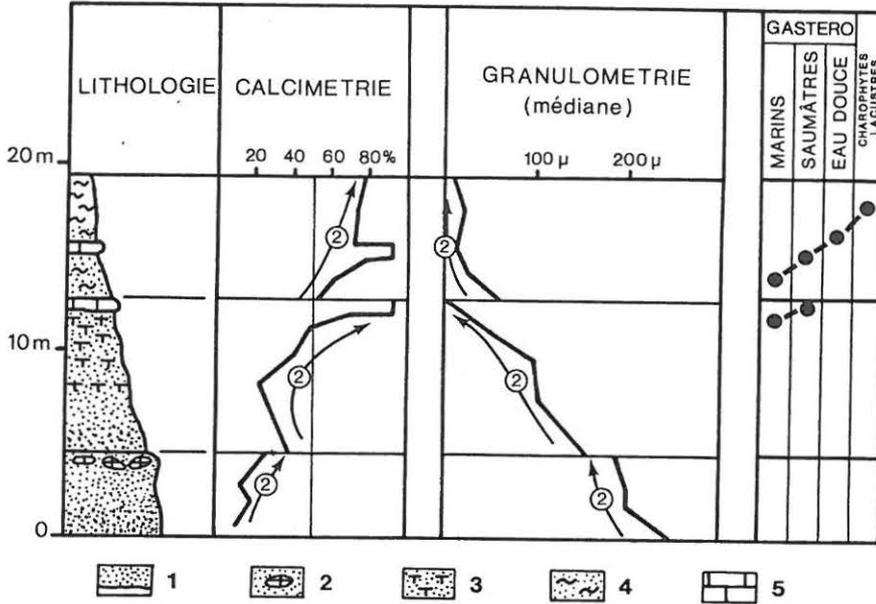


Fig. 3 - Evolution du carbonate, de la fraction détritique de la faune et de la flore le long de la coupe du Chabet Mekhsel ; localisation fig. 2. (x = 214,50 ; y = 250,10).

1. sables ; 2. sables à concrétions calcaires ; 3. calcaire gréseux ; 4. marnes ; 5. calcaire.

La calcaréo-croissance est bien mise en évidence par la calcimétrie, puisque les sables de base contiennent entre 20 et 40 % de carbonates, et que les marnes et calcaires sommitaux atteignent des proportions de 50 à 80 %. La grandécroissance, quant à elle, s'exprime par la diminution de la médiane de la fraction détritique.

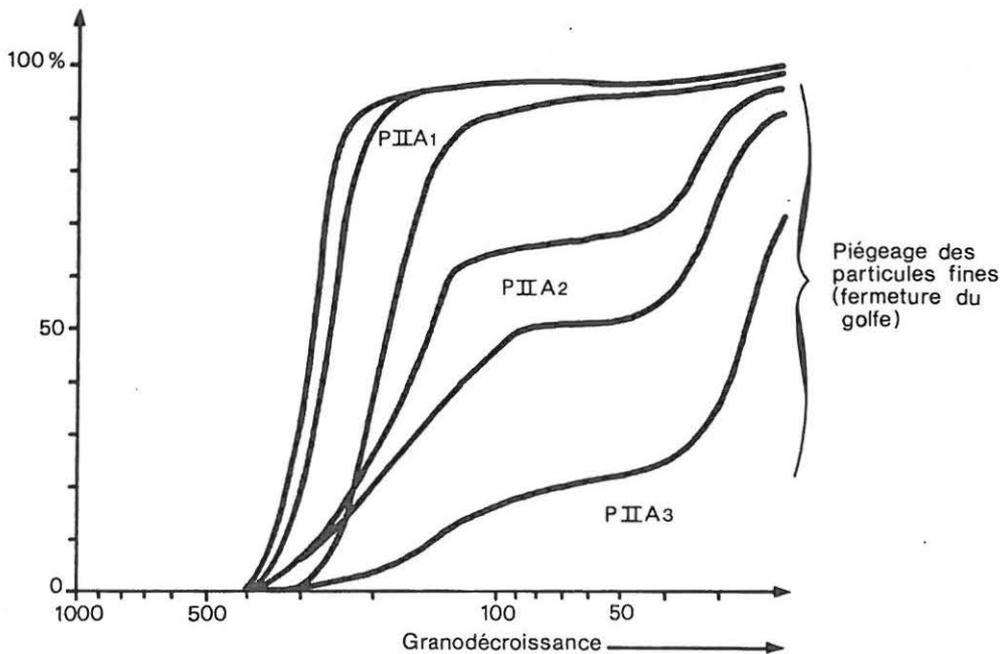


Figure 4 - Evolution de la fraction détritique silico-clastique dans les séquences de deuxième ordre en fonction de l'évolution paléogéographique.

Les courbes granulométriques montrent trois types de sédiment (fig.4) :

- dans la séquence de base, les sables sont unimodaux et bien classés,
- dans la séquence 2, les sables deviennent plus fins, bimodaux et hétérométriques,
- dans la séquence 3, ces derniers caractères sont largement accentués.

Tout cela traduit un double phénomène : d'une part la granodécroissance des apports, d'autre part le piégeage des particules fines en raison de la fermeture du golfe par la flèche barrière littorale.

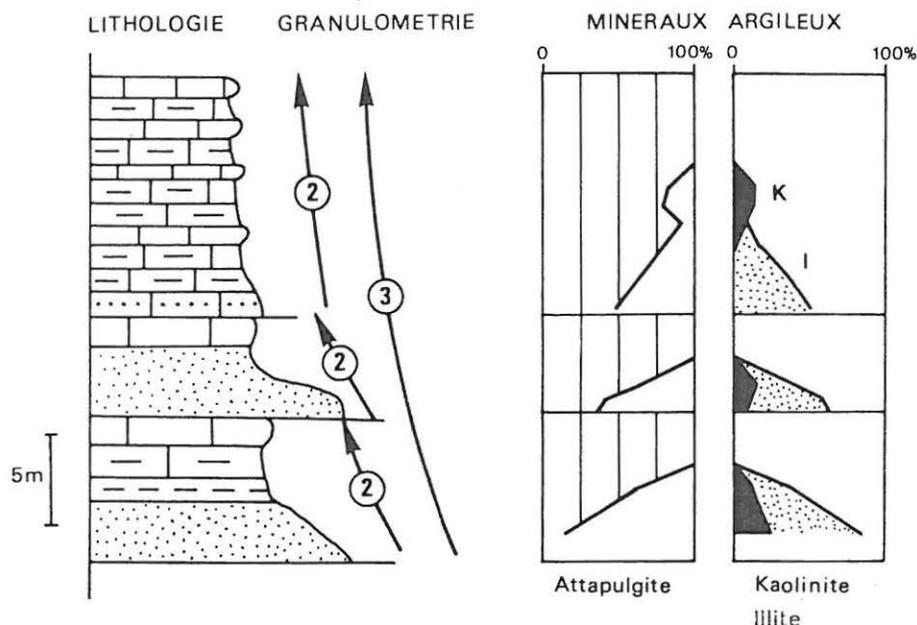


Fig. 5 - Evolution du cortège des minéraux argileux le long de la coupe de Kaïla  
(x = 212,40 ; y = 249,80 - Localisation fig. 2)

Le cortège des édifices argileux montre aussi un bon parallélisme entre séquences lithologiques et séquences géochimiques (fig. 5). La partie inférieure des séquences de deuxième ordre comprend essentiellement des minéraux hérités : kaolinite et illite. Par contre, les sommets carbonatés contiennent jusqu'à 100 % d'attapulgite ; avec un tel pourcentage, il n'est pas douteux que ce minéral soit néoformé ; cela est la marque d'un milieu confiné dans lequel se déposent des carbonates de basse énergie.

Enfin, la faune et la flore permettent de suivre assez bien l'évolution de l'environnement (fig. 3). La première séquence est azoïque ; dans la deuxième, les Gastéropodes marins sont relayés par des formes saumâtres ; dans la troisième, le milieu retrouve une salinité normale puis se dessale et se peuple de Gastéropodes d'eau douce et de Charophytes lacustres. Cette polarité de type "régressif" confirme celle observée en milieu de haute énergie (fig. 2).

Tous ces caractères sont ceux d'une aire de sédimentation en voie de comblement.

#### B - Age des dépôts

Les carbonates de haute énergie furent attribués au Calabrien (LAFFITTE, 1950) non pas sur la base d'arguments paléontologiques mais en raison de leur discordance locale sur du Pliocène. Cette attribution ne peut pas être retenue, car ces "beach-rocks" sont associés à des faciès marins carbonatés de basse énergie et à des dépôts continentaux, ayant livré des faunes appartenant au Pliocène supérieur.

Les Gastéropodes marins et saumâtres des séquences P II A 2 et P II A3 du Chabet Mekhsel (fig. 3) permettent d'assigner un âge pliocène à ce gisement (BREBION, *in litteris*). Une conclusion analogue se dégage du réexamen de la malacofaune littorale signalée par BRIVES et DALLONI (1913) à Aïn Sidi-Cherif (bordure méridionale du Plateau de Mostaganem).

Dans les environs d'Oran, les accumulations éoliennes ont livré des restes de grands vertébrés : *Hipparion massoessylum* POMEL au puits Karoubi (POMEL, 1878), *Libytherium maurusium* POMEL et *Stylohipparion libycum* (POMEL) au Ravin Blanc (POMEL, 1897). Ces gisements sont situés respectivement dans les séquences P II A 2 et P II A 1 (THOMAS, 1985). Plus à l'Est, au Djebel Bel Hacel, la base de la formation d'Arzew contient aussi une faune de grands Vertébrés villafranchiens (ARAMBOURG, 1969-1970). Dans le même secteur le gisement du Chabet el Baïadhah donne un âge villafranchien inférieur (AMEUR, 1979) aux marnes continentales de la séquence P II A 1.

Sur la bordure septentrionale du Tell méridional à proximité du douar de Oulad Adda (Beni Chougrane), les faciès silico-clastiques de la formation d'Arzew reposent, par l'intermédiaire d'un bref épisode régressif, sur des marnes bleues marines à microfaune pélagique ; le sommet de ces dernières appartient à la zone à *Globorotalia puncticulata* (d'après G. BIZON, *in litteris*).

Ainsi, l'ensemble des éléments de datation permet de situer la base de la formation d'Arzew au voisinage de la limite Tabianien-Plaisancien.

### III - LE CONTEXTE EUSTATIQUE, CLIMATIQUE ET TECTONIQUE

Les changements de faciès observés sont susceptibles d'être provoqués par l'eustatisme lié aux variations du climat mondial (calottes glaciaires), mais aussi par le climat régional. La tectonique locale peut également jouer un rôle déterminant.

#### A - L'eustatisme et le climat

La courbe de VAIL et al. (1977) met en évidence des régressions vers 4 Ma, 3 Ma et 2 Ma. L'épisode à 3 Ma est particulièrement intéressant, puisqu'il correspond sensiblement au début des intercalations silicates-carbonates dans le Plaisancien du bassin du Chélif. Cette baisse du niveau marin est à mettre en relation avec l'installation de la calotte glaciaire dans l'hémisphère nord, et on connaît à cette époque de nombreuses preuves de l'existence de dépôts morainiques. C'est le cas en Sierra Nevada entre 3,1 et 2,7 Ma (CURRY, 1966), en Islande entre 3,1 et 3,05 Ma (McDOUGALL et WINSINK, 1966), au Sud de l'Argentine à 3,63 ± 0,3 Ma (MERCER et al., 1973) ou dans les Andes boliviennes antérieurement à 3,27 Ma (CLAPPERTON, 1979). Le développement du froid dans les hautes latitudes est encore attesté par la courbe isotopique de l'oxygène, qui traverse le seuil du froid vers 3,2 Ma (SHACKLETON et OPDYKE, 1977).

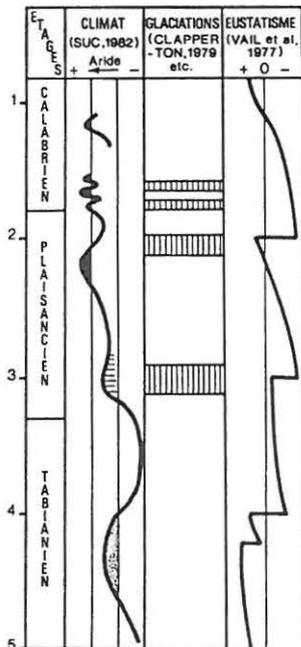


Figure 6 - Corrélation entre la courbe de l'eustatisme, les glaciations et le climat régional.

Par ailleurs, une courbe de l'évolution climatique au cours du Plio-Pléistocène inférieur a été établie à partir d'études palynologiques (fig. 6) (CRAVATTE et SUC, 1981 ; SUC, 1982) ; ces résultats, obtenus dans les régions de la Méditerranée nord-occidentale, peuvent être extrapolés à l'Algérie septentrionale sans trop de risques d'erreur. Cette courbe met en évidence plusieurs pulsations arides : vers 3 Ma, on assiste au passage d'un climat subtropical à pluies d'été à un climat méditerranéen à sécheresse estivale, le maximum d'aridité est atteint vers 2,3 Ma.

Tous ces événements du début du Plaisancien sont interdépendants ; l'eustatisme est d'origine glaciaire et on sait que le développement du froid dans les hautes latitudes est synchrone de périodes arides dans les latitudes moyennes (SUC et ZAGWIJN, 1983).

Pour en revenir au problème qui nous préoccupe, il est clair :

1. que le développement des "beach rocks" doit être mis en relation avec le climat régional marqué par l'aridité,

2. que l'approfondissement du bassin, permettant à ces "beach rocks" de se développer sur des hauts-fonds émergés durant le Pliocène inférieur, se produit au moment d'un épisode de bas niveau eustatique. L'approfondissement n'est donc pas d'origine eustatique mais tectonique,

3. que le recul de la mer provoquant la transformation du golfe en lagune, est contemporain d'une lente remontée eustatique ; celle-ci est donc moins rapide que le comblement sédimentaire.

De ce qui précède, il ressort que l'eustatisme ne joue pas de rôle appréciable dans la répartition des faciès au cours de l'élaboration de la formation d'Arzew. Cela nous conduit à examiner les effets de la tectonique.

## **B - Tectonique**

Au moment du dépôt de la formation d'Arzew le contexte tectonique est celui d'une phase transpressive engendrée par une direction de contrainte  $\beta_1$  orientée NW-SE ; elle débute dès le Pliocène inférieur et se traduit encore, à l'heure actuelle par des séismes. Il s'agit d'une phase vigoureuse structurant l'ensemble du bassin (THOMAS, 1985). L'importance de cette phase est telle qu'elle provoque le redressement à la verticale voire le déversement des couches villafranchiennes contenant de l'industrie préhistorique (Pebble Culture). Par ailleurs, les niveaux Tyrrhéniens postérieurs à 100.000 ans sont parfois basculés à 30° et subissent des variations altitudinales, à grand rayon de courbure ; leur amplitude atteint plusieurs dizaines de mètres.

En fait, deux épisodes de structuration sont individualisés : l'un est Pliocène inférieur, l'autre est Pliocène supérieur à Quaternaire. La formation d'Arzew se dépose au début du deuxième épisode, en discordance locale sur n'importe quel terrain antérieur. L'évolution du bassin est résumée ci-dessous ; ce résumé englobera aussi le premier épisode en raison du rôle de l'héritage tectonique dans la répartition silicates-carbonates, au sein de la formation d'Arzew.

### **1. L'épisode intra-pliocène**

Le schéma structural consécutif au premier épisode s'organise de la manière suivante (fig. 7). Les déformations compressives, plis et failles inverses, se regroupent en faisceaux décakilométriques orientés N 50°E à N 20°E. Trois d'entre eux prennent naissance à l'extrémité de grands décrochements E-W dextres : ce sont les faisceaux des Beni Chougrane, des Tessala et celui des Massifs littoraux ; le quatrième faisceau, celui du Chélif s'anastomose aux précédents.

Cet épisode provoque une évolution centripète du bassin qui se trouve réduit à l'état de cuvettes marines implantées dans des dépressions synclinales. Ces cuvettes sont alimentées par les sédiments corrélatifs d'un système de surfaces d'ablation qui tronquent les structures au fur et à mesure de leur élaboration, en n'épargnant que quelques reliefs résiduels. On retiendra en particulier l'émersion complète des massifs littoraux, qui manifestent d'ailleurs une tendance au soulèvement depuis le Miocène (GOURINARD, 1958).

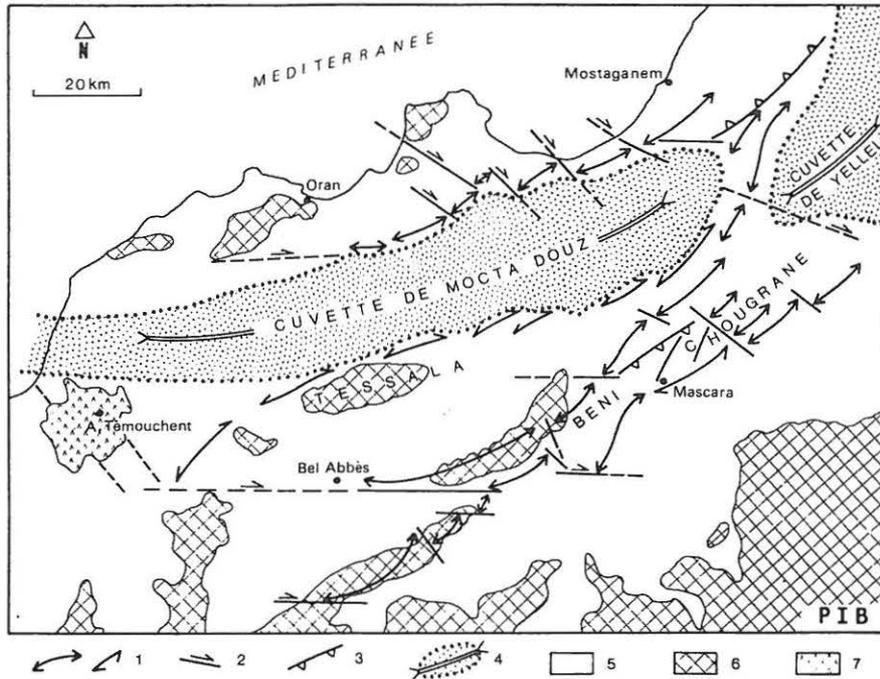


Figure 7 - Schéma des structures engendrées par la phase transpressive intra-pliocène.

1. axe anticlinal et flexure ; 2. décrochement ; 3. faille inverse ; 4. cuvette synclinale et son axe ; 5. surface d'ablation synchrone du plissement ; 6. relief résiduel ; 7. volcanisme alcalin.

## 2. L'épisode plio-quadernaire

Au cours du deuxième épisode, on assiste à une accélération des déformations : d'abord modérées, elles atteignent leur vitesse maximum au Quaternaire inférieur. Ainsi, au moment du dépôt de la formation d'Arzew, la tectonique ne se traduit que par le jeu de flexures localisées en bordure des faisceaux du Tessala et du Chélif. Il s'ensuit un affaissement d'ensemble du secteur septentrional et un soulèvement des secteurs méridional et oriental. La paléogéographie du golfe est acquise à ce moment-là, avec l'immersion des hauts-fonds septentrionaux (Massifs littoraux) précédemment émergés et tronqués par l'érosion (fig. 8).

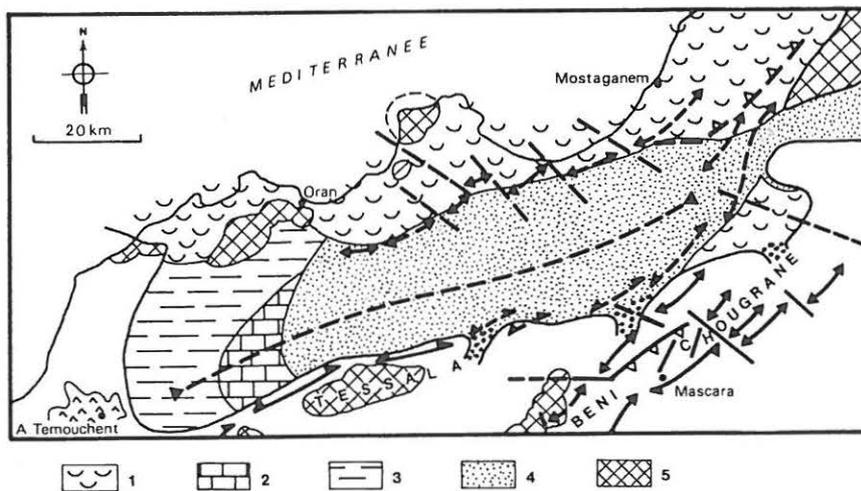


Figure 8 - Relations entre la structure et la répartition des faciès carbonatés et silico-clastiques.

1. calcaires de haute énergie (beach-rocks) ; 2. calcaires de basse énergie ; 3. marnes ; 4. fraction silico-clastique dominante ; 5. îles et reliefs résiduels.

### 3. Rôle de la tectonique dans la répartition des faciès

#### a) Distribution géographique

Si on en revient aux faciès, on comprend parfaitement leur répartition, en relation avec la structure :

- les calcaires à haute énergie s'installent en discordance sur le haut-fond septentrional, soumis à une subsidence saccadée,
- les faciès silico-clastiques ont valeur de dépocentre : ils comblent, en continuité de sédimentation avec le Tabianien, la dépression synclinale,
- les carbonates de basse énergie se déposent en fond de golfe confiné.

#### b) Organisation verticale des séquences

Chaque séquence de deuxième ordre correspond à une pulsation tectonique : le brusque soulèvement méridional déstabilise les pentes et provoque une reprise d'érosion, tandis que l'enfoncement du bassin détermine la paléogéographie de golfe ; l'arrivée de sédiments détritiques grossiers est donc synchronisée de l'ingression marine (fig. 9). Mais ces deux derniers phénomènes vont ensuite se trouver contrecarrés :

- d'une part, un matériau de moins en moins grossier arrive dans le bassin en raison de l'affaiblissement du système des pentes ;
- d'autre part, les effets du comblement entraînent le recul de la mer et le développement de massifs dunaires qui transforment le golfe en lagune.

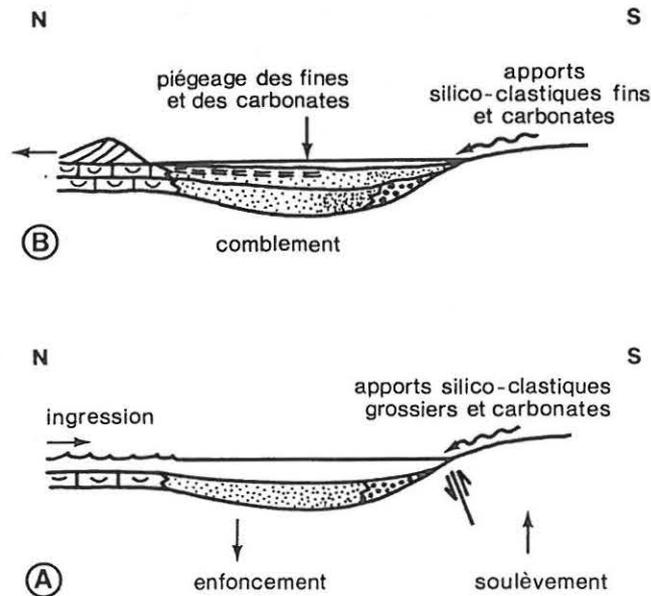


Figure 9 - Les processus d'élaboration d'une séquence de deuxième ordre.

A - Les effets consécutifs à la saccade tectonique

B - Les effets consécutifs au comblement.

Dans ce milieu fermé et confiné, il y a piégeage des particules fines et du carbonate, mais aussi néoformation d'attapulgite. La récurrence des pulsations tectoniques est à l'origine de la répétition des séquences de deuxième ordre qui constituent la formation d'Arzew.

Ce processus est interrompu par la brusque accélération des déformations tectoniques : elle entraîne le retrait définitif de la mer et transforme le golfe-lagune en dépression endoréique subsidente (playa). Le bassin sera désormais gouverné par une tout autre logique.

#### IV - CONCLUSIONS

Au cours du Pliocène supérieur une sédimentation à la fois carbonatée et silico-clastique s'établit dans le bassin du Chélif. La paléogéographie est constituée par un golfe (150 km de long, 50 km de large) qui évolue en lagune côtière.

La morphologie du bassin, elle-même contrôlée par la tectonique, guide la répartition des faciès. Les carbonates de haute énergie externe se déposent sur des hauts-fonds, les carbonates de basse énergie garnissent l'extrémité confinée du bassin, tandis que le dépocentre silico-clastique comble une vaste dépression synclinale.

CAUSES \ EFFETS	MORPHOLOGIE DU BASSIN	FACIÈS	POLARITÉ DES SÉQUENCES
TECTONIQUE HÉRITÉE	{ → CUVETTE ← { → HAUT-FOND ←	{ SILICO-CLASTIQUE { CARBONATÉ B.E. { CARBONATÉ H.E.	* RÉGRESSIVE * GRANODECROISSANTE CALCAREOCROISSANTE
TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE	{ → soulèvement → { → enfoncement →	reprise d'érosion immersion	comblement
CLIMAT	→ aridité →		
EUSTATISME	↘ transgression → régression	inhibée inhibée	

Tableau synoptique illustrant les relations de causes à effets qui contrôlent le passage entre les sédiments carbonatés et silico-clastiques.

Les principaux facteurs qui règlent le passage entre ces divers faciès sont les suivants (tableau). L'héritage tectonique détermine le cadre topographique du bassin, c'est-à-dire la différenciation en cuvette et hauts-fonds. La tectonique synsédimentaire provoque l'organisation d'une nouvelle paléogéographie. L'immersion, combinée avec l'aridité du climat, engendre les faciès carbonatés à haute énergie sur les hauts-fonds, alors que la reprise d'érosion déclenche l'arrivée de sédiments hétérométriques qui sont redistribués en fonction de la taille des éléments. Le comblement règle ensuite la polarité des séquences. Quant à l'eustatisme, il est inhibé : au moment de la régression par l'enfoncement rapide du bassin et au moment de la transgression par le comblement.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMEUR R. (1979).- Biochronologie des formations continentales du Néogène et du Quaternaire de l'Oranie. Contribution des Micromammifères. *Thèse 3ème cycle*, Oran, 77 p.
- BRIVES A. & DALLONI M. (1913).- Carte géologique de l'Algérie 1/50.000, feuille Mostaganem, n° 102.
- CLAPPERTON C.M. (1979).- Glaciation in Bolivia before 3,27 Myr. *Nature*, 277, 375-377.
- CRAVATTE J. & SUC J.P. (1981).- Climatic evolution of north-western Mediterranean area during Pliocene and early Pleistocene by pollen analysis and forams of drill Autan 1. Chronostratigraphic correlations. *Pollen et Spores*, 23, 2, 247-258.
- CURRY R.R. (1966).- Glaciation about 3 Ma ago in the Sierra Nevada. *Science*, 154, 770, 700-771.
- DELFAUD J. (1972).- Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, 77, 593-611.
- DELFAUD J. (1974).- La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 8, 1, 241-262.
- DELFAUD J. (1977).- La sédimentogenèse en liaison avec la dynamique des bassins. Rôle du climat. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 1, 1, 191-216.
- DELFAUD J., MICHAUX J., NEURDIN J. & REVERT J. (1973).- Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne : évolution de la région oranaise (Algérie) au Miocène supérieur - Conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, 64, 1-2, 219-241.
- DELFAUD J. & REVERT J. (1974).- Observations sur le calcaire à stromatolites d'âge Miocène terminal du Djebel Murdjadjo (Oran, Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, (D), 279, 1979-1982.
- DOUGALL I. Mc & WINSINK (1966).- Isotopic dating evidence for the age of climatic deterioration and the Pliocene-Pleistocene boundary. *Nature*, 5149, 219.
- DUPLESSY J.C. & BLANC P.L. (1982).- Diachronisme des premières glaciations pliocènes dans l'hémisphère nord. *9ème Réunion. Ann. Sc. Terre*, Paris, 221.
- FENET B. (1975).- Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'Orogène nord-maghrébin : les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais. *Thèse d'Etat*, Nice, 301 p.
- GOURINARD Y. (1958).- Recherches sur la géologie du littoral oranais. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., n° 6, 111 p.
- GUARDIA P. (1975).- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique. *Thèse d'Etat*, Nice, 289 p.
- HAQ B.V., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Amer. Assoc. Advanc. Sci.* 235, 1156-1167.
- KEIGWIN L.D. & THUNELL R.C. (1979).- Middle Pliocene climatic change in the western Mediterranean from faunal and oxygen isotopic trends, *Nature*, Londres, 282, 294-296.

- LAFFITTE R. (1950).- Sur l'existence du Calabrien dans la région oranaise. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 230, 217-219.
- MERCER H.J., FLECK R.J., MANKINEN E.A. & SANDER W. (1973).- Southern Argentina : glacial events between 4 My and 1 My ago during the Gilbert Gauss and Matuyama geomagnetic polarity epoch. IX Congr. INQUA, Christchurch, 235.
- NEURDIN-TRESCARTES J. (1974).- Les formations gréseuses dans la région nord des Beni-Chougrane (Algérie du Nord). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger*, 65, 1-2, 165-178.
- PERRODON A. (1957). Etude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., 12, 343 p.
- POMEL A. (1878).- Sur un gisement d'Hipparion près d'Oran. *Bull. Soc. géol. France*, (3), 6, 213-216.
- POMEL A. (1897).- Monographie des Vertébrés fossiles de l'Algérie. Les Equidés. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, 10, 44 p.
- ROUCHY J.M. (1981).- La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée. *Thèse Muséum Nat. Hist. Nat. et Univ. P. et M. Curie*, 295 p.
- SAINT-MARTIN J.P. (1984).- Le phénomène récifal messinien en Oranie (Algérie). *Geobios*, Mém. spécial n° 8, 159-166.
- SAINT-MARTIN J.P. (1987).- Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléocéologiques et paléogéographiques. *Thèse Doctorat d'Etat*, Aix-Marseille I, 499 p.
- SHACKLETON N.J. & OPDYKE N.D. (1977).- Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern hemisphere glaciation. *Nature*, Londres, 270, 216-219.
- SUC J.P. (1982).- Palynostratigraphie et paléoclimatologie du Pliocène et du Pleistocène inférieur en Méditerranée nord-occidentale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, (2), 294, 1003-1008.
- SUC J.P. & ZAGWIJN W.H. (1983).- Plio-Pleistocene correlation between the northwestern Mediterranean region and north western Europe according to recent biostratigraphic and paleoclimatic data. *Boreas*, 12, 153-166.
- THOMAS G. (1979).- Sur l'existence d'une compression intra-miocène post-nappe dans le Telle méridional oranais (Algérie). *C. R. Somm. Soc. géol. France*, 2, 56-59.
- THOMAS G. (1985).- Géodynamique d'un bassin intramontagneux. Le bassin du Bas Chéelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. *Thèse d'Etat*, Pau, 594 p.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMPSON J.R. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 4 : global cycles of relative changes of sea level, in seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration *A A P G*, 26, 516 P. Ch. E. Payton ed.

## LES SEQUENCES D'ECHELLE MOYENNE DE PLATE-FORME RESULTANT DU PASSAGE VERTICAL DE LA SEDIMENTATION SILICO-CLASTIQUE A LA SEDIMENTATION CARBONATEE

Jean DELFAUD

Université de Pau et des Pays de l'Adour, Laboratoire de Géodynamique des Bassins Sédimentaires - C.U.R.S.  
Avenue de l'Université, 64000 PAU

### Abstract :

At all levels, we can observe, both in the actual landscapes and in the ancient sedimentation, lateral passings between detrital silici-clastic bodies and carbonated deposits (eg. : Arzew Bay, etc...). One of the most powerful way of getting the mixture is the coming of a fluvial system with or without deltaic accumulation on a tropical shelf.

### Upright organization : complex sequences

The upright interference of carbonated silici-clastic elements generate complex sequences which can be divided into many different main types (J. DELFAUD, 1975) that we will arrange according to an increasing bathymetry.

- The Sandstone - Marl - Limestone sequence is typical (ex. Bechar Carboniferous) noted G.M.C. It comes from continental deposits on a shelf together with a layer of mud from the bordering continent.
- The G.C.M. sequence is the most frequent one. The marls make up the basic sedimentation of the basin.
- The Sandstone sequences found in a median position (M.G.C. or C.G.M.) indicate a littoral transit. The sandstones being brought by a long shore stream off limestone - mudded areas.
- Finally, in the sandstone bassinal sequences, the silici-clastic supplies are provided by canyons creating deep fans.

### Genetic parameters = organizing elements

The hinterland topography, which very often depends on tectonics may contribute to the (silici-clastic) up-bringing. The longer the river carries the deposits on the continent, the finest they get (the Mississippi or the Nile Delta).

The climatic atmosphere intensifies these contrasts a continental (biostasy) or the lack of a carrying agent limits the number of coarse deposits. The carbonated area belt is located in the tropics.

Eustatism plays an important part - the going down of the sea-level makes the erosion be active again and generates deep cones. The rising of the sea-level makes the river deposits be less numerous and reshapes the coastal sands (green glauconitic sandstones for the Upper Cretaceous).

The sequential analysis allows us to show off those interactions and to classify them according to varied scales rhythms.

## INTRODUCTION

Quand les sédimentologues ont élaboré les modèles de référence des environnements sédimentaires (années 50 et 60), ils se sont adressés à des exemples simples, soit à dominante silico-clastique (systèmes deltaïques de l'Orénoque, du Mississippi, Marges Est-américaines, voir VAN ANDEL et POSTMA, 1959, VAN ANDEL et CURRAY, 1960 *Biblio. in* PETTITJOHN & POTTER, 1972), soit à dominante carbonatée (Bahamas, Floride, Yucatan, Golfe Persique, voir HOUBOLT, 1957 ; ILLING, 1954 *Biblio. in* PURSER, 1973). Cette démarche s'imposait dans un premier temps pour montrer les grandes constantes des systèmes de dépôts et pour souligner l'unicité profonde des sédimentations silico-clastiques et carbonatées (READING, 1978, REINECK, 1980).

Par la suite, l'intérêt s'est porté sur les sédimentations mixtes où les deux types de dépôts se mélangeaient. A plusieurs échelles des systèmes géographiques furent élaborés, allant de la baie décakilométrique jusqu'aux bassins hectakilométriques (voir les travaux de PURSER au Moyen-Orient). Dès 1975, nous avons proposé (J. DELFAUD, 1975) d'analyser verticalement l'interférence entre silico-clastiques et carbonates en utilisant les modèles séquentiels. Plusieurs types existent. Ils traduisent le déplacement de systèmes horizontaux mais imposent une contrainte scalaire qui est fondamentale.

Nous allons illustrer ces dispositions par de nombreux exemples, essentiellement observés dans des assises mésozoïques, allant des domaines continentaux aux faciès profonds. Il sera alors possible de comprendre les lois d'organisation (typologie séquentielle) et de cerner les facteurs dont les variations génèrent ces évolutions : la tectonique, le climat, l'eustatisme.

## I - LE REFERENTIEL

On doit l'établir en partant de l'étude de la répartition géographique actuelle des sédiments et en établissant une typologie séquentielle, basée sur leur déplacement dans le temps.

### A - Les modèles actuels

Ils varient selon le contexte morphologique, climatique et tectonique et sont toujours particuliers car ils résultent de la brutale remontée eustatique de l'Holocène. Ils s'ordonnent selon trois échelles :

#### 1. Echelle décakilométrique : baie, cuvette, etc...

Nous prendrons l'exemple de la Baie d'Arzew en Algérie (ROSFELDER, 1955). Sur une aire peu profonde, se succèdent des faciès très variés qui sont, du large vers le continent (Fig. 1) : a) Marnes bleues semi-pélagiques, b) Grès glauconieux, c) Gravier calcaires à nodules algaires et beach rock, d) Cordons littoraux à galets ou dunaires, e) Faciès argilo-évaporitiques de lagune.

Cette complexité résulte essentiellement du climat méditerranéen, de la néotectonique active et de la remontée eustatique qui a abandonné d'anciens cordons littoraux qui, actuellement, constituent les sables de plate-forme (faciès b).

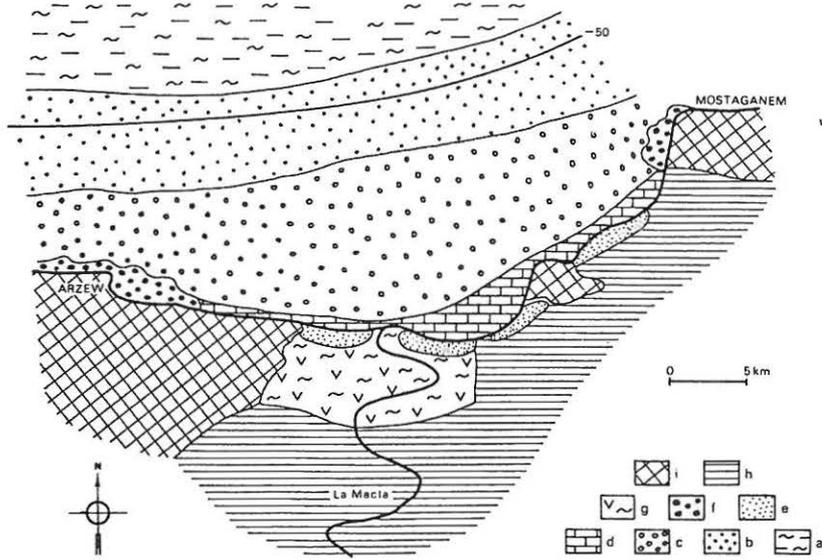


Figure 1 - Schéma de répartition des sédiments actuels dans la baie d'Arzew (Algérie).  
 a. Marnes bleues marines ; b. Sables glauconieux et coquilliers ; c. Sables calcaires et nodules algaires ;  
 d. Calcaire de plage ; e. Sable éolien ; f. Galets littoraux ; g. Vases sursalées ; h. Limons contentaux ; i. Relief.

## 2. Echelle hectokilométrique : Les Caraïbes.

Ce secteur est classique. Il a donné lieu à l'élaboration de modèles, tant carbonatés que silico-clastiques.

Nous ne retiendrons que les faciès littoraux, les faciès bassinaux se composant de marnes et dépôts resédimentés (Fig. 2). On y reconnaît deux aires silico-clastiques, l'une tempérée à froide (apports du Mississipi et de l'Hudson), l'autre équatoriale (Orénoque et Amazone). Sous les tropiques, en position médiane, se développent les classiques plages carbonatées des Bahamas, de Floride, de Yucatan.

Nous avons noté (J. DELFAUD, 1983) que cette organisation évoque celle qui existait au Jurassique en Eurafrique.

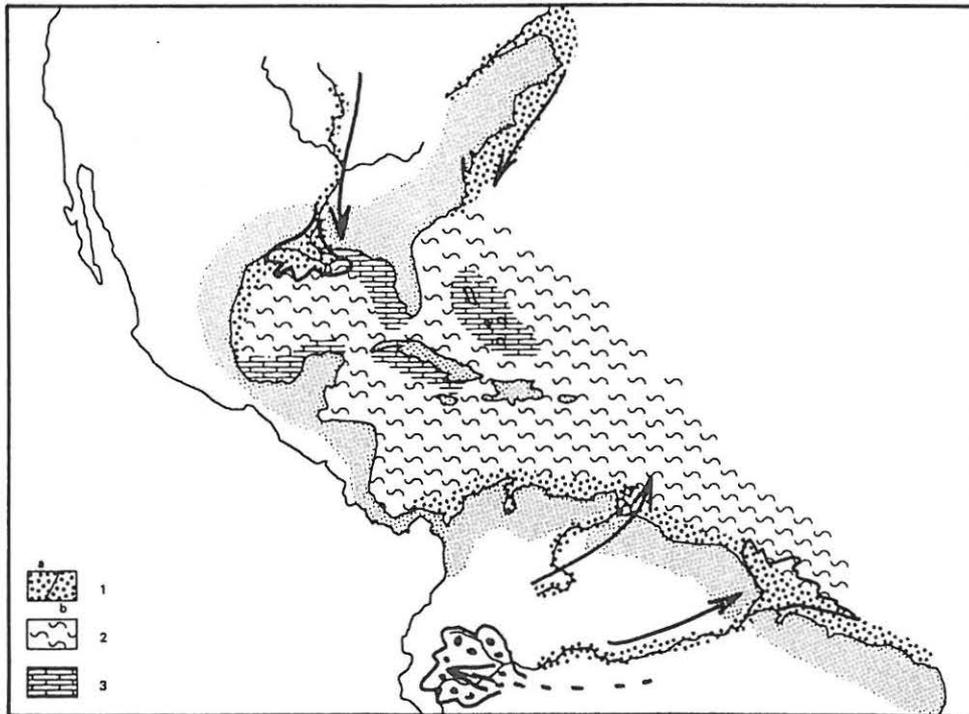


Figure 2 - Répartition des sédiments dans les Caraïbes.  
 1. Apports silico-clastiques ; a. venant de la zone tempérée ; b. venant de la zone équatoriale.  
 2. Marnes ; 3. Carbonates

### 3. Echelle globale : les zones climatiques

Sur la figure 3 est figurée la classique zonation actuelle des faciès littoraux. On y retrouve les deux aires silico-clastiques (avec les grandes accumulations deltaïques) et la bande carbonatée tropicale.

Régionalement, ce modèle, essentiellement climatique, doit être nuancé en fonction de la topographie de l'arrière-pays et de la situation par rapport aux grands transits océaniques ou atmosphériques (notions de façade occidentale et orientale).

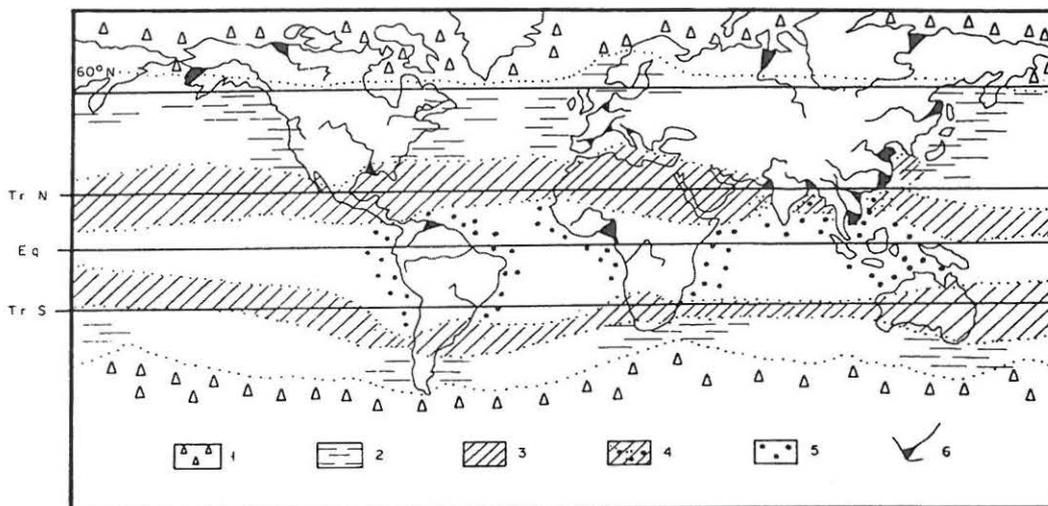


Figure 3 - Répartition mondiale des sédiments littoraux.

1. Sédiments détritiques de la zone froide ;
2. Vases de la zone tempérée ;
3. Plages calcaires ;
4. Vases de la zone tropicale ;
5. Sable de zones équatoriales.

### B - Organisation verticale = les séquences

Nous ne retiendrons que les mésoséquences (ordres 3 et 4 selon J. DELFAUD, 1986) qui résultent essentiellement de phénomènes de progradation entrecoupés par les cycles eustatiques (paracycles et cycles de VAIL, 1977).

#### 1. Mécanismes génétiques :

Classiquement on distingue trois types d'accumulation : la rétrogradation (de la mer vers la terre), l'accrétion verticale, la progradation centrifuge (du continent vers la mer).

Ces dispositions sont contrôlées par la subsidence, le climat, mais elles s'ordonnent aussi selon le "cycle" eustatique (cycle régression-transgression, c'est-à-dire bas niveau - haut niveau).

#### 2. Types séquentiels

En considérant les trois composantes principales : silico-clastiques grossiers (G), silts et argiles (M) et carbonates (C), on peut concevoir plusieurs types de combinaisons, d'enchaînements, selon une bathymétrie croissante :

- Séquence à Marnes médiane G.M.C.
- Séquence à Calcaires médians G.C.M.
- Séquence à Grès médians C.G.M.
- Séquence à Grès distaux C.M.G.

Nous avons proposé une typologie pour ces successions afin de bien insister sur la variété des séries naturelles et pour nuancer le concept de série naturelle de LOMBARD (1956). Nous allons voir que ces systèmes sont plus complexes, avec en particulier l'existence de deux zones argilo-marneuses : l'une littorale, l'autre bassinale.

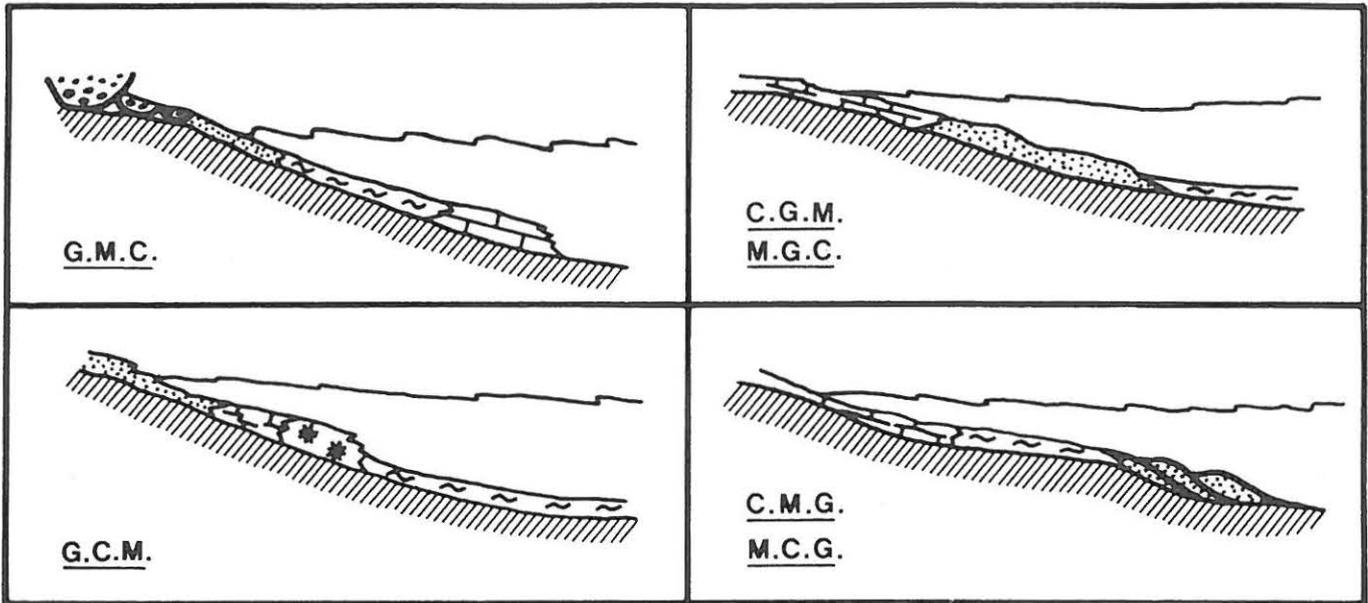


Figure 4 - Les quatre dispositions principales illustrant les rapports entre Grès (G), Marnes (M) et Carbonates (C).

Il est clair que le paramètre dominant est la nature lithologique des assises littorales. Celle-ci est, en premier lieu, fonction du climat.

Quoi qu'il en soit, on doit toujours distinguer les deux types d'apports marno-silteux. Les apports littoraux ne posent pas de problème. Les arrivées en provenance "du large" sont plus difficiles à interpréter. On doit envisager de longs transits océaniques, en semi-suspension.

## II - QUELQUES EXEMPLES

### A - Les systèmes grès-marnes-calcaires : G.M.C.

Ces séquences correspondent à l'ancienne série virtuelle telle qu'elle fut élaborée au début du siècle et reprise par A. LOMBARD. En fait, c'est une disposition particulière, propre au climat tempéré, qui implique des apports provenant du continent immédiat et qui s'affinent vers le large.

#### 1. Les séquences paléozoïques :

Dans les faciès marins ou limniques, associés à la houille, cette disposition est bien connue (Fig. 5).

- C'est le classique cyclothème de MOORE, 1930, premier modèle de séquence composite.
- C'est la disposition du Carbonifère inférieur de Béchar (DELFAUD, 1975).

### 3. Les complexes deltaïques du Mésozoïque d'Irak.

AL MASHADANI (1984) a établi que durant le Mésozoïque, trois deltas se sont développés en avant du craton arabe, la marge sud du sillon mésopotamien (Fig. 9).

Globalement, la disposition est encore Grès-Calcaire-Marnes, particulièrement aux confins irako-syriens car la sédimentation de plate-forme de base est celle des carbonates, associés souvent à des évaporites, ce qui confirme l'importance d'un climat relativement aride. Ce système peut être étendu à tout le Moyen-Orient (LE NINDRE, 1987) et nous avons montré qu'il s'agissait d'un grand fleuve, peut-être le Paléo-Nil, symétrique du Paléo-Niger (DELFAUD, 1986).

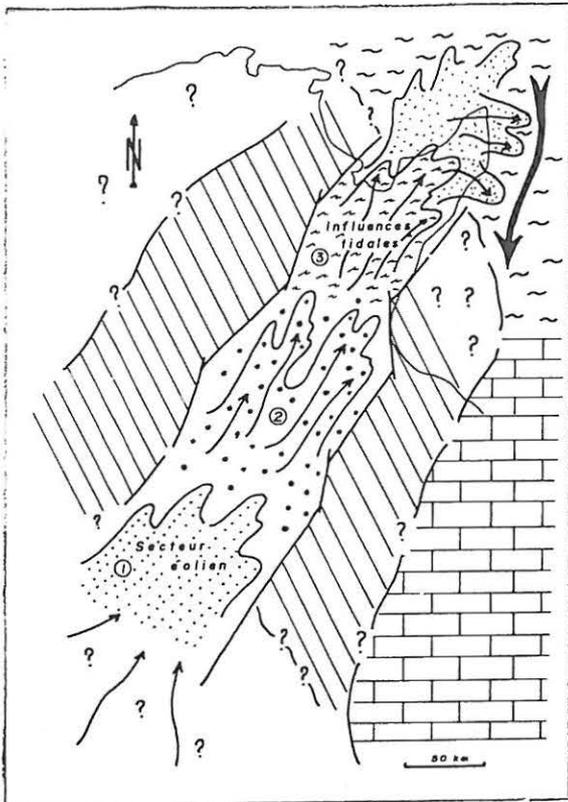


Figure 8 - Zonation dans le delta de Cherichira (Oligocène tunisien).

1. Sables éoliens ; 2. Grès à dragées ;
3. Vases et sables.

#### C - Le système à grès médians

C'est la disposition C.G.M., les calcaires correspondant à des dépôts littoraux, souvent associés à des beach rocks.

Cette disposition est celle de la Baie d'ARZEW EN algérie (Fig. 1). Dans le Bassin du Chélif, elle perdure partiellement depuis le Miocène (NEURDIN, 1987, THOMAS, 1985). Sur les plages se déposent des calcaires littoraux, souvent à stromatolithes et évaporites (Messinien d'Oran, Dalle carbonatées du Quaternaire ancien = Plages à Strombes) (Fig. 10).

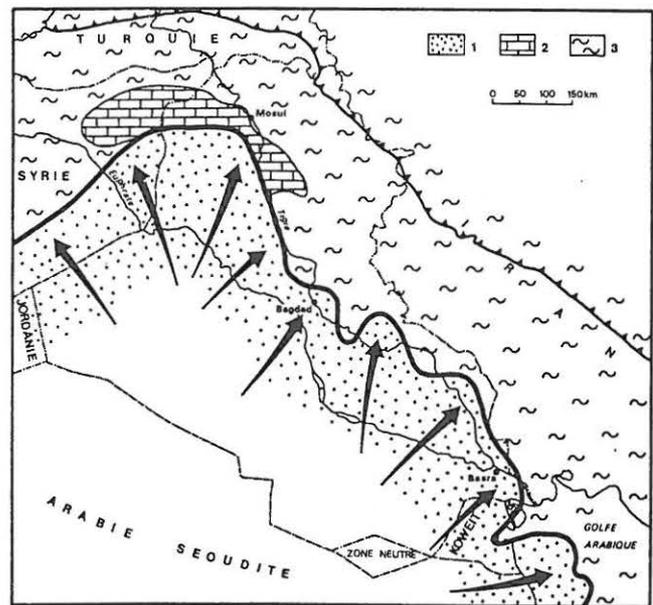
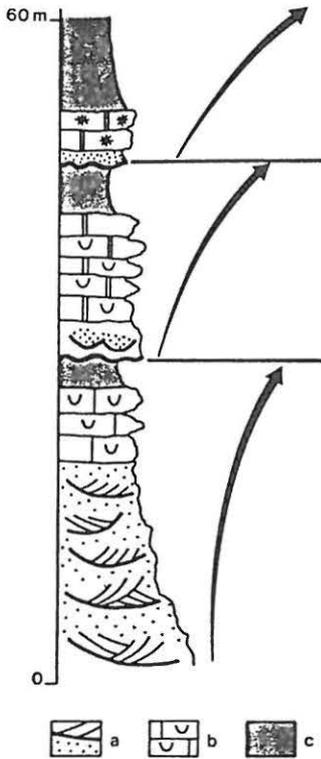


Figure 9 - Barrémo-Aptien d'Irak (d'après AL MASHADANI, 1984).

Nous avons proposé (DELFAUD *et al.*, 1987) d'expliquer cette disposition par un phénomène de bouchon vaseux analogue à celui décrit par GLANGEAUD (1938) dans l'estuaire de la Gironde ce qui est cohérent avec la forte influence tidale qui marque ce système deltaïque (DELFAUD, 1978).

Ce modèle est intéressant : il explique qu'au droit d'un fleuve les eaux peuvent être claires la succession réelle étant alors : Grès continentaux - Marnes margino-littorales - Grès de front de delta - Carbonates de plate-forme - Marnes bassinales (éventuellement entrecoupées de turbidites gréseuses).

### B - Le système grès-calcaires-marnes : G.C.M.



C'est le système le plus classique en biostasie ménagée, quand les continents n'alimentent qu'une sédimentation résiduelle. Sur la plate-forme, si le climat est assez chaud, se déposent des calcaires. Puis viennent les marnes du large, apportées par des grands transits océaniques.

#### 1. Les systèmes transgressifs

La succession G.C.M. est classique dans les systèmes transgressifs sur plate-forme. Citons deux exemples : le Cénomaniens charentais (Fig 7) et l'Eocène moyen des Corbières (PLAZIAT, 1984). Le premier exemple est particulièrement net car, dans trois séquences, des édifices à rudistes se développent entre les sables littoraux et les marnes à faunes pélagiques.

Figure 7 - Mésoséquences du Cénomaniens charentais.

a. Sables littoraux à continentaux ; b. Calcaires bioclastiques à Rudistes ;  
c. Marnes à faune pélagique.

#### 2. Le delta de zone aride de l'Oligocène tunisien

La formation Fortuna (BUROLLET, 1956) correspond à un système deltaïque qui prograde du Sud vers le Nord (DELFAUD, 1973). Il y a peu de vases en milieu de delta, où les sables éoliens sont fréquents. Vers le large, se développe une zone de carbonates (calcaire à Nummulites), puis les marnes bassinales (Fig. 8). Un complexe désertique (DELFAUD *et al.*, 1987) explique cette disposition et le mécanisme du bouchon vaseux ne se manifeste pas.

Il est facile de montrer qu'au-delà des carbonates de plate-forme se développe une seconde bande de marnes bassinales (ex. : schistes du Serpukhovien du Bassin de Béchar, M. LEGRAND, 1985).

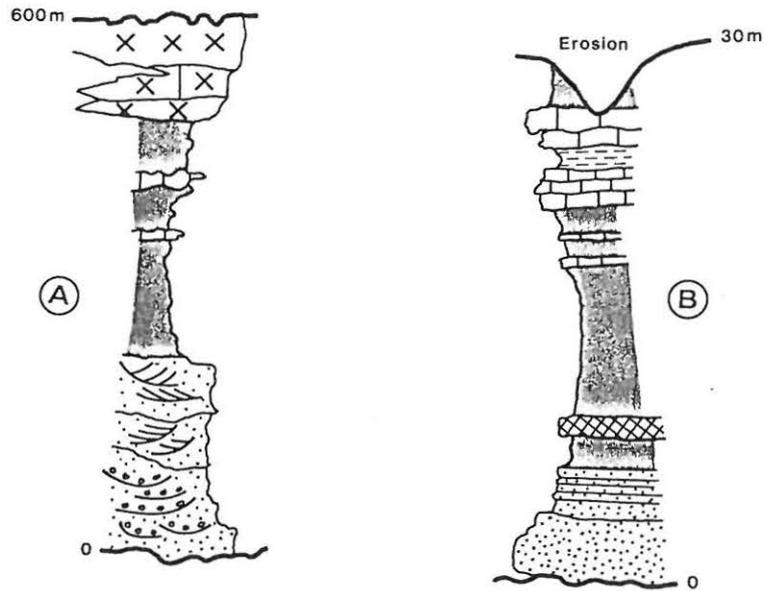


Figure 5 - Deux séquences carbonifères G.C.M.  
A. Carbonifère de Béchar ; B. Cyclothème houiller du Kansas d'après MOORE, 1930.

## 2. Les faciès marneux du milieu de delta des Ksour :

Durant le Jurassique Crétacé inférieur, un grand fleuve, le Paléo-Niger, a construit un delta qui a progradé à travers tout le Maghreb (J. DELFAUD, 1986). Cette disposition est paradoxale : au large d'un tel fleuve, immédiatement en avant des cordons de front de delta, se développe une sédimentation carbonatée pratiquement dépourvue de produit détritifique (Fig. 6). En fait, les colloïdes fins sont stockés dans la plaine médio-deltaïque qui est la zone la plus épaisse, avec des assises marneuses à faciès saumâtres.

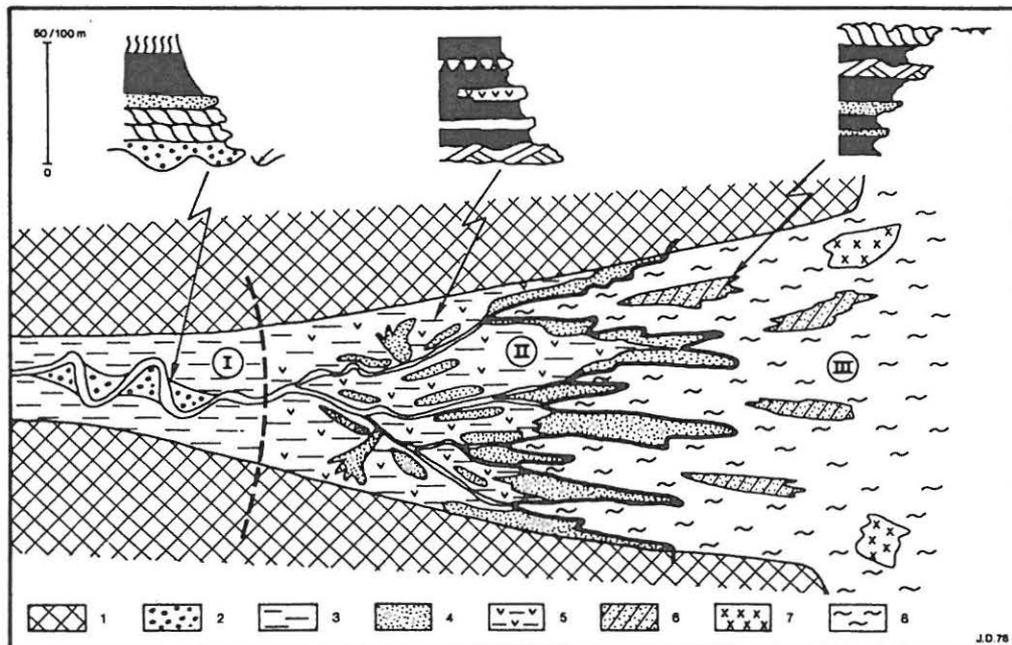


Figure 6 - Répartition des sédiments dans le delta des Ksour à influences tidales (Algérie).  
1. Reliefs ; 2. Grès à dragées ; 3. Limons continentaux ; 4. Sables marins ; 5. Vases et silts évaporitiques de la plaine deltaïque ; 6. Sables marins ; 7. Amas coquilliers et récif ; 8. Marnes bassinales.

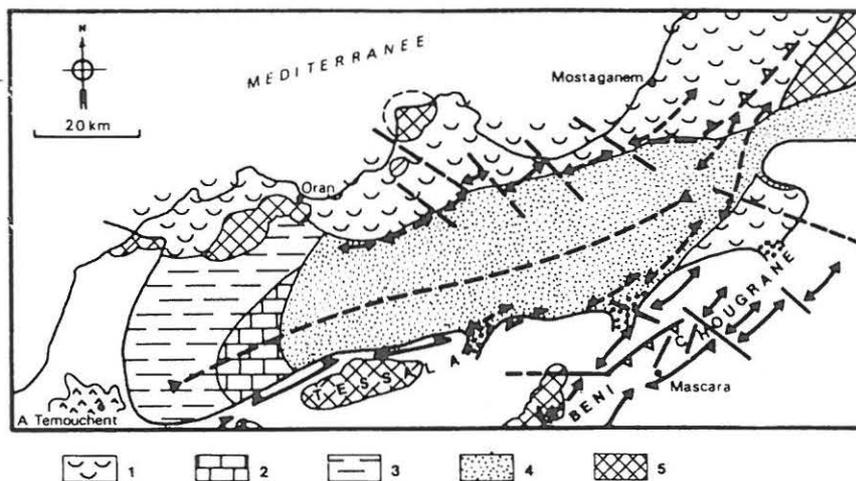


Figure 10 - Répartition des dépôts dans le Bassin du Chélif Alpin durant le Plio-Quaternaire (d'après THOMAS, 1986).

1. Beach rock calcaire. 2. Calcaire de basse énergie. 3. Marnes saumâtres. 4. Faciès silico-clastiques. 5. Relief. 6. Vers le large : Marnes bleues bassinales.

Dans cette disposition, les sables résultent essentiellement d'une reprise, en transgression, d'anciens cordons littoraux, partiellement redistribués par des courants long-shore.

#### D - Le système à grès distaux

Ce sont des dispositions de type M.C.G. ou, plus rarement, C.M.G. Les grès sont resédimentés et apportés par des courants turbiditiques.

C'est la disposition classique des marges, actives ou passives, et des bassins de piémont. Les Grès sont apportés soit par des apports longitudinaux, soit par des courants long-shore.

Le Bassin Eocène de Jaca (PUIGDEFABREGAS, 1975 ; DELFAUD, 1984 ; LABAUME et SEGURET, 1985) fournit un bon modèle (Fig. 11) :

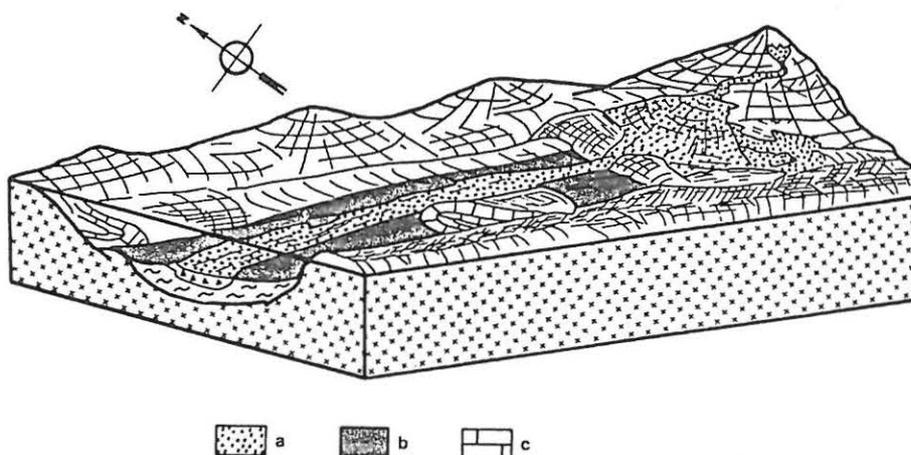


Figure 11 - Le bassin turbiditique de Roncall (Pyrénées Sud-Ouest).  
a. Apports siliceux ; b. Marnes bleues ; c. Apports carbonatés.

Ce modèle comprend :

- les apports siliceux "axiaux" alors que les bordures sont occupées par des dépôts carbonatés resédimentés en masse (olistolithes) ;
- des apports turbiditiques qui transitent par un étroit canon à travers les dépôts de marnes bleues (Marnes de Pampelune).

Dans un tel bassin, il y a mélange de flysch turbiditique silico-clastique et de mégaturbidites carbonatées. Une telle disposition, avec double alimentation, est classique dans les bassins d'avant-fosse = Flysch Nord-Pyrénéen (DUBARRY, 1988), Grès du versant sud-pyrénéen (CERMELLI, 1988) et Cülm (DELVOLVE, 1987).

Partout, il y a transit des grès par un système de canons à travers une plate-forme à sédimentation argileuse.

### III - LES FACTEURS GENETIQUES

La variété des intrications entre faciès silico-clastiques et dépôts carbonatés traduit la complexité des phénomènes qui interfèrent dans le contrôle des environnements sédimentaires.

#### A - La tectonique

C'est le facteur le plus immédiat. Une orogénèse élabore des reliefs qui sont soumis à l'érosion et qui, à leur tour, génèrent des apports grossiers.

Les agents d'érosion sont variés : glaces, torrents et vent en milieu continental (DELFAUD, 1984), courants côtiers divers sur les plates-formes, éboulements et resédiments au pied du glacier et au débouché des canons (deep sea fan).

Très globalement, une orogénèse se traduit par le remplacement, en vertical, de faciès chimiques, souvent carbonatés, par des dépôts silico-clastiques. Citons quelques exemples :

- Le Tertiaire d'Aquitaine (Fig. 12) avec la bordure Nord-Est qui est active au Danio-Paléocène (sidérolithique gréseux), puis passive par la suite (dépôt de molasses et calcaires lacustres). Les faciès grossiers se situent alors au Sud, le long de la chaîne pyrénéenne en voie de surrection.

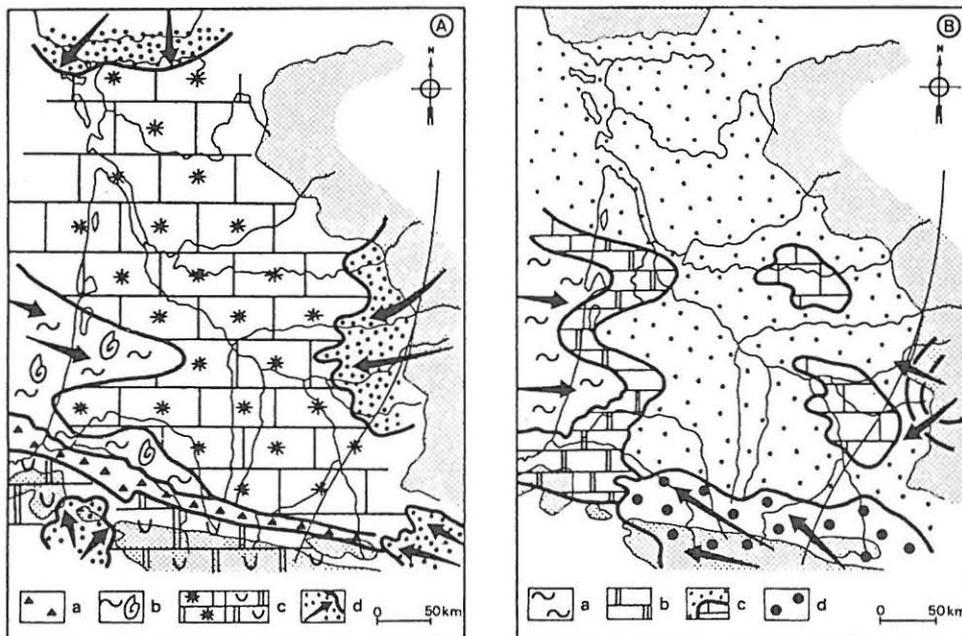


Figure 12 - Evolution des apports en Aquitaine.

A - Eocène inférieur ; d. Sidérolithique ; B - Eocène supérieur ; d. Poudingues pyrénéens.

- Le Crétacé-Eocène sub-andin (Fig. 13) Bassin du Marañon (CHAVEZ, 1984) où le secteur occidental est marno-carbonaté au Crétacé, alors que l'avant-pays amazonien est occupé par le delta de la paléoamazonie (Formation Chonta). A la suite de l'orogénèse andine, le système s'inverse, et les faciès détritiques se situent à l'Ouest, au pied des Cordillères (conglomérats de la formation Pears

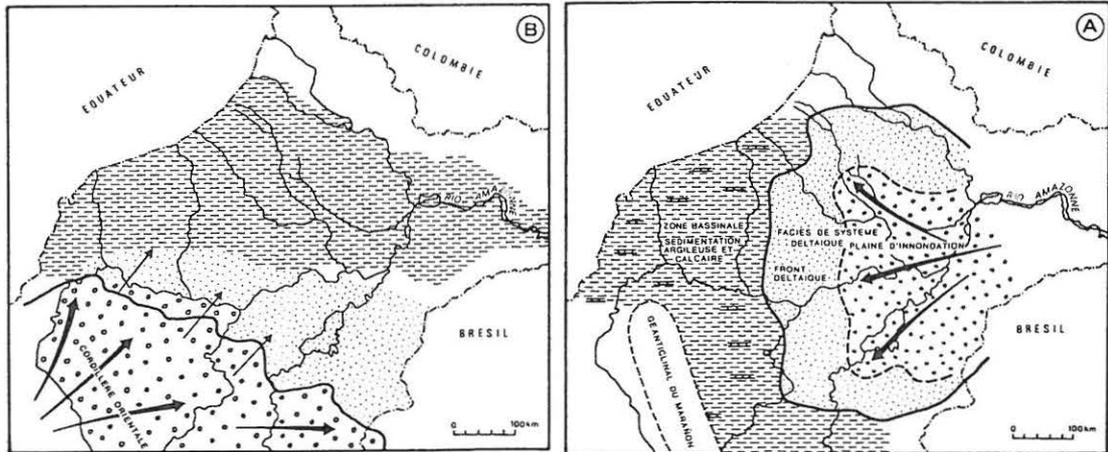


Figure 13 - Evolution des apports dans le Bassin sud-andin du Marañon (d'après CHAVEZ, 1984).

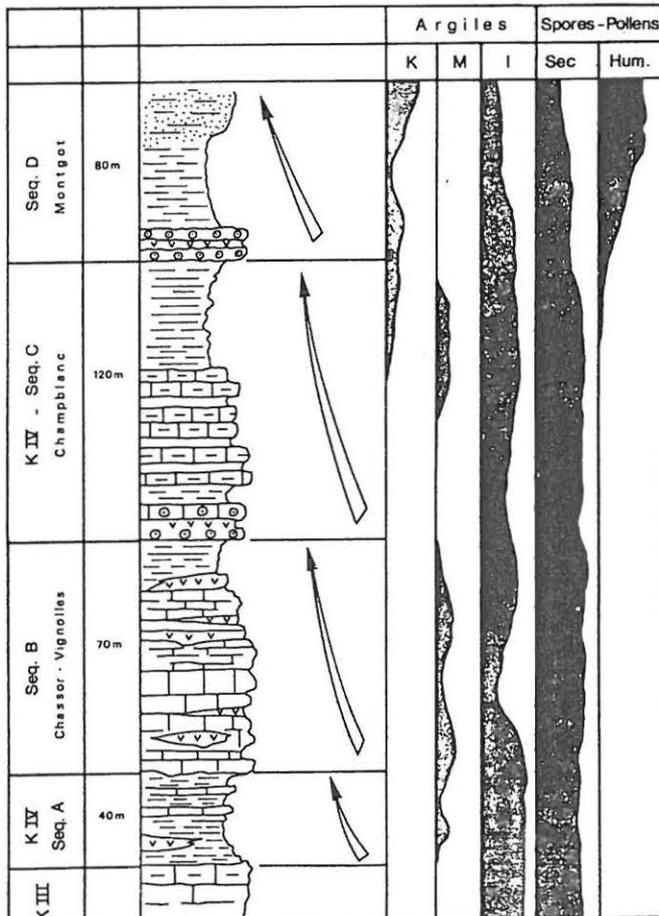
A - Formation Chonta. Turonien-Coniacien. Apports amazoniens.

B - Cénozoïque : Formation Pears. Apports andins.

Ces deux exemples montrent qu'un "cycle" paléogéographique peut avoir un enregistrement sédimentaire dyssymétrique si, entre la transgression et la régression, intervient une orogénèse qui modifie le système des pentes et la topographie de l'arrière-pays.

### B - Le climat

Depuis ERHART (1965), nous savons que les évolutions climatiques génèrent tour à tour une sédimentation chimique puis détritique, selon le couple bio-rhéxistase. Ce modèle est un peu théorique et doit être replacé dans un contexte climatique réel (DELFAUD, 1984). Quoi qu'il en soit, à toutes les échelles, les évolutions climatiques font varier la nature des sédiments.



1. A l'échelle des petites séquences (2ème ordre ou séquence rythmique de quelques mètres), on peut observer le passage des dépôts chimiques à des détritiques.

Tel est le cas du Purbeckien charentais (DELFAUD et al., 1968) où les évaporites de climat sont relayés par des grès à kaolinite de climat tropical humide (Fig. 14).

Figure 14 - Exemple d'évolution lithologique en fonction des changements de climat. Le Purbeckien charentais.

Là aussi le mécanisme de base est celui de la bio-rhéxistase. En fait, ce sont les alternances climatiques entre périodes sèches et périodes humides qui sont déterminantes.

L'exemple du Purbeckien charentais est clair. Mais on doit reconstituer les paysages botaniques en n'oubliant pas les couvertures de mangroves qui peuvent exister à proximité de lagunes sursalées.

2. A des échelles plus globales, on reconnaît des zonations climatiques. Citons le Jurassique-Crétacé inférieur de la Téthys (DELFAUD, 1986) où deux systèmes deltaïques envahissent une plate-forme carbonatée (Fig. 15). Cette disposition est très schématique. Dans le détail (4ème ordre), on peut suivre des pulsations climatiques qui s'accompagnent de l'avancée ou du recul des corps détritiques équatoriaux. L'étude des faunes confirme des modifications climatiques suggérées par l'étude des spores et pollens.

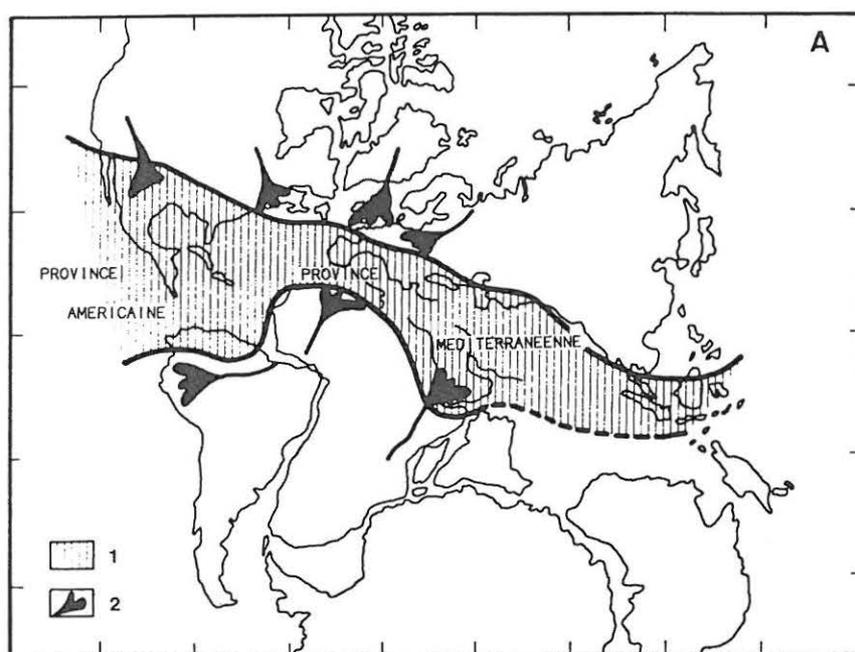


Figure 15 - Zonation climatique et répartition des faciès. Exemple du Jurassique supérieur. Bande de carbonates (1) entre deux zones d'apports deltaïques silico-clastiques (2).

En fait, les évolutions des grands stocks minéraux des argiles et celui des oligo-éléments permettent aussi de reconstituer les évolutions climatiques (travaux de l'Ecole de Strasbourg : MILLOT, 1967 ; Travaux de CHAMLEY, 1975 et tableaux de DELFAUD, 1984).

Bien que les pulsations climatiques soient difficiles à mettre en évidence, leur rôle est souvent très important, et il se manifeste à toutes les échelles, depuis le cycle annuel jusqu'au mégacycle de 250 millions d'années.

### C - L'eustatisme

Nous considérerons le modèle global établi par l'Ecole d'Exon (VAIL et al. 1977, HAQ et al. 1987).

#### 1. Principe

Le principe général est le suivant :

- en période de bas niveau, la plate-forme est érodée et, au pied du talus, s'accumulent des dépôts turbiditiques silico-clastiques ;

- en période de hautes eaux, l'érosion est bloquée, des carbonates envahissent le bassin et la plate-forme.

Ce modèle fut décrit dans l'Eocène Sud-Pyrénéen par MUTTI (1984).

## 2. Exemples

Deux exemples peuvent être retenus pour illustrer cette évolution à l'échelle du 4ème-5ème ordre (2ème et 3ème ordre de VAIL) :

- Dans l'Atlas Saharien Algérien (Fig.16) des corps détritiques jalonnent les cycles au Jurassique-Crétacé inférieur. Ils sont entrecoupés par des épisodes calcaires qui correspondent aux remontées eustatiques (Kimméridgien-Berriasien-Aptien). Avec la grande transgression du Crétacé supérieur, tout le secteur, comme le Sahara, est envahi par la sédimentation carbonatée.

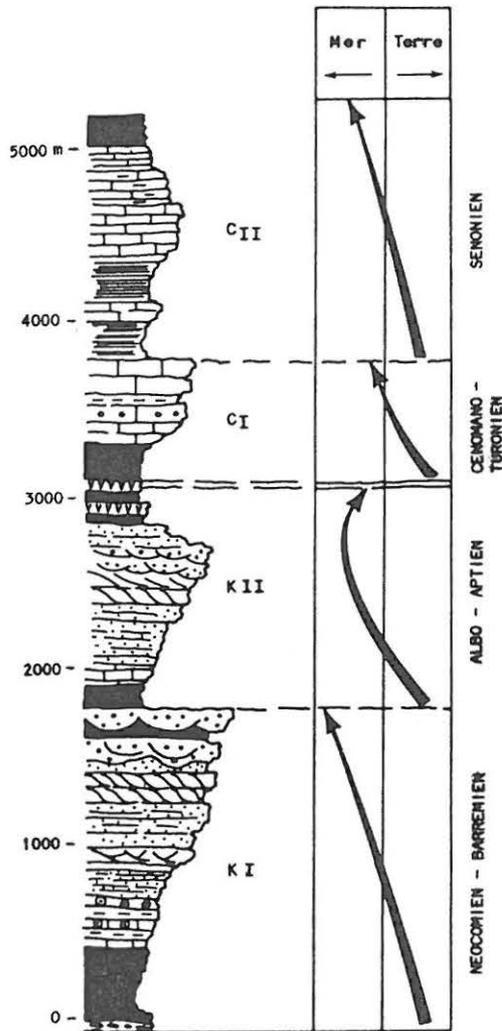


Figure 16 - Méga évolution verticale des sédiments dans l'Atlas Saharien.

KI, KII : apports silico-clastiques ;  
CI, CII : Dépôts carbonatés.

- Dans le Bassin de Chihuahua au Mexique, F. ORTUNO (1985) a montré qu'il existe deux phases (Fig. 17) :

- \* une sédimentation siliceuse syn-rift et associée aux bas niveaux du Jurassique supérieur et Crétacé basal,
- \* une sédimentation carbonatée de plate-forme urgonienne, post-rift, qui coïncide aussi avec la grande remontée eustatique de l'Albien-Cénomanién.

Dans cette seconde phase, l'eustatisme s'est clairement exprimé. Les séquences de 4<sup>o</sup> ordre de l'Urgonien se parallélisent exactement avec les cycles de VAIL et l'on reconnaît même la majeure partie des paraséquences.

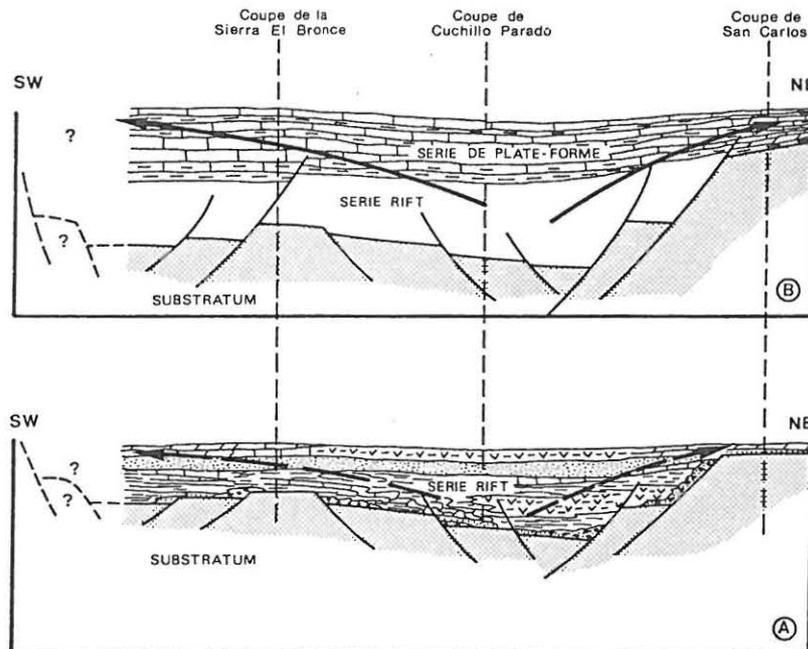


Figure 17 - Evolution de la nature des sédiments dans le Bassin de Chihuahua (Mexique)  
d'après F. ORTUNO, 1986.

A. Phase syn-rift : Dépôt de black shales et de Grès ; B. Phase post-rift : carbonates de plate-forme régis par l'eustatisme de l'Albo-Cénomanién.

Ainsi, à l'échelle moyenne, l'eustatisme détermine le caractère pétrographique dominant. Mais ceci s'exerce dans un cadre global dont le déterminisme est de nature tectonique.

## CONCLUSION

Dans tous les environnements, du continent aux bassins profonds, les apports silico-clastiques se mêlent aux sédiments carbonatés, de nature détritique ou chimique. Les interférences sont complexes et se manifestent selon plusieurs agencements séquentiels (combinant les pôles Grès-Marnes-Calcaires).

Les modèles sont variés car ils résultent de la sommation de plusieurs facteurs, tectonique, climatique, eustatique. Actuellement, surtout en zone tropicale, on peut en observer un certain nombre d'exemples, tous marqués par la brusque remontée eustatique holocène.

Pour analyser correctement ces organisations, il convient de bien préciser le niveau scalaire d'observation. Le vocabulaire séquentiel, avec ses ordres variés, fournit le guide analytique indispensable pour cerner le volume et l'extension des corps sédimentaires, le type de mécanismes en jeu et l'échelle de temps, la périodicité, des phénomènes rythmiques.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AL MASHADANI A. (1984).- Evolution géodynamique des bassins sédimentaires irakiens : conséquences sur la répartition des fluides. *Thèse Doct. ès-Sciences*, Univ. Pau. Ronéot., 2 tomes, 382 p.
- BUROLLET P.F. (1956).- Contribution à l'étude de la Tunisie centrale. *Thèse. Ann. et Mines de la Géol. Tunisie*, n° 18, 350 p.
- CERMELLI J.M. (1988).- Anatomie d'une séquence de dépôt : la séquence de dépôt "Santa Engracia"-Maestrichtien (68-67 Ma) - Pyrénées centrales, Espagne. *D.E.A.*, Univ. de Toulouse, ronéot., 41 p.
- CHAMLEY H. (1979).- Les successions argileuses de l'Atlantique Nord, écho des changements mésozoïques et cénozoïques de l'environnement. Exemple du Bassin du Cap Vert. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 289, Sér. D, p.769-772.
- CHAVEZ VALENCIA A. (1983).- Le Bassin sub-andin du Marañon. *Mém. D.E.A.*, Univ. Pau, ronéot., 69 p.
- DELFAUD J., GOTTIS M., PRICHONNET G. et PUJOL C. (1968).- Nouvelles données sur le bassin purbeckien charentais. *Actes Soc. Lin.*, Bordeaux, n° 12.
- DELFAUD J. (1974).- La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens. Colloque A.G.S.O., Sédimentation silico-clastique, Pau, Déc. 1973. *Bull. Centre Rech. Pau S.N.P.A.*, 8, 1, p. 241-262, 13 fig.
- DELFAUD J. (1975).- Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVI, n° 6, p. 643-650, 13 fig.
- DELFAUD J. (1978).- Les Grès des Ksour. Un modèle de delta tidal de plate-forme. *Colloque A.S.F. Sédimentation deltaïque*, Marseille, 1978. Abstract.
- DELFAUD J. (1983).- Les paléoclimats jurassiques en Europe occidentale. *Bulletin I.G.B.A.* Bordeaux, n° 36, p. 121-136.
- DELFAUD J. (1984).- Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation. *Bull. Centre Rech. Elf-Aquitaine*, 8, 1, p. 27-53, 16 fig.
- DELFAUD J. (1984).- Organisation du complexe deltaïque syntectonique de Jaca (Espagne). *I.A.S. V° Congrès*, Marseille, 3 p.
- DELFAUD J. (1986).- Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 10, 2, p. 509-535.
- DELFAUD J., ABED S., AIT OUALI R., HERKAT M., KAZI-TANI N., MEDJADJ F. et NEDJARI A. (1987).- Installation des complexes deltaïques sur la plate-forme carbonatée de l'Atlas saharien central au Jurassique supérieur. *Livret-guide Excursion B.11, 8° Congrès Europ. I.A.S.*, Tunis, 110 p.
- DELFAUD J., MAROCCO R., YAICHE C. et MARTINEZ Cl. (1987).- Le complexe deltaïque de Fortuna-Cherichira (Tunisie centrale). *8° Congrès Europ. I.A.S.*, Tunis, p. 190-191.
- DELVOLVE J.J. (1986).- Un bassin synorogénique varisque : le Culm des Pyrénées centro-occidentales. *Thèse Doct. ès-Sciences*, Univ. Paul Sabatier, Toulouse. Ronéot. 2 t., 483 p.

- DUBARRY R. (1988).- Interprétation dynamique du Paléocène, de l'Eocène inférieur et moyen de l'avant-pays des Pyrénées Nord-occidentales (région de Pau-Tarbes, SW, France). Sédimentologie. Corrélations diagraphiques. Décompaction. Calculs de subsidence. *Thèse de Géologie*, Univ. Pau, Ronéot. 350 p.
- ERHART M. (1965).- Le témoignage paléoclimatique de quelques formations paléopédiques dans leur rapport avec la sédimentologie. *Geol. Rundschau*, t. 51, 1, p. 15-24.
- GLANGEAUD L. (1938).- Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde : caractères pétrographiques des formations fluviales saumâtres, littorales et néritiques. *Bull. S.G.F.*, 5<sup>e</sup> sér., 8, p. 599-630.
- HAQ B.V., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Sciences*, 6 march 1987, vol. 235, p. 1156-1167.
- HOUBOLT J. (1957).- Surface sediments of the Persian Gulf near the Qatar Peninsula. *Mouton & Co*, La Haye.
- ILLING L.V. (1954).- Bahaman calcareous sand. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 38, p. 1-95.
- LABAUME P. et SEGURET M. (1985).- Evolution on a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism : example of the Eocene south pyrenean basin. *Tectonics*, vol., 4, n° 7, p. 661-685.
- LEGRAND-BLAIN M. (1985).- Dynamique des Brachiopodes carbonifères sur la plate-forme carbonatée du Sahara algérien. Paléoenvironnement, paléobiogéographie, évolution. *Thèse Doct. ès-Sciences*, Bordeaux, Ronéot., 317 p., 2 vol. de pl.
- LE NINDRE Y., MANIVIT J., VASLET D. (1987).- Histoire géologique de la bordure occidentale de la plate-forme arabe du Paléozoïque inférieur au Jurassique supérieur. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Paris VI, Ronéot. 4 tomes.
- LOMBARD A. (1956).- Géologie sédimentaire. Les séries marines. 728 p., *Vaillant Carmanne édit.*, Liège et Masson, Paris.
- MILLOT G. (1967).- Signification des études récentes sur les roches argileuses dans l'interprétation des faciès sédimentaires. *Sédimentology*, 8, p. 259-280.
- MOORE R.C. (1935).- Sedimentation cycles in the Pennsylvanian of the northern Mid-continent region. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 41, p. 51-52.
- MUTTI E. (1984).- Turbidites facies and sea-level variations in the eocene echo groups, South Central Pyrenees Spain. 5<sup>e</sup> Congr. *Europ. Sedim.*, Marseille, p. 310-311.
- NEURDIN-TRESCARTES J. (1987).- Types de séquences d'échelle moyenne dans le Miocène du Chélif (Algérie). *1er Congr. Français Sédim. A.S.F.* Edit., p. 364-365.
- ORTUNO ARZATE F. (1985).- Evolution sédimentaire mésozoïque du bassin rift de Chihuahua le long d'une transversale Aldama-Ojinaga (Mexique). Implications géodynamiques. *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Pau, Ronéot. 350 p.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P. E. et SIEVER R. (1972).- Sand and Sandstone. *Springer-Verlag Edit.*, Berlin, 618 p.
- PLAZIAT J.C. (1984).- Le domaine pyrénéen, de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique. *Thèse*, Paris-Sud, 3 vol., 1362 p.
- PUIGDEFABREGAS C. (1975).- La sédimentation molasica en la cuenca de Taca. *Monografias Int. d'Et. Pirenaicos*, n° 104, p. 1-187.

- PURSER B.H. (1973).- The Persian Gulf : Holocene carbonate sedimentation and isagenesis in a shallow epicontinental sea. *Springer-Verlag Edit.*, Berlin, 471 p.
- PURSER B.H., AL AZZAOU M., AL ASSANI A.C., BALZER F., HASSAN K.M., ORZSAG-SPERBER F., PLAZIAT J.C., YACOUB S.Y. ET YOUNIS W.R. (1981).- Caractères et évolution du complexe deltaïque Tigre-Euphrate. La plaine de Mésopotamie. Symposium "Transition eau douce-eau salée. *Mém. S.G.F.*, 144, p. 207-216.
- PURSER B.H. et M'RABET A. (1987).- Rapports entre les récifs barrières quaternaires et leurs soubassements silico-clastiques sur la cote NW de la Mer Rouge. *1er Congr. Français Sédim. A.S.F.* Edit., p. 288-289.
- READING H.G. (Edit.) (1978).- Sedimentary environments and facies. *Blackweel scientific public.* Oxford, 557 p.
- REINECK H.E. et SINGH I.B. (1980).- Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. *Springer-Verlag Edit.*, Berlin, 599 p.
- ROSFELDER A. (1955).- Carte provisoire au 1/500.000 de la marge continentale. Note de présentation. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, n° 5, p. 57-106.
- THOMAS G. (1985).- Géodynamique d'un bassin intramontagneux : le bassin du Bas Chélif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire. *Thèse Doct. ès-Sciences*, Pau. Ronéot. 594 p.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON J.R. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes fo sea level. Part n° 4 : Global cycles of relative changes of sea level. In *Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration A.A.P.G.*, 26, 216 p., E. Payton Edit.
- VAN ANDEL Tj. H.(1954).- Recent sediments of the Gulf of Paria. Report of Orinoco shelf expedition. *V.I. Verh. der Konink. Nederl. Akad. Erste recks. diel x n° 5*, Amsterdam, 245 p.
- VAN ANDEL Tj. H. et CURRAY J. (1960).- Regional aspects of modern sedimentation in northern Gulf of Mexico. Recent 4 sediments N.W. Gulf of Mexico. *Public. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, p; 345-364.



PASSAGE DES GRES AUX CARBONATES DANS LE CRETACE DE TUNISIE  
SANDSTONES CARBONATES TRANSITION IN THE CRETACEOUS OF TUNISIA

Pierre F. BUROLLET

134, Parc de Cassan, 95290 L'ISLE ADAM

**Résumé :**

Le passage entre des termes gréseux, situés en général au Sud du pays, et d'autres faciès, souvent plus septentrionaux, se fait de trois manières différentes :

- passage graduel avec déperdition progressive des grès, sur des plates-formes, au gré des apports et des variations relatives de profondeur. C'est le cas de la majeure partie du Crétacé inférieur.
- séparation nette de deux domaines par une barrière carbonatée : cas du Barrémien et de l'Aptien.
- répartition locale par érosion et remaniement de grès crétacés plus anciens à proximité de points hauts anormaux : contamination des calcaires campano-maestrichiens de l'Abiod.

**Abstract :**

Sandstones coming from South may grade laterally to other facies, generally located northernmore, by the way of three different processes :

- progressive change on platforms with gradual loss of sandstone, depending on the supply rate and on the relative variations of water depth : it is mostly the case of Early Cretaceous formations.
- near separation of two domains by a carbonate barrier : examples may be found in Barremian and Aptian series.
- local erosion and reworking of previously deposited sandstones on tectonic highs, as the sandy contamination of Campanian and Maestrictian chalky Abiod limestones.

**INTRODUCTION**

En Tunisie, comme dans tout le Nord de l'Afrique, lorsqu'on parle de sédimentation, il est classique d'opposer les apports sableux venant du Sud et les sédiments marins plus ou moins profonds des bassins atlasiques. Ce schéma général est exact dans l'ensemble mais il mérite d'être précisé. Pendant le Jurassique, comme à certaines étapes du Cénozoïque ce processus est indiscutable; cependant c'est au Crétacé qu'il est le mieux illustré, dans sa diversité, et c'est pourquoi nous avons choisi ici cette période.

Le passage des grès, ou des sédiments à dominante gréseuse, aux termes carbonatés ou argilo-carbonatés peut se faire de trois façons principales :

- changement progressif avec déperdition graduelle de matériel sableux,
- séparation nette par le développement d'une barrière morphologique, souvent carbonatée, pouvant comprendre des chenaux permettant l'évacuation des sables vers les zones externes plus profondes,
- répartition locale par remaniement proche au détriment de formations antérieures érodées.

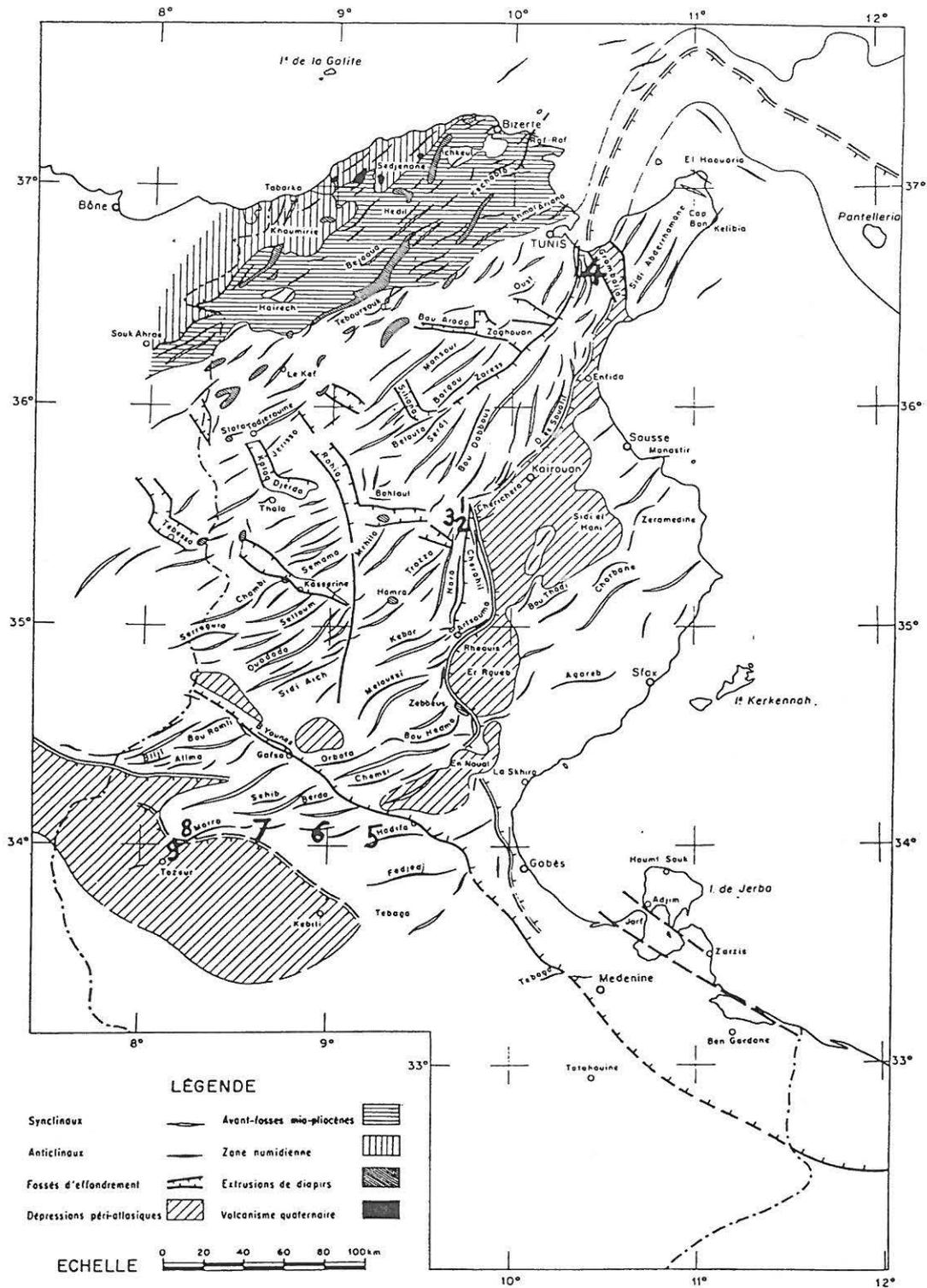


Figure 1 : Schéma tectonique de la Tunisie  
 Localités décrites dans le texte : 1 Jebel Hallouf, 2 Nibane Hammouda, 3 Kef el Abiod du Touila,  
 4 Khanguet el Hajaj, 5 Jebel Batoum, 6 Jebel Asker, 7 Tafemma, 8 Krcrfane, 9 Bou Helal.

*Tectonic sketch of Tunisia.  
 (1 to 9): Localities mentioned in the text.*

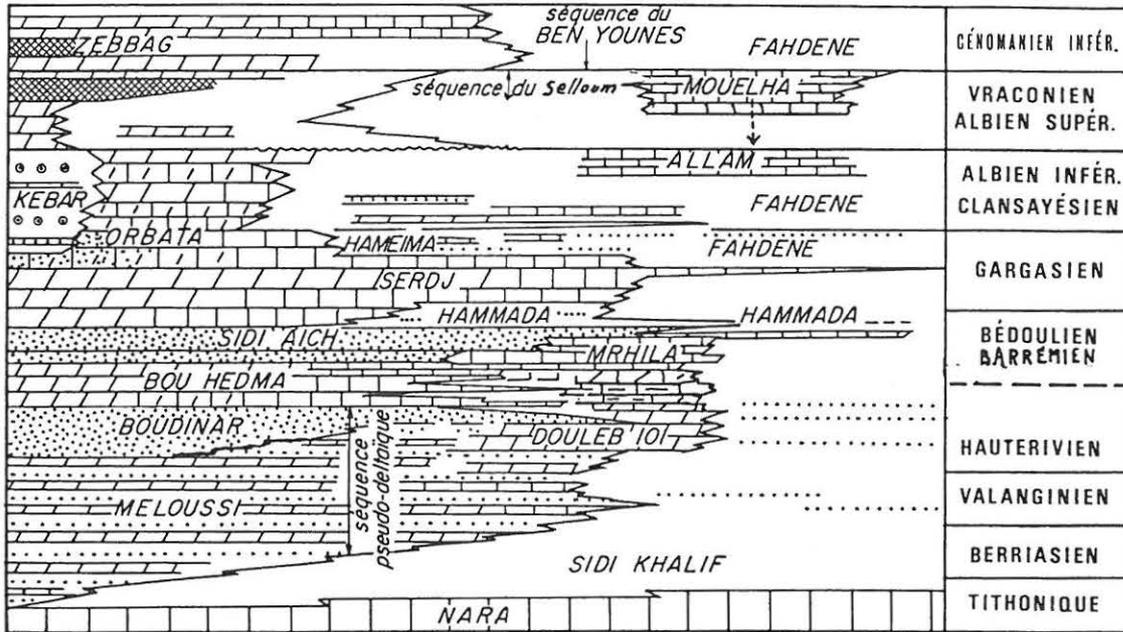


Figure 2 : Corrélations stratigraphiques dans le Crétacé inférieur de Tunisie

*Stratigraphic correlations within Lower Cretaceous of Tunisia.*

**LE PREMIER CAS**, passage progressif, est le plus général pendant le Crétacé inférieur, et en particulier pendant le Néocomien; cf. fig. 1 et 2 [BUROLLET 1956, BUROLLET et al. 1983, M'RABET 1981, etc.]. L'ensemble du Néocomien correspond à une mégaséquence régressive se traduisant par l'avancée de corps sableux vers le Nord en milieux sub-deltaïque et se terminant par les grès fluviatiles du Boudinar qui s'étendent vers le Nord jusqu'à la latitude du Rhoûis et de Kasserine (fig.1). Les formations Sidi Khalif et surtout Meloussi montrent entre les sables des intercalations carbonatées ou argileuses qui deviennent de plus en plus fréquentes vers le Nord jusqu'au passage complet à des séries argilo-calcaires bathyales (fig.2).

En fait, si l'ensemble est régressif, allant sur une même verticale des calcaires marins profonds tithoniques aux sables fluviatiles du Boudinar, cette tendance s'est exprimée à travers de nombreuses pulsations; la formation Meloussi montre une alternance de corps sableux et de bancs calcaro-dolomitiques, parfois argileux. De telles alternances sont connues sur de vastes régions du Sahara algérien et tuniso-libyen. Les grès eux-mêmes montrent une régression, de faciès marins côtiers à la base à des faciès fluviatiles au sommet, annonçant le Boudinar [M'RABET 1981]. Il est évident que les oscillations entre faciès continentaux et intermédiaires d'une part, et les niveaux marins, même très néritiques, d'autre part, correspondent à des légères variations de la profondeur et de la composition chimique de la nappe d'eau. Tout ceci se passait sur d'immenses surfaces planes avec des pentes infimes [BUROLLET et BUSSON 1983 a et b]; le transport des grès était dû à un remaniement continu sous une pellicule d'eau alimentée par des pluies abondantes ou par le va-et-vient des marées sur un estran gigantesque. Les grès qui étaient très fins et fossilifères dans la formation Sidi Khalif, deviennent estuariens ou tidaux dans la formation Meloussi (barres à grano-classement croissant) pour se terminer à la partie supérieure du Meloussi et surtout du Boudinar par des chenaux de sable très grossier, souvent en tresses. Les niveaux carbonatés montrent une évolution identique, des calcaires fins à Calpionnelles et Ammonites du Sidi Khalif à l'évolution du Meloussi : vers le bas grès très fins à ciment dolomitique avec peu de bioclastes mais des organismes nombreux, au milieu des dolosparites à oolithes, au sommet des dolosparites gréseuses ou des grès à ciment dolomitique.

Les termes principaux de la mégaséquence néocomienne sont diachrones en fonction de la progression vers le Nord (fig.2). La formation Boudinar est remplacée latéralement par un faciès Meloussi en allant vers le Nord et vers l'Est (forages comme ABK). La base de la formation Meloussi est plus jeune vers le Nord qu'au Sud tandis que les intercalations argileuses et carbonatées deviennent plus nombreuses; à l'extrême, au Nord de Kairouan et de Maktar, le faciès Sidi Khalif monte dans tout le Néocomien : marnes à Céphalopodes avec quelques lits gréseux, barres "d'off-shore" d'abord, turbidites au delà, dans les faciès flyschoides du Valanginien et de l'Hauterivien du Sillon Tunisien.

Le groupe de Gatsa comprend des terrains répartis entre l'Hauterivien supérieur et l'Albien. Le terme moyen ou grès de Sidi Aïch se comporte comme la méga-séquence précédente avec une accentuation des caractères marins vers le Nord et le Nord-Est, mais avec persistance de corps gréseux loin au sein des formations marneuses de la Mer Pélagienne ou de la Tunisie septentrionale.

Par contre, d'autres termes répondent mieux au **DEUXIEME MODELE** que nous avons mentionné. La formation Bou Hedma débute par une transgression nette sur une surface aplanie. Au Sud, et près de l'Axe Nord-Sud où des séries antérieures sont érodées, le pourcentage de sable reste élevé. Mais au niveau du rebord de l'Ile de Kasserine ou de Kairouan, les couches carbonatées du Mrhila, parfois riches en niveaux marneux, marquent la barrière qui limite vers le Nord l'extension des grès et des évaporites.

C'est un schéma que l'on avait connu dans le Sud tunisien pendant le Jurassique, les épandages gréseux étant arrêtés par l'Axe haut de Jeffara et seuls quelques chenaux permettant l'écoulement des turbidites dans le sillon subsident du Golfe de Gabès.

Même dispositif dans la formation Orbata où les grès de Foum el Angoub disparaissent à la latitude de Gatsa, remplacés par des corps calcaro-dolomitiques à passées riches en grains de quartz. Au Gargasien supérieur on retrouve plus au Nord en Tunisie des éléments gréseux intercalés dans des marnes ou des argilites; ils ne relèvent plus directement des apports sahariens mais sont remaniés à partir de grès néocomiens ou barrémiens érodés sur l'Ile de Kairouan ou le long de l'Axe Nord-Sud (de Gabès à Tunis); ces grès sont rencontrés dans les dépôts continentaux de Kebar, à l'Ouest de l'Ile de Kairouan, mais surtout ce sont des épandages sableux sur les plates-formes marines externes de l'Ouest de la Tunisie (Tadjerouine, Teboursouk, fig.1) ou de la Mer Pélagienne : c'est la formation Hameima dont les grès ont transité à travers la formation carbonatée du Serdj par des chenaux. On est là à la limite des modèles 2 et 3.

Dans la région de Tatahouine et plus au Sud, comme en Tripolitaine, les grès de l'Albien supérieur reposent en discordance sur des termes divers plus anciens (formation Chicla de Libye). Ces grès ne franchissent pas la crête de Médenine - Jeffara - Tarhouna et dans l'ensemble de la Tunisie la discordance du Crétacé supérieur est recouverte en transgression par les différents termes argilo-carbonatés de la formation Fahdene. Cet arrêt des derniers sables sahariens annonce le changement fondamental du Crétacé supérieur qui ne présente plus de dépôt clastique grossier au Sahara algérien, tunisien ou libyen.

Les grandes transgressions marines, en particulier au Cénomaniens supérieur, ne remanient pas de matériel gréseux notable; l'association d'un calme épirogénique sur les aires d'origine et d'un climat plus aride entraîne une sédimentation fine où dominent les évaporites, les argiles et les carbonates intertidaux ou supratidaux. Les montées eustatiques sont à l'origine des vastes incursions sur le Sahara.

L'Ile de Kasserine, elle-même, en Tunisie centrale, est un vaste bombement très plat, émergé à partir du Turonien, mais peu soumis à l'érosion.

Pour observer **LE MODELE 3**, il faut étudier des zones soulevées et basculées le long de l'Axe Nord-Sud, soumises à des érosions intenses. C'est particulièrement net au niveau de la formation Abiod, unité très homogène sur l'ensemble de la Tunisie, comprenant généralement deux membres de calcaires crayeux séparés par un terme plus marneux, parfois absent; cette formation correspond au Campanien supérieur et à une grande partie du Maestrichtien (fig.3).

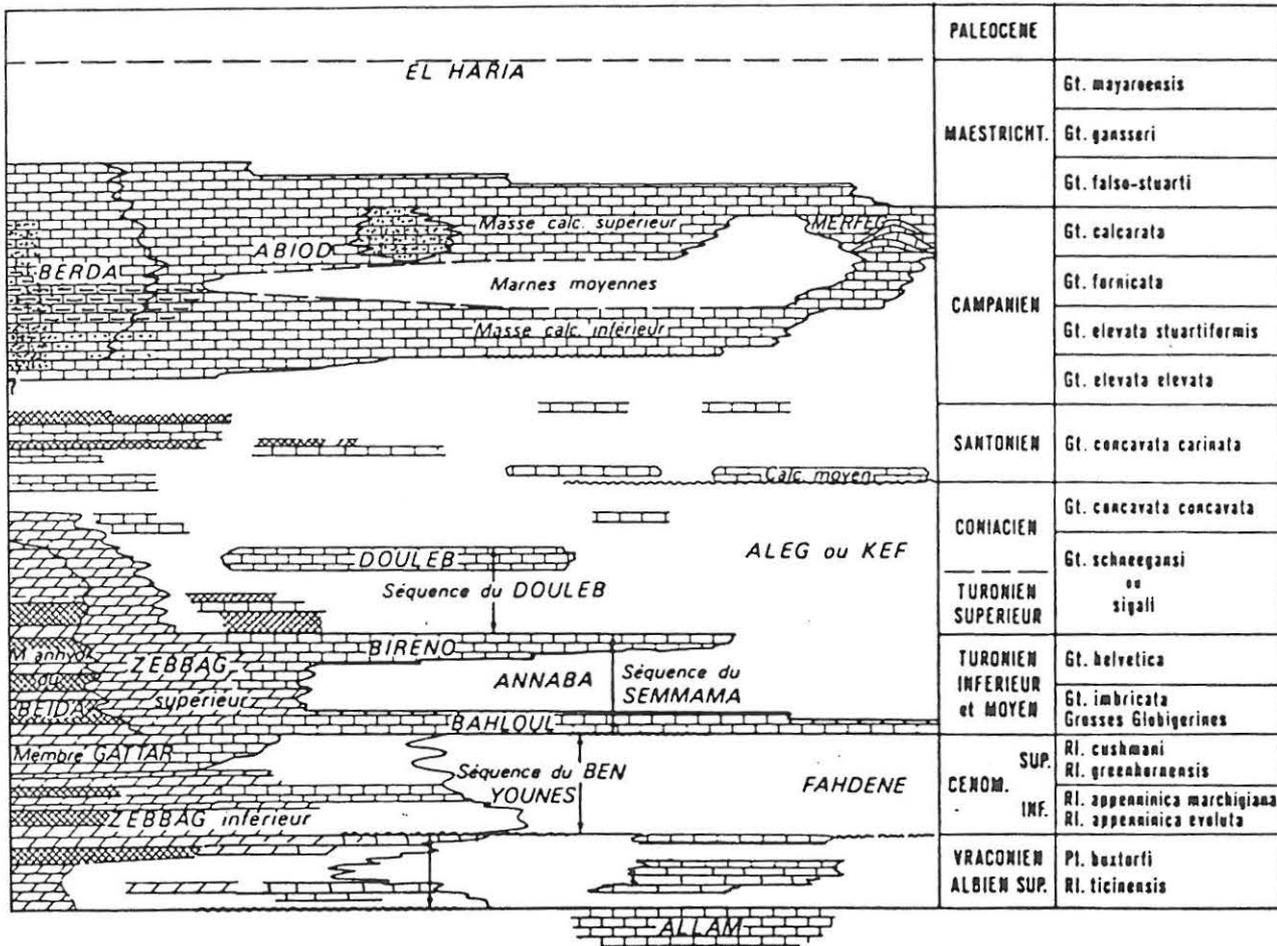


Figure 3 : Corrélations stratigraphiques dans le Crétacé supérieur de Tunisie

*Stratigraphic correlations within Upper Cretaceous of Tunisia.*

La transgression campanienne va remanier parfois le matériel éo-crétacé sous-jacent et l'on verra ainsi des corps sableux s'intercaler dans les calcaires crayeux de l'Abiod ou dans les calcaires bioclastiques de Berda qui sont leurs équivalents latéraux au sud de Gafsa. Parfois même des grès blancs remplacent presque entièrement les calcaires. Trois exemples sont remarquables :

- Au milieu de l'Axe Nord-Sud, près des Jebels Hallouf et Touila, l'Abiod repose en discordance sur différents termes du Crétacé inférieur, en particulier sur la formation Meloussi; elle scelle des accidents importants [M'RABET 1975, COIFFAIT 1974, ABBES 1983]. A l'Ouest du Jebel Hallouf (pt.1 sur la fig.1), 50 mètres de grès blanc se substituent à l'Abiod dont il ne reste au sommet qu'un banc de calcaire crayeux et sableux sous les argiles d'El Haria; au Kef el Abiod, chaînon NO du Jebel Touila, de nombreux lits gréseux sont intercalés dans les calcaires crayeux épais de 73 m et représentent 50 % de la lithologie (pt.3 de la fig.1); en allant vers le Sud, les bancs gréseux s'espacent et au Ragoubet es Souda, à l'Est de Bou Gobrinc, il n'y en a plus que trois au sein d'une masse carbonatée assez marneuse à la base, épaisse de 135 m. A l'Est du Jebel Touila, à Nibane Hammouda (pt.2 de la fig.1), dans un Abiod épais de 52 mètres, les sables représentent 55 % de la lithologie, le reste étant formé de 15 % de marnes et de 30 % de calcaire crayeux [ABBES 1983].

- Près de Tunis, à l'Est de l'Axe Nord-Sud, la région de Khanguet el Hajaj montre une zone soulevée et fortement érodée où différents termes du Crétacé, allant jusqu'à l'Aptien gréseux, sont recouverts en transgression par le Sénonien supérieur, le Paléocène ou rarement l'Eocène inférieur. A l'Est de la zone soulevée, l'Abiod, généralement peu épais (0 à 35 m.), peut comporter jusqu'à 80 % de grès (pt.4 de la fig.1) [BUJALKA et al. 1971].

- Un troisième exemple sera pris dans le Sud, le long de la chaîne bordière nord du Chott Fedjedj (points 5 à 9 de la fig.1); ce secteur a bien été étudié par ABDALLAH 1987. Les érosions sont fortes au Sud de l'Axe Nord-Sud dans le secteur où il est recoupé par le faisceau de failles de Gafsa; il est probable que des érosions se sont produites aussi sur le dôme du Chott s'il était déjà exprimé au Sénonien supérieur. A l'Est de la chaîne, au Jebel Batoum (pt. 5) le membre inférieur de la formation Berda comporte 27 m. de sables massifs; Au Jebel Asker (pt. 6) la formation Berda, moins épaisse, comporte 40 m. de calcaire gréseux; en allant vers l'Ouest les contaminations gréseuses se diluent représentées seulement par quelques lits de calcaire gréseux au Jebel Taferma (pt.7) ou par des grains de quartz disséminés dans les calcaires inférieurs mais aussi dans les marnes moyennes à Krerfane (pt.8) et à Bou Hclal (pt. 9).

## CONCLUSIONS

Ces exemples de trois catégories de transition entre grès et carbonates montrent bien l'action des différents facteurs qui déterminent ces changements latéraux ou verticaux de faciès : épirogénie ou orogénie des aires d'origine, eustatisme, climats, mouvements locaux.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABBES C. (1983). - Etude structurale du Jebel Touila, extrémité septentrionale du chaînon N-S Sidi Kralif - Nara-El Haouareb. Thèse Dr. Fac. Sciences Tunis. 126 p. 42 fig. 1 carte.
- ABDALLAH H. (1987). - Le Crétacé supérieur de la chaîne Nord des Chotts (Sud tunisien). Biostratigraphie, sédimentation, diagenèse. Thèse Dr. Univ. Bourgogne, 267 p., 69 fig., 6 pl. h.t.
- BUJALKA P., JOHAN Z., KRIVY M., RAKUS M. et VACEK J. (1971). - Notice explicative de la Carte Géologique de la Tunisie au 1/50 000e, Feuille 29 : Grombalia - Tunis.
- BUROLLET P.F. (1956). - Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie Centrale. Ann. Mines et Géologie, Tunis, n°18, 350 p., 12 pl. h.t.
- BUROLLET P.F. et BUSSON G. (1983) a . - Plates-formes et bassins. Danger d'un actualisme exagéré. Notes et Mém. CFP., n°18, pp. 9-16, Paris.
- BUROLLET P.F. et BUSSON G. (1983) b . - Plate-forme Saharienne et Mésogée au cours du Crétacé. Notes et Mém. CFP, n°18, pp. 17-26, Paris.
- CASTANY G. (1951). - Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Ann. Mines et Géol. Tunis, n°8, 632 p.
- COIFFAIT PH.E. (1974). - Etude géologique de l'Atlas tunisien à l'Ouest de Kairouan (Tunisie Centrale). Thèse 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 131 p.
- M'RABET A. (1975). - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du Crétacé inférieur de l'Axe Nord-Sud (Tunisie Centrale). Thèse 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 181 p.
- M'RABET A. (1981). - Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie Centrale. Thèse Dr. Sc. Univ. Paris Sud, Orsay, 540 p.

TRANSGRESSION ET REGRESSION MARINES SUR LA MARGE OCCIDENTALE  
DU BASSIN GERMANIQUE DURANT LE TRIAS MOYEN : UNE SYMETRIE ?

TRANSGRESSION AND REGRESSION ON THE WESTERNBORDER OF THE GERMAN BASIN  
DURING MIDDLE TRIASSIC TIME : A SYMMETRY

Philippe DURINGER et Jean-Claude GALL

Institut de Géologie de l'Université L. Pasteur - 1, rue Blessig - 67084 STRASBOURG Cédex

**Résumé :**

Deux événements majeurs ont affecté le bassin germanique au cours du Trias : la transgression marine qui se développe à la limite Buntsandstein-Muschelkalk (formation du Grès à Voltzia) et l'épisode régressif qui scelle le Muschelkalk supérieur (formation de la Lettenkohle).

Pour le Muschelkalk supérieur et la Lettenkohle, en se déplaçant du domaine marin franc vers le continent, se succèdent plusieurs environnements : le milieu marin ouvert, le milieu marin restreint, le domaine intertidal, les marais côtiers, le domaine fluviatile. La régression se déroule d'une manière progressive favorisant l'enregistrement, sur une verticale, de la migration latérale des différents faciès.

En revanche, au sein du Grès à Voltzia, un contact abrupt sépare les dépôts fluvio-marins du premier banc à faune marine de grande extension horizontale. La dynamique de la transgression efface partiellement les faciès intermédiaires entre les régimes fluviatiles et marins. L'installation définitive de la mer s'effectue par saccades avec de fréquentes récurrences des faciès fluviatiles.

Dans tous les cas, les changements de faunes et de flores répercutent plus précocement la succession des régimes sédimentaires que le relais entre carbonates et silicates.

Le signal paléocéologique marquant la transition entre influences marines et influences continentales est constitué par les paléobiocénoses à lingules et par le développement des tapis algaires.

**Abstract :**

Two major events took place in the German Basin during the Triassic : the marine transgression at the boundary Buntsandstein-Muschelkalk (Grès à Voltzia Formation) and the regressive episode at the end of the Muschelkalk (Lettenkohle Formation).

In the Upper Muschelkalk and in the Lettenkohle several environments follow one another from the open sea to the continent : the open-marine environment, the protected marine environment, the intertidal environment, the salt marshes, the fluvial environment. Regression occurs gradually as shown by the vertical record of the lateral migration of the different facies.

On the other hand, in the Grès à Voltzia, a sharp contact exists between the fluvio-marine deposits and the first horizontally extended bank with marine fauna.

The transgressive dynamics partially obliterates the transitional facies from fluvial to marine sedimentation. The final setting of the sea occurs in jerks with frequent recurrences of the fluvial facies.

In both cases the changes in fauna and flora indicate the succession of the different sedimentary environments earlier than do the mutual replacements of silicates and carbonates. Lingulid communities in life position and spreading of algal mats are the palaeoecological signal for the transition between marine and continental influences.

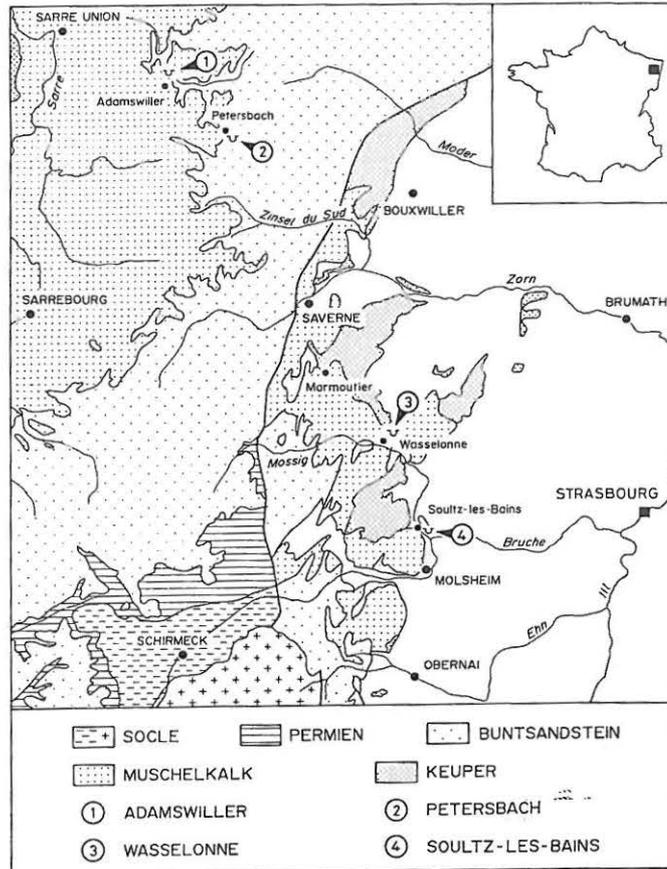


Figure 1 - Esquisse géologique du Nord-Est de la France et localisation des affleurements cités dans le texte.

*Schematic geological map of the North-East of France with location of the mentioned outcrops.*

## INTRODUCTION

Au début du Trias, un bassin intracratonique se développe sur une grande partie de l'Europe : le bassin germanique.

La sédimentation donne lieu à une trilogie classique :

- le Buntsandstein détritique, essentiellement d'origine fluviale
- le Muschelkalk carbonaté, à caractère marin dominant
- le Keuper marneux caractérisé par de puissantes intercalations d'évaporites

Deux événements géodynamiques majeurs encadrent le Muschelkalk :

- une transgression marine qui marque le passage du Buntsandstein au Muschelkalk; sur la marge occidentale du bassin germanique c'est l'épisode du Grès à Voltzia,
- l'épisode régressif de la Lettenkohle à la limite Muschelkalk-Keuper, diachrone à l'échelle du bassin germanique.

Il paraissait intéressant de comparer la dynamique de ces deux événements au cours desquels s'effectue le relais entre silicates et carbonates. En effet, ces deux événements se sont déroulés dans le même bassin et sont observables dans la même région (Alsace, Lorraine). Ils sont séparés par un laps de temps relativement bref à l'échelle du Mésozoïque (une dizaine de millions d'années). Enfin, ils ont fait l'objet de deux études détaillées [DURINGER, 1987 ; GALL, 1971].

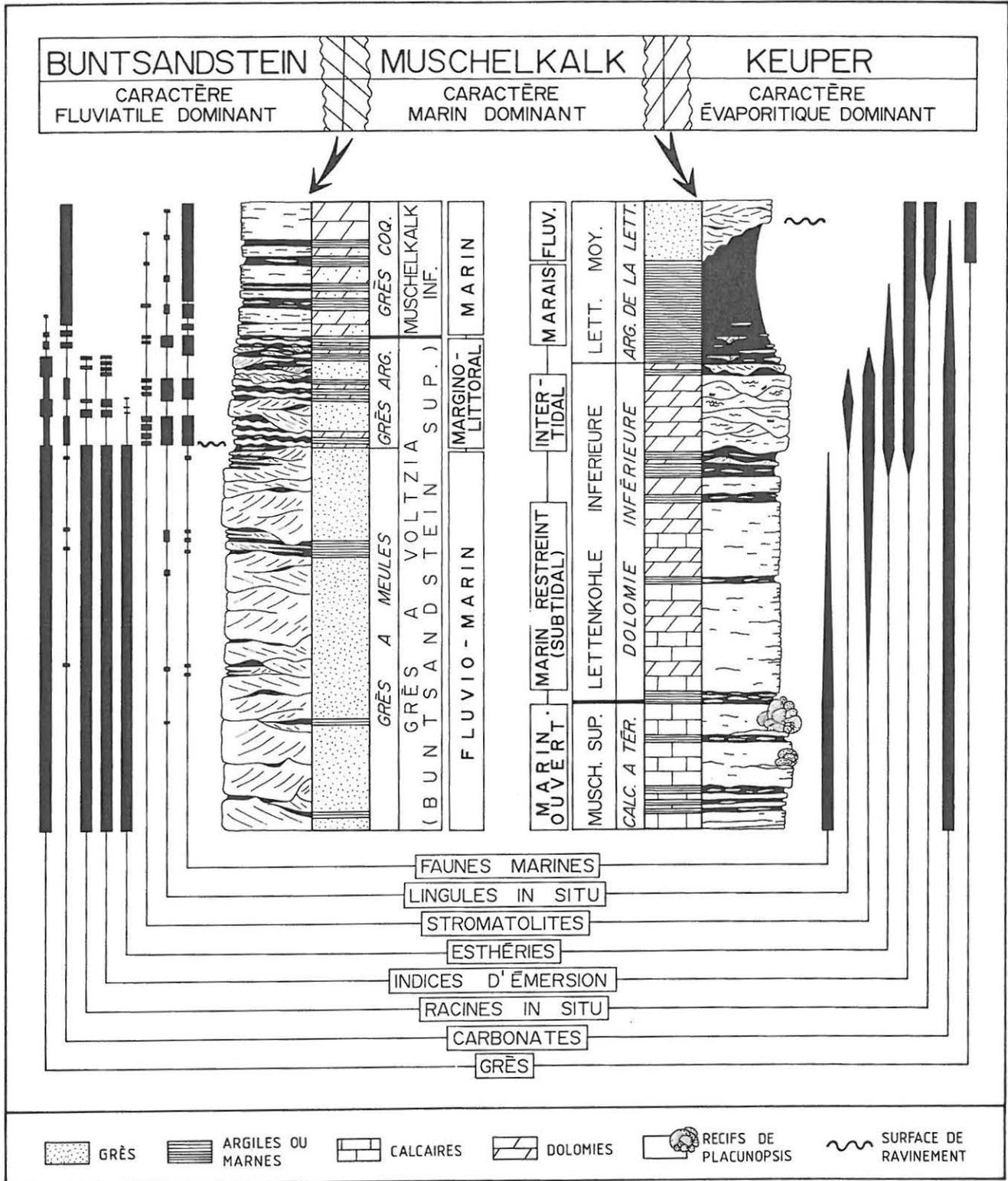


Figure 2 - Profils paléoécologiques simplifiés des couches de passage entre le Buntsandstein et le Muschelkalk (transgression du Grès à Voltzia) et entre le Muschelkalk et le Keuper (épisode régressif de la Lettenkohle).

*Diagrammatic paleoecological profiles of the transitions Buntsandstein-Muschelkalk (Grès à Voltzia transgression) and Muschelkalk-Keuper (regressive episod Lettenkohle).*

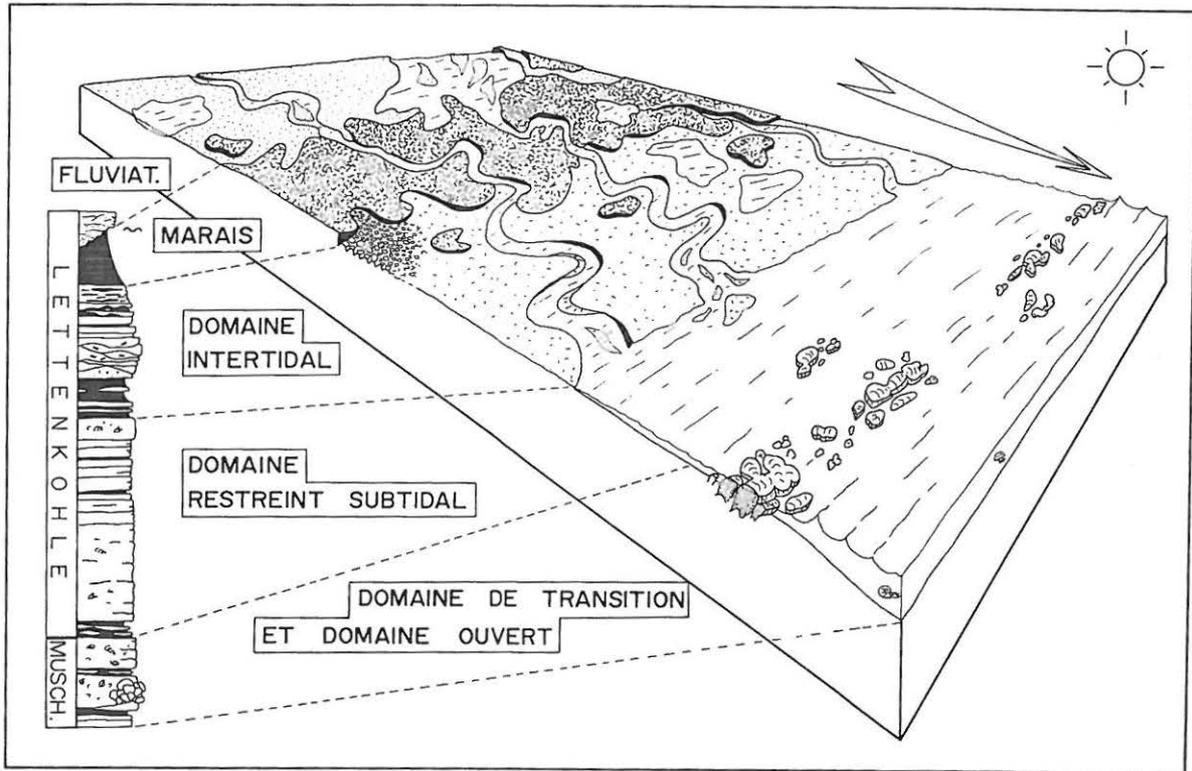


Figure 3 - Reconstitution de la paléogéographie du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkohle.

*Palaeogeographic reconstitution of the Upper Muschelkalk and of the Lettenkohle.*

## I - L'EPISODE REGRESSIF DE LA LETTENKOHLE

Dans l'Est de la France, la Lettenkohle est épaisse de 20 à 25 m. La meilleure coupe actuellement accessible est celle du four à chaux de Wasselonne, à 25 km à l'Ouest de Strasbourg (fig.1). Elle est jalonnée par une succession de paléoenvironnements dont le relais s'effectue, au cours du temps, d'une manière graduelle (fig.2).

### 1. Le milieu marin ouvert (Muschelkalk supérieur)

Il est représenté par les calcaires à térébratules. Les bancs ont une grande extension horizontale. Certains niveaux constituent des repères qui se suivent à travers toute l'Allemagne et jusqu'en Pologne. La faune marine, sténohaline et diversifiée, comprend des brachiopodes mais aussi des céphalopodes (cératites, nautilus), des scaphopodes... De petits récifs sont l'oeuvre d'huîtres (*Placunopsis*). La bioturbation est intense (terriers du genre *Planolites*).

### 2. Le milieu marin restreint (Lettenkohle inférieure)

Le caractère plus littoral de ce faciès est attesté d'une part par la dolomitisation qui affecte les bancs carbonatés, d'autre part par l'appauvrissement de la faune. Les brachiopodes et les céphalopodes deviennent en effet rares.

### 3. Le domaine intertidal (Lettenkohle inférieure)

Au sein des dolomies apparaissent des chenaux. Des plaques de dessiccation sont l'origine de cailloux noirs dont l'imbrication montre une bipolarité nette en relation avec la dynamique des marées. Le développement de voiles algaires conduit à des constructions stromatolitiques et à la texture fenestrée. La faune est caractérisée par l'apparition des esthéries, l'abondance des os de vertébrés et, surtout, par la prolifération des lingules dont bon nombre se rencontrent en position de vie.

#### 4. Les marais côtiers (Lettenkohle moyenne)

Aux dépôts intertidaux succèdent des marnes grises riches en débris végétaux et traversées par des systèmes radiculaires. La flore comprend des lycopodiales (*Analepis*) qui sont relayées au cours du temps par des fougères. Parmi la faune, les lingules et les esthéries se raréfient. Les spirorbes, qui incrustent les fragments végétaux, sont des indicateurs paléocéologiques précieux. Ces annélides sont en effet inféodées aux milieux littoraux.

#### 5. Le domaine fluvial (Lettenkohle moyenne)

A leur sommet, les dépôts des marais côtiers sont entaillés par des chenaux dont le remplissage consiste en grès argileux fins de couleur gris verdâtre. Le litage oblique est unidirectionnel. Les débris végétaux sont abondants mais indéterminables.

#### Conclusion sur la Lettenkohle

1. Au cours du temps, sur une verticale, la succession des paléoenvironnements s'effectue sans hiatus important. En accord avec la loi de Walther, elle permet de proposer un modèle paléogéographique (fig.3).
2. Le relais des carbonates par les silicates traduit la continentalisation progressive du bassin.
3. Les organismes s'avèrent très sensibles à la dynamique régressive. Le relais des faunes et des flores précède en effet la disparition des carbonates, le signal paléocéologique du changement des paysages étant constitué par les lingules en position de vie.

## II - LA TRANSGRESSION DU MUSCHELKALK

Le passage des formations continentales du Buntsandstein aux dépôts marins du Muschelkalk se réalise au sein du Grès à Voltzia. Epais d'une vingtaine de mètres, ce dernier se subdivise en deux unités : le Grès à meules surmonté par le Grès argileux. Celui-ci passe à son tour au Grès coquillier qui correspond aux premières assises du Muschelkalk (fig.2).

#### 1. Le domaine fluvial du Grès à meules

Le Grès à Voltzia inférieur est l'héritier du long épisode fluvial du Buntsandstein. L'imbrication de différents faciès définit un environnement fluvio-marin. Des chenaux à remplissage de grès fin voisinent avec des lentilles argileuses qui représentent les dépôts de la plaine d'inondation. De rares passées carbonatées à faune marine sont les témoins de brèves incursions marines provoquées lors de tempêtes. Une riche faune aquatique coexiste avec des animaux et des végétaux terrestres. La présence de lingules implique l'existence d'étendues d'eaux saumâtres.

#### 2. Le milieu margino-littoral du Grès argileux

Le contact entre Grès à meules et Grès argileux est brutal. Il se traduit par une troncature des faciès déposés antérieurement. Remarquable par sa planéité, ce contact s'observe dans tout le NE de la France et en particulier sur les fronts de taille des carrières de Sultz-les-Bains, de Petersbach et d'Adamswiller (fig.1).

Le Grès argileux se caractérise par le développement de bancs carbonatés de grande extension horizontale dont la succession est interrompue par de fréquentes récurrences des faciès fluviaux sous forme de chenaux gréseux et de paléosols. Les fossiles sont marins. Ils comprennent des mollusques (lamellibranches, gastéropodes), des peuplements de lingules en position de vie et des constructions stromatolitiques.

#### 3. Le milieu marin permanent du Grès coquillier

Le passage du Grès argileux au Muschelkalk inférieur s'établit progressivement. Il se traduit par l'affirmation de la sédimentation carbonatée (dolomies, marnes) et par la diversification de la faune marine où les premiers céphalopodes (cératites) font leur apparition.

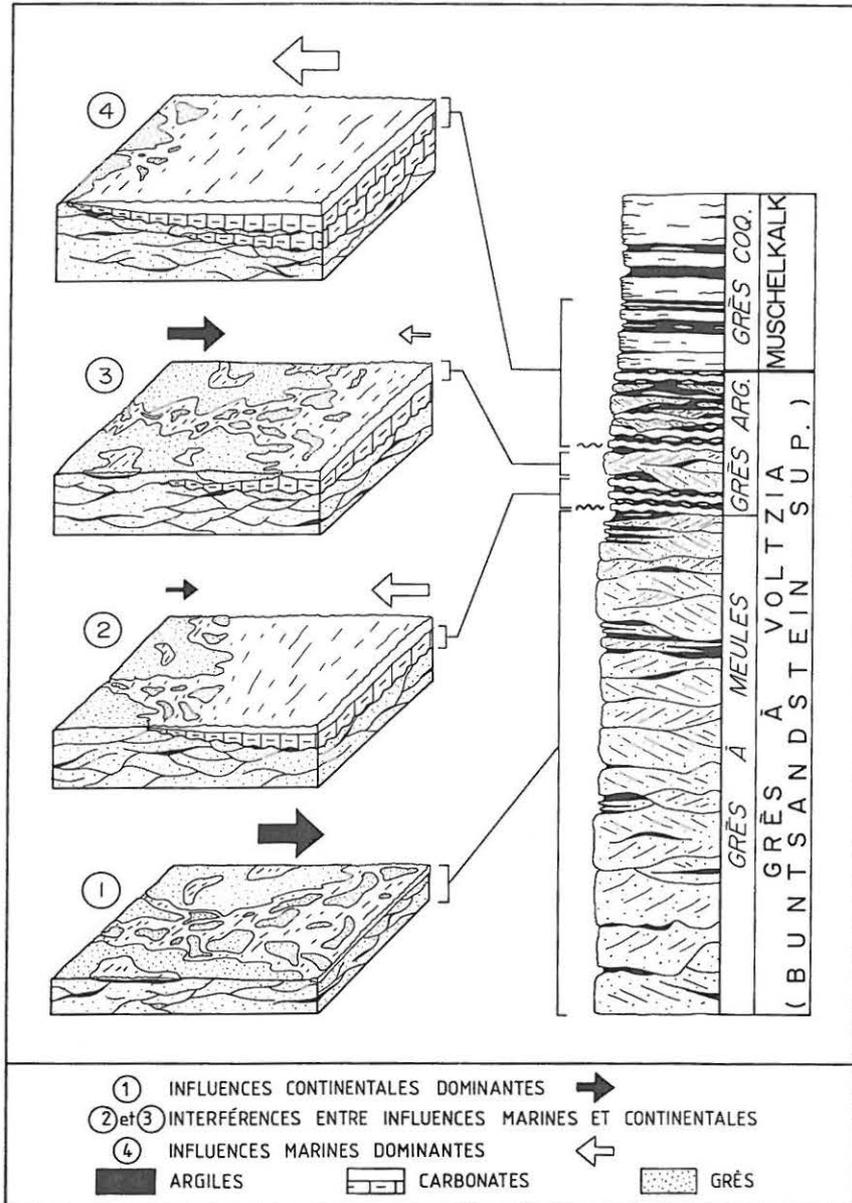


Figure 4 - Reconstitution de la dynamique de la transgression du Grès à Voltzia.

*Reconstitution of the transgressive dynamics of the Grès à Voltzia.*

### Conclusion sur la transgression du Trias moyen

1. Au sein du Grès à Voltzia, la mise en place des premiers bancs carbonatés à faune marine est précédée par une phase d'érosion qui efface les dépôts antérieurs.
2. L'installation du régime marin s'effectue d'une manière hésitante avec de fréquentes récurrences fluviales (fig.4).
3. Le signal paléocéologique du changement de paysage est constitué par les lingules en position de vie.
4. La faune enregistre plus précocement la transgression que le passage silicates-carbonates.

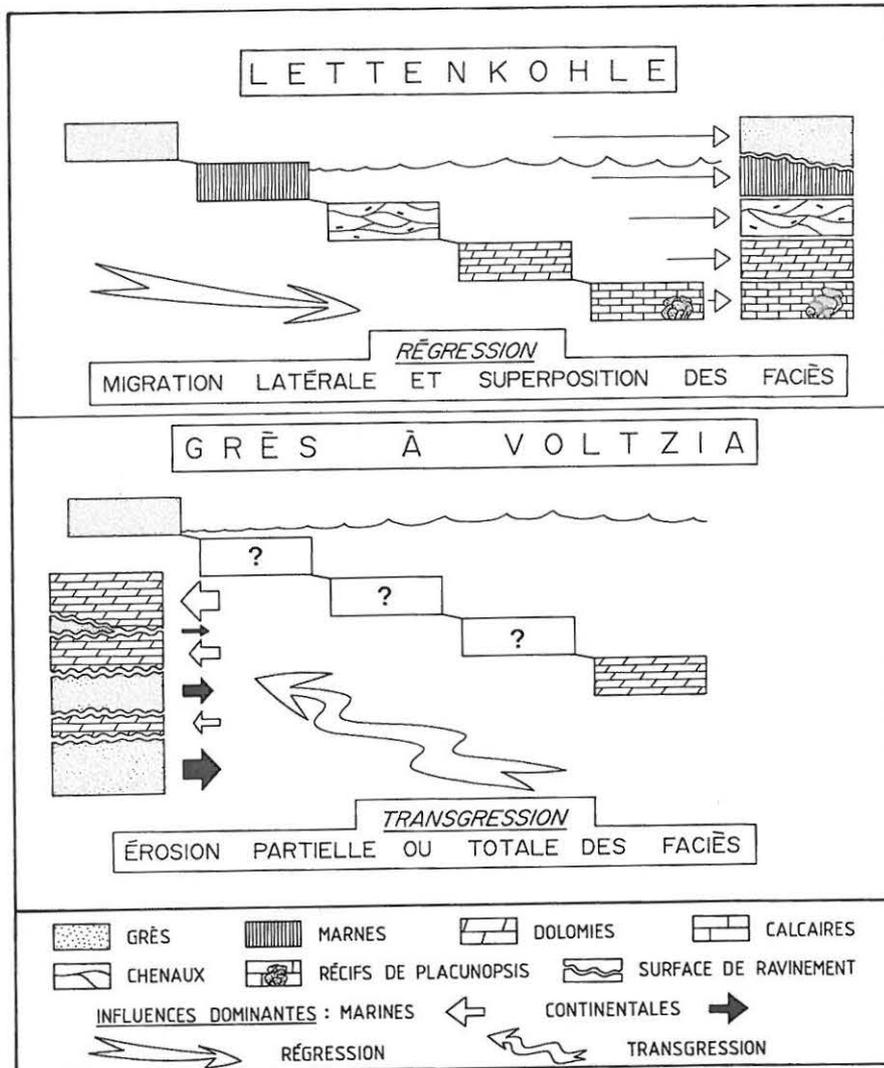


Figure 5 - Dynamiques comparées de la transgression et de la régression du Muschelkalk

*Comparative dynamics of transgression and regression of the Muschelkalk*

### III - DYNAMIQUE REGRESSIVE ET DYNAMIQUE TRANSGRESSIVE

Le mérite revient à WALTHER [1894] d'avoir été l'un des premiers à comprendre que les faciès initialement disposés côte à côte dans un environnement, se retrouvaient en superposition à la faveur des transgressions et des régressions. Cette "loi" fut vivement critiquée. En particulier FENNEMAM [1902] et JOHNSON [1919] montrèrent que le long des côtes actuelles se créait un profil d'équilibre par le jeu de l'érosion et de la sédimentation. Lors d'une transgression, la ligne de côte se déplace en effaçant en grande partie les faciès littoraux (dunes, plages, marais...) : il s'agit d'un véritable cannibalisme sédimentaire. BRUUN [1962] élabore une théorie sur la dynamique des systèmes transgressifs, qui est vérifiée expérimentalement par SCHWARZ [1967] dans des petits bassins et par SWIFT [1975] sur des littoraux actuels. SWIFT constate en particulier un retour rapide au profil initial de la côte après les profondes modifications provoquées par les tempêtes.

Une réflexion plus approfondie sur les mécanismes des transgressions et des régressions marines est due à CURRAY [1964]. Deux facteurs sont pris en considération : l'eustatisme et le taux de sédimentation. Leur interférence est à l'origine de nombreux cas de figures regroupés sur un tableau à double entrée (fig.6). Celui-ci fait

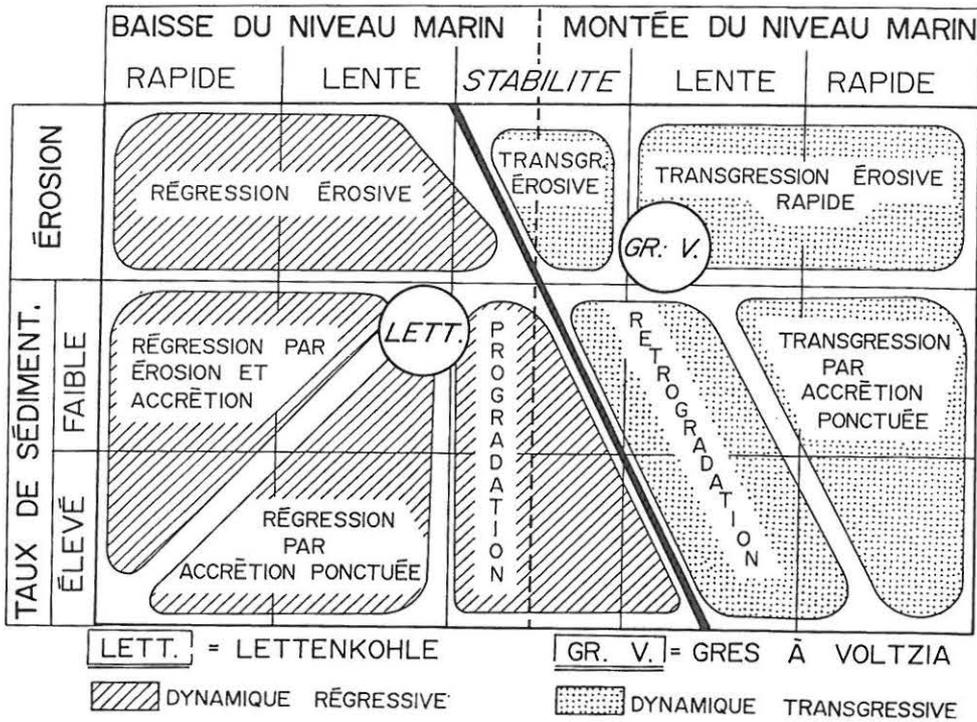


Figure 6 - Typologie des régressions et des transgressions marines (modifié d'après CURRAY 1964) avec indication des places occupées par les dynamiques sédimentaires de la Lettenkohle et du Grès à Voltzia.

*Typology of marine regressions and transgression (modified after CURRAY, 1964) with location of the sedimentary dynamics of the Lettenkohle and of the Grès à Voltzia.*

apparaître le rôle capital joué par les apports sédimentaires. Ainsi, un système transgressif qui se développe lors d'une montée faible du niveau marin, peut évoluer en phase régressive à la suite d'un simple accroissement du taux de sédimentation. Inversement, une diminution des apports sédimentaires transforme une régression en transgression. Dans la classification proposée par CURRAY, l'épisode régressif de la Lettenkohle se caractérise par un taux de sédimentation faible (importance réduite des silicates) accompagnant une baisse modérée du niveau marin (surfaces d'érosion rares), tandis que la transgression du Grès à Voltzia correspond à une transgression érosive (importante surface d'abrasion plane) consécutive à une montée lente du niveau de la mer (nombreuses récurrences fluviales). En effet, vers la fin de l'époque du Buntsandstein, un ralentissement des apports détritiques issus du continent, induisit à la fois la transgression marine, la création d'une surface d'abrasion et la remobilisation des dépôts antérieurs.

De telles dynamiques sédimentaires ont été décrites à plusieurs reprises dans des formations holocènes ou plus anciennes [READING, 1981; REINECK et SINGH, 1980; SCHOLLE et SPEARING, 1982]. Ainsi, dans le Crétacé du Wyoming [WEIMER, 1966; MC CUBBIN et BRADY, 1969] ou du Nouveau Mexique [CLIFTON, 1967, 1973] ainsi que dans l'Holocène de la côte atlantique des Etats-Unis [SWIFT, 1968, 1975; FIELD et DUANE, 1970] ou du delta du Rhône [OOMKENS, 1967, 1970], des surfaces érosives jalonnées par des conglomérats ou des pavages de coquilles, signent l'escamotage des faciès littoraux au cours de la transgression. Des systèmes régressifs caractérisés par la conservation plus ou moins complète et la superposition des faciès sont cités dans le Crétacé du Nouveau Mexique [CAMPBELL, 1971] et l'Holocène de la côte du Mexique [CURRAY, EMMEL et CRAMPTON, 1969].

#### IV - CONCLUSIONS GENERALES

De la comparaison entre les dynamiques de la transgression et de la régression du Muschelkalk se dégagent plusieurs enseignements.

1. La succession des environnements qui jalonnent cette double histoire ne présente pas de symétrie réelle. La régression s'effectue par étapes progressives, le changement a lieu dans la continuité. En revanche, la transgression est érosive et procède par saccades. Régime fluvial à silicates et régime marin à carbonates cohabitent avant la submersion définitive.

2. L'explication de cette asymétrie réside dans la disproportion des énergies mises en jeu. Au cours de la régression de la Lettenkohle se réalise un empilement des faciès sans érosion significative. En revanche, la transgression du Grès à Voltzia conduit à un escamotage des faciès intermédiaires entre la sédimentation fluviale et la sédimentation marine (fig.5).

3. Dans le cadre de la typologie des régressions et des transgressions marines proposée par CURRAY en 1964, la dynamique de la régression de la Lettenkohle se caractérise par un taux de sédimentation faible accompagnant une baisse modérée du niveau marin, tandis que les modalités de la transgression du Grès à Voltzia sont celles d'une transgression érosive consécutive à une montée lente du niveau de la mer.

4. Les organismes vivants enregistrent plus fidèlement les dynamiques transgressives et régressives que le passage silicates-carbonates. Dans cette optique les lingules en position de vie constituent un remarquable signal paléocéologique de l'intervalle où influences marines et continentales basculent.

#### REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BRUUN P. [1962]. - Sea level rise as a cause of shore erosion. Am. Soc. Civil Engineers Proc., Journ. Waterways and Harbors, 88, p. 117-130.
- CAMPBELL C.V. [1971]. - Depositional model. Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock area, northwestern New Mexico. J. Sediment. Petrol., 41, p. 395-409, Tulsa Oklahoma.
- CLIFTON H.E. [1967]. - Cyclic facies of a middle Miocene littoral sandstone in the California Coast Ranges USA. 7 th. Int.. Sedim.. Congr. Proc. Reading, England.
- CLIFTON H.E. [1973]. - Marine-non marine facies change in middle Miocene rocks, southeastern Caliente Range, California. *In* : Sedimentary facies changes in tertiary rocks California. Transverse and southern Coast Ranges SEPM Trip 2, 1973, Annual Meeting AAPG - SEPM-SEG, p.55-57.
- CURRAY J.R. [1964]. - Transgressions and regressions. *In* : MILLER R.L. Paper in Marine geology (Shepard commemorative volume). Mac Millan. p. 175-203.
- CURRAY J.R., EMMEL F.J. et CRAMPTON P.J.S. [1969]. - Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. *In* : Coastal lagoons a Symposium (eds by A.A. Castaneres and F.B. Phleger), p. 63-100, Universidad Mexico.
- DURINGER P. [1987]. - Une mégaséquence d'émersion : la Lettenkohle (Trias, Est de la France). Mise en évidence de marées par l'imbrication bipolaire de plaques de dessiccation. Geol. Rundschau 76, 2, p. 579-597, Stuttgart.
- EMIG C., GALL J.C., PAJAUD D. et PLAZIAT J.C. [1978]. - Réflexions critiques sur l'écologie et la systématique des lingules actuelles et fossiles. Géobios, 11, 5, p. 573-609, Lyon.

- FENNEMAN N.M. [1902]. - Development of the profile of equilibrium of the sub-aqueous shore terrace. *Journ. Geol.*, 10, p.1-32, Chicago, Illinois.
- FIELD M.E., DUANE D.B. [1970]. - Post-Pleistocene history of the United States inner continental shelf ; significance to origine of barrier islands. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87 p. 691-702, Boulder.
- GALL J.C. [1971]. - Faunes et paysages du Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléoécologique sur le Buntsandstein supérieur. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, 34, 318 p., Strasbourg.
- JOHNSON D.W. [1919]. - Shore processe and shore-line development. New-York, John Wielely et Sons, 583 p.
- Mc CUBBIN M. et BRADY J. [1969]. - Depositional environment of the Almond reservoirs, Patrick Draw field Wyoming. *The Mountain geologist*, 6, n°1, p. 3-26, Denver, Colorado.
- OOMKENS E. [1967]. - Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. *Geol. Mijnb*, 46, p. 265-278, Amsterdam et Leiden.
- OOMKENS E. [1970]. - Depositional sequences and sand distribution in the post glacial Rhône delta complex. *In : Deltaic sedimentation, Modern and ancient. S.E.P.M., Spec. Publ. 15, p.198-212, Tulsa, Oklahoma.*
- READING H.G. [1981]. - Sedimentary Environments and facies. Blackwell Scientific publications, Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, 569 p.
- REINECK H.E. et SINGH J.B. [1980]. - Depositional sedimentary environments. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York, 549 p.
- SCHOLLE P.A. et SPAERING D. [1982]. - Sandstone Depositional Environments. A.A.P.G., Mem. 31, Tulsa, Oklahoma, 410 p.
- SCHWARTZ M.L. [1967]. - The Bruun theory of sea level rise as a cause of shore erosion. *Journ. Geol.*, 75, p. 76-92, Chicago, Illinois.
- SWIFT D.J.P. [1968]. - Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journ. Geol.*, 76, p. 444-456, Chicago, Illinois.
- SWIFT D.J.P. [1975]. - Barrier-island genesis evidence from the central Atlantic shelf, eastern USA. *Sedimentary Geology*, 14, p. 1-43, Amsterdam.
- WALTHER J. [1894]. - Lithogenesis der Gegenwart. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche. Teil III : Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Verlag Gustav Fischer, Jena, 1055 p.
- WEIMER R.J. [1966]. - Time-stratigraphic analysis and petroleum accumulations, Patrick Draw field, Sweetwater County, Wyoming. A.A.P.G, Bull.,50, p. 2150-2175, Tulsa, Oklahoma.

**PLANCHE PHOTO**

Figure 1 - Carrière de Sultz-les-Bains : la transgression du Muschelkalk.

SL : grès à stratification lenticulaire, LA : lentille argileuse,  
SR : surface de ravinement, SP : grès à stratification plane

*Sultz-les-Bains quarry : the Muschelkalk transgression.*

*SL : sandstones with lenticular stratification, LA : lense of shale,  
SR : erosion surface, SP : sandstones with planar stratification*

Figure 2 - Carrière de Wasselonne : l'épisode régressif de la Lettenkohle

DO : domaine marin ouvert, DT : domaine de transition, DRS : domaine restreint subtidal,  
DI : domaine intertidal, MC : marais côtier, GF : grès fluviaux

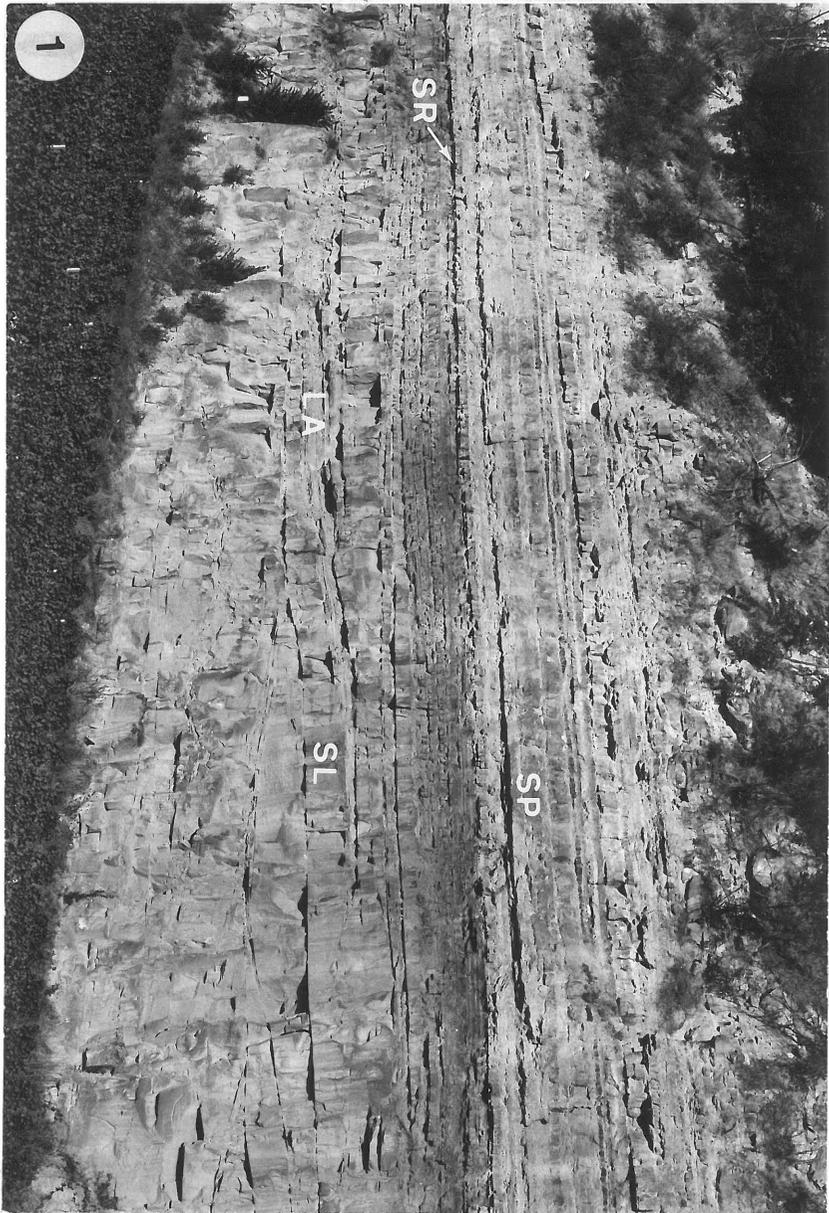
*Wasselonne quarry : the regressive episode of the Lettenkohle*

*DO : open marine environment, DT : transitional environment, DRS : subtidal environment,  
DI : intertidal environment, MC : salt marsh, GF : fluvial sandstones*

MUSCHELKALK SUPERIEUR	LETTENKOHLE	
	INF.	MOYENNE



2



GRES A MEULES	GRES ARG.	MUSCH.
GRES A VOLTZIA		INF.



LES PASSAGES CARBONATES-SILICATES AU BATHONIEN SUR  
LA MARGE NE DU MASSIF ARMORICAIN :  
contrôles morphotectoniques, rôle des courants marins  
et évolution diagénétique

THE CARBONATES-SILICATES TRANSITIONS DURING THE BATHONIAN TIMES  
ON THE NORTHEASTERN BORDER OF THE ARMORICAN MASSIF :  
morphotectonic controls, influences of marine currents and  
diagenetic evolution

Guy FILY

Université de CAEN - Laboratoire de géologie de Normandie occidentale - 14032 CAEN Cédex 02

**Résumé :**

Sur le rebord NE du Massif armoricain, au cours du Bathonien, les passages brutaux des carbonates aux terrigènes fins sont les résultats de changements morphologiques du bassin et de son pourtour à la suite de mouvements épirogéniques; à l'opposé les transitions graduelles des terrigènes fins aux carbonates sont gouvernées par la domination des courants marins infratidaux, renforcés lors des tempêtes pendant les périodes de calme épirogénique : les terrigènes fins sont recouverts alors par des sables bioclastiques organisés en mégarides métriques, plurimétriques et "vagues de sable". Les silex se sont formés, au cours de la diagenèse, au contact des films imperméables des "mud-drapes", centimétriques coiffant les mégarides en milieu infratidal.

**Abstract :**

On the northeastern border of the Massif Armorican, during the Bathonian times, the sudden transitions from carbonates to terrigenous deposits principally resulted from the morphological changes induced in the basin and on its periphery by epirogenic phases; on the contrary, the gradual ones from terrigenous sediments to carbonates were mainly controlled by infratidal currents, strengthened by storm waves during the tectonic pauses. Basal marly beds were first covered by megaripples of bioclastic sands, then sandwaves. Variations of thickness among the bundles followed neap-spring cycles. A peculiar type of mud drapes capping these infratidal megaripples is described here : with a centimetric scale, it was laid down as a series of bioclastic silty-clayey doublets (< 27 doublets). During diagenesis, siliceous solutions were locked by these mud drapes and the cherts began to form.

**INTRODUCTION**

La sédimentation carbonatée jurassique sur la marge NE du Massif armoricain passe par une phase optimale lors du Bathonien moyen. Nous essayerons de comprendre les conditions de développement de la plate-forme carbonatée et ses relations avec le sillon marneux péri-armoricain, le rôle prépondérant des courants marins dans l'élaboration des corps carbonatés et leur évolution morphologique, les facteurs de la répartition diagénétique des silex au sein de ces carbonates. A partir du Bathonien supérieur, la sédimentation carbonatée dominante va se dégrader par étapes à la suite de mouvements épirogéniques annonçant la reprise de sédimentation argileuse du Callovien dans l'ensemble du Bassin anglo-parisien.

## I- LA PHASE D'INSTALLATION PROGRESSIVE DE LA SEDIMENTATION CARBONATEE BATHONIENNE (BATHONIEN INFERIEUR A MOYEN)

1. A la fin du Bajocien (zone à Parkinsoni), existe une identité de faciès carbonatés entre le Sud de l'Angleterre ["Sponges Beds" du Dorset : ARKELL, 1956] et le Nord de la Normandie ["Calcaire à spongiaires" : RIOULT et FILY, 1975]. Ce type de dépôt correspond à des milieux de décantation de boue micritique, parfois troublée par des courants de tempêtes capables de retourner complètement des éponges de 30cm de diamètre. Ces prairies à spongiaires se trouvaient donc au-dessous du niveau d'action des houles ordinaires, mais étaient atteintes par les courants de tempêtes. Plus au Sud, entre Caen et Falaise, sur les écueils de la pénéplaine post-varisque, l'épaisseur des dépôts était plus réduite et les Calcaires à spongiaires passent progressivement à des calcaires micritiques à *Acanthothis spinosa*. Vers Alençon apparaissent les calcaires oolithiques du Bajocien supérieur dont l'épaisseur maximale se situe dans la région de Mamers, et qui atteignent le Sud de la Sarthe; le faciès de calcaire fin à spongiaires réapparaît dans la région de Durtal, Maine et Loire [RIOULT, 1980]. Vers le Nord, le faciès à spongiaires est reconnu dans les fonds de la Manche depuis la Baie de Seine jusqu'au Nord de Cherbourg, et en sondage jusqu'au Pays de Caux [LARSONNEUR et RIOULT, 1968; CONTINI *et al.*, 1980].

2. L'arrivée brutale des terrigènes fins marque le début du Bathonien :

Les "Bancs Bleus" dans la région de Caen et les "couches de passage" dans le Bessin, également au Havre [FILY, 1986] et dans le Dorset ("Zigzag beds"). Ce changement dans la sédimentation va de pair avec un approfondissement du fond marin, attesté par la décantation des particules argileuses et sur des fonds hors de portée des tempêtes comme l'indique l'absence d'orientation privilégiée d'objets allongés (Belemnites, fragments de bois).

Cet approfondissement soudain est dû au rejeu d'accidents varisques affectant le socle, lié à l'anomalie magnétique du Bassin parisien [AUTRAN *et al.*, 1986]. Cet épisode épirogénique amène un débordement du sillon marneux reconnu en sondage dès le Bajocien supérieur [DUBOIS et YAPAUDJIAN 1980 ; MANGOLD *et al.* 1980]. Ce premier épisode marno-calcaire est marqué par un ralentissement de la vitesse de dépôt dans ces régions : les "couches de passage" épaisses de 0,5 à 1,2 m entre le Bessin et le Nord de Caen représentent trois sous-zones à ammonites (Convergents, Macrescens et Yeovilensis). Cette diminution du taux de sédimentation s'accompagne de la présence de phosphate et de glauconie. Au Sud de Caen, la teneur en argile décroît rapidement dans des calcaires fins à ammonites ["Couches de Fontenay-le-Marmion"; MERCIER, 1932]. Une surface d'arrêt de sédimentation marque la fin de cet épisode de sédimentation ralentie en Normandie comme dans le Dorset.

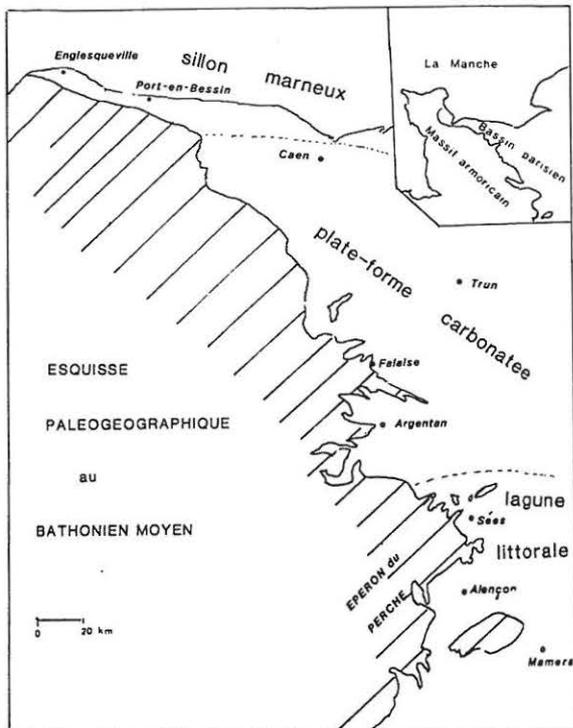


Figure 1 : Esquisse paléogéographique du rebord du Massif armoricain au Bathonien moyen.

*Palaeogeographical map of the Armorican Massif margin during the Middle Bathonian times. (English channel, Anglo-Paris Basin, Armorican Massif ; basinal marl, carbonate platform, littoral lagoon).*

3. Ensuite la vitesse de sédimentation va s'accroître avec une série plus franchement marneuse dans le Bessin et au Nord de Caen (Marnes de Port-en-Bessin) et le Sud de l'Angleterre (Fuller's Earth). En Normandie, ces marnes passent latéralement vers le Sud de Caen à des calcaires fins à bioclastes fortement micritisés (Calcaire de Caen). Progressivement, du sommet du Bathonien inférieur (sous-zone à *Tenuiplicatus*) jusqu'à la fin du Bathonien moyen (sous-zone à *Morrissi*) se développe une plate-forme carbonatée sur le rebord NE du Massif armoricain.

Cette dernière résulte de la migration constante des corps sédimentaires carbonatés vers le Nord, repoussant pendant ce laps de temps d'une quinzaine de km la limite méridionale du sillon marneux. Ce déplacement amène l'enregistrement d'une séquence klüpfélienne complète dans la région de Caen (70 m d'épaisseur) et l'enchaînement latéral de trois domaines de sédimentation [FILY *et al.*, 1979], (fig.1) :

- a) domaine de lagune littorale autour des écueils résiduels de l'éperon du Perche entre Mamers et Sées; là se déposent des séquences mineures métriques de calcaires fins à pelliculaires et oolithes d'eau calme [PURSER, 1980]. Ces séquences peuvent se terminer par des horizons stromatolithiques, auxquels succèdent des surfaces durcies et perforées locales, montrant des indices d'émersion. Au cours de cette phase d'émersion se forment parfois des sols argileux noirs avec racines conservées en place. Les minéraux argileux issus de ces sols sont essentiellement des illites et de la kaolinite, accompagnés d'un taux relativement faible d'interstratifiés de type (10-14 Sm). Lorsque ces sols sont suffisamment développés, un horizon d'accumulation de carbonates pédologiques s'intercale, des niveaux marneux roses à concrétations carbonatées. Ces émersiones sont toujours éphémères et leurs dépôts ont moins de 10 cm d'épaisseur; la sédimentation marine reprend avec des calcaires à Nérinées et bivalves *Mesomilthabellona* (d'Orb.) et *Fimbria lajoyei* (d'Arch.). Pendant le dépôt des calcaires à pelliculaires, les minéraux argileux sont peu abondants (moins de 2 %) et le cortège argileux reste presque identique à celui des sols précédents : seul le taux d'interstratifiés à feuillet gonflants diminue.

Les bassins versants de cette extrémité orientale du Massif armoricain étaient suffisamment drainés pour fournir de la kaolinite [FILY, 1987] et la pédogenèse est identique à celle des régions bordières du Bassin d'Aquitaine [DELFAUD, 1983]. L'émersion des carbonates littoraux est marquée par le passage à des terrigènes fins d'origine pédologique.

- b) plus au Nord, entre Argentan et Caen, se déposent les calcaires du domaine de plate-forme. Ce sont d'abord des calcaires bioclastiques très fins, devenant plus grossiers avec stratifications obliques, avant de passer à des calcaires oolithiques de haute énergie. Les terrigènes fins sont présents à faible teneur : essentiellement des smectites dispersées dans la masse des carbonates.

- c) au Nord et à l'Ouest de Caen s'étend le domaine du sillon marneux armoricain, représenté par le faciès des "Marnes de Port-en-Bessin". Ces dépôts sont observés à l'affleurement dans les falaises côtières du Bessin, où elles atteignent 38 m d'épaisseur, elles se biseautent vers l'Est autour de Caen, où elles n'ont plus que 12 m de puissance et, vers le Sud elles passent au Calcaire de Caen qui se dépose à l'abri du fond d'un golfe sous forme de grandes lentilles surbaissées à bioclastes micritisés étalés par la réfraction de la houle. Les Marnes de Port-en-Bessin deviennent plus épaisses dans la région du Havre (75 m) où leur faciès va perdurer jusqu'au milieu du Bathonien supérieur (sous-zone à *Hollandi*).

## II - LES MODALITES DE PASSAGE VERTICAL ET HORIZONTAL DU REGIME DE SILLON MARNEUX A CELUI DE PLATE-FORME CARBONATEE DURANT LE BATHONIEN MOYEN

Le Bessin est la région qui permet de mieux saisir la transition graduelle entre ces deux domaines de sédimentation lors de la zone à *Progracilis*, au début du Bathonien moyen.

1/ Dans cette partie proximale du sillon marneux, les Marnes de Port-en-Bessin ont des teneurs en carbonates comprises entre 30 et 70 %, la phase insoluble est représentée essentiellement par des minéraux argileux; le quartz détritique ne dépasse pas 3 % et sa taille est inférieure à 100 µm. Le cortège argileux est dominé par les smectites; les illites restant accessoires.

L'étude des gradients de minéraux argileux [FILY, 1985] révèle que la seule possibilité d'alimentation est par voie maritime à partir de sources occidentales. Les bioclastes carbonatés d'origine pélagique (coccolithes) ou hémipélagiques (*Bositra*) prédominent dans la partie moyenne de la formation, accompagnés de nombreux spicules de spongiaires désilicifiés et plus rarement de foraminifères et d'ostracodes nains. Les autres bioclastes d'origine

benthique sont fortement micritisés (mollusques, brachiopodes, bryozoaires, etc...) et ont été apportés de la plate-forme carbonatée armoricaine, leur taille en moyenne de 125  $\mu\text{m}$  étant incompatible avec le régime normal de décantation de la phase argileuse. Le sommet des Marnes de Port-en-Bessin (10-12 m) est caractérisé par un enrichissement très net en bioclastes carbonatés d'origine benthique et par une bioturbation intense (marnes noduleuses à gros terriers : *Thalassinoïdes*, 3 à 4 cm de diamètre).

2/ les Calcaires de Saint-Pierre-du-Mont (45 m dans l'Ouest du Bessin) démarrent par des calcaires marneux noduleux (10 à 12 m d'épaisseur), toujours fortement bioturbés. Toutefois localement il est possible d'observer une stratification oblique originelle dont l'échelle est celle de petites mégarides, habituellement détruites par les organismes fouisseurs.

L'apport sédimentaire est encore suffisamment sporadique pour ne pas gêner véritablement l'endofaune habituelle.

3/ La formation calcaire se poursuit par des calcaires à stratifications obliques dominantes; localement persistent des liserés argileux. Ces stratifications obliques correspondent à des dépôts de sables bioclastiques fins à moyens sous forme de mégarides dont la longueur d'onde  $L$  varie entre 0,8 et 1,2 m, et la hauteur  $H$  de 0,25 à 0,40 m. L'apport en bioclastes carbonatés est désormais assez régulier pour gêner l'endofaune; seuls quelques rares terriers de type *Arenicolites* sont conservés, les *Thalassinoïdes* disparaissent.

L'observation de la structure interne des mégarides indique clairement que les feuillets se sont mis en place sous l'effet de courants dominants portant vers les secteurs N 320 à N 30; des indices de courants subsidiaires, de direction opposée, sont rarement conservés au sein de ces mégarides (moins de 10 % des feuillets), ou quelquefois, sous forme de rides sur la partie sommitale de la mégaride sous-jacente. L'étude de l'enchaînement latéral des feuillets au sein des mégarides montre des variations assez systématiques. Souvent, à la base de la mégaride, existe une série de laminations parallèles, ondulantes et peu pentées. Ces dernières, de granulométrie assez fine ( $x = 75$  à  $110 \mu\text{m}$ ) doivent correspondre à la phase d'accélération initiale des courants [BOERMA et TERWINDT, 1981]. Cet horizon basal des mégarides est peu épais (moins de 3 cm) et d'ordinaire mal conservé. Il est suivi par des feuillets peu épais, peu pentés, d'allure sigmoïde, selon la nomenclature de KOHSICK & TERWINDT, [1981]; ces feuillets deviennent concaves, puis offrent une pente plus forte ( $> 12^\circ$ ) et leur sommet se raccorde à la partie sommitale de la mégaride (feuillets tangentiels); enfin s'observent des feuillets angulaires, courts, épais, à pente de  $18$  à  $25^\circ$  (fig.2). Chaque feuillet est délimité par un mince liseré d'argile ou de boue micritique, ou bien par une troncation témoignant d'une érosion fréquente par le courant responsable de la mise en place du feuillet suivant. Des rides de petite taille (3 à 5 cm de longueur d'onde), montrent une structure interne souvent confuse, avec feuillets d'orientation opposée à celle des mégarides.

Comme ce type de rides se trouve uniquement dans le creux entre deux mégarides (fig.2) elles sont interprétées comme rides de courant de retour, liées à la propagation du courant dominant [JOPLING, 1963].

Par contre, sur le sommet de certaines mégarides (fig.2), des feuillets courts, peu pentés et de sens opposé à celui des grands feuillets sous-jacents correspondent aux vestiges laissés par des courants subsidiaires. Ces traces de courants subsidiaires pourraient bien être la marque d'un flot peu actif par rapport à un jusant responsable de l'élaboration des mégarides et portant vers le large.

Des courants de marée très dissymétriques seraient responsables de la mise en place des mégarides métriques. Leur régularité pourraient expliquer le début de l'installation de la sédimentation bioclastique dominante. De plus l'enchaînement de feuillets, sigmoïdes à tabulaires, traduit une construction de la mégaride par étapes successives correspondant à une augmentation progressive de l'énergie hydrodynamique, rappelant des cycles vive-eau/morte-eau similaires à ceux décrits par BOERMA et TERWINDT [1981]. Mais le niveau d'énergie est moins élevé ici en milieu infratidal que dans les milieux intertidaux décrits par ces deux auteurs.

De plus, il existe des épandages, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de matériaux fins qui recouvrent les plans de pause terminant les mégarides. Ces liserés sont formés de doublets de silts bioclastiques et d'argiles; on compte en général moins de 27 doublets dans chaque liseré; ceux-ci correspondent à une variété de "mud drapes", formée en milieu infratidal profond. En effet, lorsque l'énergie des courants n'est plus assez forte pour construire des mégarides - en particulier dans des périodes de morte-eau très faibles sur le plan

## EVOLUTION D'UNE MEGARIDE

Exemple du faisceau 9

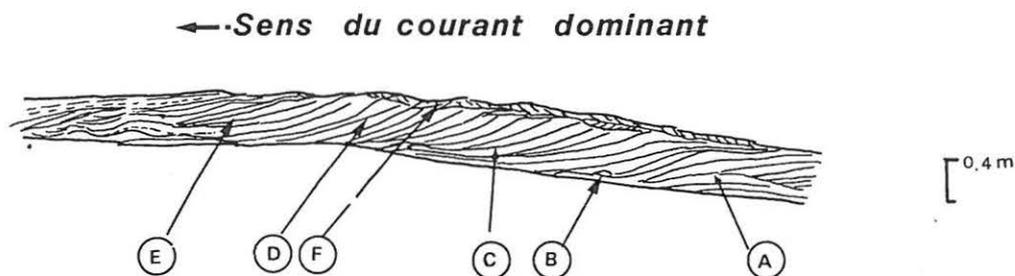


Figure 2 : Evolution d'une mégaride de sable bioclastique.  
A - début de mégaride, B - ride de courant de retour, C - feuillet tangentiel, D - feuillet angulaire,  
E - remplissage de creux de mégaride, F - feuillet de courant subsidiaire.

### *Evolution of a bioclastic sandy megaripple.*

< - direction of the principal current, A - Beginning of the development of a megaripple, B - Backflow ripple, C - tangential bundle, D - angular bundle, E - trough filling, F - bundles of the secondary current.

hydrodynamique - seuls des silts bioclastiques et des minéraux argileux sont transportés. Lors de la tenue de basse-mer, les silts se déposent d'abord dès que les courants cessent; puis se décantent les minéraux argileux : ainsi se crée chaque doublet. Ces conditions peuvent se répéter pendant plusieurs cycles de marée. Naturellement, des conditions hydrodynamiques exceptionnellement élevées, complètement aléatoires amènent des dépôts de sable grossier, interrompant momentanément le cycle de doublets. Ces dépôts plus grossiers sont soit planaires, soit à petites rides de 3 à 5 cm de longueur d'onde et de profil légèrement dissymétrique.

4/ La série carbonatée se poursuit par la mise en place de mégarides de grande taille ( $L = 1,5$  à  $10$  m) de type 3 D, plus rarement de type 2 D [DALRYMPLE *et al.*, 1978]. La hauteur de ces corps sédimentaires varie de  $0,4$  à  $0,8$  m. La structure interne de ces mégarides plurimétriques est similaire à celle des mégarides métriques; l'abondance des feuillets tabulaires y est seulement plus grande. Dans la nature actuelle [DALRYMPLE *et al.*, 1978; STRIDE *et al.*, 1980], le passage d'une forme de mégaride à l'autre se fait très facilement.

Dans cette série bathonienne, toutes les formes de transition existent et il faut noter que les formes 3 D semblent les mieux fossilisées.

La fréquence des liserés argilo-silteux diminue. Il semble que l'éloignement progressif du sillon marneux facilite la reprise par l'érosion de ce mud-drape pour donner des galets intraformationnels de même nature, rencontrés à la base des mégarides.

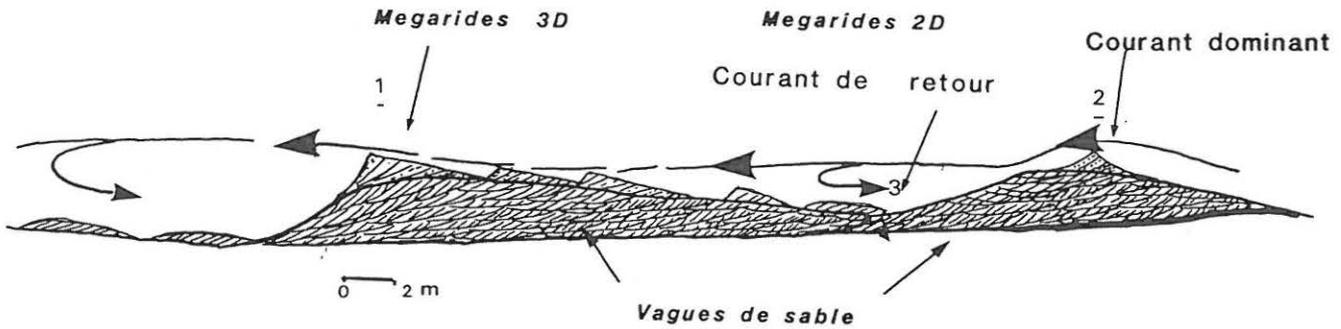


Figure 3 : Relation entre les mégarides 2 D, 3 D et les vagues de sable.

*Relation between the 2 D, 3 D megaripples and sandwaves*

*1 and 2 : direction of the principal current on the crests of sandwaves, 3 : direction of the presumed backflow; 3 D megaripple on the crests and the stoss-side of sandwaves, 2 D megaripples in the trough between two sandwave.*

Le dépôt de ces mégarides plurimétriques a un dizaine de mètres d'épaisseur. Puis apparaissent des "vagues de sables", corps sédimentaires de plus de 10 m de longueur d'onde, séparés par des creux de plus de 2 mètres de haut. Ces "vagues de sable" résultent de la construction par des mégarides plurimétriques, en équilibre hydrodynamique plus constant que celles des champs de mégarides isolées. Ces "vagues de sable" apparaissent conjointes à une augmentation sensible de la granulométrie des sables bioclastiques dont la moyenne supérieure passe à 350  $\mu\text{m}$ . Les mégarides 2 D semblent essentiellement présentes dans le creux des "vagues de sable" et elles ont un profil surbaissé presque symétrique, résultat sans doute de retouches par un courant de retour. Les mégarides 3 D sont mieux conservées sur la face amont des vagues de sable [DALRYMPLE, 1984], (fig.3).

5/ Les facteurs hydrodynamiques

En se basant sur les variations de l'épaisseur des feuillets au sein des mégarides, il est possible de mettre en évidence selon la méthode "de la période dominante" préconisée par YANG & NIO [1985], l'existence d'une composante cyclique de morte-eau/vive-eau et d'après les variations aléatoires, d'estimer la part de variations diurnes éventuelles. Ces opérations informatisées, après introduction d'une série de filtres statistiques, ont permis de constater que trente des quarantes stations de mesures réparties dans le Bessin comme dans les formations équivalentes de la campagne de Caen montraient une périodicité voisine de celle du cycle lunaire actuel. Des perturbations importantes liées à un apport sédimentaire considérable lors des tempêtes; ou au contraire des érosions ou des phases de non-dépôt, peuvent également être détectées en confrontant le résultat des calculs aux observations de terrain. La morphologie des mégarides intervient également dans les variations aléatoires de leurs feuillets [ALLEN, 1982; SIEGENTHALER, 1982]. En outre, il existe des difficultés supplémentaires de lecture à la limite des feuillets en milieu carbonaté, toujours liées à la diagenèse de la matrice micritique (fig.4).

Après avoir montré la réalité des courants de marée dans cet enregistrement sédimentaire bathonien, phénomène également décrit par TEYSSEYN [1984] dans le Toarcien et par BERNERS [1983] dans le Lias du NE du Bassin parisien, les vitesses instantanées des courants de jusant responsables de la mise en place des mégarides métriques ont été calculées ainsi que celles des apports par le flot, en fonction de la granulométrie des sables bioclastiques des mégarides métriques en utilisant les équations de LANGHORNE [1982] et celles d'ALLEN et HOMEWOOD [1984] : soit une vitesse maximale à un mètre au-dessus du fond de 0,6 m sec<sup>-1</sup> pour le jusant et 0,4 m sec<sup>-1</sup> pour le flot (fig.5). Autrement dit le passage du régime terrigène au régime de plate-forme carbonatée tel qu'il peut être appréhendé dans le Bessin intervient dans une période de calme épirogénique lorsque les courants de marée sont suffisamment réguliers et que leur niveau d'énergie permet de construire des corps sédimentaires tels que mégarides puis vagues de sable. Ces courants sont renforcés épisodiquement par l'action des tempêtes dans ces sites ouverts aux influences du large (fig.6).

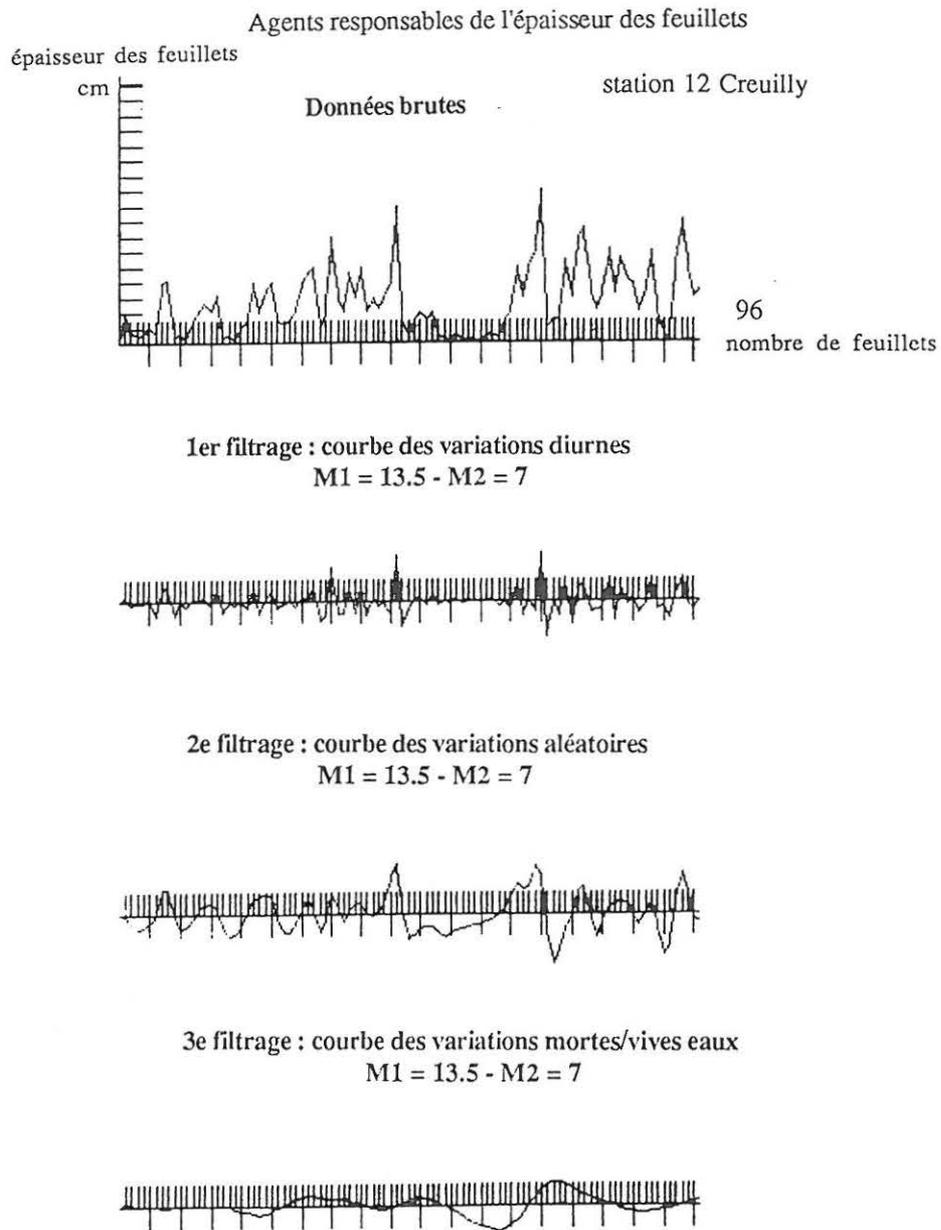


Figure 4 : Variations des facteurs contrôlant l'épaisseur des feuillets calculés à partir de filtres statistiques, selon la méthode de YANG et NIO [1985], station "Creully 12" (Calvados).

*Palaeotidal components, random variations, diurnal components derived from filtering analysis, [Yang and NIO's method, 1985], in the station "Creully 12" (Calvados),  
a - measured bundle thickness (bundle thickness in cm, bundle number : 96), b - diurnal components,  
c - random variations, d - neap-spring components.*

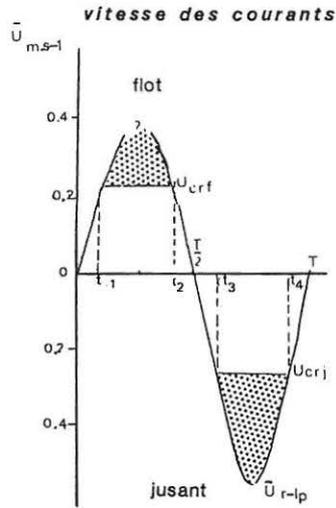


Figure 5 : Paléovitesse estimée des courants de flot et de jusant pour les mégarides métriques.  
*U.c.r.f.* : vitesse de début d'entraînement des particules au flot, *U.c.r.j* : vitesse de début d'entraînement des particules au jusant, *U<sub>r-Lp</sub>*: vitesses pour la transition mégaride-litage plan.

*Palaeotidal velocity for the meter-scale megaripples .  
 U.c.r.f. : flood-shear velocity, U.c.r.j : ebb-shear velocity,  
 U<sub>r-Lp</sub>: velocities at the transition megaripples-plane bed).*

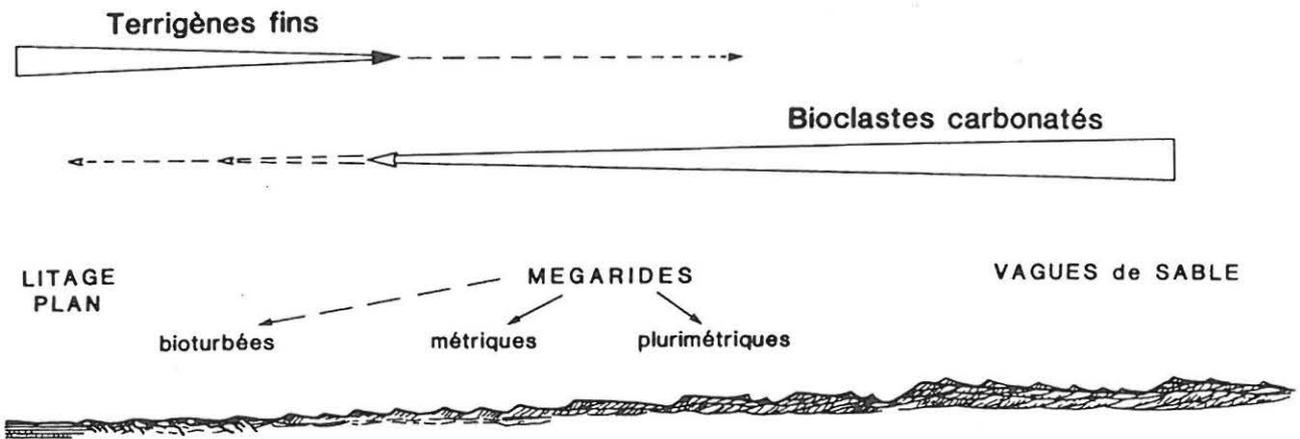


Figure 6 : Le passage des terrigènes fins aux carbonates en régime de calme épirogénique au Bathonien.

*The fine terrigenous-carbonates transition during a tectonic pause of the Middle Bathonian times.  
 a) plane bedding, b) bioturbated megaripples, c) meter-scale megaripples,  
 d) plurimeterscale megaripples, e) sandwaves.*

6/ La fréquence des doublets siltobioclastiques-argiles devient plus faible lors du passage des mégarides à vagues de sable : ces doublets représentent les ultimes apports visibles de terrigènes au sein des dépôts carbonatés dominants. Des silex fréquents à la base des calcaires à petites mégarides, plus rares au sommet des calcaires à petites mégarides, plus rare au sommet des calcaires à vagues de sable, se sont déposés au cours de la diagenèse, au contact de ces filons argileux, imperméables aux cheminements des eaux interstitielles enrichies en silice, aussi bien dans leur mouvements ascendants que descendants.

7/ Dans le Bessin comme dans le Nord de la campagne de Caen, un léger déséquilibre se produit au début de la zone à *Subcontratus* ; la sédimentation terrigène réapparaît avant de passer de nouveau à des dépôts d'oolithes et de bioclastes grossiers.

La première séquence majeure du Bathonien s'achève par une surface durcie et perforée d'extension régionale.

### III - LA DEGRADATION DE LA PLATE-FORME CARBONATEE DURANT LE BATHONIEN SUPERIEUR

A la fin du Bathonien moyen, l'ensemble du rebord NE du Massif armoricain est affecté par une déformation épirogénique qui modifie les échanges hydrodynamiques le long de la bordure occidentale du Bassin parisien. Après l'émersion des calcaires de lagune littorale et la reprise d'érosion du socle paléozoïque, des terrigènes grossiers se déposent à la périphérie de l'éperon du Perche [Conglomérat de Saint-Germain-Le-Vieux; FILY, 1975] marquant ainsi un important mouvement positif du socle varisque dans cette région. De Mamers jusqu'à Argentan, il y a lacune complète de dépôt.

Plus au Nord, de Trun jusqu'à la campagne de Caen, se substitue aux carbonates une sédimentation marneuse désormais à illite et kaolinite, comme dans le forage du Havre et dans le Dorset. Les marnes peu épaisses et fortement bioturbées sont rapidement remplacées par des sables bioclastiques sous forme de mégarides plurimétriques qui migrent à partir de l'WNW, indiquant un renversement des directions de paléocourants lié aux changements de morphologie sous-marine dans cette partie du bassin. Cette seconde séquence majeure incomplète épaisse de 12 m est datée de la zone à Orbis.

Au début de la sous-zone à Hollandi, par suite d'une nouvelle déformation épirogénique, la sédimentation marneuse envahit toute la bordure armoricaine, jusqu'au Maine, rapidement suivie comme dans le Dorset et au Havre, de sables bioclastiques à bryozoaires et à mollusques, étalés comme dans le Dorset par des courants venus du Nord, sous des mégarides. C'est la période pendant laquelle le sillon marneux connaît sa largeur minimale. Une surface durcie et perforée d'extension provinciale marque la fin de cette troisième séquence bathonienne, également moins développée que la première (moins de 20 m d'épaisseur et sans terme de transition entre les marnes et l'installation des mégarides).

Les dépôts de la sous-zone à Discus préludent au débordement de la sédimentation marneuse sur la plate-forme armoricaine, comme dans le Sud de l'Angleterre. Ce régime terrigène va se poursuivre dans l'ensemble du Bassin parisien au cours du Callovien, à la faveur d'une montée eustatique, reconnue aussi dans la plupart des bassins adjacents [HALLAM, 1978; VAIL *et al.*, 1977].

### IV - CONCLUSIONS

Sur le rebord NE du Massif armoricain, la sédimentation est contrôlée par des déformations épirogéniques, responsables des arrivées brutales de terrigènes fins, succédant aux carbonates. Cette transition brusque se reproduit au début du Bathonien inférieur (sous-zone à Convergents), au début (zone à Orbis) et au milieu du Bathonien supérieur (sous-zone à Hollandi), puis au Bathonien terminal (sous-zone à Discus). Pendant les périodes de calme épirogénique, les courants marins assurent le passage graduel des marnes aux sables carbonatés lors de la première séquence majeure du Bathonien inférieur à moyen, et, de façon plus accélérée, lors des deux séquences suivantes du Bathonien supérieur. Toutefois, la plate-forme carbonatée est plus développée en Normandie qu'en Angleterre, car la subsidence élevée [300 m à l'aplomb de Wight; MARTIN, 1967] et l'alluvionnement important en provenance des fleuves installés dans le Yorkshire et plus au Nord, y limitent de manière drastique la sédimentation carbonatée à partir de Bath.

Dans le NE du Massif armoricain, l'arrivée de terrigènes fins est largement contrebalancée par la production de carbonates, répartis par les courants marins selon une série hiérarchisée de corps sédimentaires à grandes stratifications obliques dont le taux de transport est contrôlé par les courants de marée et augmenté par les courants de tempêtes en milieu de mer ouverte.

La relative instabilité des régimes sédimentaires rencontrés sur la marge NE de la plate-forme armoricaine, à partir du Bathonien supérieur, témoigne des réajustements du bloc armoricain dans un contexte géodynamique en distension : fin du rifting de l'Atlantique central [GRADSTEIN et SHERIDAN, 1981], du Bassin du Fasnét [CASTON *et al.*, 1981], phase importante de rifting de la Mer du Nord [HALLAM et SELLWOOD, 1968], et dans la Téthys ligure [LEMOINE, 1985].

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ALLEN J.R.L. [1972]. - Instability of an upper-phase plane beds : a test of Bagnold's criterion. *Sedim. Geol.*, 8, p.308-316.
- ALLEN J.R.L. [1982]. - Sedimentary structures and physical Basis. *Developments in Sedimentology*, 30 A et B. Elsevier, Amsterdam, 593 p. et 633 p.
- ALLEN P.A. et HOMEWOOD P. [1984]. - Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, 31, p.63-81.
- ARKELL W.J. [1956]. - *Jurassic of the World*. Oliver and Boyd ed., London, 806 p.
- AUTRAN A., CASTAING G., DEBEGLIA N., GUILLIEN A. et WEBER C [1986]. - Nouvelles contraintes géophysiques et géodynamiques pour l'interprétation de l'anomalie magnétique du Bassin de Paris : hypothèse d'un rift paléozoïque refermé au Carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, 8 (II), I, 1 p. 125-139
- BERNERS H.P. [1983]. - A lower Liassic offshore bar environment, contribution to the sedimentology of the Luxembourg Sandstone. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 106, p. 87-102.
- BOERSMA J.R. et TERWINDT J.H.J., [1981]. - Neap spring tide sequences in mesotidal estuary. *Sedimentology*, 28, p. 151-156.
- CASTON N.D., DEARNLEY R., HARRISON R.K., RUNDLE C.E., et STYLE M.T., [1981]. - Olivine - dolerite intrusions in the Fasnét Basin. *J. Geol. Soc. London*, 138, p. 31-46.
- CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., LEFRAVRAIS RAYMOND A., LORENZ J., MOUTERDE R., RIOULT M., et TINTANT H., [1980]. - Bajocien supérieur. Synthèse paléog. Jurassique Français, Doc. Lab. Geol. Lyon, H.S. 5, p. 45-48 et carte 19.
- DALRYMPLE R.W., [1984]. - Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, 31, p. 365-382.
- DALRYMPLE R.W., KNIGHT R.J. et LAMBIASE J. [1978]. - Bedforms and their hydraulic stability relationship in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 275, p. 100-104.
- DELFAUD J. [1983]. - Les paléoclimats du Jurassique en Europe occidentale. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 34, p. 121-136.
- DUBOIS P. et YAPAUDJIAN L., [1980]. - Le bassin d'après les sondages. *In Synthèse du Bassin de Paris. Mém. B.R.G.M.*, n°101, p. 170-182.

- FILY G. [1975]. - La série bathonienne de Saint-Germain-Le-Vieux (Campagne de Sées, Normandie) : un conglomérat de roches paléozoïques, intercalé au sein de dépôts carbonatés. Implication paléogéographique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), XVII, n°4, p. 570-575, 3 fig., 1 pl.
- FILY G., LEBERT A. et RIOULT M. [1979]. - Un exemple de sédimentation de plate-forme carbonatée composite : la marge armoricaine du Bassin anglo-parisien au Bathonien. Symposium "Sédimentation jurassique Ouest européen". *Ass. Sédim. Français. Publication spéciale n°1*, p. 33-46.
- FILY G. et RIOULT M., [1980]. - Jurassique moyen - Normandie et Maine. *In Synthèse géologique du Bassin de Paris, Mém. B.R.G.M., n°101*, p. 145-150.
- FILY G. [1986]. - Succession de deux cortèges de minéraux argileux dans les formations bathoniennes d'un forage profond au Havre, Normandie. Implications paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis du Muséum du Havre (à paraître)*.
- GRADSTEIN F.M. et SHERIDAN R.E. [1981]. - Leg 76 : Western North Atlantic Ocean. *Joïdes J.*, p. 29-35.
- GUILLAUME L. [1927]. - Note préliminaire sur les couches de passage du Bajocien au Bathonien dans la région de Port-en-Bessin (Calvados). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, (4); 27, p. 137-139.
- HALLAM A. [1978]. - Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 23, p. 1-32.
- HALLAM A. et SELLWOOD B.W. [1968]. - Origin of Fuller's Earth in the Mesozoic of Southern England. *Nature*, 220, p. 1193-1195.
- JOPLING A.V. [1963]. - Hydraulics studies on the origin of bedding. *Sedimentology*, 2, p.115-121.
- KOHSIEK, L.H.M. et TERWINDT, J.H.J. [1981]. - Characteristics of foresets in megaripples related to hydrodynamic conditions on intertidal shoal. *in Holocene Marine Sedimentation in the North Sea. Int. Ass. Sedim. spec. publ.* 5, p.27-37.
- LANGHORNE D.N. [1982]. - A study of the dynamics of a marine sandwave. *Sedimentology*, 29, 4, p. 571-595.
- LARSONNEUR C. et RIOULT M. [1969]. - Le Bathonien et le Jurassique supérieur de la Manche centrale. *C.R. Ac. Sc., Paris*, 268, p. 2645 - 2648.
- LEMOINE M. [1985]. - Structurations jurassiques des Alpes occidentales et palinspatiques de la Téthys ligure. *Bull. Soc. Géol. France*, (8) 1, p. 127-138.
- MANGOLD C., CONTINI D., DELANCE J., DELFAUD J., ELMI S., FILY G., JAUTEE E., LAURIN M. et RIOULT M. [1980]. - Bathonien inférieur et moyen. Synthèse paléogéographique du Jurassique français, *Doc. Lab. Géol. Lyon, H.S.* 5, p. 49-51.
- MARTIN A.J. [1967]. - Bathonian Sedimentation in Southern England. *Proc. Geol. Ass.*, 78, p. 473-488.
- MERCIER J. [1932]. - Etude sur les Echinidés du Bathonien de la bordure occidentale du Bassin parisien. *Mém. Soc. Linn. Norm.*, 2, 273 p., 11 pl.
- PURSER B.H. [1980]. - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Editions Technips, Paris, 366 p.
- RIOULT M., [1980]. - Le calcaire de Durtal (Maine et Loire, Anjou). *In Synthèse géologique du Bassin de Paris. Mém. B.R.G.M. n° 103*, p. 132-133.
- RIOULT M. et FILY G. [1975]. - Discontinuités de sédimentation et unités lithostratigraphiques dans le Jurassique de Normandie. *IX° Congrès Int. Sédim., Nice*, 5 (II) p. 353-358.

- SIEGENTHALER C., [1982]. - Tidal cross-data and the sediment transport rate problem : a geologist's approach. Mar. Geol., 45, p. 227-240.
- STRIDE A.H., [1982]. - Offshore tidal sands : processes and deposits. Chapman and Hall, London, 222 p.
- TERWINDT J.H.J., [1981]. - Origin and sequences of sedimentary structures in inshore mesotidal deposits of North Sea. Int. Ass. Sedim., Spec. Publ. 5, Holocene Marine sedimentation in the North Sea Basin, p. 4-26.
- TEYSSSEN T.A., [1984]. - Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine : a Jurassic subtidal sandwave complex. Sedimentology, 31, p. 195-211.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. Jr., et THOMPSON S., [1977]. - Seismic stratigraphy and global changes of sea levels ; part 4 : global cycles of relative changes of sea level. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, 26, p. 83-97.
- YANG C.S., et NIO S.D., [1985]. - The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. Sedimentology, 32, p. 41-57.

LES TRANSITIONS TERRIGENES-CARBONATES AU CALLOVO-OXFORDIEN  
SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN ANGLO-PARIISIEN :  
CONTROLE MORPHOTECTONIQUE, INTERPRETATION GEODYNAMIQUE.

TERRIGENOUS-CARBONATES TRANSITIONS ON THE WESTERN BORDER  
OF THE ANGLO-PARIS BASIN DURING CALLOVIAN-OXFORDIAN TIMES :  
MORPHOTECTONIC CONTROL, GEODYNAMIC INTERPRETATION.

Olivier DUGUE & Michel RIOULT

Université de Caen - Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale, 14032 CAEN Cédex 02

**Résumé :**

La série Callovo-Oxfordienne de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien a enregistré le passage progressif du régime terrigène à celui des carbonates de plate-forme, représentant la fin du cycle eustatique, ainsi que la brusque transition inverse, annonçant le lent retour vers le début d'un nouveau cycle. Cette évolution sédimentaire était contrôlée par la réactivation des structures des massifs anciens, dans un contexte géodynamique global en distension.

**Abstract :**

The Callovian-Oxfordian series on the western border of the Anglo-Paris basin had recorded the progressive change from terrigenous deposits (Oxford clay) to platform carbonates (Corallian beds), as well as the abrupt reverse transition from platform carbonates (Corallian beds) to terrigenous deposits (Sandsfoot clay, Ampthill clay, Kimmeridge clay). The first type of transition, which corresponds to the Lower Calcareous grit was a linking sequence joining the two kinds of sedimentation part of the same sedimentary unit, and progressively evolving to the end of this eustatic cycle. On the other hand, the second one, equivalent of the Upper Calcareous grit, was a sequence of revolution, which suddenly stopped the history of the Middle Oxfordian carbonate platform, and brought back to terrigenous deposits during a slow adjustment to the beginning of a new cycle. This sedimentary evolution was controlled by the reactivation of the cadomo-variscan structures of the ancient massifs (Cornubia, Armorica), included in the eastern narrow passive margin of the North Atlantic, in a geodynamic extensive context.

**INTRODUCTION**

Sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien (fig.1), la connaissance géologique des dépôts jurassiques doit autant à l'étude des falaises littorales du Dorset qu'à celles des falaises du Pays d'Auge .



Figure 1 : Affleurements du Jurassique supérieur sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien (O : Oxfordshire, B : Berkshire, D : Dorset, N : Normandie, EP : Eperon du Perche, M : Maine).

De la fin du Bathonien au début de l'Oxfordien supérieur sur cette bordure, la sédimentation évolue d'un pôle argileux à un pôle carbonaté. La quasi-totalité de cette série sédimentaire affleure en permanence dans les falaises littorales du Pays d'Auge (Normandie) ou en carrières.

La qualité de cette coupe classique met en évidence les grandes étapes de l'évolution de cette séquence de comblement, qui sont retrouvées dans les autres coupes plus dispersées sur l'ensemble de cette bordure, depuis l'Angleterre méridionale jusqu'au Maine. En Normandie comme dans le Dorset, les calcaires de l'Oxfordien moyen s'insèrent entre les deux grands ensembles argileux du Callovo-Oxfordien inférieur (Oxford clay), et de l'Oxfordien supérieur-Kimméridien Sandsfoot clay, Amphill clay, Kimmeridge clay). Les modalités du passage d'un régime de sédimentation à l'autre seront particulièrement étudiées dans la coupe littorale du Pays d'Auge afin de définir deux types de transition verticale, entre terrigènes et carbonates d'une part, et entre carbonates et terrigènes d'autre part, dans le cadre d'une plate-forme argilo-calcaire.

## I - LA SÉRIE CALLOVO-OXFORDIENNE DU PAYS D'AUGE

La région côtière du Pays d'Auge (Basse-Normandie) présente une coupe classique [HEBERT, 1860; DOUVILLE, 1880; ARKELL, 1930], dont les grandes unités lithostratigraphiques sont étudiées depuis plus d'un siècle. Récemment, GUYADER [1968] en a décrit les microfaunes et RIOULT [1962, 1980] y a révisé la biostratigraphie du Jurassique moyen-supérieur normand.

L'examen détaillé banc à banc de la série callovo-oxfordienne du Pays d'Auge conduit à retrouver les grandes lignes de l'évolution de la sédimentation sur la bordure Nord-Est du Massif armoricain. Cette succession lithostratigraphique débute par des sédiments terrigènes pour passer aux dépôts de plate-forme carbonatée, interrompus brusquement au début de l'Oxfordien supérieur.

### 1) Les sédiments terrigènes (Fig.2)

Les sédiments terrigènes fins qui ont recouvert la plate-forme carbonatée bathonienne normande sont apparus au Bathonien terminal (Zone à *Discus*), au-dessus de la discontinuité de Lion, surface durcie, perforée et encroûtée qui se développe depuis les côtes du Calvados jusqu'aux confins de l'Orne et de la Sarthe [FILY *et al.*, 1979]. Deux groupes lithostratigraphiques y sont reconnus, terminés par une formation condensée ferrugineuse.

#### a) Les Marnes de la Vallée d'Auge

Caractérisées à la base par des alternances marno-calcaires silteuses, ces couches riches en pyrite et en débris de bois, sont intensément bioturbées (*Thalassinoïdes*, *Chondrites* et rares *Rhizocorallium*), et renferment une abondante faune de brachiopodes. Les céphalopodes, d'abord rares (Marnes d'Escoville), deviennent de plus en plus fréquents, avec des affinités boréales (Marnes d'Argences) [RIOULT, 1980].

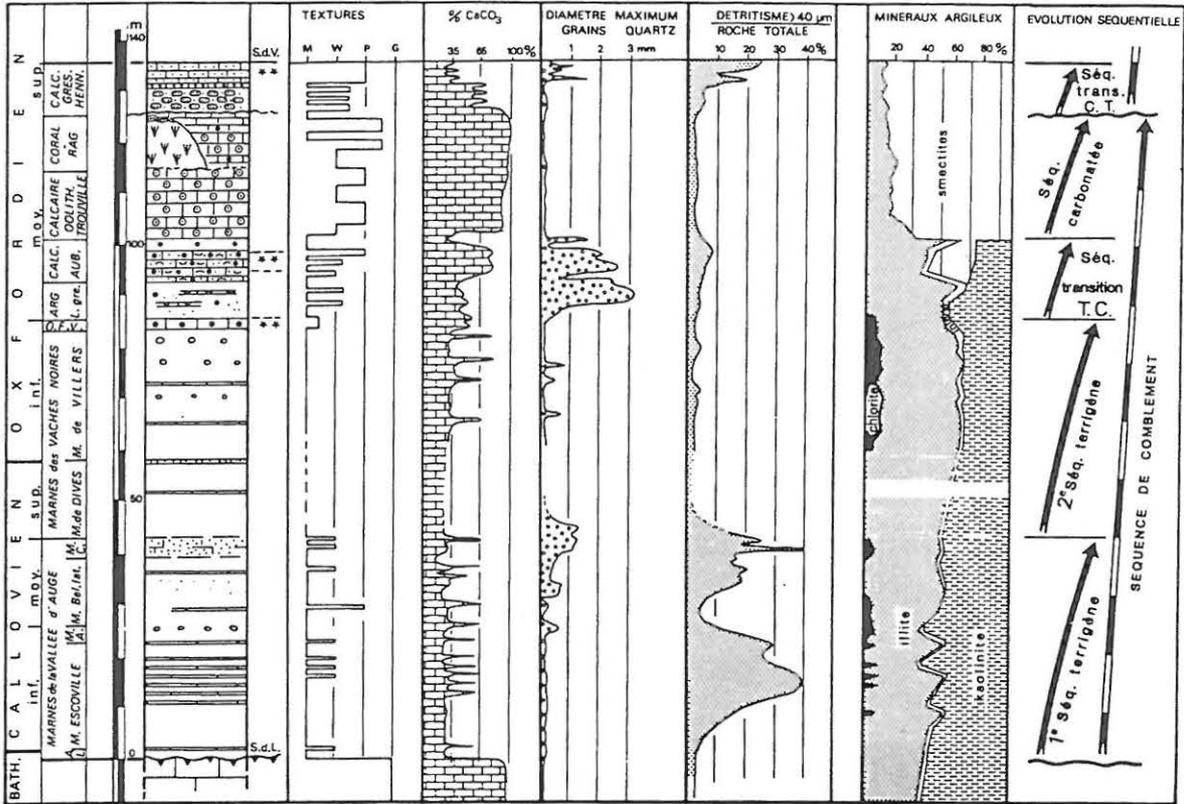


Figure 2 : La série callovo-oxfordienne du Pays d'Auge (littoral, Normandie) : évolution sédimentologique

Progressivement ces alternances s'effacent (Marnes à *belemnopsis latesulcatus*). Bien que les faunes pélagiques deviennent abondantes et diversifiées (ammonites et bélemnites) avec un mélange variable de formes boréales et mésogéennes [RIOULT, 1980], ces niveaux ont livré des vertébrés marins (crocodiliens) et terrestres (dinosauriens). De même, le plancton végétal, coccolithes [ROOD & BARNARD, 1972] et dinoflagellés [SARJEANT, 1966] abonde associé à des spores et pollens. Cette vasière à brachiopodes était donc relativement peu profonde et proche des terres émergées.

Des alternances marno-calcaires (Marnes silteuses et Calcaires de Crèvecœur) à brachiopodes et céphalopodes d'affinité mésogéenne terminent cette première séquence terrigène, marquant une reprise de l'érosion. Plus au Sud, ces silts font place à des grains et oolithes ferrugineux.

Les sédiments terrigènes fins contenaient une fraction détritique grossière relativement importante, maximale (40 %) au niveau des alternances marno-calcaires, et qui oscille ensuite de façon saccadée, annonçant les arrivées détritiques continues à la fin de la première séquence terrigène (Callovien inférieur à moyen).

Ces matériaux détritiques sont composés essentiellement d'un silt quartzeux hétérométrique associé à des micas, des feldspaths, et de petits grains de minéraux lourds (zircon, rutile et tourmaline) dont l'association mature est celle habituellement rencontrée dans les terrains jurassiques normands. Elle résulte moins de l'érosion directe du Massif armoricain que d'une remobilisation d'anciens sédiments détritiques.

### b) Les Marnes des Vaches-Noires

Ces principaux caractères persistent durant la seconde séquence terrigène, dont les couches argileuses constituent la falaise des "Vaches-Noires" entre Houlgate et Villers. Cette vasière est toujours sous la dualité d'influences continentales [microflore diversifiée, SARJEANT, 1966], et marines (céphalopodes d'affinités variables; des protoglobigérines mésogéennes apparaissent au sommet [BIGNOT & GUYARDER, 1966]). Ces couches terrigènes toujours pyriteuses et bioturbées (*Chondrites*, terriers à remplissage pyriteux), présentent par contre une fraction silteuse minimale (1 à 5 %), avec épisodiquement des stocks plus importants à la base. La macrofaune pyritisée est dominée à présent par les huîtres et des *Isognomon*; l'endofaune profonde restant rare.

Du Callovien à l'Oxfordien, le sédiment terrigène est donc une marne formée essentiellement d'une phase terrigène fine dont le cortège minéralogique varie peu (kaolinite et illite dominantes, chlorite et interstratifiés associés), avec des apports silto-sableux continus en quantité variable, et d'une phase carbonatée d'origine biologique provenant à la fois des milieux benthiques et pélagiques.

La confrontation entre l'épaisseur de ces couches d'une part et l'échelle biostratigraphique d'autre part, ainsi que la quasi-absence d'une endofaune détriticide démontrent le dépôt relativement rapide de ce sédiment, qui favorisait en profondeur un confinement des vases [MORRIS, 1979] et la précipitation importante de sulfure de fer dans leurs micromilieus [HUDSON & PALFRAMAN, 1969].

### c) L'Oolithe ferrugineuse de Villiers (O.F.V.)

Les rares oolithes ferrugineuses apparues, au sommet des Marnes de Villiers sous-jacentes, abondent dans cette formation ferrugineuse fossilifère condensée (2 m), qui constitue un excellent marqueur régional en Normandie.

Ces oolithes de goéthite sont dispersées dans une alternance marno-calcaire bioturbée et faiblement détriticide qui possède une épifaune d'huîtres, de bivalves byssifères, de brachiopodes, ainsi que divers céphalopodes.

Au dessus des bancs calcaires, des graviers intraformationnels encroûtés et perforés, et des intraclastes ferrugineux ou oolithes cassées, attestent du démantèlement périodique de ces dépôts lors des ralentissements de la sédimentation. Ces étapes n'aboutissent pas à la formation de véritables surfaces d'arrêt de sédimentation de grande extension latérale, mais plutôt à des sédiments suffisamment compactés pour permettre encore une bioturbation intense par quelques fousseurs profonds et restreignant les perforants aux seuls supports rigides (coquilles) présents à l'interface.

Le milieu de dépôt, toujours largement ouvert aux conditions du large (céphalopodes) et peu éloigné des terres émergées (débris végétaux, dinosauriens), reçoit des décharges d'oolithes ferrugineuses allochtones, qui se surimposent à la sédimentation totale.

Cette formation ferrugineuse peu épaisse, mais correspondant aux 2/3 inférieurs de la zone à *Cordatum*, -donc condensée- traduit un répit dans le comblement régional, contemporain d'un ralentissement de la subsidence. Elle clôture la seconde séquence terrigène (Callovien supérieur-Oxfordien inférieur).

## 2. Le passage des terrigènes aux carbonates

Une séquence détriticide négative, argileuse à la base (Argile à *Lopha gregarea*), argilo-grés-carbonatée au sommet (Calcaire d'Auberville) surmonte les dépôts terrigènes sous-jacents (Fig.2).

Temporairement, la sédimentation terrigène redevient prépondérante et rapide, conservant des caractères de l'épisode antérieur (même cortège argileux, bioturbations); mais déjà apparaissent des pellétoïdes limoniteux et des apports sableux voire graveleux, inconnus jusqu'alors. L'abondance de ces décharges détritides grossières entraîne une substitution dans les peuplements benthiques de la vasière sableuse, avec remplacement des Gryphées à commissure lisse par des *Lopha* à commissure dentée, constituant épisodiquement des petits biostromes de faible extension latérale. Cet environnement de vasière à huîtres est déjà moins exposé aux influences marines (raréfaction des ammonites, disparition des foraminifères pélagiques), bien que les sources d'apports argileux demeurent inchangées.

Après cette brève, mais épaisse récurrence argileuse (6 m), la sédimentation ralentit alors que la subsidence s'amortit. Les décharges de pellétoïdes ferrugineux, de sables grossiers, de lithoclastes paléozoïques armoricains s'accroissent dans des alternances marno-calcaires lumachelles.

Les microfaciès de ces calcarénites ferrugineuses à gréseuses se diversifient en fonction des proportions de composants variés, et en réponse à de brusques changements répétés de texture, latéralement et verticalement. Des oolithes calcaires, d'abord clairsemées, apparaissent au sommet des alternances, associées à des fragments de polypiers. Parallèlement, les ammonites d'affinité mésogéenne dominent progressivement.

Enfin, le cortège de minéraux argileux, inchangé depuis la fin du Bathonien, enregistre, dans le Calcaire d'Auberville, l'apparition de smectites, encore mal cristallisées, et la diminution de la kaolinite.

### 3. Les sédiments carbonatés

Au cours de l'Oxfordien moyen, l'installation de la plate-forme carbonatée débute par un corps oolithique qui supportera localement de petits récifs coralliens (Fig.2).

#### a) Le Calcaire oolithique de Trouville

Les premiers dépôts carbonatés de plate-forme sont des sables oolithiques boueux, bioturbés (échinodermes fousseurs : *Nucleolites scutatus*; ichnocénose à *Thalassinoïdes* et *Rhizocorallium*), qui s'accumulent en milieu infratidal.

Des variations latérales d'épaisseurs, de faciès et de cortèges argileux, observées dans les falaises littorales normandes, suivant une transversale SW-NE, permettent de définir deux domaines infratidaux, interne (Villiers) et externe (Trouville-Hennequeville), séparés par une barrière immergée à l'aplomb de Bénerville (12 m).

La répartition des argiles est contrôlée par cette nouvelle morphologie; le cortège phylliteux du domaine interne prolonge celui du Calcaire d'Auberville, alors qu'à l'extérieur de l'accumulation oolithique, vers l'Est, la kaolinite disparaît et les smectites prédominent.

#### b) Le Coral-raq

A l'aplomb de la zone d'accumulation maximale des sables oolithiques, de petits récifs s'installent parallèlement au rivage armoricain (Mont Canisy à Bénerville, Roque Baignard près de Lisieux); tandis que la destruction périodique de ces constructions alimente des faciès périrécifaux variés. A Bénerville, la construction récifale est coiffée par des stromatolithes tronqués par une surface durcie d'extension latérale mal connue, qui passe vers l'Est à la surface de démantèlement du dernier banc calcaire micritique (Calcaire de Blangy).

La distinction des deux cortèges argileux reconnus précédemment subsiste de part et d'autre des récifs de Bénerville, mais l'extension de l'assemblage à illite, kaolinite, smectites est maintenant limitée aux seuls affleurements de Villiers.

La réduction des apports terrigènes, l'importante production biologique, la multiplication des arrêts de sédimentation témoignent de l'évolution de ces fonds infratidaux relativement stables vers l'émersion.

### 4. Calcaire gréseux de Hennequeville [DUGUE & RIOULT, 1987]

Cette formation gréso-carbonatée spongolithique à silex est circonscrite à l'embouchure de la Seine [Avant-port du Havre; GUYADER, 1968; falaises littorales de Villerville à Trouville].

Des apports détritiques continentaux constants, d'origine armoricaine, se mêlent à une boue carbonatée dépourvue d'allochèmes. Déposées en milieu subtidal, ces alternances d'interbancs silteux à *Teichichnus* et de bancs calcaires gréseux à *Thalassinoïdes* sont surtout riches en lumachelles de trigonies, et leurs rares céphalopodes, d'affinités mésogéennes à la base, se raréfient progressivement vers le sommet. Les bancs à silex volumineux du membre moyen sont affectés par une déformation synsédimentaire, attestant de l'instabilité des fonds.

Cette formation se termine par une ébauche de surface durcie infratidale bioturbée (Surface de Villerville) qui serait pénécotemporaine de la fin de l'épisode de continentalisation dans les Sables de Glos, autour de Lisieux.

Au-dessus du Coral-raq, ce dernier vestige marin de la plate-forme carbonatée oxfordienne, marque un approfondissement, la fin de la période de stabilité relative de la bordure et la reprise de la subsidence des fonds marins. La destruction ménagée de cette plate-forme carbonatée alimente alors ce milieu abrité tandis que le delta des Sables de Glos le pourvoit en apports détritiques.

La série Callovo-Oxfordienne du Pays d'Auge a donc enregistré l'évolution de la sédimentation depuis un pôle argileux jusqu'à un pôle carbonaté. Elle traduit le lent nivellement de la bordure NE armoricaine, dont les dépôts de plus en plus calcaires, sont de moins en moins profonds. Par comparaison avec la plate-forme bathonienne normande, celle de l'Oxfordien moyen aura donc été plus fugace, bien qu'évoluant plus nettement vers des faciès récifaux à la limite de l'émersion.

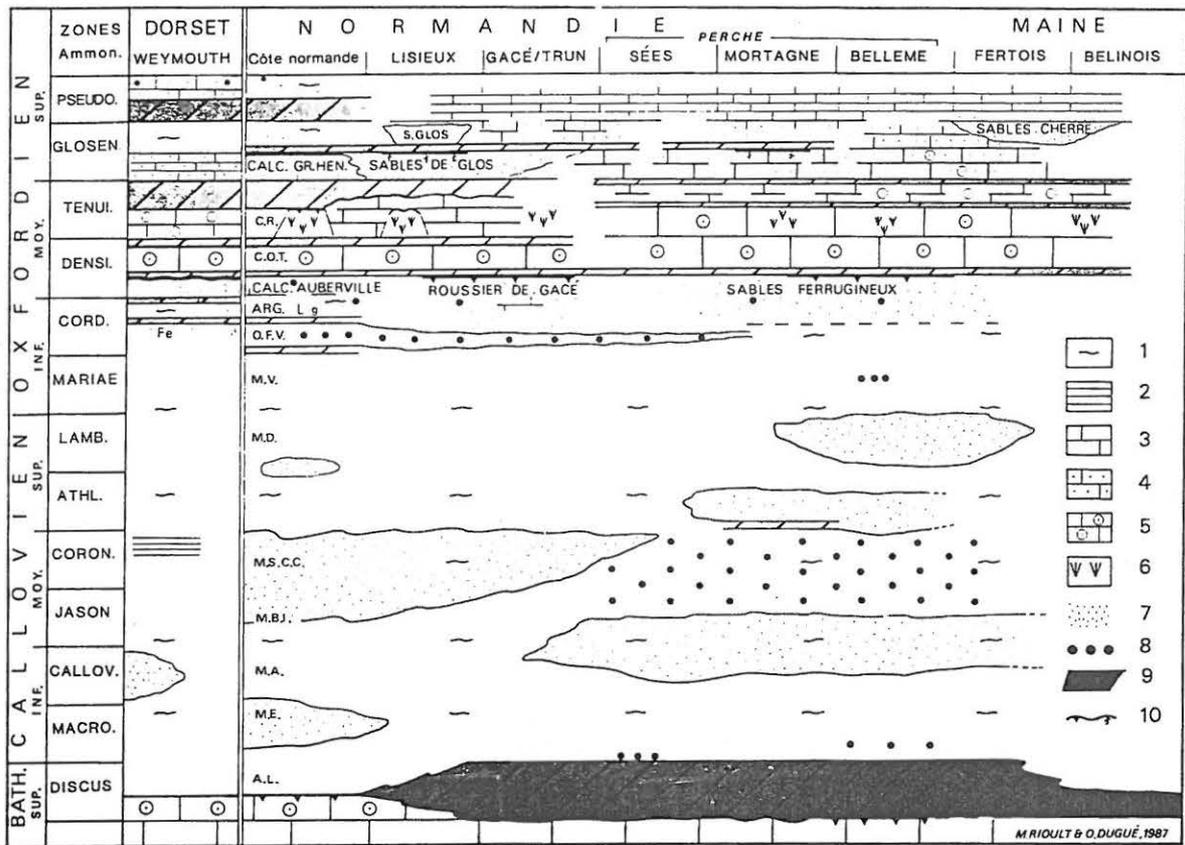


Figure 3 : Le Jurassique moyen et supérieur du Dorset au Maine

- (1) argile; (2) shale bitumineux; (3) calcaire argileux; (4) calcaire silteux; (5) calcaire oolithique; (6) calcaire récifal; (7) décharge silto-sableuse; (8) oolithes ferrugineuses; (9) lacune biostratigraphique; (10) discontinuité sédimentaire.

## II - LES MODALITES DES CHANGEMENTS SEDIMENTAIRES SUR LA BORDURE OCCIDENTALE DU BASSIN ANGLO-PARISIEN

Du Callovien à l'Oxfordien, une évolution sédimentaire analogue à celle décrite dans le Pays d'Auge, se retrouve sur l'ensemble de la bordure occidentale du bassin anglo-parisien, du Maine à l'Oxfordshire. De part et d'autre de la Manche, les calcaires de l'Oxfordien moyen s'insèrent entre les deux grands ensembles argileux, Oxford clay, Kimmeridge clay et leurs équivalents normands (Fig. 3 et 4).

### 1. La transition terrigènes-carbonates : mise en place de la sédimentation carbonatée

La sédimentation terrigène qui débute au Bathonien terminal, efface la mosaïque des faciès qui existait sur la plate-forme carbonatée de Normandie-Maine [FILY *et al.* 1979] à l'Angleterre méridionale [ANDERTON *et al.* 1983].

Ces dépôts épais, à sédimentation rapide nivellent également les derniers écueils armoricains. Les fonds marins reçoivent épisodiquement des apports d'oolithes ferrugineuses et des décharges silteuses. L'épisode terrigène s'achève à l'Oxfordien inférieur (zone à *Cordatium*, sur toute la bordure) par une sédimentation ferrugineuse condensée : calcaires à oolithes ferrugineuses du Calvados à l'Orne, nodules limoniteux dans le Dorset (*Red nodule beds*).

#### a) L'épisode sédimentaire de transition terrigène-carbonates

Un régime sédimentaire transitoire relaie ce long épisode terrigène. Avant la mise en place de la plate-forme carbonatée, il s'exprime latéralement et à la même époque, par des faciès voisins, sur toute la bordure

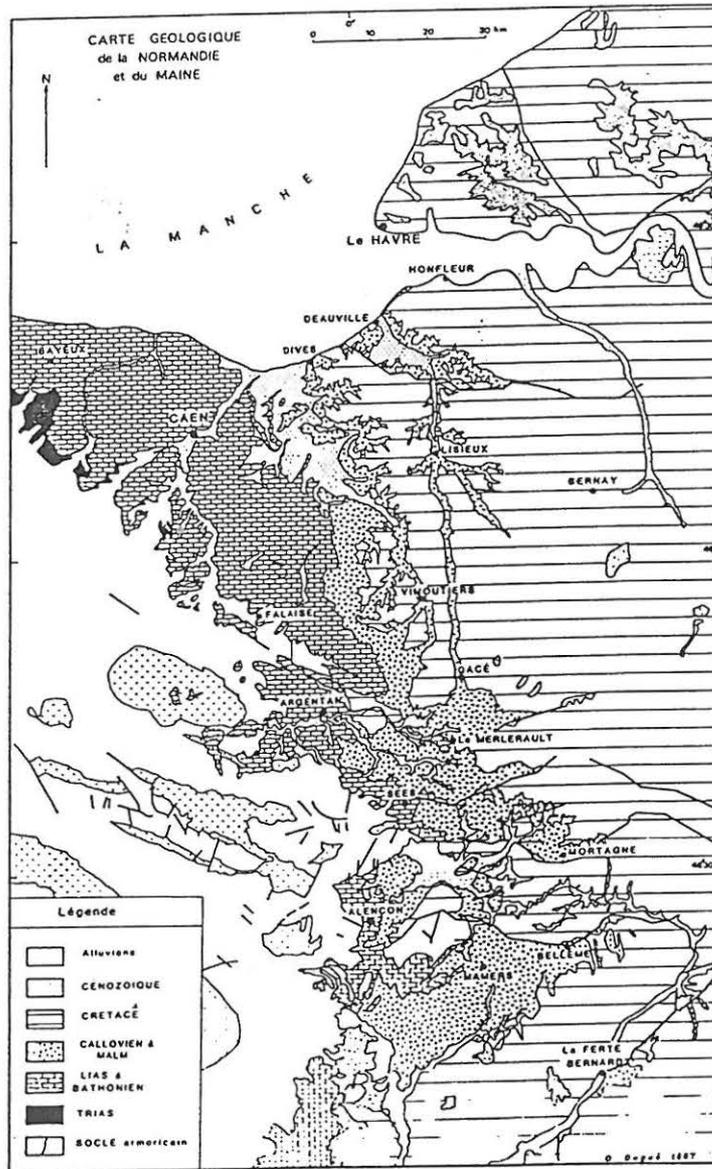


Figure 4 : Carte géologique simplifiée de la Normandie et du Maine

occidentale du Bassin anglo-parisien (Fig. 3 et 4).

- sur le littoral normand, une séquence détritique négative, (Argiles à *Lopha gregarea* - Calcaire d'Auberville) se caractérise par l'émergence progressive des caractères du futur régime carbonaté, bien que les influences terrigènes persistent encore. Plusieurs décharges sableuses et graveleuses, arrivées brutalement à la base, disparaissent définitivement au sommet des calcarénites ferrugineuses, tandis que des oolithes calcaires et des bioclastes de polypiers apparaissent.

De même, l'évolution des minéraux argileux dans cette séquence présente un passage progressif du cortège caractéristique des terrigènes sous-jacents (illite, kaolinite, chlorite et interstratifiés) à celui du futur régime carbonaté (apparition des smectites). Les smectites, d'abord intégrées dans des interstratifiés, deviennent plus concentrées au détriment de la kaolinite.

- **aux confins du Calvados et de l'Orne** (Pays d'Auge et Nord de l'éperon du Perche), l'épisode terrigène passe à des calcaires gréseux bioclastiques et ferrugineux (Roussier de Gacé) à stratifications obliques. Dans cette formation condensée, les éléments figurés calcaires et ferrugineux sont mélangés : les oolithes calcaires sont souvent ferruginisées et les vraies oolithes ferrugineuses n'existent que localement. Des décharges silto-sableuses de quartz leurs sont associées. Les directions d'apport de ces matériaux fluctuent latéralement et verticalement, tandis que, par intermittence, se manifestent des ralentissements de sédimentation.

Ces soudaines variations hydrodynamiques et la présence de faunes euryhalines associées à des formes necto-benthiques caractérisent un environnement marin peu profond, proche du rivage américain;

- **au Sud de l'éperon du Perche**, de l'Orne au Maine, existent également des formations sableuses et ferrugineuses avec lentilles gréseuses (Sable ferrugineux du Vairais ou du Tertre) faisant suite aux Marnes à Pernes, et situées sous les calcaires de l'Oxfordien moyen;

- **sur la côte du Dorset**, des formations à dominante sableuse succèdent à l'Oxford clay [Nothe grit et Redcliff formations, WRIGHT, 1986]. A la base, les alternances de marnes sableuses et de bancs calcaires gréseux présentent des pelétoïdes ferrugineux dispersés.

Un banc gréseux (Preston grit) bioturbé (*Rhizocorallium*, *Thalassinoïdes*) avec de rares oolithes calcaires, les ravine. Un membre silto-argileux (Nothe clay) sépare ce dernier du Bencliff grit formé d'une succession de petites séquences positives de comblement (sable à stratifications obliques à la base, argile à flaser-bedding au sommet) indiquant un environnement marin subtidal à estuarien [TALBOT, 1973];

Des séries analogues montrant le passage progressif de l'Oxford clay aux calcaires oolithiques des "Corallian beds", sont signalées également dans le nord du Dorset [WRIGHT, 1981], du Berkshire à l'Oxfordshire et définissent le "Lower Calcareous Grit".

#### b) Enregistrement du changement de régime sédimentaire

Toutes ces formations déposées sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien correspondent à une même période, relativement brève, d'instabilité des fonds, liée à une crise épirogénique et à un amortissement de la subsidence (sous-zone à *Cordatum*, sous-zone à *Vertebrale*), mais généralisée dans ce secteur. Des changements sédimentaires et biologiques s'y expriment, avec plus ou moins de netteté, selon les conditions paléogéographiques locales :

\* Reprise de l'érosion des terres émergées. Les apports silto-sableux, auparavant dilués dans la masse des terrigènes fins sont subitement abondants. L'essentiel de ces matériaux détritiques provient de sources locales [WILSON, 1968; BROOKFIELD, 1972; RIOULT, 1968], issus soit de l'érosion directe des massifs bordiers anciens (Armorique, Cornouailles, Massif Londres-Brabant), soit plus probablement de la destruction de leur propre couverture sédimentaire.

\* Changements hydrodynamiques. Après le dépôt des marnes et calcaires dans les conditions de vase, l'énergie hydrodynamique se renforce sur l'ensemble des fonds marins. Selon les conditions paléogéographiques locales, cet accroissement de l'énergie hydrodynamique est attesté localement par des stratifications obliques (Roussier de Gacé, Bencliff grit), mais toujours par une diversification rapide des microfaciès carbonatés où les textures de moyenne à haute énergie deviennent plus fréquentes (Roussier de Gacé, Calcaire d'Auberville, Redcliff formation). L'importance de la charge détritique, mais également les ichnofaciès de milieux moins profonds et plus agités (*Thalassinoïdes* en Normandie, *Diplocraterion* dans le Dorset), confirment le renforcement de l'énergie hydrodynamique, qui réduit la fraction fine.

\* Changements climatiques. Les ammonites d'affinité mésogéenne trouvées en Normandie [RIOULT, 1975] ou dans le Dorset [WRIGHT, 1986] progressent sur la bordure.

Bien que l'existence et les fluctuations des domaines paléogéographiques boréal et mésogéen, ne soient qu'en partie liées au facteur climatique [ENAY, 1980; CARIOU *et al.*, 1985], d'autres indices comme la production d'oolithes calcaires ou le dépôt de bioclastes de polypiers, laissent supposer une réelle élévation de la température des eaux du bassin.

L'arrivée accrue et continue d'hydroxydes de fer sur la plate-forme normande dénonce dans le même temps une évolution pédogénétique importante sur les terres armoricaines proches.

Par contre l'apparition brusque des smectites dans le Calcaire d'Auberville et à la base des "Corallian beds" d'Angleterre [PERRIN, 1971; CHOWDHURY, 1982; DUGUE, travaux en cours] est plus difficile à interpréter. CHOWDHURY [1982] propose une origine volcanique pour les smectites des "Corallian beds". Leur concentration croissante du Dorset (6/10) au Berkshire (9/10) et leur absence dans les séries contemporaines de l'Est et du Nord-Est de l'Angleterre, lui suggèrent une source occidentale. Les preuves formelles d'un matériau volcanique parent n'ont pas encore été trouvées dans ces formations (absence d'échardes de verre volcanique par exemple). Mais la néogénèse des zéolites avec le couple clinoptilolite / heulandite, envisagée comme l'un des indices les plus sûrs d'une activité volcanique peut également intervenir par évolution diagénétique de matériaux sédimentaires; les cendres volcaniques ne seraient alors qu'un cas particulier [LOUAIL, 1984].

En Normandie, les smectites relativement moins abondantes et plus altérées, sont associées à la kaolinite et à l'illite; par ailleurs, aucune trace (directe ou non) d'apport volcanique n'est décelée. Une évolution pédogénétique sous des climats chauds à saisons contrastées et dans de mauvaises conditions de drainage des bassins versants [MILLOT, 1964; PAQUET, 1969], apparaît donc plus probable. Mais nous ne pouvons toutefois exclure la possibilité d'un remaniement de cendres volcaniques, déposées sur des sols armoricains et transportées secondairement dans le bassin.

### c) Les conséquences

Ces changements interdépendants et quasi-simultanés préparent l'installation de la future plate-forme carbonatée, rendant irréversible cette évolution. Ceux-ci sont apparus à la faveur d'un amortissement généralisé de la subsidence à l'échelle de toute la bordure occidentale du bassin.

Durant l'épisode terrigène, cette dernière était à peine compensée par la sédimentation, et, au-dessus du dépôt ferrugineux condensé qui le termine, seules les coupes du Calvados et de l'Angleterre présentent encore une subsidence temporairement active des fonds marins avec des récurrences argileuses (Argiles à *L. gregarea*, Nothe clay). Le taux de sédimentation reste modéré (Calvados, Dorset) à faible (Orne Maine). Les faibles reliefs sous-marins se nivellent, les environnements marins deviennent progressivement de moins en moins profonds.

Aux vasières qui affichaient une grande uniformité apparente des faciès sur toute la bordure, succèdent des milieux moins profonds où les variations hydrodynamiques sont fréquentes et les apports variés. La paléogéographie se diversifie, ébauchant les grands traits de la future plate-forme carbonatée.

Les conditions physiographiques et physico-chimiques sont alors de nouveau réunies (faible profondeur, température des eaux, stabilité des fonds, apports terrigènes faibles) pour favoriser une production carbonatée d'origine biochimique. Le climat semble passer alors par un minimum de pluviosité, bloquant ou freinant les apports terrigènes et ferrugineux.

## 2. La transition carbonates-silicates : destruction de la plate-forme carbonatée

La plate-forme carbonatée s'impose à l'Oxfordien moyen, durant une période privilégiée de relative stabilité tectonique du substratum.

Les sédiments oolithiques progradent vers le Nord, une barrière oolithique se localise à l'aplomb du Pays d'Auge; les allochèmes carbonatés s'affinent et la matrice boueuse augmente dans cette direction. Des gradients transversaux W-E, d'importance locale, se surimposent à cette direction de progradation (Calvados).

Le long du rivage armoricain, des petites constructions récifales s'édifient sur ces sables oolithiques avec des massifs plus importants au front et au droit de la barrière (Mont Canisy, Roque Baignard) qu'à l'arrière vers le Sud (bouquets de coraux observés près de Mortagne, Bellême et Ecommoy) (fig.3). Un gradient subméridien principal apparaît donc de l'éperon du Perche vers le Pays d'Auge. La tendance à l'émersion de la plate-forme carbonatée oxfordienne est accusée par les encroûtements stromatolithiques (Calvados), l'occurrence de dolomie primaire (Orne) et la multiplication des surfaces durcies ou des épisodes de démantèlement. Elle n'aboutit pas à une continentalisation généralisée de toutes les séries régionales. Mais dès le début de l'Oxfordien supérieur, des formations grés-carbonatées ou sableuses recouvrent complètement cette plate-forme sur l'ensemble de la bordure occidentale du bassin.

### a) L'épisode sédimentaire transitoire

\* Dans le Pays d'Auge, deux formations contemporaines (Calcaire gréseux de Hennequeville, Sables de Glos), géographiquement proches, présentent des évolutions étroitement liées. Au-dessus de l'épisode récifal

démantelé, ces formations constituent deux séquences détritiques négatives répondant à une reprise de la subsidence. Une dépression abritée subtidale allongée SW-NE, reconnue de Trouville au Havre, est localisée sur la frange Nord du delta sableux progradant vers l'Est [EL KADI, 1981]. Elle reçoit des décharges détritiques silteuses, mais également les matériaux du démantèlement de la plate-forme. La première séquence des Sables de Glos s'achève par un paléosol, localement raviné et demantelé par un chenal fluvial armoricain [JUIGNET, 1965, 1976; RIOULT, 1975]. Latéralement les solutions siliceuses se concentrent dans le bassin versant, tandis que la déformation synsédimentaire des bancs carbonatés atteste de l'instabilité contemporaine du substratum.

\* **Dans l'Orne**, l'épisode corallien (Calcaire oolithique de Mortagne, Calcaire à Polypiers, Calcaire à *Diceras* et *Nérinées*) est surmonté par une alternance argilo-calcaire entrecoupée de bancs gréseux et recevant localement des sables fins ou des apports d'oolithes calcaires micritisées (Calcaire à *astartes*). Ces lentilles de calcaire boueux et de sables plus ou moins argileux, se sont déposées dans des vasières littorales abritées, à proximité d'épandages deltaïques (Sables de Cherré par exemple). Ces faciès confinés (faunes oligospécifiques) montrent une tendance à l'émersion (débris de plantes : Bellême; paléosol : Mortagne).

\* **Dans le Dorset**, la sédimentation oolithique (Osmington oolithe formation) passe à des calcaires gréseux lumachelliques (*Trigonia clavellata* formation) présentant de nombreuses similitudes de faune, de faciès (biomicrite à *Rhaxella*) et de cortège argileux (illite et smectites dominantes) avec le Calcaire gréseux de Hennequeville, si ce n'est l'absence de silifications massives et de déformations synsédimentaires.

Latéralement ces formations passent à des lentilles sableuses (Berkshire) ou à des lacunes de sédimentation (Oxfordshire) [ANDERTON *et al.*, 1983].

Toutes ces formations détritiques, qui reposent en Normandie sur la surface ravinée, encroûtée ou perforée tronquant le Coral rag, présentent elles-mêmes à leur toit des discontinuités sédimentaires d'extension locale, mais apparaissant simultanément sur l'ensemble de la bordure.

L'ébauche de surface durcie infratidale observée au sommet du Calcaire gréseux de Hennequeville (Surface de Villerville, sous-zone à *Cautisnigrae*) est pénécotemporaine du paléosol trouvé aux environs de Lisieux dans les Sables de Glos [JUIGNET, 1965, 1976] (zone à *Cautisnigrae*, RIOULT, 1980) et de celui situé dans le membre inférieur du Calcaire à *astartes* (Mortagne) [DANGEARD, 1951; PAIENDA, 1987].

#### b) Enregistrement du changement de régime sédimentaire

Au début de l'Oxfordien supérieur, une crise épirogénique entraîne des changements hydrodynamiques et sédimentaires, qui vont finalement détruire la plate-forme carbonatée oxfordienne, parachever le cycle callovo-oxfordien et faciliter le retour rapide du régime terrigène :

\* Reprise de l'érosion des terres émergées et de la plate-forme elle-même. Une sédimentation silico-clastique s'étend à tous les environnements de la bordure occidentale. Les deltas sableux trouvés en Normandie et dans la Sarthe, pourvoient latéralement toutes les dépressions marines voisines en décharges détritiques, tandis que leurs lobes principaux s'étalent en direction du centre du Bassin parisien [EL KADI, 1981]. Ces matériaux toujours frais et de petite taille, proviennent de sources proches.

Mais l'érosion intéresse aussi la plate-forme carbonatée. Un démantèlement ménagé de celle-ci participe au moins localement à cette sédimentation. Dans les faciès marins, la matrice micritique est prédominante, les rares allochèmes sont altérés (micritisation, ferruginisation) et leur production est ralentie.

\* Approfondissement du milieu. La tendance généralisée à l'émersion, observée à la fin de l'épisode corallien disparaît. Les premiers faciès marins déposés marquent un approfondissement relatif du milieu par rapport aux formations récifales ou oolithiques [TALBOT, 1973; DUGUE et RIOULT, 1987].

Dans le Calvados, plusieurs phases d'approfondissement suivies de comblement se succèdent dans un environnement subtidal et calme.

\* Changements hydrodynamiques. Progressivement, des changements hydrodynamiques interviennent dans les milieux marins : les décharges détritiques deviennent plus abondantes (Dorset, Calvados, Orne) et de plus en plus grossières. Sur l'ensemble de la bordure occidentale, les migrations des faunes pélagiques téthysiennes sont bloquées dans le domaine manceau, par un mouvement positif de l'Eperon du Perche. Les faunes boréales restent alors confinées au domaine anglo-normand. Les circulations marines établies à l'Oxfordien moyen sont ainsi profondément modifiées.

### c) Les conséquences

Ces changements sont provoqués par une crise épirogénique durable (*Oxfordian tilt*), concomitante d'une reprise de l'érosion continentale et de la subsidence des fonds marins.

Il en résulte un morcellement de l'ancienne répartition subméridienne des faciès sur la plate-forme carbonatée. De part et d'autre de l'éperon du Perche, des corps sableux transversaux (deltas) s'étalent vers le centre du Bassin parisien. Une mosaïque de faciès, tantôt carbonatés, tantôt argileux, et toujours silto-sableux s'édifie dans le même temps.

L'extension paléogéographique W-E et la distribution de ces différents secteurs de la plate-forme sont calquées sur les principales directions structurales du Massif armoricain et de la Cornubia. La tendance positive de l'éperon du Perche, qui s'était considérablement atténuée à l'Oxfordien moyen, se manifeste à nouveau. Le jeu vertical d'accidents du socle aboutit sur la bordure armoricaine à un relief des fonds marins en "touches de piano" : chaque compartiment évolue plus ou moins indépendamment; la sédimentation présente alors des caractères de confinement. La plate-forme carbonatée d'abord ouverte aux influences marines, fait place à des milieux de sédimentation contrôlés par la morphologie nouvelle et par les apports détritiques. Finalement les grandes circulations marines établies le long de cette bordure à l'Oxfordien inférieur-moyen, sont modifiées et défectées par le jeu positif des accidents limitant l'éperon du Perche. La brusque réapparition des terrigènes de la silice, du fer et la substitution rapide des familles d'ammonites nordiques, sont en faveur d'un changement climatique dans le domaine anglo-normand.

A la suite d'affaissements saccadés de cette bordure, les argiles envahissent les fonds marins dès la moitié de l'Oxfordien supérieur du Dorset au Pays d'Auge (sous-zone à *Variocostatus*), mais l'instabilité sédimentaire persistera jusqu'à la fin du Kimméridgien inférieur.

Plusieurs séquences terrigènes, surtout visibles dans les affleurements côtiers de Normandie et du Dorset, montrent des décharges silto-sableuses fréquentes épisodiquement associées à des oolithes ferrugineuses ou à de la glauconie. Ces ralentissements éphémères de sédimentation accompagnés localement, de démantèlement des fonds marins, se maintiendront jusqu'à la base du Kimméridgien supérieur (zone à *Mutabilis*) qui débute le nouveau cycle eustatique (Kimméridgien supérieur-Portlandien).

### 3. Les deux types de transition sédimentaire sur la bordure occidentale

Les séries callovo-oxfordiennes présentent donc une évolution sédimentaire comparable sur l'ensemble de la bordure occidentale du bassin.

Le rajeunissement des accidents tectoniques du Massif armoricain et du "Cornwall" apparaît comme le moteur initial des modifications du régime sédimentaire.

L'évolution morphologique des fonds marins, commandée par la structuration héritée des blocs armoricain et cornubien, a influé sur le drainage continental et les courants marins, contrôlant la distribution des terrigènes.

A la fin de la phase principale de comblement par les terrigènes, le rôle des structures cadomo-varisques dans la répartition des faciès est considérablement atténué, entraînant un amortissement général de la subsidence, sur la bordure occidentale. A la faveur d'une première crise épirogénique, brève mais généralisée, des indices carbonatés apparaissent graduellement alors que les derniers caractères terrigènes disparaissent. Il en résulte un nivellement des reliefs de la bordure favorisant l'installation de la plate-forme. Pendant une période de stabilité épirogénique, la sédimentation carbonatée parfait ce comblement. Mais son évolution vers l'émersion se trouve interrompue par la réactivation du bâti ancien affecté par une seconde déformation épirogénique, intéressant encore toute la bordure. Après ces affaissements saccadés du rebord oriental du bloc armoricain et la reprise de subsidence des fonds marins qui s'ensuit, une sédimentation sablo-silteuse, puis argileuse, investit brutalement toute la bordure occidentale du bassin.

Ces deux types de séquences de transition encadrent par conséquent l'histoire de la plate-forme carbonatée, et caractérisent donc ce cycle eustatique callovo-oxfordien : la première, progressive, ou "séquence de raccordement" entre terrigènes et carbonates d'un même cycle eustatique; la seconde brutale ou "séquence de révolution" entre carbonates et terrigènes au début d'un épisode prolongé d'instabilité épirogénique, précédant le début d'un nouveau cycle eustatique Kimméridgien supérieur-Portlandien.

### III - INTERPRETATION DE L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DANS LE CONTEXTE GEODYNAMIQUE DU JURASSIQUE MOYEN A SUPERIEUR

La Laurasia était séparée de la Gondwanie par l'ouverture de la Téthys à l'Est [LEMOINE, 1985] et celle de l'Atlantique central à l'Ouest [SHERIDAN, GRADSTEIN *et al.*, 1982, 1983] intervenue vraisemblablement au Jurassique inférieur. Ces domaines océaniques, réunis par la zone transformante Gibraltar-Açores, ont présenté jusqu'à la fin du Jurassique, deux évolutions géodynamiques parallèles.

Dans le même temps, un échelonnement de rifts dans l'axe du futur Atlantique Nord préfigurait la dislocation progressive de la Laurasia.

#### 1. Cadre géodynamique du NW de l'Europe au Jurassique supérieur

Dans l'Atlantique central, le plus vieux basalte océanique provient du site 534 (forage *D.S.D.P.76*, anomalie M 28) dans le Bassin de Blake-Bahamas. Ses coulées en pillows, associées à des intercalations sédimentaires, sont directement recouvertes par des argilites et carbonates hémipélagiques rapportés au Callovien moyen bien que les types de diverses espèces-indices, décrits en Normandie, soient datés du Callovien inférieur. L'ouverture significative de l'Atlantique central s'est opérée à la fin du Jurassique inférieur selon SHERIDAN, GRADSTEIN *et al* [1982, 1983]. Plus au Nord, au large de New-Jersey, des carbonates pélagiques (Oxfordien à Kimméridgien) recouvrent directement une tholéïte sub-alcaline au site 105 [BUKRY, 1972].

L'ouverture océanique de l'Atlantique Nord s'échelonne dès lors dans l'espace et dans le temps, de l'Ibérie (Apto-Albien) à la Mer de Norvège (Eocène). Le rifting qui la précède est également polyphasé [OLIVET *et al.*, 1984].

Dans l'axe du futur Atlantique Nord, un réseau de grabens actifs depuis la fin du Paléozoïque constitue le rift Arctique-Atlantique Nord, avec des diverticules vers l'Est, entre les Iles Britanniques et la France (Mer Celtique, Approches de la Manche, Chenal de Bristol). Plus à l'Est, entre la Grande-Bretagne, la Scandinavie et les Pays-Bas, le rift de la Mer du Nord se structure depuis le Trias [ZIEGLER, 1978, 1982]. Tous ces rifts n'évolueront pas vers le stade océanique. Tandis qu'au SW, un rifting polyphasé (Trias supérieur-Jurassique inférieur et Jurassique supérieur) précède l'ouverture océanique du Golfe de Gascogne (Aptien-Albien).

Les phases de distension à l'origine des ouvertures océaniques sont encore limitées au Jurassique, mais affectent également les futures marges. Il existe donc une relation directe entre l'évolution géodynamique du domaine océanique atlantique et celle de ses marges qui sont dissymétriques, plus étroites à l'Est qu'à l'Ouest. Le Massif armoricain, la Cornubia et le Bassin anglo-parisien étaient inclus dans cette marge orientale.

A l'échelle du NW de l'Europe, les grandes étapes de l'activité tectonique intraplaque pendant le Callovo-Oxfordien, s'inscrivaient entre deux périodes privilégiées :

\* **Au cours du Bathonien**, une étape de distension importante affecte principalement le rift de la Mer du Nord et s'accompagne d'émissions volcaniques au Bajocien-Bathonien [ZIEGLER, 1982], alors qu'elle s'atténue à la périphérie dans les bassins de la future marge celtique du Pré-Atlantique. Ces changements définissent la phase cimmérienne principale et coïncideraient avec le premier mouvement relatif de l'Afrique et de l'Amérique [OLIVET *et al.*, 1984].

\* **Au passage Jurassique / Crétacé**, l'ensemble des bassins sédimentaires péri-atlantiques est affecté par la phase cimmérienne tardive, avec des basculements de blocs plus importants côté atlantique qu'en Mer du Nord. Cette structuration des marges s'accompagne également d'émissions volcaniques (Ecosse et Mer du Nord au Jurassique supérieur) et l'érosion des blocs surélevés est à l'origine d'une sédimentation détritique généralisée autour de l'Atlantique (faciès Wealdien).

Ces deux étapes sont contemporaines de modifications de la Téthys [LEMOINE, 1985] et de l'Atlantique central et Nord [OLIVET *et al.*, 1984]. La province paléogéographique de l'Atlantique Nord ne se différenciera qu'au cours du Crétacé. Les rifts pré-océaniques ne constitueront au Jurassique moyen à supérieur, que des couloirs d'échanges hydrodynamiques et fauniques subméridiens entre une province boréale et une province téthysienne, aux influences fluctuantes. Les assemblages planctoniques et necto-benthiques reconnus dans les forages *D.S.D.P.* de l'Atlantique Nord, montrent déjà des affinités avec ceux des principaux bassins bordiers de la façade atlantique.

## 2. Contrôle géodynamique de l'enregistrement sédimentaire du Bassin anglo-parisien

Dans le cadre du NW de l'Europe et au Jurassique, le Bassin anglo-parisien et sa bordure occidentale se sont trouvés en permanence sous l'influence combinée de trois domaines géodynamiques : Atlantique Nord, Mer du Nord et Téthys. Dans ce contexte global de distension, la sédimentation du Jurassique moyen à supérieur présente des discontinuités sédimentaires d'extension provinciale ou des épisodes détritiques d'importance considérable. La bordure occidentale du Bassin anglo-parisien est une région où l'enregistrement de ces changements hydrodynamiques et sédimentaires liés à l'*Oxfordian tilt* [CALLOMON, 1962] semble s'exprimer le plus nettement.

Les modalités de cet enregistrement sélectif sur le rebord oriental des massifs anciens au terme du cycle eustatique Callovo-Oxfordien, faisaient suite à celles d'un autre cycle Bathonien inférieur-moyen, plus bref [FILY, ce volume]. Cette bordure est en liaison directe avec l'Atlantique par l'intermédiaire des rifts de l'étroite marge celto-armoricaine. Cette façade atlantique apparaît comme le domaine géodynamique le plus actif et le plus proche de celle-ci, à l'Oxfordien supérieur, jouant un rôle prépondérant dans son façonnement à travers les massifs armoricain et cornubien. Le rattachement préférentiel à l'évolution du futur Atlantique Nord est d'ailleurs confirmé par les affinités paléobiogéographiques des céphalopodes et l'identité du plancton. Dans cette hypothèse, les mouvements distensifs liés à cette ouverture graduelle entraînaient périodiquement un paroxysme épirogénique sur les rebords des mini-cratons Armorique et Cornouailles. La remobilisation de leurs structures déclenchait alors une série de réajustements dans la bordure des bassins en position interne.

## CONCLUSION

Ce passage en relai d'un cycle eustatique à l'autre était nettement lié à un stade de l'évolution géodynamique d'un océan en voie d'ouverture. Les massifs varisques bordiers, armoricain et cornubien, structurés en panneaux basculant périodiquement, formaient un secteur de cette marge passive. Cet intermédiaire entre l'Atlantique Nord et le bassin anglo-parisien, transformait toute impulsion géodynamique d'origine océanique dans l'enregistrement sédimentaire des bassins intracontinentaux adjacents. Dans le même temps, les modifications des circulations marines, et les changements fauniques qui en résultaient, cachetaient cet enregistrement.

Du Jurassique moyen au supérieur, la bordure occidentale se révèle donc une interface privilégiée entre le domaine atlantique et le Bassin anglo-parisien.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDERTON R., BRIDGES P.H., LEEDER M.R., & SELLWOOD B.W., [1983]. - A dynamic stratigraphy of the British Isles. ALLEN & UNWIN ED., Londres, p.301.
- ARKELL W.J., [1930]. - A comparaison between the Jurassic rocks of the Calvados coast and those of southern England. Proc. Geol. Ass., vol.XLI, p. 396
- BIGNOT G. & GUYADER J. [1966]. - Découverte de Foraminifères planctoniques dans l'Oxfordien du Havre (Seine-Maritime). Rev. Micropaléont., 9, 2, pp. 104-110.
- BROOKFIELD M.E. [1972]. - Palaeogeography of the Upper Oxfordian and Lower Kimmeridgian (Jurassic) in Britain. Palaeogeogr. Palaeoclimatol., palaeoecol., 14, pp.137-167.
- BUFFETAUT E., BULOW M., GHEERBRANT E., JAEGER J.J., MARTIN M., MAZIN J.M., MILSENT C., & RIOULT M., [1985]. - Zonation biostratigraphique et nouveaux restes de Vertébrés dans les "Sables de Glos" (Oxfordien supérieur, Normandie). C.R. Acad. Sci. Paris, II, 18, pp. 929-932.
- BUKRY D. [1972]. - Coccolith stratigraphy. Initial rept. of the Deep Sea Drilling Project. V.11, Washington .

- CALLOMON J.H. [1962]. - Notes on the Callovian and Oxfordian stages. Coll. Jurassique Luxembourg., pp.269-291.
- CARIOU E., CONTINI D., DOMMARGUES J.L., ENAY R., GEYSSANT J.R., MANGOLD C. & THIERRY J. [1985]. - Biogéographie des ammonites et évolution structurale de la Téthys au cours du Jurassique. Bull. Soc. géol. France, (8). I, 5, pp.676-697.
- CHOWDHURY A.N.[1982]. - Smectite, zéolite, biotite and apatite in the Corallian (Oxfordian) sediments of the Baulking area in Berkshire, England. Geol. Mag., 119, 5, pp.487-496.
- DANGEARD L. [1951]. - La Normandie, Hermann Ed. Paris, 241 p.
- DOUVILLE H. [1880-1881]. - Note sur la partie moyenne du terrain jurassique dans le bassin de Paris et sur le terrain Corallien en particulier. Bull. Soc. géol. France, (3), IX, pp. 439-453.
- DUGUE O. & RIOULT M. [1987]. - Renversement majeur dans la dynamique sédimentaire de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Jurassique supérieur : son enregistrement dans le "Calcaire gréseux de Henneville" (Normandie, France). C.R. Acad. Sc. Paris, 304, II, 8, pp. 365-370.
- ENAY R. [1980]. - Paléobiogéographie et ammonites jurassiques : "rythmes fauniques" et variations du niveau marin ; voies d'échanges, migrations et domaines biogéographiques. Mém. h. sér. Soc. géol. France, n°10, pp. 261-281.
- EL KADI M. [1981]. - Etude sédimentologique et diagénétique d'un réservoir gréseux en milieu carbonaté. Thèse Sc. Univ. Paris, 343 p.
- FILY G., LEBERT A. & RIOULT M. [1979]. - Un exemple de sédimentation de plate-forme carbonatée composite : la marge armoricaine du Bassin anglo-parisien au Bathonien. Symposium sur la sédimentation jurassique Ouest-Européen. Ass. Sédim. Français. Publ. sp. n°1, Paris, pp. 33-46.
- GUYADER J. [1968]. - Le Jurassique supérieur de la baie de la Seine. Etude stratigraphique et micropaléontologique. Thèse Ing. Doct., Paris.
- HEBERT E. [1860]. - Du terrain jurassique supérieur sur les côtes de la Manche. Bull. Soc. géol. France, (2), XVII, pp. 300-316.
- HUDSON J.D. & PALFRAMAN D.F.B. [1969-1968]. - The ecology and preservation of the Oxford clay fauna at Woodham, Buckinghamshire. Quart. J. Géol. Soc. Lond. 124, pp. 387-418.
- JUIGNET P. [1965]. - Analyse minéralogique des sédiments arénacés de l'Oxfordien supérieur, de l'Albien et d'une formation intermédiaire dans la région de Lisieux (Calvados). Bull. Soc. géol. France, (7), VII, pp. 327-333.
- JUIGNET P. [1976]. - In "Livret-guide Normandie". Bull. inf. géol. Bassin de Paris, 13, 3, pp. 22-27.
- LEMOINE M. [1985]. - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspatique de la Téthys ligure. Bull. Soc. géol. France, (8), 1, 1, pp. 126-137.
- LOUAIL J. [1984]. - La transgression crétacée au sud du Massif armoricain. Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, 29, 333 p.
- MILLOT G. [1964]. - Géologie des argiles. Masson éd. 499 p.
- MORRIS K.A. [1979]. - A classification of jurassic marine shale sequences : an example from the Toarcian (Lower Jurassic) of Great Britain. Palaeogeogr, Palaeoclimatol., Palaeoecol., 26, pp.117-126.

- OLIVET J.L., BONNIN J., BEUZART P., & AUZENDE J.M. [1984]. - Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. Rapport CNEXO n°54, 108 p.
- PAIENDA O. [1987]. - Les dépôts carbonatés oxfordiens de la bordure occidentale du Bassin parisien. Thèse 3eme cycle, Rouen, 226 p.
- PAQUET H. [1969]. - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Mém. Ser. Carte. Géol. Als. Lorr., 30, 106 p.
- PERRIN R.M.S. [1971]. - The clay mineralogy of British sediments. Mineralogical Society, London, pp. 247.
- RIOULT M. [1962]. - Jurassique In "Notice explicative de la feuille Caen n°29. Carte géologique de la France à 1/80 000, Serv. Geol. Nat, Paris.
- RIOULT M. [1980]. - Maine-Perche-Normandie. In "Synth. Géol. Bassin Paris" Mégnién coord., Mém. B.R.G.M., n°101; pp. 214-216.
- ROOD A.P. & BARNARD T. [1972]. - On jurassic coccoliths : *Stephanolithion*, *Diadozygus* and Related genera. Eclogae geol. Helv., 65/2, pp. 327-342.
- SARGEANT W.A.S. [1966]. - Microplankton from the Callovian (S. Calloviense Zone) of Normandy. Rev. Micropaléont., 8, pp. 175-184.
- SHERIDAN R.E., GRADSTEIN F.M. *et al.* [1982]. - Early history of the Atlantic ocean and gas hydrates on the Blake Outer Ridge: results of the Deep sea Drilling Project Leg 76. Geol. Soc. Am. Bull., 93, pp. 876-885.
- SHERIDAN R.E., GRADSTEIN F.M. *et al.* [1983]. - Init. Repts. DSDP., 76, US. Govt., V. LXXVI Printing Office, Washington, 947 p.
- TALBOT M.R. [1973]. - Major sedimentary cycles in the Corallian Beds (Oxfordian) of the southern England. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 14, pp. 293-317.
- WILSON R.C.L. [1968]. - Upper Oxfordian palaeogeography of southern England. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 4, pp. 5-28.
- WRIGHT J.K. [1981]. - The Corallian rocks of the North Dorset. Proc. Geol. Ass., 92, (1), pp. 17-32.
- WRIGHT J.K. [1986]. - A new look at the stratigraphy, sedimentology and ammonite fauna of the Corallian Group (Oxfordian) of South Dorset. Proc. Geol. Ass., 97, (1), pp. 1-21.
- ZIEGLER P. [1978]. - North-Western Europe: tectonics and basin development. Geologie Mijnb., 57, pp. 589-626.
- ZIEGLER P. [1982]. - Faulting and graben formation in western and central Europe. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A. 305, pp. 113-143.



## LISTE DES PUBLICATIONS

---

Les publications de l'A.S.F. actuellement disponibles sont les suivantes :

- n° 1 - 1er Congrès français de Sédimentologie.  
19-20 novembre 1987. - Livre des résumés.
- n° 2 - L'Eventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien.  
5-6 octobre 1985. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 3 - Sédimentation molassique et paléopédogenèses en Languedoc.  
16-18 septembre 1987. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 4 - Passages Carbonates-Silicates.  
15-16 juin 1987. - Livre des Communications.
- n° 5 - Paléobathymétrie, eustatisme et séquence de dépôts.  
3-4 juin 1988. - Livre des résumés.
- n° 6 - Le Trias détritique de Provence et du Dôme de Barrot.  
15-17 juin 1988. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 7 - Biosédimentologie. Réunion Spécialisée APF-ASF-SGF.  
10-11 octobre 1988. - Livre des résumés.

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

**l'Association des Sédimentologistes Français**  
**Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.**

Ce document a été imprimé par  
PHOTOLABO HASSLER  
4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt Légal : 2ème trimestre 1989



An aerial photograph of a terraced landscape, possibly a vineyard or agricultural field, with a central white rectangular box containing text. The terraces are arranged in a grid-like pattern, and the overall scene is captured from a high angle, showing the intricate patterns of the land.

Réunion Spéciale ASF

PASSAGES  
CARBONATES-SILICATES

ISSN 0990-3925  
ISBN 2-907205-03-X