



**Enregistrement de l'eustatisme sur les marges
ouest-téthysiennes au mézoïque: Colloque, Lyon 23 et
24 novembre 1989**

Pierre Cotillon, Serge Ferry

► **To cite this version:**

Pierre Cotillon, Serge Ferry. Enregistrement de l'eustatisme sur les marges ouest-téthysiennes au mézoïque: Colloque, Lyon 23 et 24 novembre 1989. 1991. insu-00723828

HAL Id: insu-00723828

<https://insu.hal.science/insu-00723828>

Submitted on 14 Aug 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GÉOLOGIE ALPINE

ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1

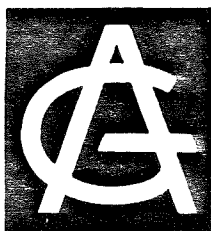
(Laboratoire de Géologie Alpine associé au C.N.R.S.)

MEMOIRE N° 18

ENREGISTREMENT DE L'EUSTATISME SUR LES MARGES OUEST-TETHYSIENNES AU MESOZOIQUE

COLLOQUE ASSOCIATION DES GEOLOGUES DU SUD-EST

LYON 23 ET 24 NOVEMBRE 1989



UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION
15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

1991

GÉOLOGIE ALPINE

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GÉOLOGIE
DOCUMENTATION

15, RUE MAURICE GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TÉL. (33) 76 63 59 66
FAX. (33) 76 87 82 43

TABLE DES MATIERES

ENREGISTREMENT DE L'EUSTATISME SUR LES MARGES OUEST-TETHYSIENNES AU MESOZOIQUE

P. COTILLON et S. FERRY - Avant-Propos.....	3
P. JUGNET et G. BRETON - Séquences eustatiques et cyclicité au Crétacé moyen dans le Bassin Parisien.....	5
P. F. BURROLLET - Rôles respectifs de l'eustatisme et de la tectonique dans la sédimentation du Crétacé en Tunisie.....	37
S. FERRY - Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon: la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux.....	47
G. DROMART - Les Biostromes microbiens de talus marqueurs des inondations marines maximales en stratigraphie séquentielle des carbonates au Jurassique.....	101
P. COTILLON - Recherche d'un enregistrement de l'eustatisme au large des marges téthysiennes: nouvelle approche par l'étude des variations des flux de matière. Application à la série Tithonique Supérieur-- Aptien Inférieur du site 534 DSDP (Atlantique Central).....	117

A V A N T - P R O P O S

La reconnaissance des fluctuations du niveau marin dans les séries sédimentaires est l'une des préoccupations majeures de ce dernier quart de siècle. Le modèle de VAIL et de ses collaborateurs a été l'occasion d'une relance des travaux et des idées qui a largement débordé le cadre eustatique pour intéresser l'ensemble de la dynamique externe et ses relations avec la dynamique profonde du globe.

En même temps que la stratigraphie séquentielle se perfectionne, elle est confrontée à un nombre croissant d'observations ce qui oblige à des aménagements, à des révisions, voire même à des remises en cause. Le cas s'est présenté lorsque le modèle de VAIL a été adapté au contexte carbonaté. Parallèlement, les messages eustatiques sont recherchés dans des milieux très variés y compris dans le domaine océanique profond.

Les bassins des marges Ouest-téthysiennes, et parmi eux celui du Sud-Est de la France, étaient tout indiqués pour qu'y soit fait le point sur l'enregistrement de l'eustatisme dans les séries sédimentaires mésozoïques. Ces bassins sont en effet parmi les mieux connus dans le monde car utilisés depuis longtemps pour étalonner les échelles stratigraphiques, plus récemment pour y rechercher les moteurs externe et interne de la dynamique sédimentaire. Ils se prêtent donc tout particulièrement aux études sur l'eustatisme nécessitant tout à la fois une bonne connaissance de l'enchaînement des corps sédimentaires des plates-formes au domaine profond et un cadre chronologique précis.

Les 6 contributions qui suivent illustrent des travaux présentés lors du Colloque de Lyon en novembre 1989. Du bassin de Paris à l'Atlantique Central en passant par le Sud-Est de la France et la Tunisie, les milieux concernés vont de l'épicontinental au pélagique, les objets analysés des séquences de 2e ordre aux cycles alternants. Les méthodes sont variées : analyse séquentielle, recherche des structures biosédimentaires et diagénétiques, étude des populations de foraminifères benthiques, analyse d'image de carottes de sondages océaniques. Les résultats, tout aussi variés, sont de deux ordres :

1/ interprétation nouvelle des séquences de dépôt sous un angle tectono-climatique.

2/ perception des oscillations du niveau marin grâce aux caractères de l'évolution biologique, aux flux de matière et à certains faciès hautement significatifs.

Tous cherchent, plus ou moins directement, à resserrer les liens entre la stratigraphie séquentielle et la cyclostratigraphie.

Ces 6 articles illustrent ainsi la tendance actuelle des travaux sur les séries de bassin visant à perfectionner la stratigraphie séquentielle, à approfondir et à rediscuter ses acquis tout en la dotant de nouveaux outils.

P. COTILLON et S. FERRY

SEQUENCES EUSTATIQUES et CYCLICITE

au CRETACE MOYEN dans le BASSIN PARISIEN

Pierre JUIGNET* et Gérard BRETON**

Résumé

La série sédimentaire du Cénomanién et Turonién du bassin de Paris occidental est interprétée en termes de stratigraphie séquentielle. Une synthèse de l'enchaînement des cortèges de dépôts est établie entre le "bassin normand" épicontinental, caractérisé par le faciès pélagique de la craie, et la "plate-forme mancelle" à couverture détritique ; la signification des diverses discontinuités est discutée dans le cadre de cette dynamique eustatique. Les quatre cycles (UZA ou ZC- 2/2 à 2/5) individualisés à l'échelle globale par Haq *et al.* (1987,88) sont reconnus et un cycle supplémentaire est proposé pour la zone à Geslinianum. L'attention est également portée sur un motif cyclique élémentaire qui s'exprime par la répétition de faciès variés au sein de la craie en fonction des structures biosédimentaires et des retouches diagénétiques. L'origine climatique de ces rythmes est évoquée ainsi que leur utilisation lithostratigraphique. Sur la bordure assez stable du bloc armoricain, progressivement submergé par cette culmination des eaux marines, le bassin de Paris enregistre avec finesse un ensemble d'événements qui peuvent être corrélés vers les domaines atlantiques, boréaux et téthysiens.

Abstract

Cenomanian and Turonian depositional patterns of the western Paris basin are interpreted in relation with sequence stratigraphy criterias. The systems tracts analysis of the epicontinental "Normandy basin", with pelagic chalks, and of the "Maine shelf" covered by clastics, provides arguments for the relative changes of coastal onlap ; various minor unconformities are related to these changes of sea level. The four global cycles (UZA or ZC- 2/2 to 2/5) of Haq *et al.* (1987, 88) are identified but a supplementary one is defined for the Geslinianum zone. In addition, periodic rhythms are commonly registered within the chalk, outlined by various facies enhanced both by biosedimentary processes and diagenetic alteration. These elementary climatic cycles allow accurate lithostratigraphic correlations. During this uppermost sea level period, the Paris basin appears to record a detailed set of events on the tectonically passive armorican block border. These events could be correlated towards atlantic, boreal and tethyan provinces.

* Université, Laboratoire de Géologie de Normandie occidentale, 14032 CAEN CEDEX

** Museum d'histoire naturelle, 76600 LE HAVRE

Introduction

Le bassin anglo-parisien occupe une situation privilégiée au carrefour des domaines atlantique, boréal et téthysien. Sur ce domaine épicontinental, la série crétacée à dominante terrigène pour sa partie inférieure est marquée par le développement du faciès de la craie depuis le Cénomanien jusqu'au Campanien. Cette sédimentation pélagique circalittorale couvre la majeure partie du bassin ; toutefois, sur la périphérie, en bordure de massifs anciens émergés, la craie passe latéralement à des dépôts clastiques, siliceux ou carbonatés, de plate-forme infratidale. Cette transition est reconnue au Nord-Est vers l'Ardenne, au Sud vers le Limousin et la Vendée, et plus particulièrement à l'Ouest vers le Massif armoricain et la Cornouailles où ces faciès sont mieux conservés.

Dans ce secteur, les falaises côtières de la Manche offrent des coupes pratiquement continues qui ont permis de nombreuses études lithologiques et biostratigraphiques récentes, tant en Angleterre (Jefferies 1962, 1963, Kennedy 1969, Mortimore 1986) qu'en France (Juignet 1974, Juignet et Kennedy 1976, Robaszynski et al., Pomerol 1984, Mortimore et Pomerol 1987).

Ces diverses études régionales apportent une documentation détaillée, étalonnée sur une échelle biostratigraphique commune, assez précise, permettant de bonnes corrélations. Une interprétation dynamique de l'ensemble crétacé en terme de transgressions, régressions et de variations eustatiques a été proposée par Hancock et Kaufman (1979), Juignet (1980), Robaszynski (1981), Juignet et Louail (1987).

Parallèlement, les études de stratigraphie sismique et de cortèges sédimentaires menées par Vail et ses collaborateurs, notamment sur les marges continentales périallantiques et les bassins intérieurs, ont abouti à la mise au point d'une charte globale des cycles eustatiques pour le Mésozoïque et Cénozoïque (Haq, Hardenbol et Vail 1987). C'est au cours du supercycle UZA-2 (version 3.1A de la charte de Haq et al.) ou ZC.2 (version 3.1B), albien supérieur à turonien supérieur, que le niveau marin atteint son niveau le plus élevé, ce qui entraîne une immersion des barrières et seuils et élargit les échanges fauniques.

Une confrontation entre ces résultats est proposée ici pour la période comprise entre le début du Cénomanien et le milieu du Turonien (96,5 à 91 Ma).

L'intérêt de ce modèle régional tient à ce qu'il concerne les régions stratotypiques des deux étages (Le Mans et Tours) et s'inscrit dans un contexte géodynamique de grande stabilité pouvant servir de référence.

Les bons affleurements des formations crayeuses de Haute-Normandie permettent également de reconnaître une rythmicité sédimentaire soulignée par les ichnofaciès et exprimée de manière variable suivant les périodes, la position dans le bassin et le taux de sédimentation. La signification climatique de ce motif cyclique peut être envisagée.

I.- Cadre tectono-sédimentaire (fig. 1)

Dans la partie occidentale du Bassin parisien, la paléogéographie du Crétacé permet de distinguer un "bassin normand" compris entre l'anticlinal du Bray au Nord et "l'axe du Merlerault" au Sud. Au-delà du Bray, vers le Nord, s'étend le "bassin picard". Au Sud du bassin normand se développe la "plate-forme mancelle" qui s'étend sur le Maine et au-delà en Anjou. Les limites de ces unités correspondent à des accidents structuraux du socle hercynien qui ont joué au Crétacé. Ils délimitent ainsi des blocs, eux-mêmes subdivisés en panneaux plus restreints par des accidents de même type généralement conformes à la direction armoricaine NW-SE. Le bloc normand est ainsi découpé par les failles de St. Valéry-Pavilly-Rouen-Vernon, de Fécamp-Lillebonne, de Villers-Lisieux qui délimitent, du Nord au Sud, les unités structurales de Ste. Marguerite sur Mer, de Senneville, du Bec de Caux-Lieuvain et du Pays d'Auge.

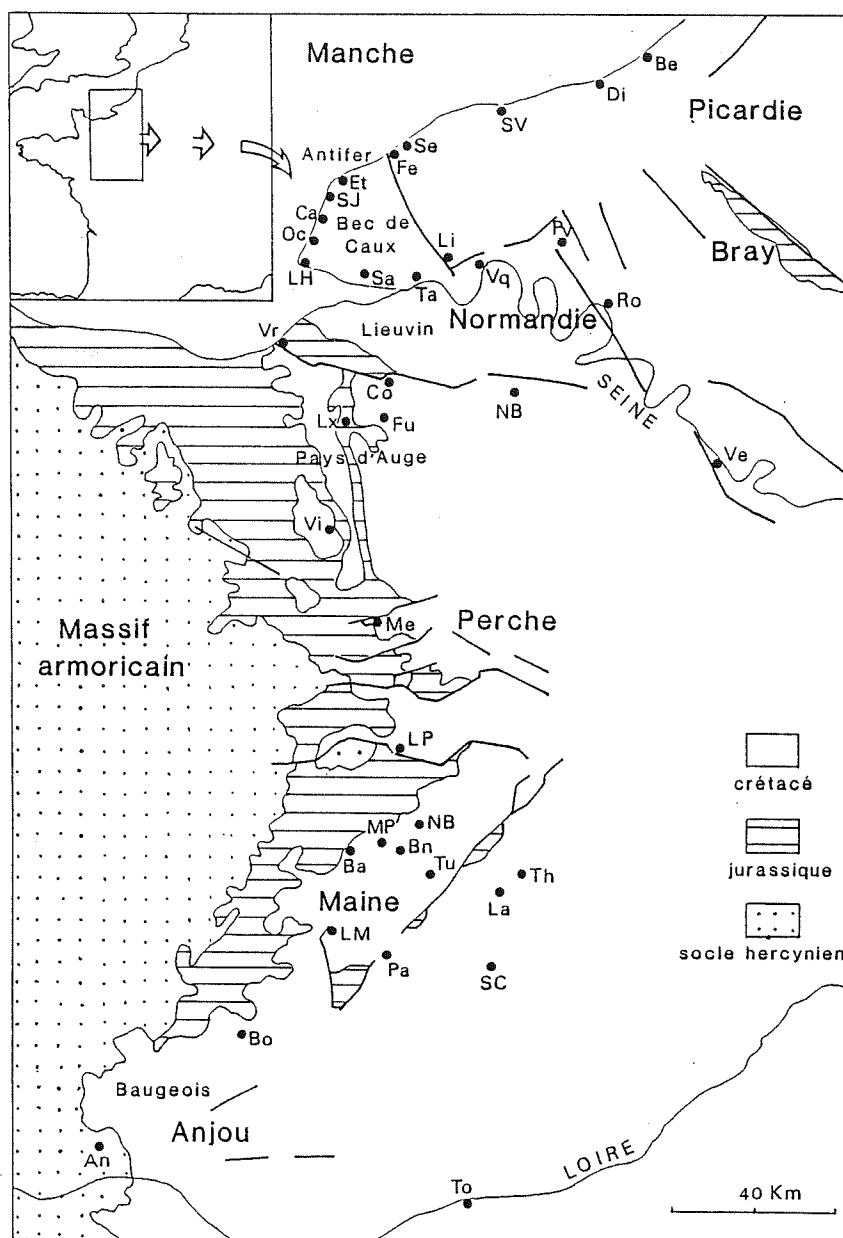


Fig. 1 : Carte des localités de la bordure occidentale du bassin de Paris (An : Angers, Ba : Ballon, Be : Berneval, Bn : Bonnétable, Bo : Bousse, Ca : Cauville, Co : Corneilles, Di : Dieppe, Et : Etretat, Fe : Fécamp, Fu : Fumichon, La : Lamnay, LH : Le Havre, LM : Le Mans, Li : Lillebonne, La Perrière, Lx : Lisieux, MP : Mézières-sous-Ponthouin, Me : Le Merlerault, NB : Nogent Le Bernard, Oc : Octeville, Pa : Parigné, Pv : Pavilly, Ro : Rouen, Sa : Sandouville, SC : St. Calais, Se : Senneville, SJ : St. Jouin, SV : St. Valéry en Caux, Th : Théligny, To : Tours, Tu : Tuffé, Ve : Vernon, Vi : Vimoutiers, Vq : Villequier, Vr : Villers sur Mer).

Plusieurs études régionales ont mis en évidence le contrôle structural effectué par le jeu de ces accidents sur la sédimentation crétacée (Juignet 1974, Kennedy et Juignet 1974, Gale 1980, Mortimore et Pomerol 1987, Ragot 1989) ; ces zones légèrement mobiles ont toutefois enregistré une série d'événements en commun avec les zones adjacentes plus stables, tels les discontinuités et horizons condensés considérés comme des signaux liés aux variations eustatiques.

II.- Agencement des cortèges de dépôts cénomaniens et turoniens

Les datations des différentes formations sédimentaires reconnues dans le bassin de Paris occidental sont essentiellement basées sur l'évolution des faunes d'ammonites (Juignet et Kennedy 1976, Juignet, Kennedy et Lebert 1978) et de foraminifères (Monciardini 1978). La zonation biostratigraphique retenue pour la période céno-mano-turonienne est celle proposée par Kennedy (1984). C'est la même échelle à laquelle se réfèrent Haq *et al.* (1987) pour le calage de leur courbe de variation eustatique et la délimitation des séquences d'aggradation côtière liées aux cycles à courte période.

Nous analyserons ici la période céno-mano-turonienne selon ce découpage en cycles de troisième ordre affectés des symboles numériques de Haq *et al.* (1988).

1. Cycle ZC- 2.2 (fin Dispar - Mantelli - Dixoni p.p.) (fig. 2)

A cette période (96,5 - 95,5 Ma) correspond en partie une séquence majeure de dépôt comprise entre deux discontinuités sédimentaires très bien marquées, enregistrées dans la série quel qu'en soit le comportement structural : c'est, à la base, la surface de ravinement Octeville, et, au sommet, le hardground Rouen ou Théligny.

Le cortège de dépôts qui concrétise ce cycle comporte plusieurs systèmes biosédimentaires qui se relaient depuis le bassin normand jusqu'à la plate-forme mancelle et le littoral armoricain.

Vers le centre du bassin, sur le Bec de Caux et le Lieuvin par exemple, la zone à Dispar est représentée par la Gaize supérieure d'Octeville, formation argilo-silteuse, glauconieuse, riche en spicules siliceux de spongiaires, avec des influences pélagiques (hedbergelles) ; à proximité de la faille de Fécamp, les Sables de Lillebonne constituent un faciès contemporain. L'ensemble est limité à la base par la surface perforée Cauville et au sommet par la surface Octeville. Au-dessus, la Craie glauconieuse de St. Jouin comporte souvent 6 séquences mineures. Elles sont caractérisées chacune par un enchaînement vertical de quatre faciès avec glauconitite à nodules et fossiles phosphatés - craie argileuse, glauconieuse - craie blanche ou grise à silex - calcaire crayeux, noduleux, bioturbé à structure de hardground (Juignet 1980). Ces discontinuités mineures, bien individualisées, se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres : ce sont les hardgrounds St. Jouin, Heuqueville, Bruneval 1, 2, 3, Fécamp, Villequier. Les deux séquences basales correspondent approximativement à la zone à Mantelli - sous-zone à Carcitanense, les deux séquences médianes à la zone à Mantelli - sous-zone à Saxbii et les deux séquences supérieures à la zone à Dixoni. L'épaisseur moyenne de la formation est de 25 mètres ; elle comporte une quarantaine de cordons de silex soulignant des séquences élémentaires. La fraction détritique (quartz, argile, muscovite) décroît verticalement ; les spicules de spongiaires siliceux, très abondants, sont calcifiés vers la base et le sommet ; la microfaune pélagique est abondante dans la partie moyenne. Les accidents tectoniques de Fécamp, Lillebonne, Villequier qui ont valeur de ride ou haut-fond, sont soulignés par des faciès condensés, glauconieux.

Au Sud, dans le Pays d'Auge, la Craie glauconieuse de St. Jouin s'épaissit (35 m) et les discontinuités internes, sous forme de calcaire noduleux, se multiplient (jusqu'à une douzaine : hardgrounds Montpinçon, Villers, Crouettes). la fraction terrigène s'accroît, notamment sous forme de quartz, et les bioclastes sont plus abondants ; dans la partie moyenne se développe une trame diagénétique d'opale globulaire ; en revanche, les cordons de silex sont beaucoup plus rares.

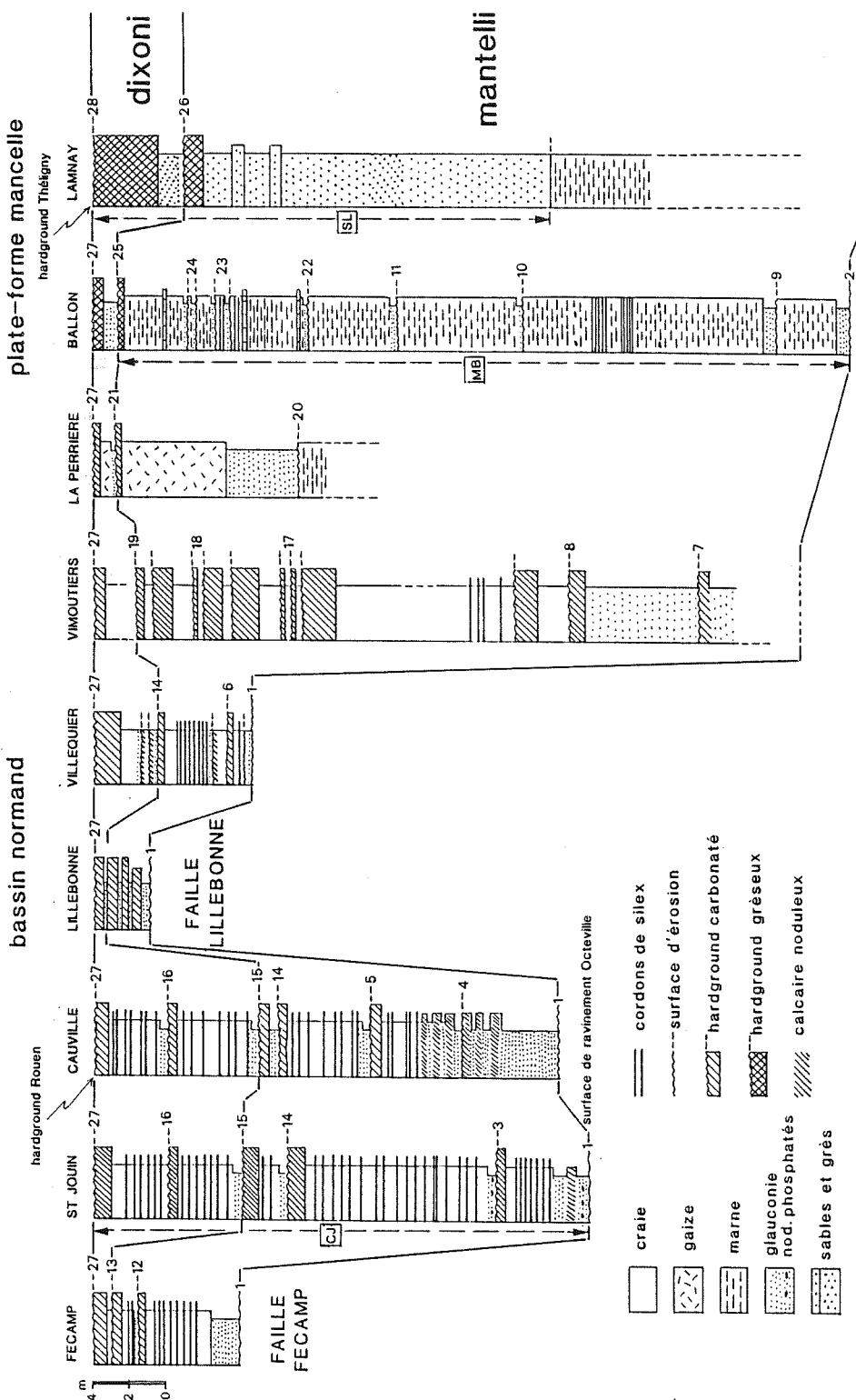


Fig. 2 : Coupes schématiques des formations du Cénomanien inférieur (zones à Mantelli et Dixon).

CJ : Craie glauconieuse de St.-Jouin, MB : Marnes de Ballon, SL : Sables de Lamnay.

Discontinuités : 1. surface de ravinement Octeville, 2. surface basale des MB ; 3. hardground (hg) St. Jouin ; 4. hg Bléville ; 5. hg Heuqueville ; 6. hg Villequier ; 7. hg Livet ; 8. hg Montpinçon ; 9-10-11. surfaces d'érosion MB inférieures ; 12-13. hg. Fécamp 1 et 2 ; 14-15-16 : hg Bruneval , 1, 2 et 3 ; 17. hg Villers ; 18-19. hg Croutes ; 20. surface Montgaudry ; 21. hg Perronerie ; 22-23-24. : surfaces d'érosion MB supérieures ; 25. hg Sables ; 26. Lamnay ; 27. hg Rouen ; 28. hg Théligny.

Plus au Sud-Ouest, dans le Perche, la Craie glauconieuse présente toujours une diminution progressive verticale de la fraction détritique quartzeuse, alors que les faciès à spicules siliceux de spongiaires et à ciment d'opale se généralisent dans le cadre d'un motif séquentiel répété quatre à cinq fois (glauconitite - biomicrite, microsparite - gaize siliceuse). Les silex sont peu fréquents. Les discontinuités internes (hard-grounds Coulimier, Perronnerie) ne sont plus soulignées par des calcaires noduleux et prennent la structure de surfaces d'omission perforées, associées à un réseau de terriers.

Dans le Pays d'Auge et le Perche, la Craie glauconieuse repose sur des dépôts très glauconieux (Glaucanie de base) dont une partie appartient à la zone à Dispar.

Sur la plate-forme mancelle, le taux de sédimentation s'élève au-dessus de la Glaucanie à *Ostrea vesiculosa* (zone à Dispar). Les Marnes de Ballon (40 m) se substituent à la partie inférieure de la Craie glauconieuse (zone à Mantelli, sous-zone à Carcitanense et partie inférieure de la sous-zone à Saxbii), alors que la partie supérieure (sommet de la sous-zone à Saxbii et zone à Dixoni) est remplacée par le faciès grossier des Sables et grès de Lamnay (25 m). Au sein des Marnes de Ballon à dominante silteuse et argileuse, avec intercalations locales de gaize, on distingue une dizaine de séquences avec glauconitite basale et surface d'omission et d'érosion terminale ; l'évolution diagénétique est discrète. La microfaune pélagique est présente dans les parties moyenne et supérieure. Le faciès régressif des Sables de Lamnay, également pluriséquentiel, traduit une bathymétrie décroissante avec courants bien marqués (rides et vagues de sable), horizons de tempestites ; les organismes infratidaux apparaissent (rudistes, mélobésiées) ; une cimentation carbonatée diagénétique, précoce, engendre des hardgrounds au sommet de bancs sableux (hardgrounds Longueville, Lamnay) avec perforations et encroûtements d'huîtres.

Au-delà, vers l'Anjou (Louail 1984), apparaissent les dépôts continentaux de marécages côtiers (Argiles du Baugeois) ou fluviales (Graviers de Jumelles).

L'interprétation de ces cortèges de dépôts peut se faire ainsi en termes de stratigraphie séquentielle.

La Gaize supérieure d'Octeville, les Sables de Lillebonne, la Glaucanie de base et la Glaucanie à *O. vesiculosa* représentent le cycle ZC 2-1 (zone à Dispar) compris entre les surfaces Cauville et Octeville.

La surface d'Octeville constitue une limite de séquence érosive dans le bassin normand mais s'exprimant comme une discontinuité mineure sur la plate-forme du Maine. Elle est surmontée par une ébauche de prisme de bordure de plate-forme individualisé (glauconie sableuse) passant à l'ensemble transgressif constitué de la partie inférieure de la Craie glauconieuse de St. Jouin et des Marnes de Ballon (sous-zone à Carcitanense) ; une montée rapide des eaux est suggérée par la fréquence des faciès glauconieux condensés, bioturbés, avec phosphates.

Les parties moyennes de la Craie glauconieuse et supérieures des Marnes de Ballon (sous-zone à Saxbii) peuvent être interprétées comme prisme de haut niveau ; le hardground St. Jouin et ses équivalents correspondent alors à une surface d'inondation maximum.

La baisse de niveau marin amorcée à la fin de la zone à Saxbii introduit une limite de séquence sous la forme des hardgrounds Bruneval 1-2 dans le bassin ou Perronnerie-Sables sur la plate-forme mancelle. Cette discontinuité précède la mise en place des Sables de Lamnay (zone à Dixoni) qui forment un prisme de bordure de plate-forme qui doit donc être relié à la partie supérieure de la Craie glauconieuse de St. Jouin.

Les discontinuités mineures internes de ces unités peuvent être considérées comme des coupures paraséquentielles traduisant une variation à plus haute fréquence du signal eustatique.

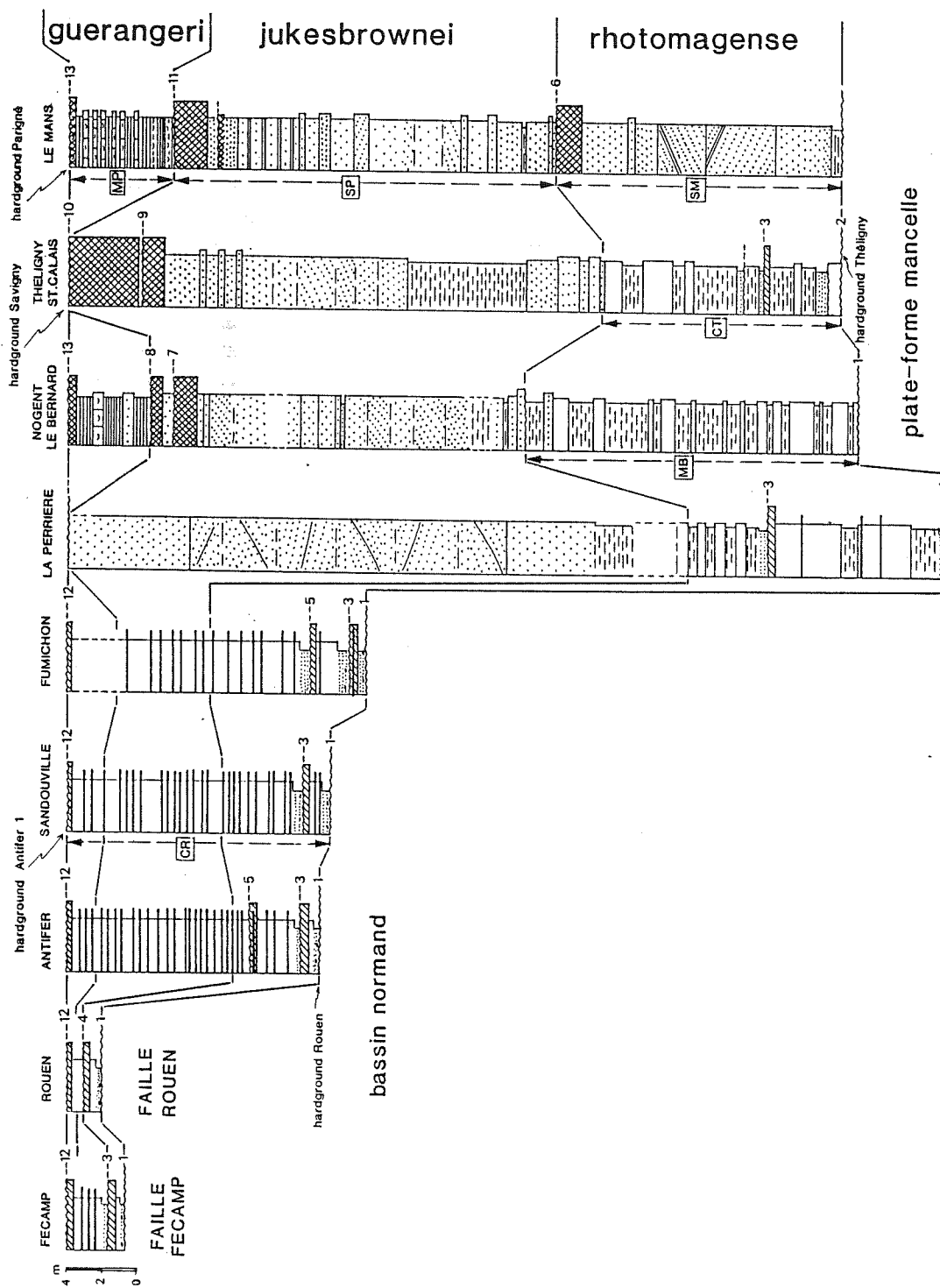


Fig. 3 : Coupes schématiques du Cénomanien moyen-supérieur (zones à Rhotomagense, Jukesbrownei et Guerangeri). CR : Craie de Rouen, CT : Craie de Théligny, MP : Marnes à *Pycnodonte bauriculata*, MB : Marnes de Nogent-le-Bernard, SM : Sables du Mans, SP : Sables du Perche. Discontinuités : 1. hardground (hg) Rouen 1 ; 2. hg Théligny ; 3. hg Rouen 2, 4. hg Pavilly ; 5. hg Rouen 3 ; 6. hg Jalais ; 7-8. hg Fayau 1 et 2 ; 9-10. hg Savigny 1 et 2 ; 11. hg Sargé ; 12. hg Antifer 1 ; 13. hg Parigné.

Le contraste d'épaisseur entre les dépôts distaux, condensés, de bassin et ceux, proximaux, de la plate-forme, bien que sensible dans cet exemple, est affaibli par l'adjonction d'une phase carbonatée pélagique (coccolithes, pithonelles, calcisphères) au matériel terrigène du bassin normand.

2. Cycle ZC- 2.3 (fin Dixoni - Rhotomagense - Jukesbrownei) (fig. 3)

Cette tranche de temps (95,5 - 94 Ma) est matérialisée dans le bassin normand au sein d'une nouvelle séquence majeure de dépôt qui débute au-dessus du hardground Rouen (Pl. 1, photo a) élaboré à la limite Dixoni-Rhotomagense. Le cortège de dépôts s'organise de la manière suivante :

Dans le bassin normand, la Craie de Rouen représente les zones à Rhotomagense, Jukesbrownei et Guerangeri. Elle débute systématiquement par un niveau glauconieux, condensé, à faune phosphatée (sous-zone à Costatus). Les faciès s'ordonnent, comme dans la Craie glauconieuse, en séquences mineures avec glauconitite - craie argileuse, glauconieuse - craie massive à silex - calcaire noduleux, bioturbé, de type hardground. On reconnaît en général trois de ces séquences, limitées par les discontinuités internes des hardgrounds Rouen 2 et 3 ou Pavilly. Le sommet de la formation est souligné par le hardground Antifer 1. Cette unité atteint une quinzaine de mètres d'épaisseur et 25 cordons de silex peuvent s'y développer. Le microfaciès traduit une diminution des apports terrigènes et une prépondérance marquée de la sédimentation pélagique. Dans le faciès basal, la glauconie abondante est associée à des graviers phosphatés, des bioclastes très variés et des quartz ; la matrice micritique est très riche en coccolithes. Le développement de la microfaune planctonique s'exprime particulièrement dans la zone à Jukesbrownei, véritable boue à *Pithonella*, *Hedbergella*, *Calcisphaerula*, *Rotalipora*, *Heterohelix* associés à des spicules d'opale. Malgré une condensation importante (épaisseur réduite à 2 ou 3 m), le même microfaciès recouvre les hauts-fonds de Fécamp et Pavilly-Rouen-Vernon.

Comme au cours du cycle précédent, la région de transition du Perche montre, pour la Craie de Rouen, un taux de sédimentation plus élevé avec une raréfaction des foraminifères planctoniques et un envahissement par les spicules de spongiaires favorisant l'apparition de gaize massive à trame d'opale ; les silex sont rares. La décharge détritique des Sables du Perche, qui marque ici le sommet de la séquence, est annoncée au sein de la zone à Jukesbrownei par une nouvelle abondance des quartz et de la muscovite puis de la fraction argileuse.

L'extension de la Craie de Rouen sur le Nord et l'Est de la plate-forme mancelle traduit une modification radicale du milieu.

Cet onlap du faciès carbonaté pélagique fait reposer la Craie de Théligny et les Marnes de Nogent-le-Bernard (épaisseur moyenne 25 m) sur le hardground terminal des Sables de Lamnay. Le niveau basal, bioclastique, possède une matrice à coccolithes et la microfaune planctonique s'épanouit dans la partie supérieure de la zone à Rhotomagense (sous-zone à Acutus) avec des composants identiques à ceux reconnus dans le bassin. Comme dans le Perche, la formation présente une alternance métrique de bancs marneux, glauconieux, et de craie massive. Les silex ont disparu. Quelques discontinuités mineures, avec récurrences glauconieuses, subsistent mais ne sont plus associées à de véritables hardgrounds. Les spicules de spongiaires, en opale ou calcitisés, sont abondants et favorisent la formation de gaize.

Une fraction silteuse croissante apparaît dès la base de la zone à Jukesbrownei, puis la sédimentation grossière des Sables du Perche (épaisseur moyenne 20 m) s'installe rapidement sous une faible tranche d'eau avec intervention de courants irréguliers mélangeant quartz et bioclastes en corps lenticulaires. Ce régime se poursuit à la base de la zone à Guerangeri où il s'achève avec un double hardground (Fayau 1-2, Savigny 1-2, Duneau 1-2) en grès bioturbé, à cimentation infratidale.

Le secteur plus littoral des environs du Mans est caractérisé, pour toute la zone à Rhotomagense, par des dépôts grossiers sous forme de lumachelles et de mégarides sableuses et bioclastiques, interrompues par des épisodes de décantation argileuse. Ces Sables du Mans (épaisseur 12 m) se terminent par un banc de grès noduleux, bioturbé (hardground Jalais) où mélobésiées et polypiers traduisent le biotope. L'épandage des Sables du Perche (15 m) sus-jacents (zone à Jukesbrownei et Guerangeri basale) est réalisé sous une aussi faible tranche d'eau mais sensible aux apports planctoniques (pithonelles, hedbergelles, calcisphères) et aux influences mésogéennes (*Thomasinella punica*).

Plus au Sud, en Anjou, les Sables du Mans passent à des sables glauconieux (Sables du Maine, Sables de Cizay) avec intercalations d'argiles noires continentales (Argiles d'Ecommoy, du Baugeois) ; les Sables du Perche sont progressivement relayés par les Marnes à pycnodontes.

L'interprétation de ces cortèges de dépôts peut être formulée en fonction des variations eustatiques.

Les hardgrounds Rouen ou Théligny jalonnent une surface de transgression au sommet du prisme de bordure de plate-forme précédent. Sur cette discontinuité, la base des Craies de Rouen et Théligny, des Marnes de Nogent-le-Bernard et des Sables du Mans (zone à Rhotomagense, sous-zone à Costatus) constituent un large système transgressif. Le hardground Rouen 2 apparaît comme une surface d'inondation maximale qui précède l'installation du prisme de haut niveau (sous-zone à Acutus).

Ce régime va s'estomper avec une décroissance bathymétrique qui introduit les hardgrounds Jalais ou Pavilly à valeur de limite de séquence au sein de la zone à Jukesbrownei. Cette période est ensuite marquée par le développement des Sables du Perche dont la progradation déborde largement de la plate-forme mancelle vers le bassin. La baisse de niveau marin est discrètement enregistrée dans le domaine pélagique normand par l'alternance marne-craie à silex de la zone à Jukesbrownei. Ce cortège représente ainsi un nouveau prisme de bordure de plate-forme.

Là encore, le contraste d'épaisseur entre les dépôts de bassin et de plate-forme est sensible.

3. Cycle ZC- 2.4 (fin Jukesbrownei-Guerangeri - Geslinianum p.p.) (fig. 3 et 4)

Au cours de cette période (94-93 Ma), plusieurs perturbations du régime sédimentaire sont enregistrées, aussi bien dans le bassin que sur la plate-forme. Elles s'étendent d'ailleurs à l'ensemble du domaine anglo-parisien ainsi qu'à de nombreux autres bassins. L'épaisseur des dépôts, plus faible que pour les cycles précédents, et la présence de plusieurs discontinuités nous ont incité à figurer les coupes représentatives de la zone à Geslinianum à une échelle plus grande avec un figuré moins symbolique (fig. 4).

Dans le bassin normand, le sommet de la Craie de Rouen montre une sédimentation pratiquement continue au sommet de la zone à Jukesbrownei et dans la zone à Guerangeri ; elle est limitée à son sommet par le hardground Antifer 1 qui marque la base de la Craie d'Antifer. Cette formation, équivalent latéral des craie et marne à *Actinocamax plenus* et de la zone à Geslinianum, épaisse de 1 à 3 m, est principalement constituée de calcaires noduleux, associés à deux hardgrounds majeurs (Antifer 2 et 3) pouvant se subdiviser localement avec de minces intercalations de craie argileuse. La condensation peut encore s'accroître, par exemple dans la région rouennaise où les hardgrounds Antifer 1 et 2 se confondent. Le hiatus le plus important est associé à Antifer 2 (faune condensée, glauconitisation et phosphatisation) qui est souvent tronqué par une surface d'abrasion plane (Pl. 1, photo c et d). Les faciès ne montrent pas de traces d'anoxie, mais dans la coupe d'Antifer une anomalie de teneur en carbone 13 a été détectée entre Antifer 1 et 3 (Pomerol 1984). Le microfaciès est homogène pour toute la Craie d'Antifer, avec une accumulation presque exclusive de matériel pélagique (pithonelles, hedbergelles, calcisphères, *Praeglobotruncana*), *R. cushmani* disparaît au-dessus du hard-ground Antifer 2.

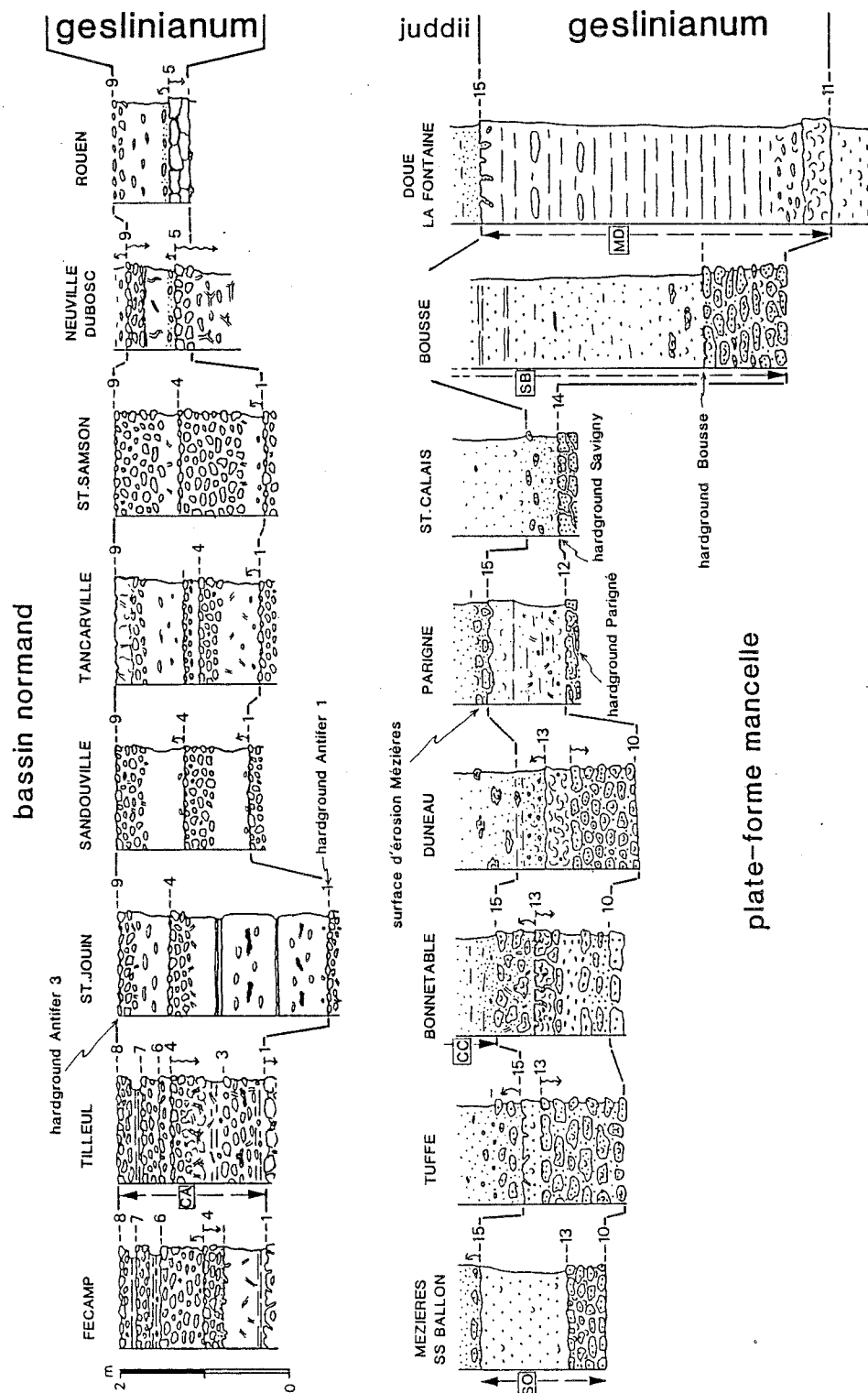


Fig. 4 : Coupes de la Craie d'Antifer (CA), des Sables à *Catopygus obtusus* (SO), des Sables de Bousse (SB) et des Marnes de Doué-la-Fontaine (MD) du Cénozoïque supérieur (zone à Geslinianum). Discontinuités : 1. hardground (hg) Antifer 1 ; 2-3. hg Antifer 1b ; 4. hg Antifer 2 ; 5. hg Antifer 1-2 ; 6-7-8. hg Antifer 3a, 3b, 3c ; 9. hg Antifer 3 ; 10. surface basale SO ; 11. surface basale MD ; 12. hg Parigné ; 13. hg Bousse ; 14. hg Savigny 2 ; 15. surface d'érosion Mézières.

Dans le Maine, l'enchaînement des dépôts est plus complexe (fig. 4). Au voisinage du Mans, la zone à Guerangeri est essentiellement représentée par les Marnes à *Pycnodonte biauriculata* (7 m) qui reposent sur le hardground du sommet des Sables du Perche. Cette unité présente une alternance de bancs décimétriques de marne et de calcarénite glauconieuse avec horizons lumachelliques d'huîtres, lenticulaires, dans l'un ou l'autre de ces faciès. Un hardground existe localement au sommet (Parigné). Vers l'Anjou, la formation s'épaissit au détriment des Sables du Perche sous-jacents ; en revanche, elle se biseaute vers le Nord et l'Est.

La zone à Geslinianum correspond aux Sables à *Catopygus obtusus* des environs du Mans. La partie inférieure (1 m) est constituée de grès noduleux, grossiers et de calcaires lumachelliques avec graviers de quartz. Le hardground Bousse s'établit à ce niveau. Au-dessus, la partie supérieure, à l'état de marne silteuse, présente une épaisseur très variable (0 à 1,5 m, elle est limitée au sommet par la surface d'érosion Mézières, cicatrice de ravinement irrégulière qui entame profondément la marne silteuse et parfois en totalité jusqu'au hardground Bousse. La base de la Craie à *Terebratella carantonensis* qui scelle cette érosion, contient alors des fragments ou blocs remaniés des marnes silteuses à Geslinianum ; dans certains cas, elle remplit un important réseau de terriers pénétrant dans les marnes. Celles-ci contiennent une faune benthique assez voisine de celle des Marnes à *P. biauriculata* ; la microfaune pélagique abondante recèle *Dicarinella hagni*, *Whiteinella archaeocretacea* ainsi que *R. cushmani*, ce qui suggère une appartenance à la partie inférieure de la zone à Geslinianum (érosion de la partie supérieure ?). A l'Ouest du Mans, le faciès devient crayeux et glauconieux ; il repose sur le hardground sommital des Marnes à *P. biauriculata* ou des Sables du Perche (lacune ou érosion des marnes).

Vers l'Anjou, les Sables de Bousse, contemporains, peuvent atteindre 20 m d'épaisseur avec des faciès plus diversifiés, notamment des argiles à débris ligniteux et des paléosols ; des calcaires à exogyres, vers le sommet, pourraient appartenir à la partie supérieure de la zone à Geslinianum.

Dans le Saumurois, les Marnes de Doué-la-Fontaine (5 m) qui ont fourni vraisemblablement le type de *M. geslinianum*, contiennent *R. cushmani* dans des micrites succédant à des lumachelles d'huîtres (Kennedy et Juignet 1981). Sables de Bousse et Marnes de Doué sont également tronqués par une surface d'érosion avec réseau de terriers, couverte par la Craie à *T. carantonensis*.

L'organisation de l'ensemble du cortège des dépôts pendant le laps de temps fin Jukesbrownei à Geslinianum ne reflète pas clairement une évolution liée à un seul cycle eustatique. La succession de deux pulsations mineures peut être envisagée :

Le premier cycle coïncide pratiquement avec la partie supérieure de la zone à Jukesbrownei et la zone à Guerangeri. Le dispositif de hardgrounds qui couronnent le prisme de bordure de plate-forme des Sables du Perche correspond à une surface transgressive que surmonte l'ensemble transgressif-prisme de haut niveau des Marnes à *P. biauriculata*, équivalent latéral du sommet de la Craie de Rouen.

La baisse de niveau suivante introduit la discontinuité sommitale de ces formations, hardgrounds Parigné ou Antifer 1 qui marquent la limite de séquence.

Le second cycle mineur (Geslinianum) débute avec les faciès gréseux et lumachelliques de la base des Sables de Bousse et à *C. obtusus* qui forment une ébauche de prisme de bordure de plate-forme. Au-dessus, la surface transgressive est soulignée par le hardground Bousse de la plate-forme du Maine. Le cortège Marnes de Doué-la-Fontaine, Sables de Bousse, Sables à *C. obtusus* peut être considéré comme un nouvel ensemble transgressif et de haut niveau. Le hard-ground Antifer 2 du bassin apparaît dans ce contexte comme une surface transgressive ou un niveau de condensation lié au maximum transgressif.

Ensuite, une baisse eustatique engendre le hard-ground Antifer 3 et une première ébauche de la surface Mézières qui ont donc valeur de limite de séquence.

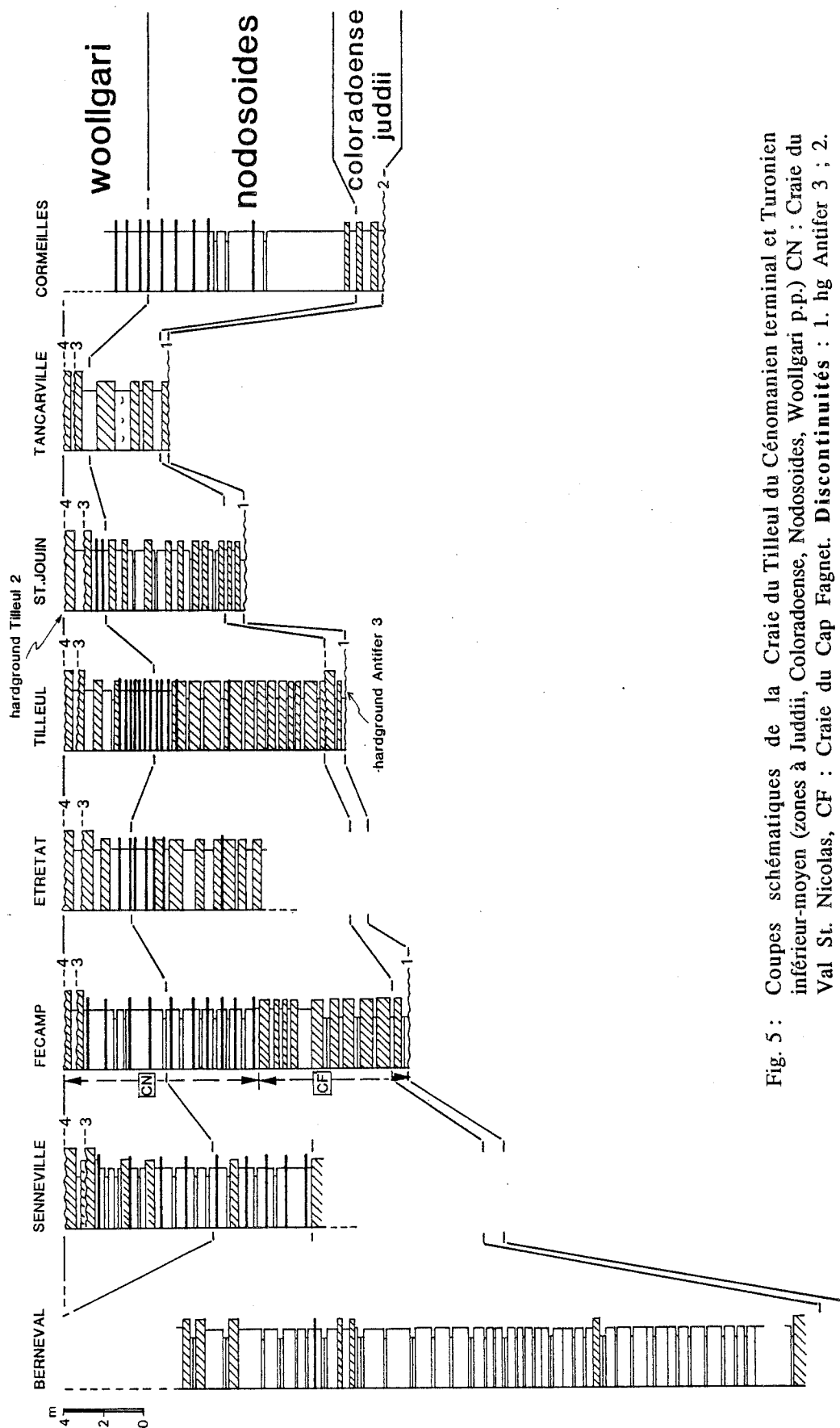


Fig. 5 : Coupes schématiques de la Craie du Tilleul du Cénomanien terminal et Turonien inférieure-moyenne (zones à Juddii, Coloradoense, Nodosoides, Woollgari p.p.) CN : Craie du Val St. Nicolas, CF : Craie du Cap Fagnet. Discontinuités : 1. hg Antifer 3 ; 2. surface d'érosion Mézières ; 3-4. hg Tilleul 1 et 2.

Compte-tenu du faible taux de sédimentation sur la bordure de bassin étudiée, il arrive que plusieurs discontinuités successives se télescopent ou se recoupent ce qui rend délicate l'interprétation en terme d'eustatisme ; une amélioration de ce déchiffrement exige une datation précise de chaque banc.

4. Cycle ZC- 2.5 (fin Geslinianum - Juddii - Coloradoense - Nodosoides - Woollgari p.p.) (fig. 4 et 5)

C'est au cours de ce cycle exceptionnel (93-91 Ma) que le niveau eustatique atteint sa cote la plus élevée. Il correspond effectivement à un épisode sédimentaire où une grande partie des massifs anciens est recouverte de dépôts pélagiques, peu contaminés par les terrigènes, au point que les contours paléogéographiques des terres émergées deviennent très hypothétiques.

Dans le bassin normand, cette période est matérialisée par la Craie du Tilleul, qui s'inscrit entre le hardground Antifer 3 à la base et le hardground Tilleul 2 au sommet (Pl. 1, photo b). Cette formation peut être divisée en un membre inférieur, la Craie noduleuse du Cap Fagnet représentant les zones à Juddi-Coloradoense - Nodosoides, et un membre supérieur, la Craie à *Thalassinoides* du Val St. Nicolas attribuée à la partie inférieure de la zone à Woollgari. L'ensemble a une épaisseur d'une soixantaine de mètres à Berneval, sur la bordure picarde, au Nord de Dieppe, 15 m vers Senneville, 10 m vers le Tilleul, 6 m vers St. Jouin ; ces variations soulignent le jeu différentiel des blocs individualisés précédemment. Les zones à Juddii et Coloradoense, toujours difficiles à individualiser (quelques ammonites, *W. archaeocretacea*) sont condensées à la base de la Craie du Cap Fagnet sous forme de craies noduleuses, intercalées d'horizons marneux ; le matériel carbonaté est à 90 % d'origine pélagique (pithonelles, *Nannoconus*, hedbergelles), la glauconie est rare. Le même faciès persiste dans la zone à Nodosoides avec épanouissement de *Mytiloides labiatus auct.* relayant *I. pictus*.

Au-dessus, la Craie du Val St. Nicolas (zone à Woollgari ou *H. helvetica*) est repérée par le développement de cordons de silex révélant des réseaux de *Thalassinoides* de grande taille, répétés par un motif séquentiel élémentaire. La teneur en coccolithes croît ; au sommet, une recristallisation liée aux discontinuités Tilleul 1 et 2 engendre un calcaire massif ou noduleux, parcouru par un réseau de terriers ; la structure est tronquée par un surface d'érosion glauconitisée.

Des environnements peu différents ont régné sur le Perche et la plate-forme du Maine. Toutefois, le faciès basal de la Craie à *T. carantonensis*, daté de la zone à Juddii à St. Calais, est très glauconieux avec une fraction quartzeuse grossière et des éléments phosphatés. Ce sédiment, riche en coccolithes, repose sans transition sur la surface d'érosion Mézières incisant les Sables à *C. obtusus*, ou sur le sommet des Sables du Perche. Ce faciès transgressif se poursuit en Touraine, Saumurois et Anjou.

Au-dessus, les craies marneuses ou à inocérames, avec silex noirs au sommet, puis la partie inférieure des tuffeaux de Saumur ou Bourré représentent, comme en Normandie, un dépôt à forte influence pélagique ayant entraîné la submersion d'une grande partie du Massif armoricain.

Ce cycle est très bien marqué dans le bassin anglo-parisien. Les dépôts de bas niveau sont difficiles à identifier, soit qu'ils manquent sur la plate-forme (lacune), soit qu'ils aient été érodés par le remodelage de la surface Mézières en surface transgressive lors de la montée des eaux. Quelques bancs lumachelliques à *Exogyra columba gigas* conservés sous la surface Mézières dans le Sud du Maine et l'Anjou pourraient être attribués à ce prisme de bas niveau. Dans le bassin, les niveaux noduleux associés aux ébauches de hardground Antifer 3b, 3c pourraient en être également l'expression. La surface de transgression est identifiable au sommet du hardground Antifer 3 et à la surface d'érosion Mézières. La craie glauconieuse à *T. carantonensis* et la base de la craie du Cap Fagnet constituent un système transgressif et l'horizon à grandes ammonites (base de la zone à Nodosoides) exprime une condensation liée au maximum d'inondation. La craie à *M. labiatus* traduit un prisme de haut niveau général.

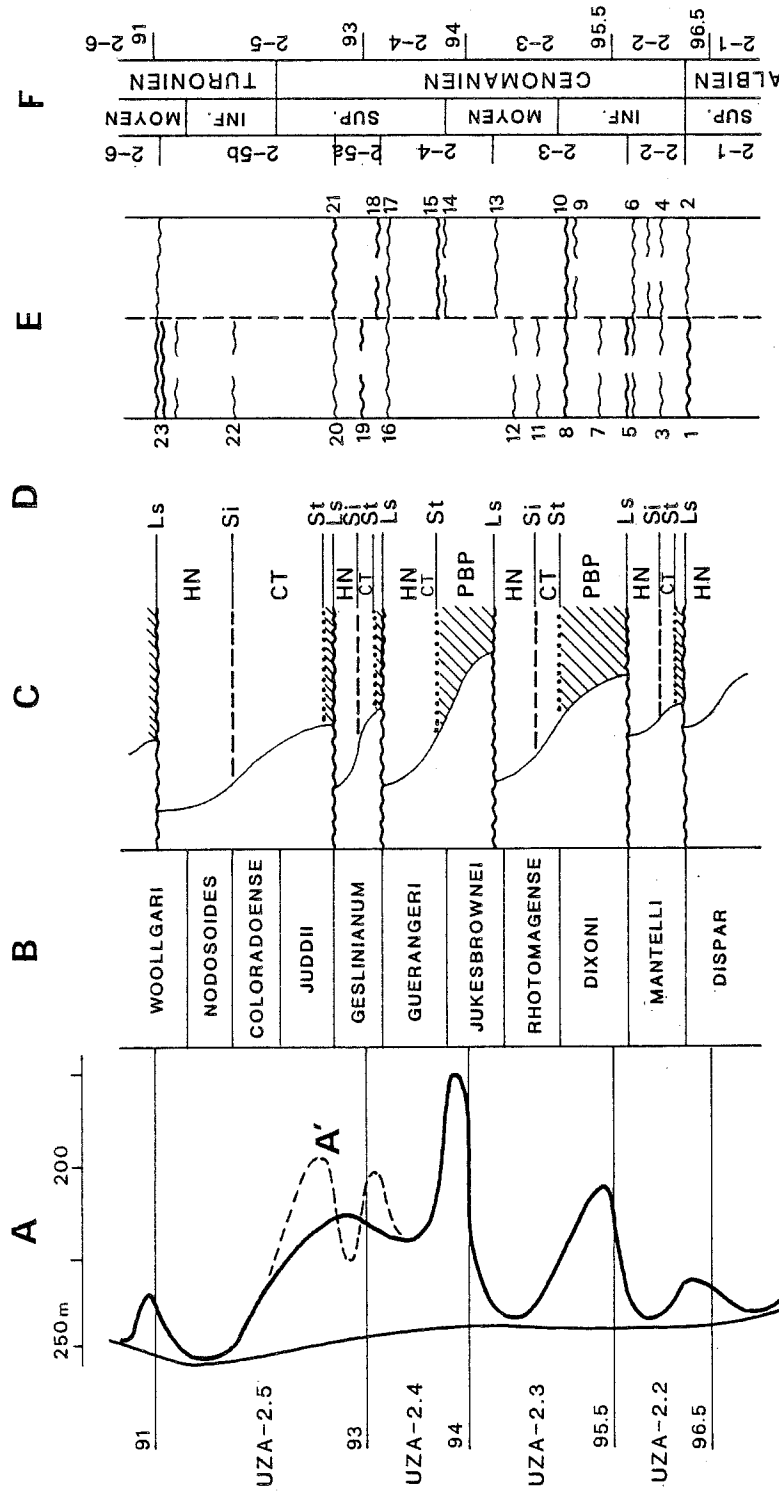


Fig. 6 : Straigraphie séquentielle de la série Albien terminal à Turonien moyen du Bassin de Paris occidental. A : courbes des variations eustatiques à longue et courte périodes selon Haq *et al.* (1987, 88) et proposition d'intercalation d'un cycle intermédiaire (A'). B : échelle des zones d'ammonites. C : schématisation de la dynamique sédimentaire côtière et identification des cortèges de dépôts ; PBP : prisme de bordure de plate-forme, CT : cortège transgressif, HN : dépôts de haut niveau. D : identification des principales discontinuités ; LS : limite de séquence, St : surface de transgression, Si : surface d'inondation maximale. E : juxtaposition des formations sédimentaires et des discontinuités du bassin normand (à gauche) et de la plate-forme du Maine (à droite). F : échelle chronostratigraphique.

La baisse de niveau amorcée en fin de cycle sur l'ensemble bassin-plate-forme se traduit par l'élaboration des hardgrounds Tilleul ou de discontinuités équivalentes.

III.- Bilan des fluctuations eustatiques au Cénomaniens-Turonien dans l'Ouest du Bassin parisien (fig. 6)

L'enchaînement des cortèges de dépôt sous contrôle eustatique, tel qu'il est enregistré dans le bassin normand et sur la bordure armoricaine, est proposé (fig. 6). La comparaison avec la charte de Haq et al. (1987, 88) suggère quelques remarques.

Le cycle ZC 2.2 est bien individualisé ; le bas niveau se place vers la limite Dispar-Mantelli et le haut niveau vers la fin de Mantelli ; la descente suivante est marquée dès le passage Mantelli-Dixoni.

Le cycle ZC- 2.3 est ainsi plus précoce, le niveau bas se situe à la base de Rhotomagense et le niveau haut au passage Rhotomagense-Jukesbrownei.

Le cycle ZC 2.4 paraît plus complexe et certainement polyphasé. Après le point bas de la fin Jukesbrownei, un cycle mineur marque la zone à Guerangeri, avec une baisse interrompue par un nouveau cycle Geslinianum que nous proposons d'intercaler dans la charte ; la retombée eustatique finale se place à la fin Geslinianum.

Le cycle ZC- 2.5 débute à la limite Geslinianum-Juddi, avec un stade bref de basses eaux et une persistance de haut niveau jusqu'à la fin de Nodosoides, la baisse ne s'amorçant qu'avec la zone à Woollgari.

L'amplitude maximale de la variation eustatique se situe au début de ZC- 2.3 avec une importante discontinuité à la limite Dixoni-Rhotomagense. Ce signal de bas niveau se rencontre dans de nombreux bassins sédimentaires épicontinentaux ainsi que dans le domaine Nord-Atlantique (Vail et al. 1980).

La très vaste répartition des discontinuités liées à la zone à Geslinianum suggère également une relation avec des baisses de niveau marin, ce qui introduit pour cette courte période un signal de fréquence plus élevée. C'est d'ailleurs à cette période que surviennent d'importantes modifications paléo-océaniques comme l'extension des environnements anoxiques associée à une anomalie positive de $\delta^{13}C$ (synthèse in Robaszynski 1989).

Le cycle ZC- 2.5, assez long, au cours duquel le niveau eustatique atteint sa cote la plus élevée, au cours de l'histoire post-paléozoïque, coïncide effectivement avec la plus large immersion du Massif armoricain et l'étalement uniforme d'une couverture de sédiments carbonatés, pélagiques.

Les condensations, liées soit aux phases régressives soit aux périodes de niveau marin élevé, sont bien exprimées, surtout dans les zones à Dixoni et Geslinianum. Des variations de taux de sédimentation à ces époques sont pressenties mais la référence temporelle à une échelle où les différentes zones ont une durée sensiblement identique est très imparfaite. Nous avons repris le cadre proposé par Haq et al. (1987, 88) mais des modifications sont attendues ; il est vraisemblable que les zones à Guerangeri ou Coloradoense ont une durée beaucoup plus faible que celles à Mantelli ou Rhotomagense.

Les amplitudes de plusieurs dizaines de mètres (10 à 50 m) attribuées aux fluctuations eustatiques sont en partie argumentées par les variations bathymétriques sensibles, enregistrées principalement sur la plate-forme du Maine.

L'évolution se fait entre des environnements circalittoraux et infratidaux supérieurs, voire intertidaux, sans que l'on puisse reconnaître un stade prolongé d'émersion (Juignet 1980). D'ailleurs, toutes les zones d'ammonites y sont individualisées même si elles sont incomplètement représentées.

Pour ce qui concerne les divergences de la courbe eustatique propre au bassin de Paris avec celle de Haq *et al.* (1987, 88) notamment le décalage dans le temps de ZC- 2.3 ou l'amplitude relative des cycles, il est possible d'envisager une influence du comportement tectonique provincial. Les rejeux structuraux à l'échelle locale marquent fortement la série sédimentaire et l'ampleur des paraséquences (fig. 2 à 5) mais la chronologie des marqueurs eustatiques n'est pas profondément affectée. La déformation épirogénique du signal enregistré ne pourrait donc s'envisager que pour d'éventuelles contraintes tectoniques affectant l'ensemble du bassin et de ses bordures, c'est-à-dire un vaste panneau de la marge passive atlantique.

IV.- Enregistrements sédimentaires cycliques en domaine pélagique : les rythmes de la craie (fig. 7)

La série crayeuse (Cénomanien à Campanien) des bassins normand et picard est constituée par une succession de séquences de dépôts de premier ordre, délimitées par des discontinuités sédimentaires régionales de type surface d'omission, surface d'érosion ou hard-ground (Kennedy et Juignet, 1974). Ces unités lithologiques d'épaisseur plurimétrique (0,5 à 15 m) traduisent le contrôle tectono-eustatique envisagé précédemment.

Les affleurements de bonne qualité sur le littoral de la Manche nous ont permis de reconnaître la superposition à ces séquences, de rythmes élémentaires à période plus courte dont l'épaisseur varie de 0,30 à 1,50 m. Ce motif cyclique n'apparaît pas clairement dans les coupes de carrières où l'on ne perçoit que son expression diagénétique sous la forme de silex gris ou noirs. C'est alors l'alternance banc de craie - cordon de silex qui est traditionnellement constatée. Une bonne image de cette cyclicité apparaît clairement dans le Lower Chalk du Sud de l'Angleterre, Ile de Wight et Sussex (Kennedy 1969) ou la craie cénomaniennne du Boulonnais (Destombes et Shepard - Thorn 1972).

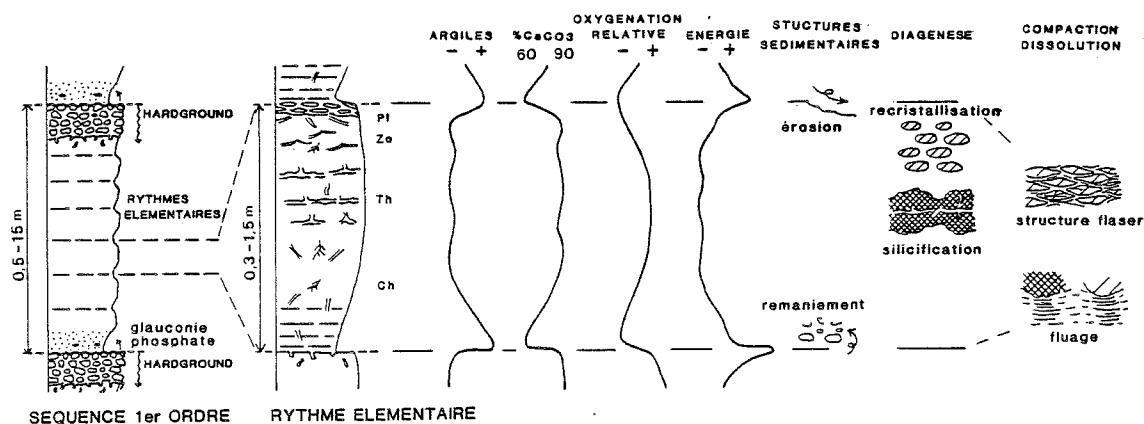


Fig. 7 : Cyclicité élémentaire de la craie : schématisation des caractères sédimentologiques et diagénétiques des rythmes (commentaire dans le texte).

Le rythme élémentaire qui retient notre attention (fig. 7) tient en fait à une proportion variable de la fraction argileuse, décroissante de la base vers le sommet ; la teneur en carbonate de calcium peut ainsi varier de 60 à 90 %. Le passage d'un rythme au suivant est parfois progressif mais il se marque le plus souvent par une surface d'omission, associée à un réseau de terriers plus ou moins profond ; cette coupure, traduisant une énergie des eaux temporairement plus élevée, est parfois soulignée par une cicatrice d'érosion ou le remaniement d'intraclastes.

Cette unité de dépôt crayeux présente un ichnofaciès particulièrement riche avec association de *Planolites*, *Thalassinoides*, *Zoophycos* et *Chondrites* qui ont fait l'objet des remarquables études de Bromley (1967), Bromley et Ekdale (1984, 1986), Kennedy (1967). Le relais dans l'activité de ces divers organismes fousseurs paraît plus influencé par la teneur en oxygène dissous des eaux interstitielles du sédiment que par la bathymétrie (Bromley et Ekdale 1984, 1986 ; Savrda et Bottjer 1986).

Le rythme élémentaire passe généralement inaperçu dans les formations crayeuses de Normandie où la variation de teneur en argiles est très faible ; les bioturbations et discontinuités ne présentent donc pas de différence de teinte sensible sur le fond blanc de la roche. Toutefois, dans bien des cas, l'évolution diagénétique vient apporter des contrastes spectaculaires.

Ainsi, la première manifestation de diagenèse précoce développe, dans la partie supérieure du rythme, un champ de nodules calcaires à contours plus ou moins nets. Leur induration s'effectue par une recristallisation en proportion variable de la matrice boueuse à coccolithes.

La seconde étape porte également sur des processus de dissolution - cristallisation qui affectent la silice des spicules de spongiaires. L'opale y est substituée par de la calcite et la silice migre vers les terriers qu'elle va envahir progressivement en formant une trame plus ou moins compacte de cristobalite qui évoluera ensuite en quartz (Clayton 1986, Hart *et al.* 1986). Cette silicification peut être nourrie plus ou moins abondamment en silice et s'étendre au sédiment entourant les terriers. Le réseau de bioturbation va donc s'estomper et ne plus être identifiable. Le silex ainsi formé épigénise le réseau de *Thalassinoides* de la partie moyenne du rythme en formant un cordon simple ou double pratiquement continu. Une telle disposition a aussi été notée dans la craie maastrichtienne du Limbourg (Felder 1986).

Plus tard, en fonction de l'enfouissement, le taux de compaction s'amplifie. Le tassement n'est guère sensible dans la partie moyenne silicifiée du rythme. En revanche, le niveau supérieur noduleux prend une structure griotte ou flaser (Garrison et Kennedy, 1977) ; un lacis de feuillets marneux se développe localement par dissolution d'une partie de la fraction carbonatée et des sutures stylolitiques apparaissent entre les nodules. Au niveau de la base du rythme, l'horizon initialement plus argileux subit un fluage et un poinçonnement vertical par les nodules calcaires indurés ou les apophyses du réseau de silex.

Ainsi, les structures flaser, selon l'importance relative prise dans leur genèse par les déterminants sédimentologiques - ichnologiques ou diagénétiques, apparaissent comme l'expression faciologique d'une convergence entre 1/des terriers de *Zoophycos*, 2/ une nodulisation de type "griotte", ou affectant des intraclastes crayeux, 3/ une dissolution. Chacun de ces trois facteurs, en augmentant la teneur relative en argile des feuillets marneux (terriers et/ou dissolution) ou en augmentant la teneur relative en calcaire des nodules (nourrissage des cristaux de la micrite originelle), tend à contraster l'ensemble et à typer la structure flaser. La compaction, à laquelle est vraisemblablement liée la dissolution, peut écraser enfin le niveau où se développe la structure.

V.- Expression des rythmes sédimentaires dans les craies du Cénomanien - Turonien à l'Ouest du Bassin de Paris

Les différents stades évoqués ci-dessus sont exprimés au sein des formations crayeuses de Normandie.

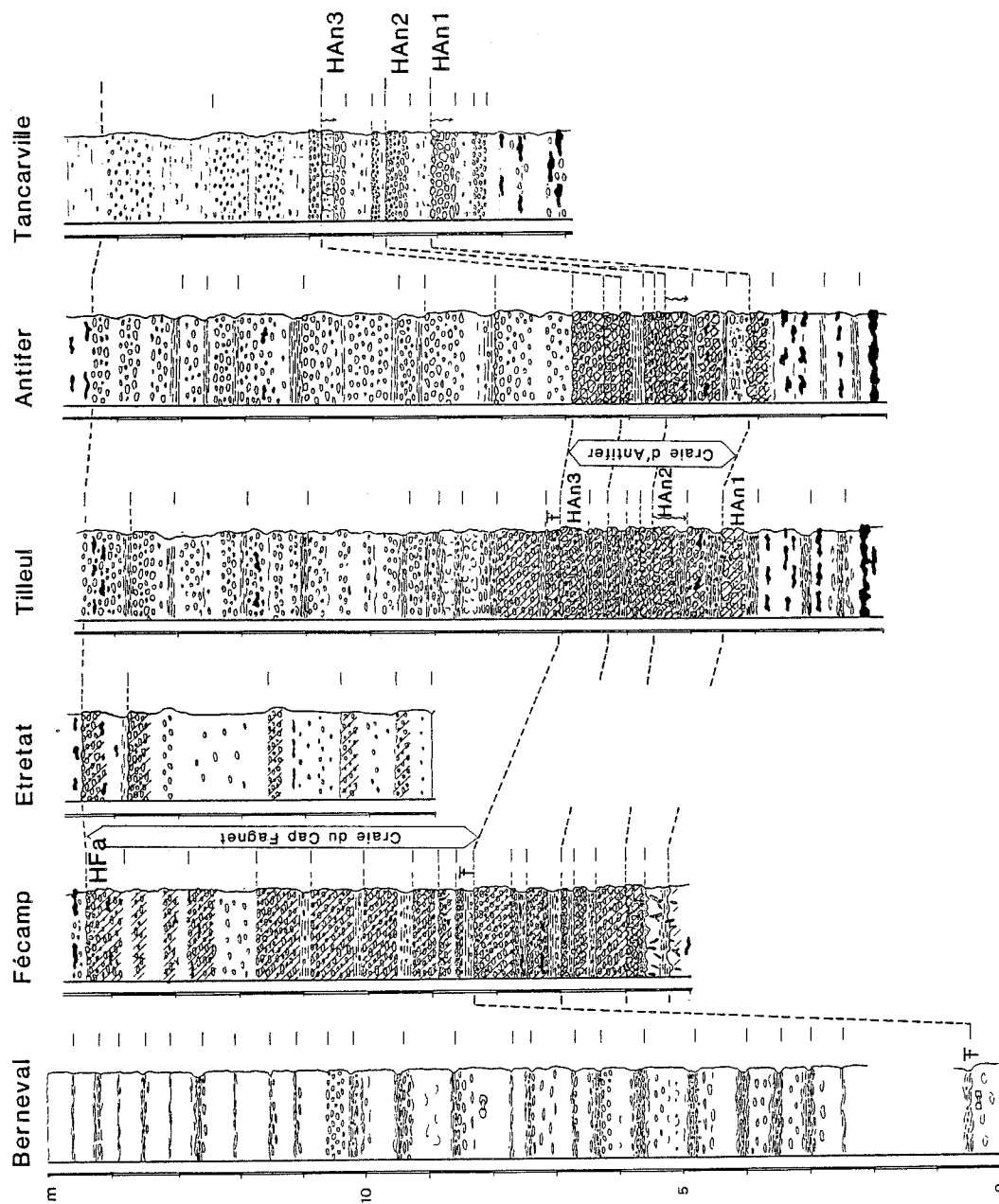


Fig. 8 : Corrélations et variations d'épaisseur dans un faisceau de cycles élémentaires au sein de la Craie d'Antifer et de la Craie du Cap Fagnet (intervalle Geslinianum-Nodosoides). 1, 2, 3 ; hardgrounds Antifer n°1, n°2 et n°3.

Craie de Rouen (Cénomanién moyen-supérieur)

Cette formation présente des coupes favorables à la reconnaissance des rythmes près de St. Jouin (Terminal pétrolier) et Antifer (valleuse du Fourquet). La craie des zones à *Jukesbrownei* et *Guerangeri* (Juignet 1974, fig. 27, niveaux 6 à 10) montre sur 10 m une vingtaine d'alternances de marnes grises (épaisseur moyenne 0,20 m) et de craie bioturbée avec *Thalassinoides* inclus dans un cordon de silex gris foncé ou noir (épaisseur moyenne 0,30 m). Les marnes ont subi une compaction d'environ 50 % ; elles contiennent des chlamys, inocérames, huîtres, serpules, cidaris, des bioclastes et quelques graviers glauconitisés ou phosphatisés ; les calcaires contiennent des ammonites, silicisponges et de gros pleurotomaires. Une discontinuité est souvent visible au sommet de la craie, associée à des nodules calcaires ; des terriers remplis de la marne sus-jacente la pénètrent.

Craie d'Antifer (Cénomanién supérieur).

Dans les coupes d'Antifer (Fourquet), du Tilleul et de Fécamp (Cap Fagnet), cette craie de la zone à *Geslinianum* (Craie à *Actinocamax plenus*), épaisse de 2 m environ, offre 5 ou 6 rythmes où alternent des marnes gris-verdâtre avec graviers glauconitisés et des calcaires noduleux, bioturbés, avec réseau de terriers (*Planolites*, *Thalassinoides*) souvent remplis de sédiment glauconieux. Ces derniers niveaux constituent des ébauches de hardground plus ou moins achevées, généralement dépourvues de silex ; elles sont limitées à leur sommet par une discontinuité bien exprimée (fig. 8).

Craie du Cap Fagnet (Cénomanién terminal - Turonien inférieur)

Les zones à *Juddii*, *Coloradoense* et *Nodosoides* sont représentées par cette craie bien exposée à Fécamp, Le Tilleul et Etretat. Avec une épaisseur de 7 à 8 m, elle comporte une quinzaine de rythmes associant un banc marneux mince (0,05 à 0,20 m) et un banc de craie noduleuse, à structure griotte fréquente (0,20 à 0,80 m). Les marnes contiennent souvent des intraclastes crayeux et la compaction y crée alors une structure flaser ; la craie noduleuse, généralement dépourvue de silex, contient des inocérames ; la discontinuité sommitale est peu marquée ou absente (fig. 8).

En se dirigeant vers le Nord-Est, au-delà de l'axe du Bray, on atteint le sillon subsident de l'Eaulne où le Turonien inférieur est quatre à cinq fois plus épais que dans le Bec de Caux. A Berneval, on retrouve ainsi la craie de la zone à *Nodosoides* avec des rythmes plus épais (0,5 à 1 m) et plus nombreux (plus d'une trentaine). Le terme marneux contient de nombreux intraclastes et remplit un réseau de terriers associé à la discontinuité sommitale du banc crayeux (Pl. 3, photo c). Celle-ci présente localement des cuvettes d'érosion à contour ovoïde, larges de 5 à 10 m et ravinant la craie noduleuse sur 0,10 à 0,50 m de profondeur ; ces pseudo-chenaux sont partiellement remplis par une lentille bréchique ou conglomératique et la marne sus-jacente. Le niveau crayeux, souvent riche en inocérames est parsemé de nodules peu indurés, dans une structure bioturbée à la partie supérieure ; la compaction crée une structure flaser avec des nodules étirés en amandes dans un lacis marneux.

Craie du Val St. Nicolas (Turonien inférieur-moyen)

Ce membre supérieur de la Craie du Tilleul est sujet à d'importantes variations d'épaisseur : 13 m à Senneville, 10 m à Fécamp, 5 m à Etretat, 6,5 m au Tilleul, 6 m à Antifer, 2 m à Tancarville et environ 30 m à Berneval (fig. 9).

C'est dans le secteur de Senneville que les rythmes s'expriment avec le plus de clarté en présentant l'essentiel des structures décrites dans le modèle de rythme élémentaire. Leur épaisseur moyenne est de 1 m. L'horizon marneux basal, peu épais (0,10 m), apparaît progressivement par prolifération des terriers (surtout des *Zoophycos*), à remplissage marneux gris dont le réseau isole des amandes et mini-lentilles de craie blanche ; des *Chondrites* apparaissent localement. A la partie supérieure, le passage au sédiment crayeux est aussi progressif ; la bioturbation reste intense avec développement de *Thalassinoides* dont le réseau est incorporé à un cordon de silex vers le sommet du tiers inférieur du cycle. Au-dessus, les *Thalassinoides* sont associés à des *Planolites* et, vers la partie supérieure, des *Chondrites* probablement issus de la surface sommitale envahissent le remplissage de ces gros terriers. Ce terme crayeux contient des inocérames, des ammonites (*Lewesiceras peramplum*), de gros pleurotomaires (*Bathrotomaria perspectiva*) et de fréquents *Conulus subrotundus*.

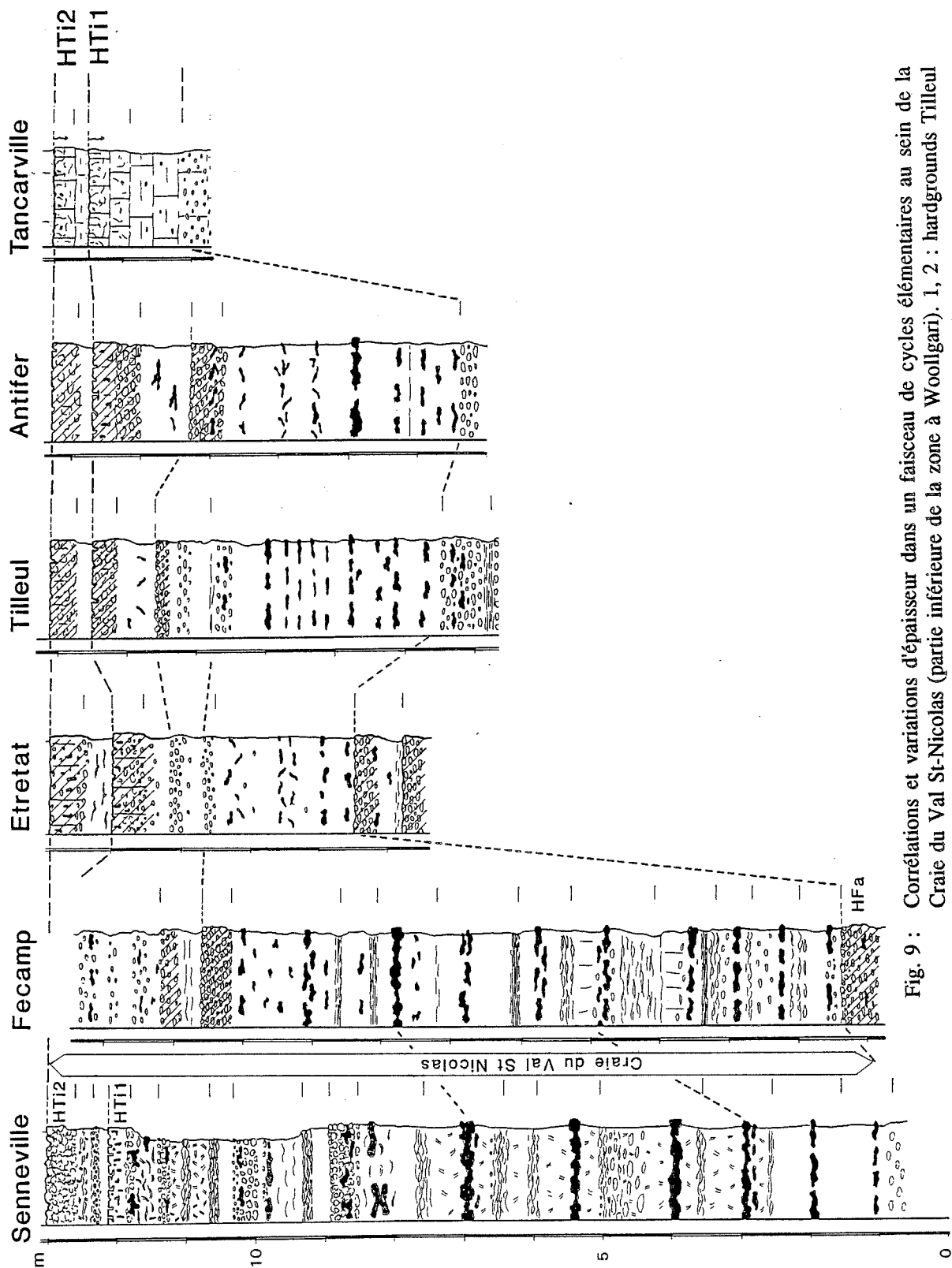


Fig. 9 : Corrélations et variations d'épaisseur dans un faisceau de cycles élémentaires au sein de la Craie du Val St-Nicolas (partie inférieure de la zone à Woolgari). 1, 2 : hardgrounds Tilleul n°1 et n°2.

VI.- Signification du cycle élémentaire de la craie et corrélations lithologiques fines

La présence de dépôts rythmés dans les séries sédimentaires du Crétacé moyen a été reconnue dans de nombreux bassins. L'analyse des faciès pélagiques, en particulier du domaine téthysien, a montré que différentes périodicités pouvaient être distinguées dans ces rythmes et mises en parallèle avec celles des cycles de Milankovitch établis pour la période pléistocène. Aux rythmes élémentaires peuvent ainsi être attribuées des durées d'environ 20 000 et 40 000 ans (de Boer et Wonders 1984, Fischer et Schwarzacher 1984). Les exemples choisis correspondent souvent à des dépôts de bassin profond ayant subi une compaction et une diagenèse avancée qui compliquent le déchiffrement des signaux sédimentaires initiaux (Arthur *et al.* 1984). La craie mise en place dans un environnement de plate-forme externe et soumise à un enfouissement très modeste représente un modèle assez différent. Hart *et al.* (1987) ont étudié les faciès crayeux de Grande-Bretagne, notamment cénomaniens, et mis en évidence une cyclicité avec des périodes de 23 000 et 41 500 ans sur la base du calage radiochronologique des marqueurs biostratigraphiques. La centaine de rythmes de 41 500 ans dénombrée dans le Cénomaniens de l'Ile de Wight peut être comparée aux 70-80 cycles avec cordons de silex du Cénomaniens de St. Jouin ou Sandouville. La présence en Normandie de plusieurs discontinuités (hardgrounds) associées à des lacunes dont la durée effective reste très approximative, permet d'envisager également une durée d'environ 40 000 ans pour ces cycles. Cette période est comparable à celle qui affecte les variations d'obliquité de l'axe terrestre sur l'écliptique.

Comme dans d'autres bassins à sédimentation pélagique, l'alternance marne-craie de la série normande traduit un contrôle climatique des fluctuations des apports terrigènes dans le bassin et de la production primaire de carbonate de calcium par les organismes pélagiques. Il est vraisemblable que de telles augmentations de productivité des eaux superficielles aient elles-mêmes produit des réductions sensibles du taux d'oxygène dissous dans les eaux interstitielles de la partie superficielle des sédiments (Jenkyns 1980).

La durée exacte des rythmes de la craie et leur véritable signification doivent encore être précisées mais ils constituent, par leur qualité de signal à valeur générale, un outil intéressant pour effectuer des corrélations lithologiques précises entre des coupes voisines. Associée au découpage biostratigraphique classique, la géométrie à l'échelle du banc qui ressort de cette cyclicité permet de mieux évaluer les variations latérales d'épaisseur, les lacunes, condensations ou dilatations.

Un exemple de telles corrélations peut être proposé avec une série de coupes de la Craie du Val-St. Nicolas dans le Bec de Caux, entre Senneville et Tancarville (fig. 9). On remarque que les cycles sont exprimés avec le plus de netteté, à l'échelle métrique, à Senneville. Le faisceau de cycle se suit à Fécamp et au Tilleul avec un même nombre de rythmes mais d'épaisseur de plus en plus réduite ; en revanche, localement à Etretat ou Antifer, la condensation fait disparaître quelques uns de ces cycles. Enfin, lorsque la condensation devient très importante comme à Tancarville, le signal rythmique élémentaire s'estompe pour donner quelques bancs indistincts.

Des corrélations également à l'échelle du cycle peuvent être établies entre différentes coupes de la Craie glauconieuse de St. Jouin, de la Craie de Rouen, d'Antifer et du Cap Fagnet (fig. 2 à 5). Les différents cordons de silex, pouvant souvent être reconnus individuellement sur plusieurs dizaines de kilomètres, apportent de précieux repères qui complètent ceux fournis par les discontinuités utilisées pour le découpage séquentiel.

Conclusion

Le bassin de Paris apparaît comme un domaine particulièrement sensible à l'enregistrement des messages sédimentaires de nature eustatique ou climatique.

Au cours du Crétacé moyen s'y dépose un ensemble de formations à dominante détritique sur les bordures et plus pélagiques vers le centre. Ces cortèges de dépôts contemporains révèlent des sensibilités différentes aux influences de l'environnement épicontinental et apportent ainsi un témoignage utile pour juger de l'évolution globale. Les secteurs voisins de l'Atlantique présentent une sédimentation très perturbée à partir du Cénomanién qui ne livre qu'une documentation médiocre pour le domaine océanique. Ainsi, au-delà du talus continental armoricain, des craies du Campanien-Maastrichtien reposent directement sur des craies aptiennes ou des marnes noires albiennes. Cette discontinuité assez générale (Auffret et Pastouret, 1978) témoigne d'un régime de courants intenses, associés à l'activité accrue de la dorsale. En revanche, des comparaisons fructueuses peuvent être tentées avec les domaines nord-ibérique ou téthysien, d'où se dégagent un faisceau de faits communs (Floquet *et al.*, 1987, Philip *et al.*, 1989, Crumière *et al.*, 1989).

La série cénomano-turonienne du bassin de Paris enregistre manifestement des variations eustatiques qui peuvent être corrélées avec les cycles de la charte globale de Haq *et al.* (1987, 88), ce qui confirme leur valeur chronostratigraphique. Toutefois, quelques différences apparaissent au niveau de la chronologie basée sur les zones d'ammonites et un cycle supplémentaire peut s'intercaler au Cénomanién supérieur.

La plupart des discontinuités reconnues peuvent être interprétées dans le cadre stratigraphique séquentiel. Il ressort de cette analyse que les dépôts de bas niveau sont souvent mal individualisés dans le bassin de la craie au régime pélagique ; bien développés sur la plate-forme armoricaine au Cénomanién inférieur et moyen, ils restent embryonnaires ou disparaissent par érosion au cours du Cénomanién supérieur. C'est au passage Cénomanién inférieur - moyen que la variation eustatique et l'installation du prisme de haut niveau sont les mieux marqués. Enfin, le cycle de la culmination eustatique au Turonien inférieur est remarquablement enregistré dans le bassin et sur ses bordures.

A une échelle inférieure, l'enchaînement de paraséquences est détecté localement mais des datations plus précises sont indispensables pour en proposer un calendrier régional. Ce sont d'ailleurs ces variations qui sont le plus modelées par le comportement tectonique particulier des différents secteurs du bassin.

La présence de cycles élémentaires à caractère climatique paraît assez générale, mais leur détection exige d'excellentes conditions d'affleurement comme dans les falaises littorales de la Manche. Leur architecture interne et les ichnofaciès, en particulier, rendent compte de l'évolution du niveau d'énergie des eaux sur le fond, du taux d'oxygénation et de l'intensité de la productivité biologique de surface. Lorsque le taux de sédimentation relatif présente une valeur moyenne, ces rythmes sont bien souvent soulignés par des cordons de silex qui permettent des corrélations lithostratigraphiques très précises. Les condensations variables qui existent entre les discontinuités sont ainsi mieux comprises. D'ores et déjà, cette méthode appliquée ici au Cénomano-turonien, se révèle très efficace pour l'analyse des formations crayeuses du Coniacien et Santonien.

Références bibliographiques

- ARTHUR M.A., DEAN W.E., BOTTJER D. & SCHOLLE P.A. (1984).- Rhythmic bedding in Mesozoic - Cenozoic pelagic carbonate sequences : the primary and diagenetic origin of Milankovitch-like cycles ; in BERGER A.L. *et al.* (eds.), Milankovitch and Climate, Reidel Pub. Comp., I, 191-222.
- AUFFRET G.A. & PASTOURET L. (1978).- Evolution sédimentaire comparée des marges armoricaines et de Blake-Bahama depuis le Crétacé supérieur, d'après les résultats des Legs 48 et 44 du Glomar Challenger. *Bull. Soc. Géol. France*, 77, 20, 4, p. 453-464.
- BROMLEY (1967).- Some observations on burrows of thalassinidean crustacea in Chalk hardgrounds. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 123, p. 157-182.

- BROMLEY R.G. & EKDALE A.A. (1984).- *Chondrites* : A trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, 224, p. 872-874.
- BROMLEY R.G. & EKDALE A.A. (1986).- Flint and fabric in the European chalk. in SIEVEKING G. de G. et HART M.B. (Eds). The scientific study of flint and chert. Cambridge Univ. Press, p. 71-82.
- BROMLEY R.G. & EKDALE A.A. (1986).- Composite ichnofabrics and tiering of burrows. *Geol. Mag.*, 123, 1, p. 59-65.
- CLAYTON C.J. (1986).- The chemical environment of flint formation in Upper Cretaceous chalks. in SIEVEKING G. de G. et HART M.B. (Eds.). The scientific study of flint and chert. Cambridge Univ. Press, p. 43-54.
- CRUMIERE J.-P., PASCAL F. & COTILLON P. (1989).- Organisation des séquences de dépôt et répartition des cortèges sédimentaires de la plate-forme nord-provençale au bassin vocontien oriental (SE France) au Cénomanien et Turonien inférieur. 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Résumés Ass. Sédiment. Fr., p. 97.
- DE BOER P.L. & WONDERS A.A.H. (1984).- Astronomically induced rhythmic bedding in Cretaceous pelagic sediments near Moria (Italy) in BERGER A.L. et al. (eds.), Milankovitch and Climate, Reidel Pub. Comp., I, p. 177-190.
- DESTOMBES J.-P. & SHEPARD-THORNE (1972).- Résultats géologiques des recherches pour l'implantation d'un tunnel sous la Manche 1964-1965. Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 79, p. 101-115.
- EKDALE A.A. & BROMLEY R.G. (1984).- Cretaceous chalk ichnofacies in Northern Europe. *Géobios*, Mém. spécial n°8, p. 201-204.
- FELDER P.J. (1986).- Rhythms, flint and mesofossils in the Cretaceous (Maastrichtian) of Limburg, The Netherlands ; in SIEVEKING G. de G. et HART M.B. (Eds). The scientific study of flint and chert. Cambridge Univ. press, p. 83-88.
- FERRY S. & RUBINO J.L. (1987).- La modulation eustatique du signal orbital dans les sédiments pélagiques. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 305, 2, p. 477-482.
- FISCHER A.G. & SCHWARZACHER W. (1984).- Cretaceous bedding rhythms under orbital control ? in BERGER A.L. et al. (eds.), Milankovitch and Climate, Reidel Pub. Comp., I, p. 163-175.
- FLOQUET M. (1984).- Discontinuités sédimentaires et corrélations : exemples dans le Crétacé supérieur mésogéen et atlantique. *Bull. Soc. géol. France*, 7, 26, n°6, p. 1211-1221.
- FLOQUET M., PHILIP J., BABINOT J.F., TRONCHETTI G. & BILOTTE M. (1987).- Transgressions-régressions marines et événements biosédimentaires sur les marges pyrénéo-provençales et nord-ibériques au Crétacé supérieur. Mém. Géol. Univ. Dijon, n°11, p. 245-258.
- FOURAY M. (1981).- L'évolution des *Micraster* (Echinides Spatangoides) dans le Turonien-Coniacien de Picardie occidentale (Somme). Intérêts biostratigraphiques. *Ann. Paleont. (Invert.)*, 67, p. 81-134.
- GALE A.S. (1980).- Penecontemporaneous folding, sedimentation and erosion in Campanian Chalk near Portsmouth, England. *Sedimentology*, 27, p. 137-151.
- GARRISON R.E. & KENNEDY W.J. (1977).- Origin of solution seams and flaser structure in upper cretaceous chalks of southern, England. *Sedimentary Geology*, 19, p. 107-137.
- HANCOCK, J.M. & KAUFFMAN, E.G. (1979).- The great transgressions of the Late Cretaceous. *Journ. geol. Soc. Lond.*, 136, p. 175-186, 5 fig., 4 tabl.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987).- Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235, p. 1156-1167.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1988).- Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Soc. Econ. Paleont. Mineral., spec. publ. n°42, p. 71-108.
- HART M.B., BAILEY H.W., SWIECICKI A. & LAKEY B.R. (1986).- Upper Cretaceous flint meal faunas from Southern England ; in SIEVEKING G. de G. et HART M.B. (Eds.). The scientific study of flint and chert. Cambridge Univ. press, p. 89-98.

- HART M.B. (1987).- Orbitally induced cycles in the chalk facies of the United Kingdom. *Cretaceous Research*, 8, p. 335-348.
- JEFFERIES R.P.S. (1962).- The palaeoecology of the *Actinocamax plenus* Subzone (lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Palaeontology*, 4, 609-647, pls. 77-79.
- JEFFERIES R.P.S. (1963).- The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Ass.* 74, 1-33, pls. 1, 2.
- JENKYN H.C. (1980).- Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London*, 137, p. 171-188.
- JUIGNET P. (1974).- La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif armoricain. Aptien, Albien, Cénomaniens de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomaniens. Thèse Univ. Caen, 810 p., 174 fig., 47 tabl., 28 pl.
- JUIGNET, P. & KENNEDY, W.J. (1976).- Faunes d'ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomaniens du Nord-Ouest de la France (Normandie) et du Sud de l'Angleterre. *Bull. trim. Soc. géol. Normandie et Amis du Museum du Havre*, 63, 2, p. 1-192, 23 fig., 3 tabl., 34 pl.
- JUIGNET, P., KENNEDY, W.J. & LEBERT, A. (1978).- Le Cénomaniens du Maine : formations sédimentaires et faunes d'ammonites du stratotype. *Géologie méditerranéenne*, 5, 1, Colloque sur le Cénomaniens, Paris, 1976, p. 87-100, 11 fig.
- JUIGNET P. (1980).- Transgressions-régressions, variations eustatiques et influences tectoniques de l'Aptien au Maastrichtien dans le Bassin de Paris occidental et sur la bordure du Massif armoricain. Colloque Cretaceous major transgressions and regressions, Londres 1979, *Cretaceous Research*, 1, p. 341-357, 9 fig.
- JUIGNET, P., DAMOTTE, R., FAUCONNIER, D., KENNEDY, W.J., MAGNIEZ-JANNIN, F., MONCIARDINI, C. & ODIN, G.S. (1983).- Etude de trois sondages dans la région-type du Cénomaniens dans la Sarthe. *Géologie de la France*, 3, p. 193-234.
- JUIGNET P. & LOUAIL (1987).- La transgression du Crétacé moyen-supérieur sur la bordure du Massif armoricain. Dynamique sédimentaire, relations Bassin de Paris-Bassin aquitain, eustatisme et contrôle régional. Colloque Transgressions et Régressions au Crétacé. Mém. Géol. Univ. Dijon, 10, Sept. 1985, p. 31-45, 11 fig.
- KENNEDY W.J. (1967).- Burrows and surface traces from the Lower Chalk of Southern England. *Bull. British Museum (Nat. Hist.)*, Geology, 15, 3, p. 127-167, 9 pl.
- KENNEDY W.J. (1969).- The Correlation of the Lower Chalk of South-East England *Proc. Geol. Ass.*, 80, 4, p. 459-560.
- KENNEDY W.J. & JUIGNET P. (1974).- Carbonate banks and slump beds in the Upper Cretaceous (Upper Turonian-Santonian) of Haute-Normandie, France. *Sedimentology*, 21, p. 1-42, 36 fig.
- KENNEDY, W.J. & JUIGNET, P. (1981).- Upper Cenomanian Ammonites from the Environs of Saumur, and the Provenance of the Types of *Ammonites vibrayanus* and *Ammonites geslinianus*. *Cretaceous Research*, 2, p. 19-49, 10 fig.
- KENNEDY W.J. (1984).- Ammonites faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to Maastrichtian Stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage boundaries by ammonites. *Bull. geol. Soc. Denmark*, 33, p. 47-161.
- LOUAIL J. (1984).- La transgression crétacée au Sud du Massif armoricain. *Mem. Soc. géol. minéral. Bretagne*, Rennes, 29, 333 p.
- MONCIARDINI C. (1978).- Biozones de Foraminifères et faciès du Turonien dans le Nord du Bassin de Paris. *Bull. Bur. Rech. Géol. Min.*, 3, 1, p. 206-223.
- MORTIMORE R.N. (1987).- Stratigraphy of the Upper Cretaceous White Chalk of Sussex. *Proc. Geol. Ass.*, 97, 2, p. 97-139.
- MORTIMORE R.N. et POMEROL B. (1987).- Correlation of the Upper Cretaceous White Chalk (Turonian to Campanian) in the Anglo-Paris Basin. *Proc. Geol. Ass.*, 98, 2, p. 97-143.

- PHILIP J., AIRAUD C. & TRONCHETTI G. (1989).- Événements paléogéographiques en Provence (SE France) au passage Cénomanién-Turonien. Modifications biosédimentaires. Causes géodynamiques. *Géobios*, Lyon, mém. sp. n°11, p. 107-118.
- POMEROL B. (1984).- Géochimie des craies du Bassin de Paris. Utilisation des éléments-traces et des isotopes stables du carbone et de l'oxygène en sédimentologie et en paléocéanographie. Thèse Univ. Paris VI.
- RAGOT J. (1989).- La sédimentation crétacée aux abords de l'accident Fécamp-Lillebonne-Villequier (Seine-Maritime, France). Biostratigraphie et contrôle structural. *Bull. trim. Soc. géol. Norm. et Amis du Museum du Havre*, 76, 2, p. 5-139.
- ROBASZYNSKI F., AMEDRO F., FOUCHER J.C., GASPARD D., MAGNIEZ-JANNIN F., MANIVIT H. & SORNAY J. (1980).- Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : Foraminifères, Nannoplancton, Dinoflagellés et macrofaunes. *Rev. Micropal.*, 22, 4, p. 195-321.
- ROBASZYNSKI F. (1981).- Moderation of Cretaceous Transgressions by Block Tectonics. An example from the North and North-West of the Paris Basin. *Cretaceous Research*, 22, p.197-213.
- ROBASZYNSKI F. (1989).- Événements à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. *Géobios*, Mém. spécial n°11, p. 311-319.
- SAVRDA C.E. & BOTTJER D.J. (1986).- Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, 14, p. 3-6.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., SHIPLEY T.H. & BUFFLER R.T. (1980).- Unconformities of the North Atlantic. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A. 294, p. 137-155.

(Contribution CNRS-INSU-DBT-2-IIb-n°288)

PLANCHE 1

photo a - hardground Rouen avec réseau de terriers entre les nodules calcaires (sommet de la Craie glauconieuse de St. Jouin) ; au-dessus, la base marneuse de la Craie de Rouen contient des graviers phosphatés.

photo b - Le Tilleul : hardgrounds Tilleul n°1 et n°2 avec surface supérieure érodée, plane ; petits terriers silicifiés près du marteau.

photo c - Fécamp : hardground Antifer n°2 avec nodules calcaires à cortex glauconitisé et terriers de *Thalassinoides* à remplissage crayeux.

photo d - Le Tilleul : hardgrounds Antifer n°2 avec nodules calcaires glauconitisés (marteau) et Antifer n°3 au-dessus ; noter, à la base, le réseau de terriers à remplissage marneux et glauconieux au sein de la craie.

planche 1

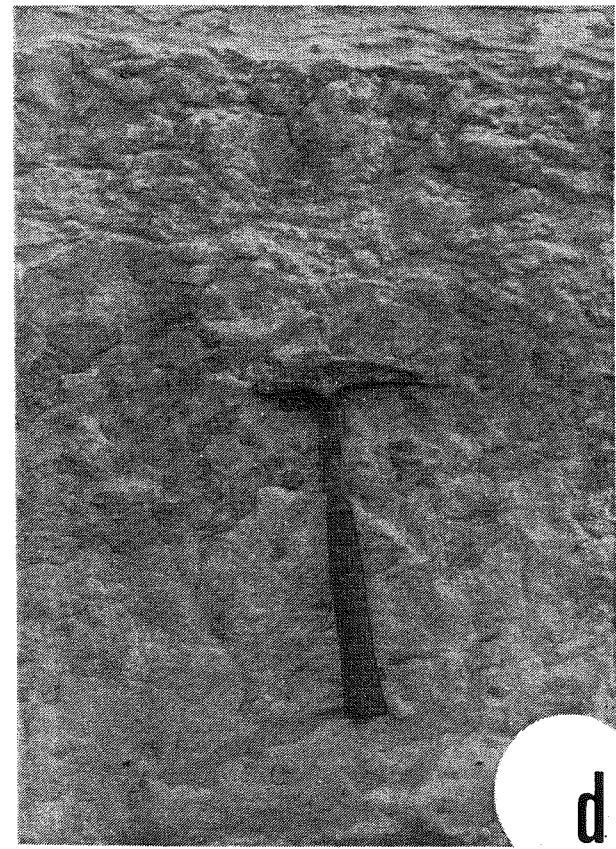
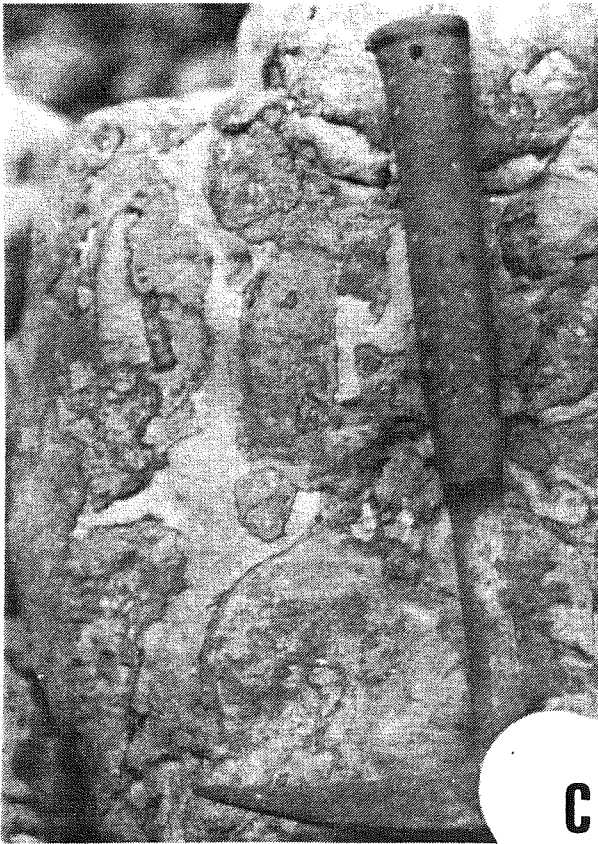
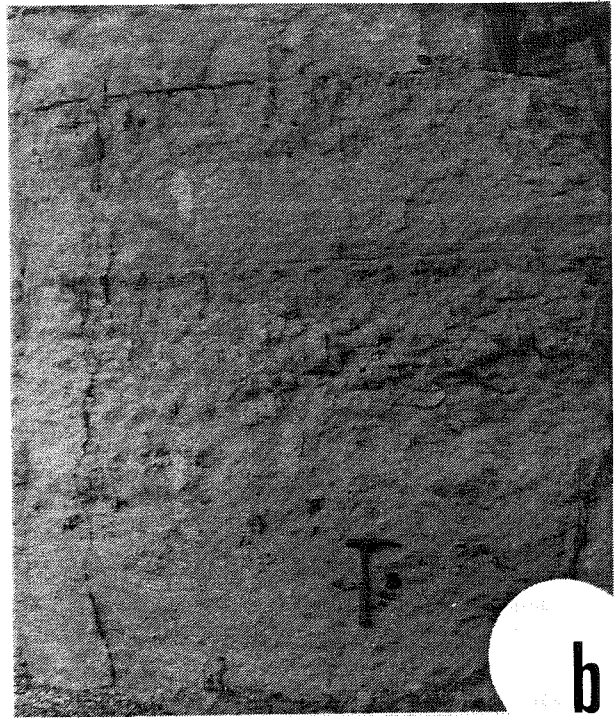
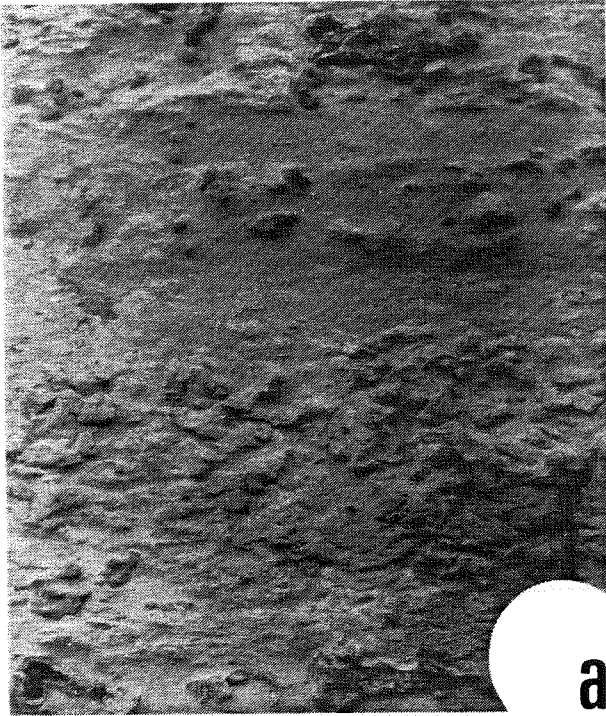


PLANCHE 2

photo a - St. Jouin, Port pétrolier : expression des rythmes craie à silex - craie marneuse dans la Craie de St. Jouin (Cénomanién inférieur) et la Craie de Rouen (Cénomanién moyen) ; à la base, hardgrounds Bruneval n°1 et n°2 (hauteur totale 22 m)

photo b - Antifer, Fourquet : rythmes de la zone à *Jukesbrownei* (Craie de Rouen) avec silex épigénisant les *Thalassinoides* (hauteur 5 m).

photo c - Antifer, Fourquet : rythme élémentaire avec marne grise, bioturbée et craie à terriers avec silex (*Thalassinoides*) ; noter le réseau de terriers à remplissage marneux pénétrant le sommet de la craie (hauteur 0,7 m).

planche 2

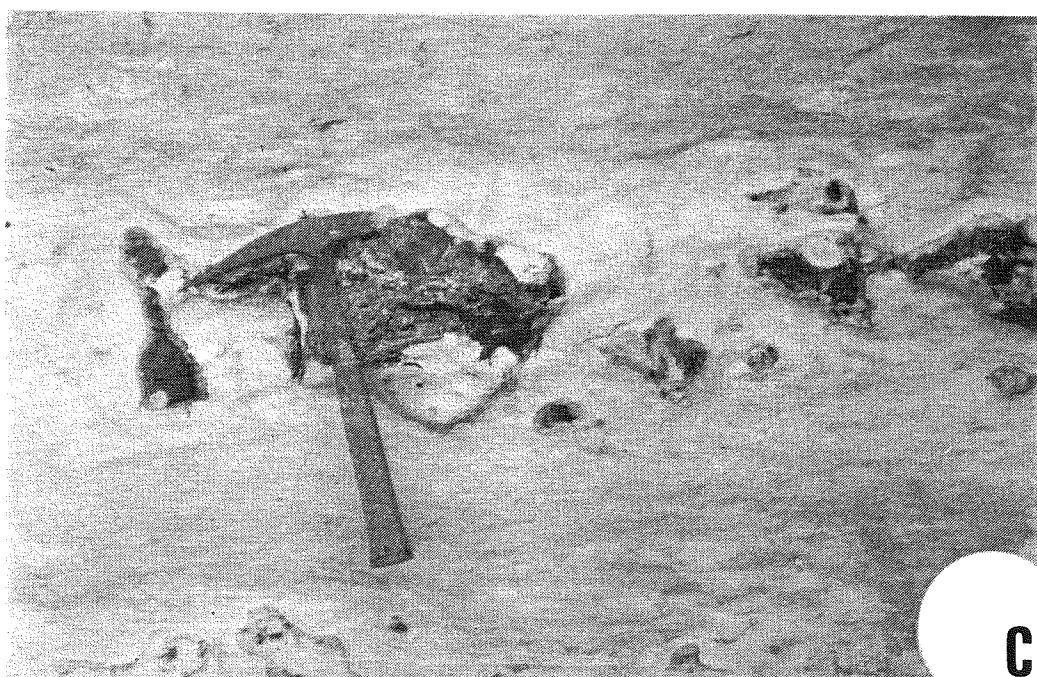
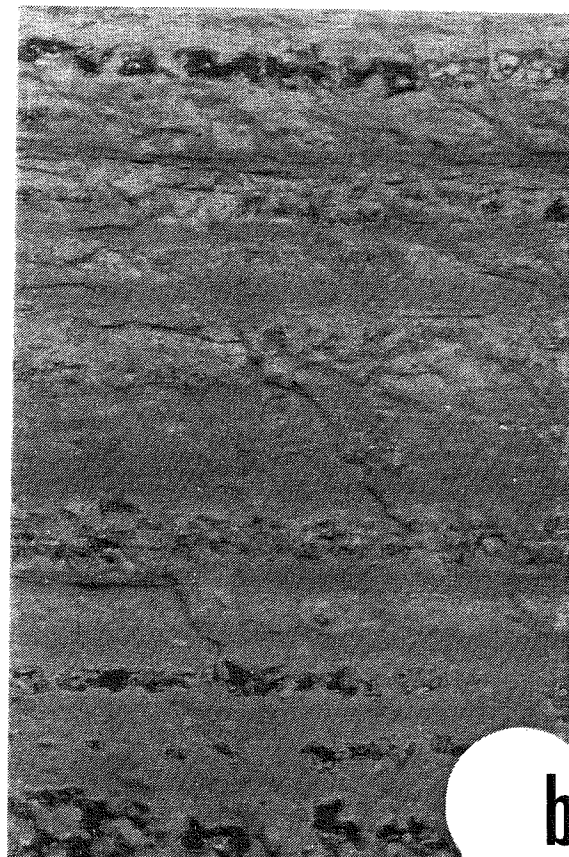
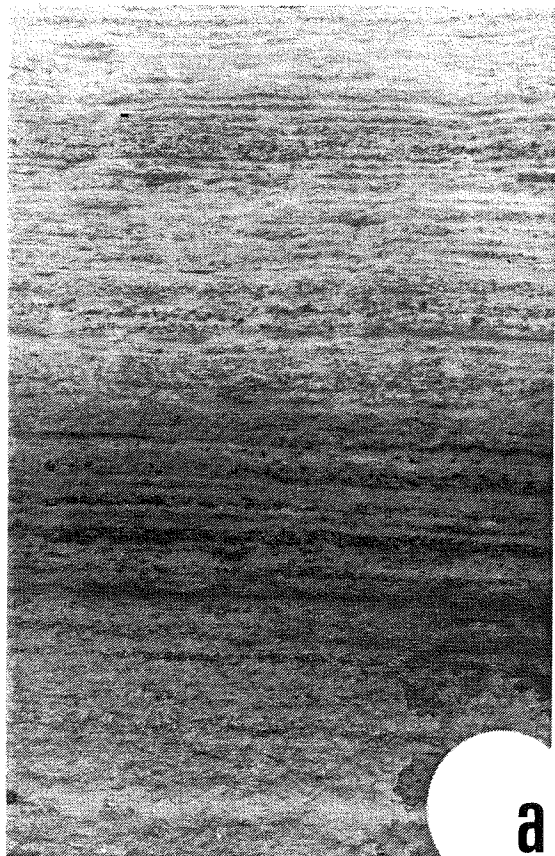


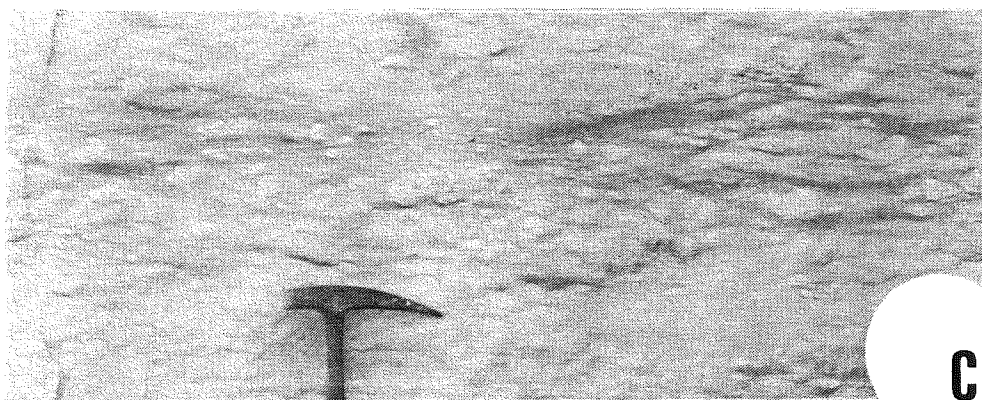
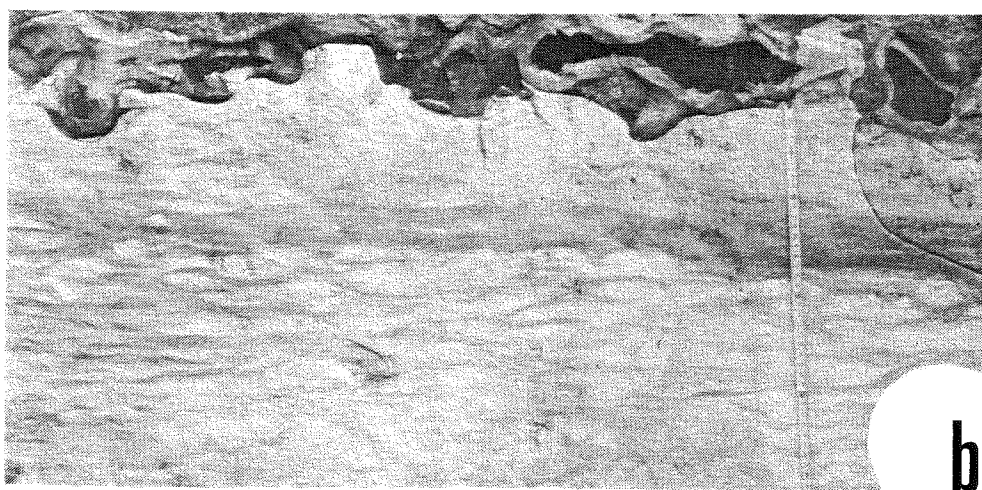
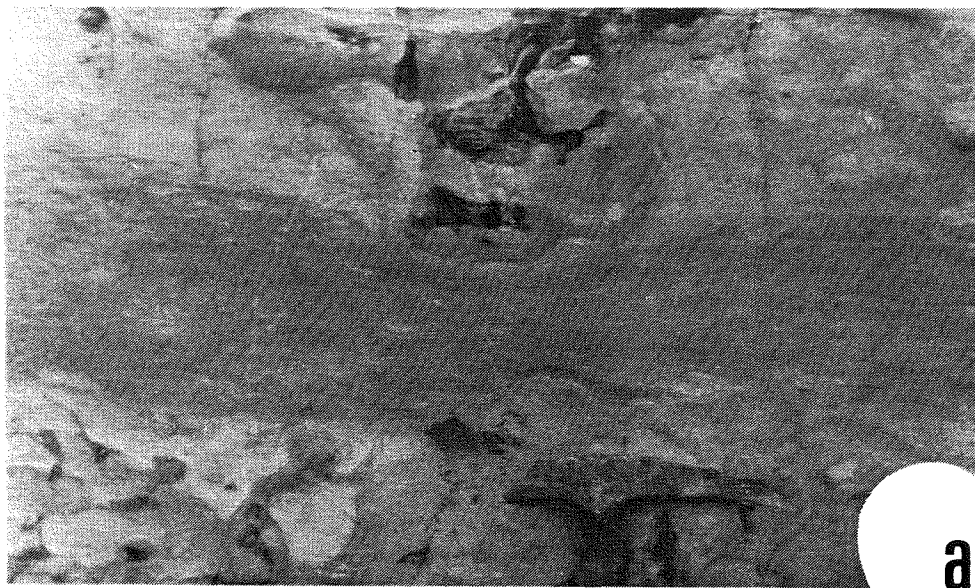
PLANCHE 3

photo a - Antifer, Fourquet : contact entre deux rythmes de la Craie de Rouen (zone à *Jukesbrownei*) ; noter le pincement de la couche marneuse grise, bioturbée, entre un nodule calcaire inférieur et un nodule de silex supérieur : la compaction s'est donc poursuivie postérieurement à l'apparition de ces structures diagénétiques.

photo b - Senneville : contact entre deux rythmes de la Craie du Val St. Nicolas (Turonien moyen) : la partie inférieure montre un niveau crayeux avec réseau de terriers à remplissage marneux (*Zoophycos*) formant une ébauche de structure flaser ; au-dessus, horizon marneux gris bioturbé puis craie homogène avec réseau de gros *Thalassinoides* épigénisé en silex.

photo c - Berneval : contact entre deux rythmes de la craie à *Mammites nodosoides* ; le sommet du banc inférieur présente une structure griotte ; le niveau marneux sus-jacent est partiellement érosif et contient des intraclastes crayeux.

planche 3



ROLES RESPECTIFS DE L'EUSTATISME ET DE LA TECTONIQUE

DANS LA SEDIMENTATION DU CRETACE EN TUNISIE

Pierre F. BUROLLET

CIFEG, G.E.A. - 1, Place Vieille - F 04300 FORCALQUIER

RESUME: Au Crétacé, en Tunisie, la répartition des faciès détritiques ou lagunaires saharien et des séries marines profondes du Nord a varié au cours des âges avec des migrations des unités de transition, carbonatées le plus souvent. Les séquences majeures correspondent aux changements du niveau marin; par contre, à l'échelle locale, les variations d'épaisseurs et de faciès sont liées aux facteurs tectoniques: hétérogénéité du socle, failles normales téthysiennes, contraintes, collisions, halocinèse, etc.

ABSTRACT: In Tunisia, during the Cretaceous, there was a general grading from the neritic, lagoonal, or continental facies of the Saharan Platform to the open marine and often deep sea environments of the northern "Sillon tunisien". The main eustatic events correspond to the principal phases of the sedimentary evolution. Irregular subsidence, block tilting, salt movements (since the Aptian), and later compressional stress gave complicate patterns of thickness and facies in shorter sequences.

Late Hauterivian and Early Barremian transgression is underlined by a shallow marine sedimentation on the whole Central Tunisia: carbonate and clay of the Bou Hedma Formation overlain by the Sidi Aich Sandstone.

The Late Barremian to Early Bedoulian Lower Carbonate member of the Orbata Formation (Berrani or Bou Labaa Dolomite) has a very wide extension on the Saharan Platform.

In the Northern basins as the "Sillon Tunisien" or the Gulf of Hammamet the Early Cretaceous series are continuously marine; however the events on the Southern platform supply material giving flysch facies, specially during the Valanginian, Barremian, and Aptian parts of the M'Cherga Formation.

The Central and Southern Tunisia was invaded by the Albian transgression with onlaps on the ramps around the Kasserine Island and the North-South Axis. The maximum of the invasion was completed at the end of the Cenomanian; then an euxinic environment gave the thin laminated, organic carbon rich Bahloul Limestone.

From Mid-Campanian to Early Maestrichtian, chalky facies invaded the Atlantic and Eastern Tunisia.

Le Crétacé tunisien est caractérisé par un passage latéral progressif entre les dépôts fluvio-continentaux de la plate-forme saharienne et les faciès pélagiques souvent profonds du Sillon Tunisien au Nord.

Les principaux événements eustatiques correspondent aux limites des séquences majeures. Les différences de subsidence, les blocs basculés, les mouvements du sel triasique sous-jacent et les contraintes en compression à partir du Crétacé supérieur ont donné des schémas relativement complexes de faciès et d'épaisseurs au cours des phases successives.

La figure jointe montre les variations le long d'une coupe Sud-Nord passant en Tunisie occidentale; on y a reporté à titre indicatif un schéma eustatique emprunté à HAQ et al., 1987. En Tunisie orientale, plus stable au Crétacé, les différences sont identiques mais plus estompées, avec des apports détritiques moindres. Entre les deux, un système faillé d'orientation méridienne, dit "Axe Nord-Sud" est le siège de mouvements précoces avec des inégalités considérables d'épaisseurs, des réductions et des lacunes; avec de bons affleurements le long de l'Atlas Tunisien oriental de Gabès à Tunis, il permet l'analyse détaillée de l'opposition entre les processus tectoniques et eustatiques.

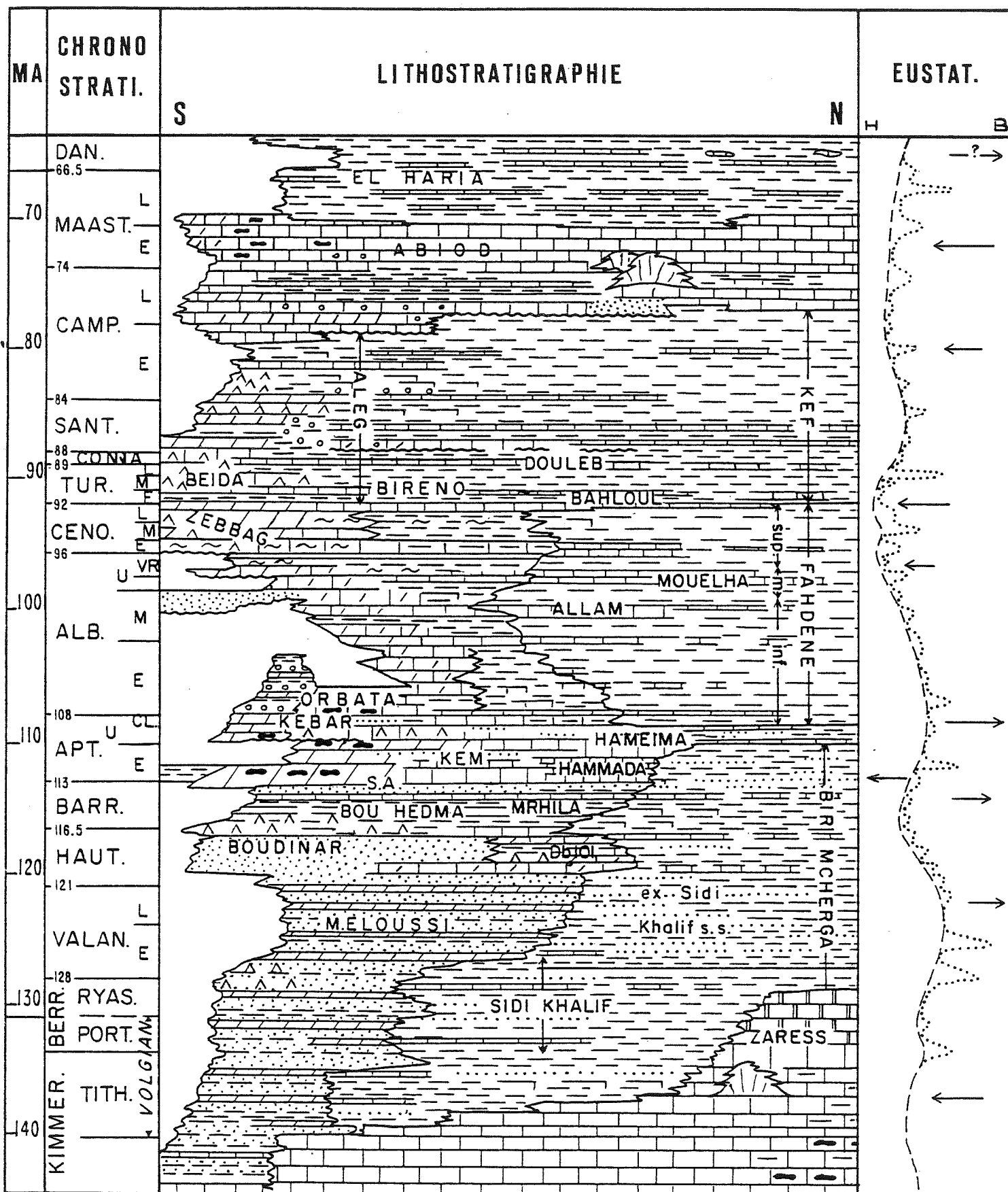
En Tunisie centrale où l'on trouve les faciès de transition, les séquences apparaissent très clairement et elles ont été bien décrites par M'RABET (1981), BISMUTH et al. (1981) et BOLTENHAGEN (1985b). Mais cette région correspond en partie à un secteur de moindre subsidence dit "Ile de Kasserine" et des tronçons notables de la série manquent ou sont très réduits. C'est plus au Nord que l'on observe les successions du Sillon Tunisien, avec des séquences, certes moins contrastées, mais continues (BUROLLET 1956, MEMMI et MAAMOURI 1974, BUSNARDO et MEMMI 1972, BEN FERJANI et al. 1990).

Suivant les moments, l'influence marine ouverte s'étendait plus ou moins loin vers le Sud et, au contraire, les apports clastiques ou les éléments lagunaires étaient plus ou moins développés vers le Nord.

HISTOIRE SEDIMENTAIRE

La fin du Jurassique (Tithonique) correspond à un haut niveau marin avec des développements carbonatés remplacés progressivement par les argiles de Sidi Khalif, riches en Ammonites, avec des intercalations de calcaires à Calpionelles et, vers le haut, de grès fins (ARNOULD-SAGET 1952, M'RABET 1981, COMBEMOREL et al. 1985). De toute l'histoire du Mésozoïque en Tunisie, les Argiles de Sidi Khalif représentent l'épisode où les faciès marins profonds se sont avancés le plus loin vers le Sud (Djebel Bou Hedma).

Les faciès pseudo-deltaïques de la plate-forme saharienne envahirent progressivement la Tunisie centrale vers le Nord: c'est la méga-séquence régressive n°1 de M'Rabet correspondant au Groupe de Sened (BEN FERJANI et al., 1990).



La formation Meloussi est une alternance de niveaux sableux, de bancs dolomitiques et de quelques horizons argileux; elle correspond à la fin du Tithonique, au Berriasien, au Valanginien et parfois à une partie de l'Hauterivien; ses limites sont évidemment diachrones. Les sables correspondent à des étalements de front de delta, à des barres et, vers la fin, à des chenaux fluviatiles; les argiles sont d'aspect lagunaire; les dolomies, avec des fantômes de mollusques marins, représentent des avancées temporaires du domaine marin sur un vaste estran ou un arrêt momentané des apports gréseux; le caractère principal est le maintien sur toute la zone d'une faible profondeur d'eau, très régulière, sauf à la frange Nord où les intercalations carbonatées sont plus fréquentes; les variations des épaisseurs sont notables, mais elles ne modifient pas les faciès.

La régression valanginienne facilite l'invasion des clastiques vers le Nord. Avec la remontée du niveau marin à l'Hauterivien inférieur et moyen, se développent en bordure de la plate-forme des prismes carbonatés épais dits: "Dolomie de Douleb 101". En arrière se trouve une frange de dépôts de transition à faciès Meloussi comme aux Jebels M'Rhila, Chambi ou Hallouf, alors que l'ensemble de la Tunisie centrale est envahie par une formation sableuse fluviatile avec des chenaux en tresses, dite "Grès de Boudinar" (BUROLLET, 1956). Ce corps gréseux massif occupe de vastes surfaces au Shara algérien et dans le Sud-Ouest de la Tunisie (BUSSE, 1972, BUSSE et CORNEE, 1989).

Durant le Néocomien, période de bas niveau marin, les sables issus de la plate-forme s'écoulaient librement vers le bassin sous forme de turbidites et les Argiles inférieure de M'Cherga (valanginiennes) sont flyschoides. A l'Hauterivien et au Barrémien, avec la remontée marine et la barrière de la Dolomie de Douleb 101, les détritiques grossiers restent rares dans le bassin et l'on observe une alternance de marnes et de micrites hémipélagiques ou Membre moyen de la Formation M'Cherga (MEMMI et MAAMOURI, 1974, BEN FERJANI et al., 1990).

Le maximum eustatique de la fin de l'Hauterivien et du Barrémien basal entraîne une invasion de la plate-forme par des faciès plus marins: marnes circalittorales sur la Dolomie de Douleb 101, Formation M'Rhila fossilifère au dessus de Meloussi aux Jebels M'Rhila et Chambi (M'RABET, 1981, DAMOTTE et al., 1987), Formation Bou Hedma intertidale sur les secteurs de Maknassy et de Gafsa, unités lagunaires du Klikr et de Limaguess autour du Chott Fedjedj. L'invasion de ces niveaux a été très rapide, sur une surface très plane, pratiquement synchrone.

La tendance régressive qui fait suite permet une nouvelle avancée gréseuse: sables de Sidi Aïch.

Avec le sommet du Barrémien et le début du Bédoulien la plateforme est largement envahie par un épisode carbonaté qui s'étend aussi sur de vastes surfaces du Sahara: c'est le terme inférieur de la Formation Orbata nommé Berrani autour des Chotts, Bou Labaa dans le Centre et Hamada à l'Ouest de Kairouan (BEN FERJANI 1990, BUSSE 1972, EL HASHEMI 1978 etc.). Le cycle constitué par les Formations Bou Hedma, Sidi Aïch et Bou Labaa (Orbata inférieur) était nommé Mégaséquence II par M'RABET 1981 et il faisait partie de la séquence dite du Ouadada par les auteurs

de la SEREPT (BISMUTH, 1973).

Dans le bassin, les apports gréseux sont fréquents au sein des argiles marines; la poussée marine de la base du Barrémien se traduit par un calcaire micritique feuilleté noir à patine blanche séparant les argiles moyennes et supérieures de la Formation M'Cherga. Cela correspondrait au sommet du Supercycle Zuni inférieur LZB 3 (35).

Après une discontinuité nette au Shahara et en Tunisie Centrale, les termes moyens et supérieurs de la Formation Orbata sont la méga-séquence n°III de M'RABET; ils comprennent la séquence dolomitique du Koudiat el Maaza de BISMUTH dans la région de Kasserine et des épisodes postérieurs du Gargasien supérieur et même parfois de l'Albien; c'est par exemple le cas en mer à l'Est de la Tunisie orientale où un équivalent dolomitique de l'Albien inférieur et moyen est nommé Barani (BEN FERJANI et al., 1990). En général, il y a une lacune plus ou moins importante au dessus de l'Orbata et même à la place d'une large part de cette unité. Au sein de la zone émergée (Ile de Kairouan de M'RABET) on trouve des faciès continentaux et fluviaux gargasien et peut être albiens. Ce sont les couches du Kabar (KHESSIBI, 1978).

En allant vers le Nord les faciès dolomitiques de l'Orbata font place à des carbonates marins, sub-récifaux ou bioclastiques; c'est la Formation Serdj; elle est elle-même souvent réduite ou érodée sur les points hauts dont certains sont liés à des mouvements salifères.

Orbata et Serdj sont progressivement envahis par les séries marines postérieures transgressives qui se biseautent sur les flancs des zones hautes comme l'Ile de Kasserine, l'Axe Nord-Sud et le môle du Tebaga dans le Sud (BUROLLET 1956 & 1989, BISMUTH 1973, GOURMALEN 1984, etc.). Le maximum de la régression se situe à la fin de l'Aptien et à l'Albien inférieur. En Tunisie centrale et orientale le bas niveau entraîne une érosion de certains secteurs de la plate-forme avec une remobilisation des sables qui s'intercalent dans les argiles marines du bassin: base des argiles de Fahdene (Clansayésien) surmontant la Formation Hameima du Gargasien supérieur.

Dans le bassin, là où la série est complète, la Formation Fahdene est une épaisse unité d'argiles marines débutant au Clansayésien avec quelques intercalations de carbonates et de grès; les marnes noires de l'Albien inférieur et moyen, parfois bitumineuses à la base, forment la séquence de l'Allam, du nom des calcaires à Foraminifères planctoniques et à Radiolaires qui sont à leur sommet; elles sont suivies de marnes sombres surmontées de calcaires noirs, plus ou moins feuilletés souvent euxiniques: c'est la séquence de Mouelha (Albien supérieur s.s.) ou le membre moyen de la Formation Fahdene (BUROLLET, 1956 & 1989).

La transgression se poursuivant, la base des argiles supérieures de Fahdene, d'âge Vraconien, envahit la majeure partie des zones émergées:

c'est la séquence du Selloum (BISMUTH et al. 1981, BOLTENHAGEN 1985 a et b, etc.); à leur base, ces marnes peuvent être anoxiques et très riches en matière organique.

BIBLIOGRAPHIE

- ARNOULD SAGET S., 1951.- Les Ammonites pyriteuses du Tithonique supérieur et du Berriasien de Tunisie centrale. Ann. Mines et Géol., Tunis, n°10, 132 p.
- BEN FERJANI A., BUROLLET, P.F. & MEJRI F. (1990).- Petroleum Geology of Tunisia. E.T.A.P. (Ed.).
- BISMUTH H., 1973.- Réflexions stratigraphiques sur l'Albo-Aptien des djebels Douleb et Semmama et son environnement (Tunisie du Centre Nord). In Livre jubilaire M. Solignac, Ann. Mines et Géol., N°26, pp. 179-212.
- BISMUTH H., BOLTENHAGEN C., DONZE P., LE FEVRE J. et SAINT MARC P., 1981.- Le Crétacé moyen et supérieur du djebel Semmama (Tunisie du Centre Nord). Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Pau, 5, 2, pp. 193-267.
- BOLTENHAGEN C., 1985a.- Paléogéographie du Crétacé moyen de la Tunisie centrale. Actes 1er. Congrès National Sciences Terre, Tunis, 1981, t.1, pp.97-113.
- BOLTENHAGEN C., 1985b.- Les séquences de sédimentation du Crétacé moyen en Tunisie centrale. Actes 1er Congrès Nat. Sc. Terre, Tunis, 1981, t.2, pp. 55-71.
- BUROLLET P.F., 1956.- Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Ann. Mines et Géol., Tunis, n°18, 350 p.
- BUROLLET P.F., 1989.- Les événements du Crétacé moyen au Sud de la Méditerranée. Géobios, mémoire spécial, n°11, pp. 69-81, Lyon.
- BUROLLET P.F. et BUSSON G., 1983a.- Plate-formes et bassins; danger d'un actualisme exagéré. Notes et mémoires CFP, Paris, 18, pp. 9-16.
- BUROLLET P.F. et BUSSON G., 1983b.- Plate-formes saharienne et Mésogée au cours du Crétacé. Notes et mémoires CFP, Paris, 18, pp. 17-26.
- BUSNARDO R. et MEMMI L., 1972.- La série infracrétacée du Jebel Oust (Tunisie). Notes Serv. Geol. Tunisie, Tunis, n°38, pp. 49-61.
- BUSSON G., 1972.- Principes, méthodes et résultat d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Mem. Mus. natl. Hist. Nat., Paris, C, XXVI, 441 p.
- BUSSON G. et CORNEE A., 1989.- Données sur les plaéoclimats déduites de la sédimentation continentale du Mésozoïque Saharien. CIFEG, Publ. occas., 18, Paris 87 p.
- COMBEMOREL R., DONZE P., LE HEGARAT G. et MEMMI L., 1985.- Les dépôts du Jurassique terminal et du Crétacé basal en Tunisie nord-orientale. Actes 1er, Congrès Natl., Sc. Terre, Tunis, 1981, t.1?, pp.151-159.
- DALBIEZ F., 1956.- Etude sommaire des microfaunes de la région du Kef. in notice explic. Feuille Géo au 1/50.000e n°44, le Kef, Tunis.
- DAMOTTE R., ZGHAL I. et BISMUTH H., 1987.- Les marnes de l'Hauterivien-Barrémien du jebel M'Rhila (Tunisie centrale): analyse biostratigraphique et contexte paléogéographique. Cahiers de Micropaléontologie, Paris, V.2.2., p. 5-24.
- DONZE P., 1980.- Une série de référence pour le Maestrichtien et le Paléocène en faciès mésogéen: la coupe dite de la "piste du Hammam Mellègue" au SW du kef (Tunisie septentrionale). 26e Congrès Geol. Intern., Paris, vol. 1, p. 225.

- DONZE P., JARDINE S., LEGOUX O., MASURE E. et MEON H., 1985.- Les événements à la limite Crétacé-Tertiaire au Kef (Tunisie septentrionale), l'analyse palynoplantologique montre qu'un changement climatique est décelable à la base du Danien. Actes 1er Congrès Natl., Sc. Terre, Tunis, 1981, n°1, pp. 161-171.
- EL HASHEMI M.M., 1978.- Sédimentologie et Paléogéographie des séries détritiques de l'Egypte occidentale, du Cambrien au Cénomani. Thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- FOURNIE D., 1978.- Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. Bull. Centres Rech. Expl. Prod. Elf-Aquitaine, Pau, 2, 1, pp. 97-148.
- GARGOURI-RAZGALLAH S., 1983.- Le Cénomani de Tunisie Centrale; étude paléo-écologique, stratigraphique, micropaléontologique et paléogéographique. Thèse, Lyon, Doc. et Tx. IGAL, Paris, 215 p.
- GOURMELEN Cl., 1984.- Serrage polyphasé de paléostratotypes distensives dans l'axe nord-sud tunisien. Le segment Bouzer-Rheouis. Thèse Univ. Grenoble, 216 p.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R., 1987.- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, pp. 1156-1166.
- KHESSIBI M., 1978.- Etudes géologiques du secteur de Maknassy-Mezzouna et du Djebel Kebar (Tunisie centrale). Thèse Doct. Univ. Lyon, 175 p.
- MEMMI L. et MAAMOURI A.L., 1974.- Crétacé inférieur du Jebel Oust. Livr. guide excurs. 6e Colloque africain de micropaléontologie. Service géol. Tunisie, Tunis, pp. 21-39.
- M'RABET A. (1981).- Stratigraphie, sédimentation et diagenèse des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. Thèse Doct. Sci. Univ, Paris, Sud, Orsay, 540 p.
- SALAJ J., 1980.- Microbiostratigraphie du Crétacé et du Paléogène de la Tunisie septentrionale et orientale (Hypostratotypes tunisiens). Inst. Geol. Bratislava edit., 238 p.

Légende de la figure:

Corrélations stratigraphiques du Crétacé tunisien.

Une alternative au modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon: la modulation tectono-climatique des cycles orbitaux

An alternative model to Exxon's sequence stratigraphy paradigm:
the tectono-climatic modulation of Milankovitch cycles

Serge FERRY

*Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre (URA CNRS 11), 43 Bd du 11 Novembre,
69622 Villeurbanne cedex, France*

RESUME. - L'hypothèse d'une amplification momentanée de l'oscillation à haute fréquence du niveau marin au moment de l'envoyage des plates-formes permet de concevoir l'existence paradoxale de forts abaissments du niveau marin (avec émergences répétées) dans les cortèges transgressifs de 3^e ordre. Il est ainsi suggéré, pour reprendre les anciennes hypothèses de Klüpfel, que les transgressions à moyenne fréquence (cycles de 1 à 3 MA) soient le résultat de bouleversements tectoniques. Mais ces bouleversements seraient globaux et, par l'intermédiaire d'une plus grande activité volcanique associée, agiraient indirectement sur le climat pour amplifier le signal de Milankovitch et donc l'amplitude des oscillations glacio-eustatiques à haute fréquence. Outre que cette hypothèse fournirait par extrapolation une explication simple à l'initiation des âges glaciaires, elle permet de trouver ici une échappatoire aux contradictions rencontrées dans l'application du modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon au système de dépôt calcaire de la fosse vocontienne mésozoïque et de ses bordures. Ainsi, la discontinuité de Klüpfel qui couronne les séquences régressives n'est-elle probablement jamais la limite de séquence au sens du modèle d'Exxon, contrairement à l'opinion courante. Les carbonates de plate-forme constituent non pas des prismes progradants de haut niveau marin mais des cortèges de bas niveau (de type "prisme de bordure de plate-forme"). Cette règle est inversée pour les cycles à haute fréquence où le fonctionnement connu pour le Quaternaire s'applique (plates-formes carbonatées fonctionnelles en période de haut niveau marin). Deux des principales faiblesses du modèle d'Exxon pour les cycles de 3^e ordre sont en effet la transposition aux cycles à moyenne et grande longueur d'onde du fonctionnement sédimentaire propre aux oscillations glacio-eustatiques quaternaires et la supposition implicite que l'oscillation à haute fréquence responsable des paraséquences est toujours petite par rapport aux oscillations requises pour les cycles de 3^e ordre. De proche en proche, on montre que les discontinuités de type 1, au moins dans les contextes de marge passive, sont probablement des surfaces de transgression mal interprétées et non des limites de séquences. Ces dernières, au sens où elles sont définies dans le modèle d'Exxon, sont habituellement très difficiles à définir sur le terrain au sein des prismes de progradation. On suggère ensuite, par comparaison, que les formations turbiditiques des systèmes de dépôt terrigènes pourraient être non pas des cônes de bas niveau marin comme à peu près tout le monde l'admet, mais des formations transgressives mises en place à l'occasion de ces fortes baisses de niveau paraséquentielles pendant les remontées de 3^e ordre du niveau marin relatif. L'hypothèse d'un découplage entre les différents contrôles (climatique et tectonique) de la cyclicité aux basses et moyennes fréquences explique beaucoup d'autres faits et permettrait notamment de jeter un regard nouveau sur les mécanismes de contrôle de l'évolution du monde vivant.

ABSTRACT. - *The idea of a temporary amplification of high-frequency sea level oscillations as a result of global climate coolings during third order rises in sea level (cycle hierarchy of the Exxon model) explains how a few (but strong) sea level drops may occur paradoxically at the top of lowstand systems tracts and last over most of the next transgressive systems tract. This is the best way to solve the puzzling contradictions faced when trying to trace the "surfaces" defined in the sequence stratigraphy model to the carbonate depositional system of the Mesozoic Vocontian Trough and adjacent platforms. It explains that, in spite of emersional features at their top, platform carbonates making the upper part of shallowing-up sequences (the so-called Klüpfel sequences) may be always interpreted as lowstand deposits (shelf margin wedges), contrarily to what is widely acknowledged (prograding late highstand wedges). It is believed that three*

mistakes have been made in the Exxon model for 3rd order cycles : first, supposing that parasequences where the result of steadily low-amplitude changes in sea level versus the amplitude of changes expected for 3rd order cycles ; second, applying to 3° order cycles what is known for high-amplitude cycles of the Quaternary ; third, supposing a nearly steady subsidence rate for 3rd order cycles. It is proposed here that 3rd order cycles are a modulation of glacio-eustatic high-frequency cycles (orbitally-controlled Milankovitch cycles). This modulation should be tectonic in origin, and maybe linked to changes in global mantle dynamics leading to volcanic surges. These volcanic pulses are believed to cool global climate over the depositional time of a few parasequences during which the usually low-amplitude, orbitally-controlled high-frequency glacio-eustatic oscillation may be dramatically shifted in order to have for a while an amplitude greater than that of 3rd order changes in sea level. So, starting with 3rd order cycles, climatic deteriorations are phased out with changes in relative sea level, whose very "tectonic" cause is still to be understood (? changes in the subsidence rate over large parts of margins, or tectono-eustasy, or geoidal eustasy). But consequences are deep in both the interpretation of seismic geometries (most erosional discontinuities in margin deposits are probably pure transgressive features, not sequence boundaries), as well as the interpretation of turbidite systems for example. The latter could have been rightly emplaced during sea level falls, as it is widely acknowledged, but at strong high-frequency glacio-eustatic drops during 3rd order rises in relative sea level. So, if correspondences with the two basic turbidite systems evidenced in 3rd order sequences of the carbonate depositional system of the French Subalpine Basin are correct, most sandy turbidite deposits could thus be "transgressive" deposits.

Such an hypothesis would also easily explain why platform floodings are coincident with changes in the nature of sediments supplied to basins (more terrigenous material due to an averagingly cooler or wetter climate). Finally, in addition to solving many puzzling contradictions, and maybe suggesting a solution for the initiation of ice ages, such a working hypothesis brings also new light on the old problem of faunal crisis and turnovers which mainly occurred during 3rd order transgressions.

1. Introduction

La vulgarisation des nouveaux concepts de stratigraphie séquentielle développés au sein du groupe Exxon au cours de la dernière décennie (Vail *et al.* 1977, Vail *et al.* 1987, Haq *et al.* 1987, Posamentier *et al.* 1988, Posamentier & Vail 1988, Sarg 1988) a jeté une certaine confusion dans la façon de pratiquer ce que l'on appelait auparavant "analyse séquentielle".

Les séquences de dépôt ancienne manière étaient, à la suite de Klüpfel (1917), généralement interprétées comme des séquences de comblement dont la répétition sur la verticale résultait d'une subsidence irrégulière des marges des bassins. En outre, la limite de séquence (appelée ici discontinuité de Klüpfel ou DK) qui couronne ces unités régressives est définie par l'approfondissement du milieu de dépôt, avec ou sans émergence préalable. L'espace disponible ainsi créé par l'écoulement de subsidence peut être comblé par la production biocarbonatée. Il faut cependant remarquer que, dans la formulation originale, à la fois les émergences et les submersions étaient commandées par les mouvements verticaux du fond. Le mouvement alternatif paraissant trop invraisemblable, l'idée évolua ensuite vers celle de saccades de subsidence compensées par le comblement.

Le modèle d'Exxon, quant à lui, postule pour les séquences de 3° ordre (l'équivalent au moins en durée des séquences de Klüpfel) une composante eustatique, à priori sinusoïdale mais d'amplitude variable, qui se marie avec une subsidence jugée continue en première approximation. La limite de séquence (LS dans ce modèle) est au contraire définie, non par un approfondissement comme dans l'analyse klüpfélienne, mais par les effets supposés de la diminution rapide de profondeur. Cette diminution de profondeur passe théoriquement par un maximum de vitesse dans un cycle, en raison de la superposition des effets du comblement sédimentaire et de la baisse eustatique (Jervy 1988, Cross 1988). Elle provoque alors un déplacement accéléré vers le bassin ("downwardshift") du "système de dépôt" au sens d'Exxon (= organisation horizontale des faciès au temps *t*). Lorsque la baisse du niveau relatif est très rapide par suite d'une forte baisse eustatique non compensée par la subsidence, elle est censée provoquer une sorte de vidange du système sédimentaire vers les zones profondes. Il se crée alors, en réponse à l'abaissement du niveau de base, des surfaces d'érosion ("unconformities") dans les zones peu profondes (fig. 1), avec émergence et creusement de vallées (érosion essentiellement linéaire). Ce sont les limites de séquence de type 1 (LS1). Plus lent, l'abaisse-

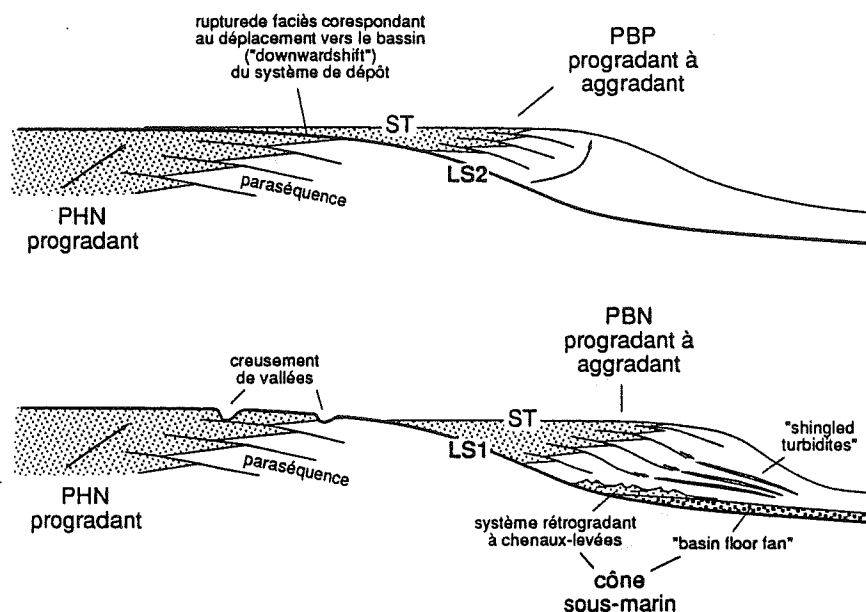


Fig. 1 - Les deux types de limites de séquence et les deux types de prismes de bas niveau marin dans le modèle d'Exxon. LS1, limite de séquence de type 1, associée à une forte baisse du niveau marin relatif ; LS2, limite de type 2, associée à une baisse plus modérée ; PHN, prisme progradant de haut niveau marin ; PBN, prisme de bas niveau (sensu stricto) incluant le système turbiditique ; PBP, prisme de bordure de plate-forme ; ST, surface de transgression.

The two types of sequence boundaries and associated lowstand systems tracts in the Exxon model.

LS1, type 1 sequence boundary ; LS2, type 2 sequence boundary ; PHN, prograding wedge of the highstand systems tract ; PBN, lowstand systems tract including the whole turbidite system and the prograding lowstand wedge ; PBP, prograding to aggrading wedge of the shelf margin systems tract ; ST, transgressive surface.

ment du niveau relatif provoquera un déplacement moins accusé des faciès, au sein duquel la discontinuité de baisse des eaux sera moins nettement marquée (LS de type 2 ou LS2) (fig. 1).

Comment concilier (ou choisir entre) ces deux analyses ? On voit que le problème est doublement complexe par le fait que, d'une part, les limites de séquence sont définies de façon diamétralement opposée (soit par l'ennoyage des plates-formes, soit par la baisse du niveau marin) et que, d'autre part, les mécanismes théoriques sont différents.

Mais les objets à interpréter sont identiques. On peut notamment se demander si les discontinuités DK des séries de plate-forme sont ou non l'équivalent des limites de séquence LS ? DK est-elle une simple surface de transgression ou représente-t-elle l'effet de la baisse rapide du niveau marin relatif ? Le problème revient donc en grande partie à comprendre quels sont les rapports entre les classiques *séquences régressives* "klüpféliennes" (SK) dont l'empilement compose

la majeure partie des dépôts peu profonds et les *séquences de dépôt* (SD) au sens de Vail. En d'autres termes, les séquences régressives vues sur le terrain ou en forage, y compris celles qui se terminent par des surfaces d'émersion, représentent-elles réellement des prismes de haut niveau marin progradants, comme la plupart des interprétations l'admettent aujourd'hui ? Ou bien, malgré ces indices d'émersion, représentent-elles néanmoins des prismes de bas niveau (Ferry & Rubino 1990), notamment des "prismes de bordure de plate-forme" ("shelf margin wedges"), les plus fréquents dans la charte de Haq *et al.* (1987) ?

Ainsi formulée, la question peut paraître saugrenue car tous les prismes de bas niveau marin, qu'ils soient de type "lowstand wedge" ou de type "shelf margin wedge", se mettent théoriquement en place en phase de stabilité de bas niveau marin relatif et au tout début de sa lente remontée. Des émergences à ce moment paraissent inconcevables. En fait, la question cache un problème fondamental qui a trait au *découplage des mécanismes de contrôle* des cycles sédimentaires aux différentes

échelles. Les relations de cause à effet entre climat, tectonique et variations du niveau marin peuvent n'être pas les mêmes selon le niveau hiérarchique des cycles. Ce problème n'est pas pris en compte dans le modèle d'Exxon.

Les réflexions qui suivent sont basées sur l'analyse d'un système de dépôt calcaire particulier mais les problèmes évoqués et les solutions avancées peuvent sans trop de peine être transposés à d'autres systèmes calcaires et même aux systèmes de dépôt silicoclastiques qui sont organisés de façon semblable.

Le but de cet article est de mettre en évidence les vices du raisonnement qui ont conduit à identifier DK et LS dans les séries de plate-forme. On propose une explication alternative qui intègre dans un modèle compréhensif les cycles à haute fréquence probablement climatiquement contrôlés et les cycles à grande longueur d'onde dont le moteur ne peut être que tectonique. Par voie de conséquence, on remet en cause l'interprétation de certaines géométries sismiques et donc les prémisses mêmes du modèle d'Exxon pour les cycles de 3^e ordre.

Cette remise en cause est pour l'instant valable dans les contextes sédimentaires de marges ouvertes sur l'océan. L'application aux bassins d'avant-pays en contexte compressif tardif (foreland basins), dont les phases

d'inondation peuvent être sous contrôle purement tectonique, ne peut être tentée pour l'instant. Cependant, l'interprétation habituelle des séries turbiditiques en termes de haut et bas niveau marin de 3^e ordre pourrait être complètement remise en cause, lorsque l'on examine avec attention les rapports avec les séries deltaïques nourricières. La confusion qui règne aujourd'hui tient entre autres, semble-t-il, à une erreur fondamentale qui a consisté à appliquer aux cycles à moyenne fréquence (cycles de 3^e ordre du modèle d'Exxon) la dynamique sédimentaire valable pour les cycles glacio-eustatiques à haute fréquence et forte amplitude du Quaternaire.

2. Contexte de l'étude

Le bassin mésozoïque du Sud-Est français (fig. 2) est exceptionnel car il présente le double intérêt de permettre :

- (a) des *corrélations lithologiques à haute résolution* entre les faciès subpélagiques de la "fosse vocontienne" et ceux des plates-formes périphériques (Jura compris)
- (b) avec un *contrôle biostratigraphique très fin* (ammonites) dans de nombreuses séquences.

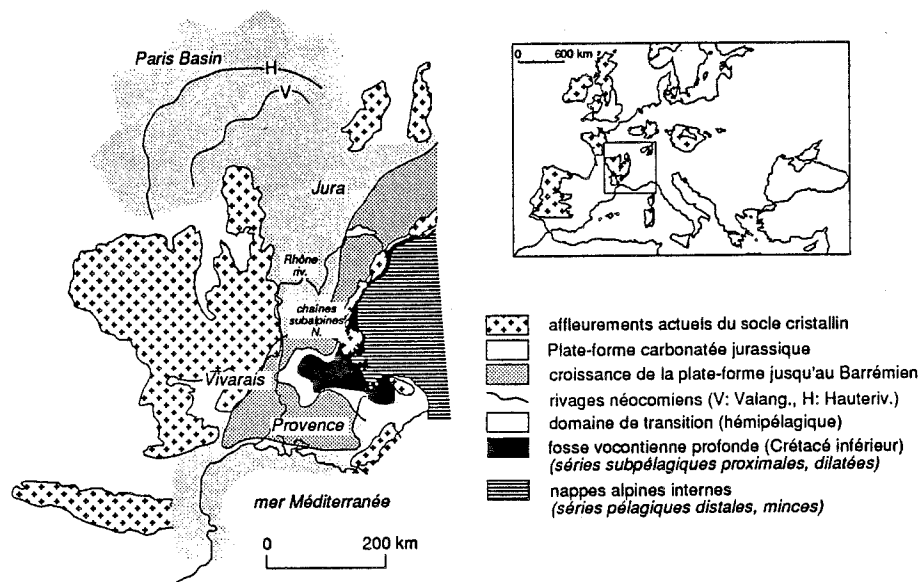


Fig. 2 - Paléogéographie simplifiée du bassin subalpin mésozoïque.
Simplified paleogeography of the Mesozoic Subalpine Basin.

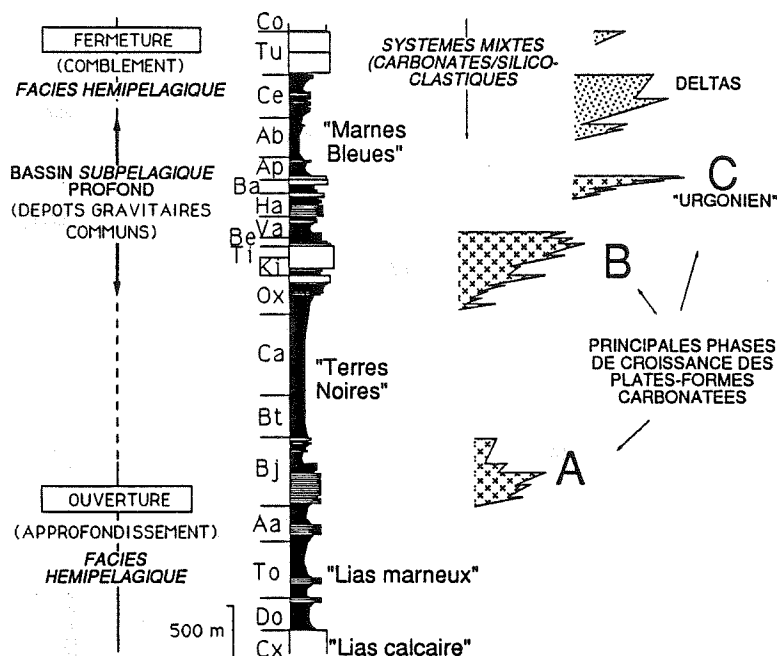


Fig. 3 - Série vocontienne simplifiée montrant la position des phases de croissance des plates-formes par rapport à l'évolution du rapport calcaire/marne dans la série de bassin.

Main phases of platform growth versus the simplified Mesozoic series of the Vocontian Trough.

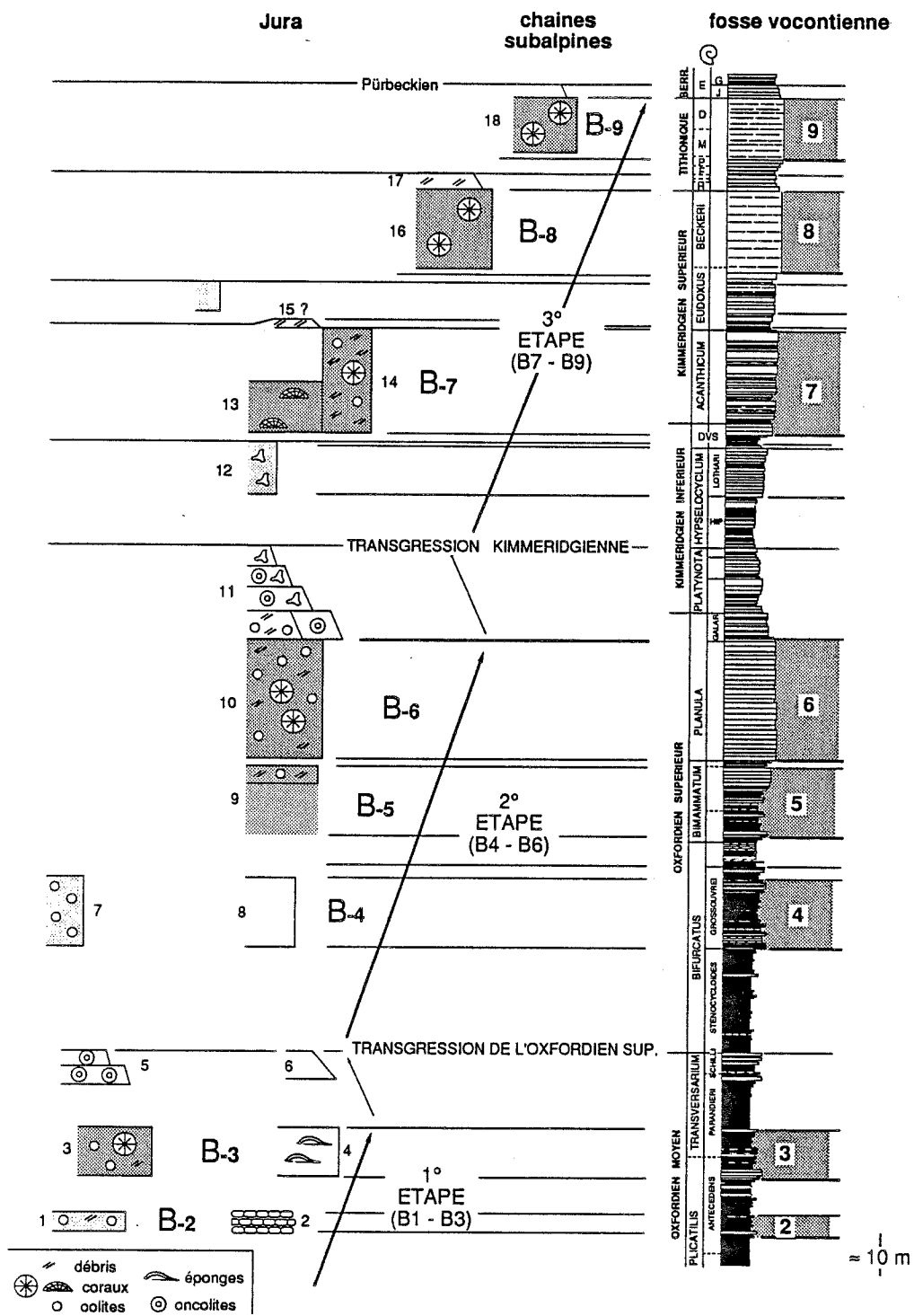
C'est d'autre part un système de dépôt calcaire, par conséquent un système où un paramètre important, la productivité biologique qui dépend fortement du climat, peut être prise en compte, à la fois dans les séries de plate-forme mais aussi, et surtout, dans les carbonates profonds. C'est un avantage par rapport aux systèmes purement terrigènes. On en verra plus loin l'importance.

Les éléments d'analyse sont tirés à la fois des dépôts carbonatés du Dogger à l'Aptien inférieur ainsi que des systèmes mixtes, carbonatés/silico-clastiques, du Cénomaniens et du Turonien (fig. 2). Ces derniers permettent d'établir des correspondances avec les systèmes de dépôt purement silicoclastiques (deltas/flyschs).

La série vocontienne est très épaisse, représentée notamment du Lias au Crétacé supérieur par environ 5 à 6.000 mètres de marno-calcaires. D'abord de faciès hémipélagique (mudstones à texture relativement grossière) pendant la période d'ouverture du bassin, les sédiments acquièrent une texture plus fine (mudstones et marlstones subpélagiques) à partir du Jurassique supérieur et jusque dans l'Aptien. La profondeur est alors maximum (1.000 à 1.500 m ?) et les faciès de remaniement gravitaire communs (Ferry 1978, 1984). Dès l'Al-

bien, s'amorce le comblement progressif qui s'achève en fosse vocontienne occidentale au Coniacien-Santonien par des faciès détritiques peu profonds, alors que la sédimentation reste hémipélagique dans la partie orientale de la fosse jusqu'au Campanien au moins (c'est à dire sous la surface d'érosion anté-nummulitique).

D'une façon générale, on peut corréler toutes les phases principales de croissance des plates-formes carbonatées avec une dérive vers les calcaires de la sédimentation marno-calcaire de bassin (fig. 3). C'est l'inverse lors des grandes phases d'ennoyage des plates-formes (Callovo-Oxfordien, Aptien sup.-Albien) où la sédimentation de bassin, alors très épaisse, dérive vers la dominance des marnes (resp. formations des Terres Noires et des Marnes Bleues). Les travaux stratigraphiques antérieurs permettent d'affiner l'analyse, par exemple au Jurasique supérieur (fig. 4), et de décomposer ces phases de croissance (ou progradation) en sous-étapes, chacune de ces sous-étapes étant composée d'un certain nombre des séquences régressives klüpféliennes évoquées dans l'introduction. Abstraction faite des oscillations correspondant à ces sous-étapes, on peut donc suivre la contraction progressive au cours du temps de



l'aire de sédimentation profonde (fig. 5) pour arriver, au Barrémien supérieur-Aptien inférieur, au bassin profond résiduel qu'est la fosse vocontienne au sens strict, telle qu'elle fut définie par Paquier (1900).

Au point de vue de l'organisation des faciès sur un transect plate-forme/bassin, la figure 6 résume l'ensemble des observations valables pour l'intervalle Barrémien-Aptien inférieur mais les grandes lignes de ce schéma peuvent être retrouvées aux autres époques. La zonation des faciès carbonatés peu profonds, incluant les

"calcaires bioclastiques externes" progradants lorsqu'ils existent, n'est pas détaillée (cf. Masse 1976). Les faits marquants sont les suivants:

- (a) existence d'une *ceinture plus ou moins large* selon les époques de *marno-calcaires hémipélagiques* (boues de péri-plateforme très riches en silts bioclastiques et à texture "grossière") entre les calcaires de plate-forme proprement dits et les marno-calcaires subpélagiques où la fraction carbonatée planctonique peut parfois atteindre 80 à 90% du carbonate total (observations au microscope à balayage),

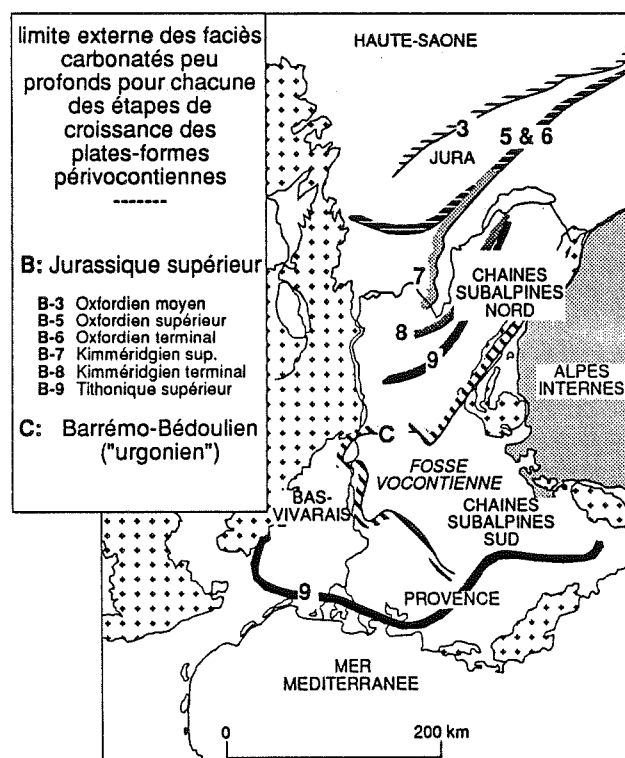


Fig. 5 - Croissance des plates-formes carbonatées périvocontiennes du Jurassique supérieur au Barrémo-Bédoulien.
Growth of perivocontian carbonate platforms from the Late Jurassic to the early Aptian.

Fig. 4 - Analyse stratigraphique détaillée de la progradation carbonatée du Jurassique supérieur sur la plate-forme du Jura et correspondances avec la série vocontienne.

Formations : 1- Calcaires de Dôle, 2- Couches à sphérites, 3- Oolithe corallienne, 4- Couches de Birmensdorf, 5- Formation de Clerval, 6- Bancs-limites des Couches de Birmensdorf, 7- calcaire oolithique, 8- Couches du Geissberg, 9- Calcaires lités, 10- Calcaires de Besançon, Couches du Morillon et Calcaires pseudolithographiques, 11- Calcaires à ptérocères, 12- Calcaires de Chargey *pars. sup.*, 13- Calcaires de Matafelon, 14- Calcaires d'Oyonnax, 15- Calcaires de la Loue, 16- Calcaires construits de la Haute-Chaine, 17- Calcaires de Landaize, 18- Calcaires de l'Echaillon.

Detailed stratigraphic analysis of the Upper Jurassic growth of the Jura platform and correspondences with the basinal series.

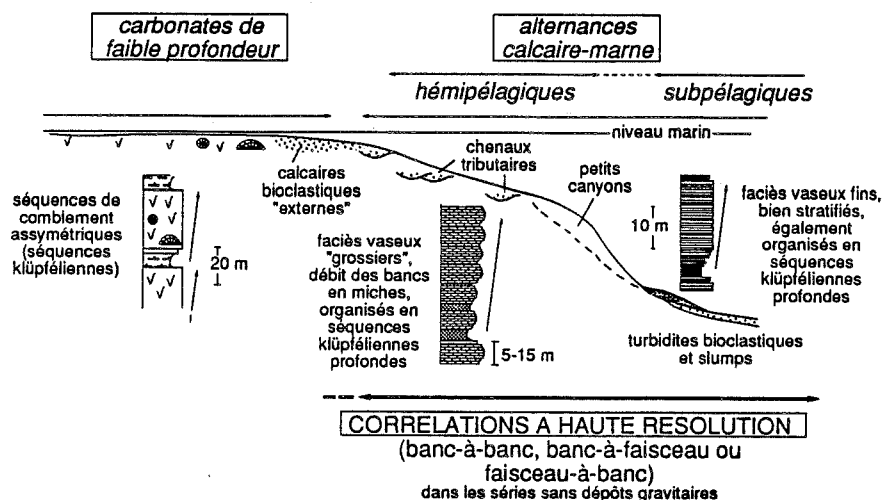


Fig. 6 - Zonation générale des faciès sur la marge vocontienne (exemple du Barrémien) montrant la persistance de la séquence marne-calcaire jusqu'en zone profonde.

Facies zonation on the Vocontian Trough margins (exemplified for Barremian deposits) showing the pervasiveness of the Klüpfel sequence from platform carbonates to deep-water deposits.

- (b) *chenaux tributaires* des petits cônes de turbidites bioclastiques de bassin fréquents dans les faciès vaseux hémipélagiques et, semble-t-il, liés aux cycles à haute fréquence évoqués plus loin, d'après les comptages effectués dans certaines séquences (données non publiées),

- (c) en dehors des secteurs à chenaux, *corrélations lithologiques de haute précision entre les séries de de bassin et de plate-forme externe* (Ferry & Monier 1987) (figs. 6 & 7) qui contraindront la position des surfaces remarquables du modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon,

- (d) enfin, *persistance de la séquence régressive klüpfélienne de plate-forme sous une forme modifiée jusque dans la série subpélagique*. Ce dernier fait, déjà mis en évidence par H. Arnaud (1981) et signalé dans d'autres bassins (Burchell *et al.* 1990), est un élément-clé pour les discussions ultérieures. Il est particulièrement apparent sur la figure 3 où l'on remarque la correspondance parfaite (contrôle biostratigraphique par les ammonites) entre chaque paquet de bancs calcaires de la série de bassin et une phase de progradation à moyenne fréquence de la plate-forme jurassienne.

3. Cycles emboîtés

La série vocontienne présente aussi l'intérêt, par rapport aux séries franchement pélagiques (distales) de même âge comme celles de l'Atlantique central ou de l'Apennin auxquelles elle ressemble, d'être très fortement dilatée et de permettre un repérage beaucoup plus facile des cycles emboîtés qui la composent (fig. 9).

Les grandes longueurs d'onde (ou basses fréquences) correspondent aux grandes phases de croissance des plates-formes (Bajocien, Jurassique supérieur, Barrémo-Bédoulien), entrecoupées de phases d'ennoyage (Bathon-Oxfordien, Gargasien-Albien), telles qu'elles viennent d'être évoquées (fig. 3). Ces mégaséquences sont du même ordre de grandeur que les cycles de 2^e ordre du modèle d'Exxon. Leur contrôle ne peut être que tectonique car il n'existe aucune superpériode de Milankovitch connue pouvant suggérer un contrôle glacio-eustatique des oscillations du niveau marin à cette fréquence. Chaque grande phase d'ennoyage correspond d'ailleurs à une reprise de la subsidence, à la fois dans le bassin où s'accumulent des épaisseurs considérables de marnes et sur les plates-for

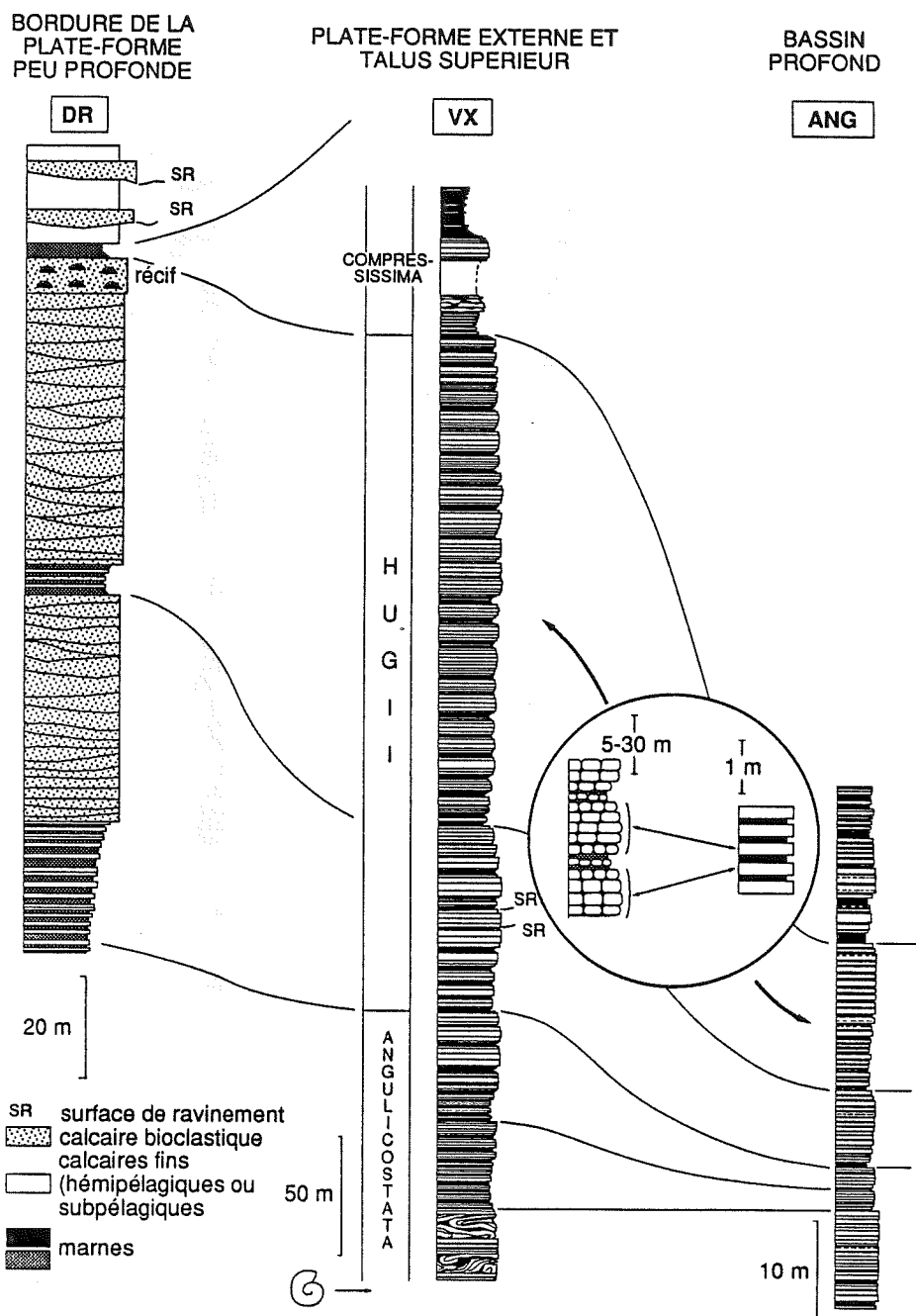


Fig. 7 - Corrélations à haute-résolution entre les marno-calcaires de bassin et de talus, montrant la correspondance banc-à-faisceau lorsque le taux d'accumulation est fort en domaine hémipélagique (dilatation du banc subpélagique en un faisceau de bancs hémipélagiques) (d'après Ferry & Monier 1987).

High-resolution correlations between slope and basinal carbonate cycles showing the bed-for-bundle correspondence when the accumulation rate is high in hemipelagic mudstones (the subpelagic bed expands into a bundle of hemipelagic beds) (from Ferry & Monier 1987).

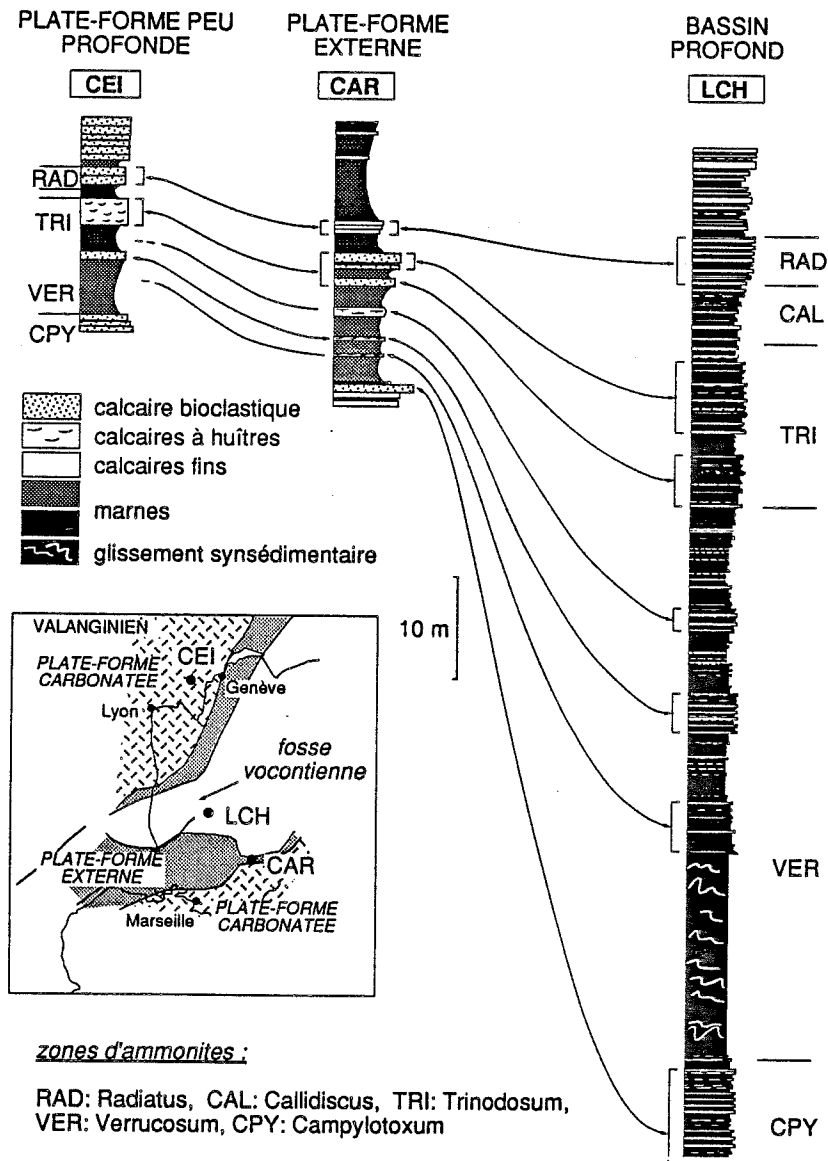


Fig. 8 - Corrélations à haute résolution entre faciès de bassin et de plate-forme montrant la relation opposée (condensation des faisceaux de bancs subpélagiques vers la plate-forme externe) lorsque le taux d'accumulation est faible en zone peu profonde (d'après Ferry & Monier 1987, modifié).

High-resolution correlations between basinal and outer platform deposits showing the opposite relationship (condensation of basinal bundles into fewer or even a single bed in shallower settings) when the accumulation rate strongly drops on the slope and the outer platform.

mes où l'on constate une rétrogradation des bancs carbonatés et/ou l'installation de séries condensées.

A l'autre bout de cette série de cycles, est le couple banc calcaire-interbanc marneux, d'épaisseur infra-

métrique, qui représente le cycle élémentaire vocontien.

Décrivons tout d'abord ces cycles emboîtés dont est proposée ici une correspondance avec ceux du modèle d'Exxon (fig. 9).

3.1. Cycles à haute fréquence

3.1.1. Cycle élémentaire

La durée moyenne du couple banc-interbanc, évaluée sur la totalité de l'intervalle Berriasien-Aptien inférieur, est très proche de 20.000 ans, quelles que soient les échelles de temps absolues utilisées (Rio *et al.* 1989). Les travaux récents (Cotillon *et al.* 1980, Darmedru *et al.* 1982, Cotillon & Rio 1984) suggèrent que ces cycles élémentaires, dont chacun est corrélable sur toute la superficie du bassin (Cotillon *et al.* 1980), soient climatiquement contrôlés, ce qui s'accorde avec la durée moyenne proche d'une des quasi-périodes orbitales (précession des équinoxes). Ces cycles élémentaires peuvent être suivis, dans les cas les plus favorables, jusque dans les marno-calcaires hémipélagiques (fig. 6), voire même (travaux en cours) jusqu'au moment où ils s'enracinent dans les calcaires bioclastiques progradants de la plate-forme carbonatée proprement dite, lorsque celle-ci en comporte. Il n'a jamais été possible pour l'instant de poursuivre ces corrélations dans les faciès internes de la plate-forme. Ces derniers sont pourtant, dans bien des cas, composés de petits cycles mais il n'est pas possible de savoir si ces cycles mineurs correspondent au cycle élémentaire de bassin ou à des cycles d'ordre immédiatement supérieur (paraséquences ci-après). C'est un problème de hiérarchie qui demanderait pour être résolu une précision biostratigraphique hors de portée ou des conditions qui ne semblent réalisées que dans certaines séquences. Strasser (1988) met ainsi en évidence dans le Pürbeckien péri-vocontien des cycles de bancs évoquant le cycle astronomique de 100.000 ans. Les bancs qui les composent pourraient être les équivalents du cycle élémentaire vocontien de 20.000 ans. Les mêmes résultats sont obtenus dans les carbonates péritidaux rhétiens des Dolomites (Goldhammer *et al.* 1987) et cambriens des Appalaches (Korschner & Read 1989) et comparés avec le fonctionnement connu des plates-formes carbonatées du Pléistocène supérieur. Aussi bien dans les Caraïbes que dans le Pacifique, les récifs soulevés montrent en effet une périodicité d'installation qui est de l'ordre de 20.000 ans (Dodge *et al.* 1983, Mesolella *et al.* 1969, Bloom *et al.* 1974, Chappell & Weeh 1978, ...).

L'universalité de ce cycle, qui est mis en évidence dans de nombreuses séries du monde, profondes ou non, récentes ou anciennes (cf in Berger *et al.* 1984, Fischer 1986) suggère l'unicité du contrôle. La cause est astrono-

mique. Le mécanisme est glacio-eustatique (cycles d'inondation-exondation) sur la plate-forme carbonatée. C'est l'aspect climatique du cycle qui domine dans le bassin où se conjuguent, vraisemblablement en opposition de phase d'après les cycles quaternaires (Ferry *et al.* 1985, Diester-Haas & Schnitker 1989), la production de carbonate planctonique et l'apport d'argile.

Ces cycles élémentaires vocontiens sont mis en correspondance avec les cycles d'aggradation ponctuels (ou PACs) des séries de plate-forme (Goodwin & Anderson 1985) dont ils sont censés représenter l'équivalent de bassin.

3.1.2. Paraséquences

L'observation sur le terrain révèle ensuite un groupement fréquent mais non systématique des cycles élémentaires en paquets de 4 à 5 bancs (fig. 10), plus rarement 3 ou 6, constituant des cycles assez proches en durée de la quasi-période de l'excentricité de l'orbite terrestre. Le nombre de bancs variable observé explique certainement en grande partie que l'analyse par la transformée rapide de Fourier (Rio *et al.* 1989) mette en évidence des périodes non prévues par la théorie astronomique des paléoclimats (Milankovitch 1941, Berger 1978). Les raisons de l'accord plus ou moins bon avec les fréquences orbitales est un problème très débattu dans d'autres séries de par le monde. Transformer des séries sédimentaires en séries temporelles implique toujours un postulat (Rio *et al.* 1989) dont on ignore la justesse. D'autre part rien ne garantit la fiabilité de l'enregistrement sédimentaire, c'est-à-dire la proportionnalité des effets et des causes (effets de seuil, etc.). Le problème peut en outre être compliqué par d'autres phénomènes, dont certains triviaux comme des effets de topographie sous-marine. Les corrélations banc à banc effectuées en fosse vocontienne proprement dite montrent par exemple qu'un banc homogène sur de grandes distances peut se dédoubler latéralement sur plusieurs kilomètres par apparition d'un interlit supplémentaire. Le résultat des calculs peut donc dépendre de l'endroit où la coupe est levée. Dans le Dogger ou le Crétacé supérieur, où les marno-calcaires ne sont pas encore ou plus réellement subpélagiques (cf. § précédent), la diagenèse est par ailleurs un facteur de différenciation des bancs semble-t-il beaucoup plus important que dans les faciès plus franchement pélagiques du Jurassique terminal - Crétacé inférieur. Dans ce type de série où les bancs à miches s'effiloquent et se relaient plus ou moins latéralement, le

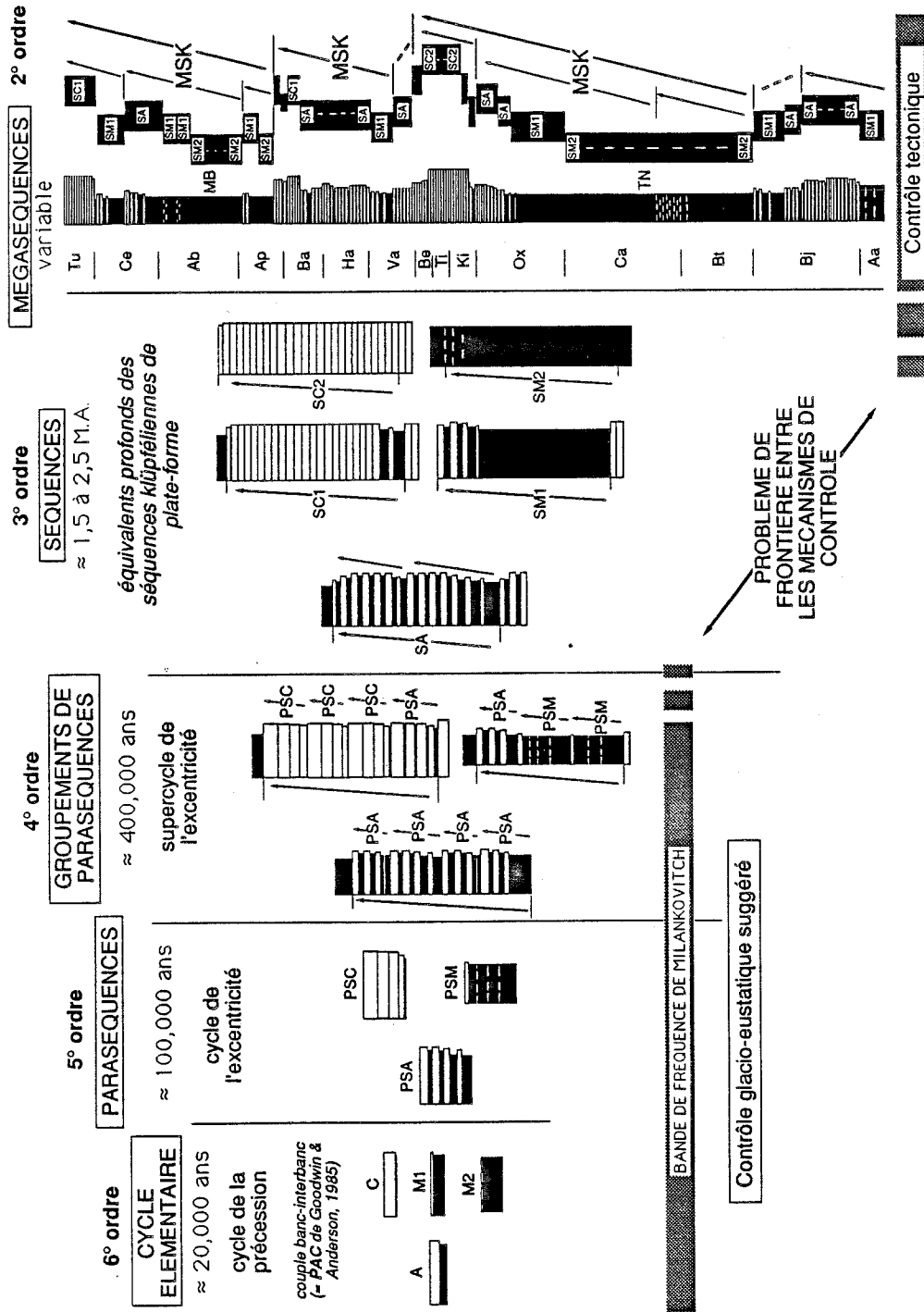


Fig. 9 - Cyclicités emboîtées dans l'alternance calcaire-marne voconienne. Contrôles probables et correspondance possible avec la hiérarchie des cycles du modèle d'Exxon.
Superimposed carbonate cycles in the Voconian Trough series. Suggested allocyclic controls and possible correspondence with cycle orders of Exxon sequence stratigraphy model.

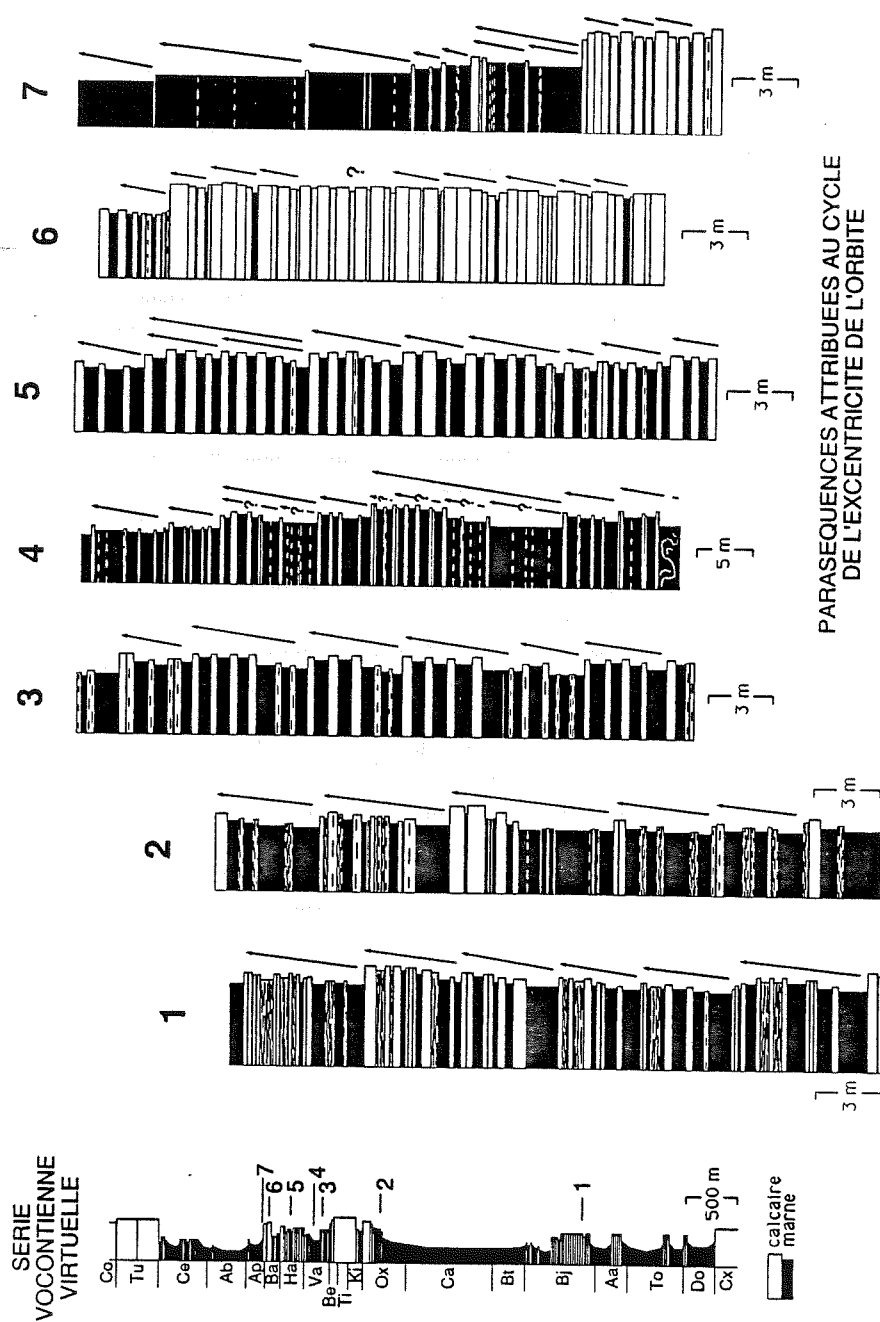


Fig. 10 - Cycles d'environ 100.000 ans (proches du cycle de l'excentricité) dans la série vocontienne. Ils sont mis en correspondance avec les "paraséquences" du modèle d'Exxon.

Roughly-100 k.y.-muted carbonate cycles (? eccentricity cycles) in the Voconian series. They are tentatively correlated with 5th order ("parasquences") cycles of the Exxon model.

calcul fait alors apparaître de nombreuses fréquences intermédiaires quelconques, alors que les principaux paquets de bancs sont très nets sur le terrain (fig. 10, colonne 1).

Les arguments développés pour le cycle élémentaire peuvent être repris pour ce cycle qui est un des cycles à haute fréquence ayant le plus de poids dans la constitution des séries de plate-forme (Fischer 1986, Goldhammer et al. 1987, Strasser 1988) ou de bassin, qu'elles soient anciennes (Herbert & Fischer 1986) ou récentes (Hays et al. 1976, ...).

Ces paquets de bancs ou cycles de *durée à peu près hectomillénaire*, d'après les calculs effectués à tous les niveaux de la série mésozoïque et en utilisant les différentes échelles absolues publiées, sont mis ici en correspondance avec les séquences de PACs de Goodwin & Anderson (1985) et les *paraséquences* du modèle d'Exxon (Van Wagoner et al. 1988), c'est-à-dire les cycles de 5° ordre (fig. 9).

La quasi-accordance avec une fréquence orbitale jugée par ailleurs responsable des grands cycles glaciaires quaternaires suggère en effet que le contrôle des variations du niveau marin à cette fréquence au Mésozoïque est aussi glacio-eustatique. C'est l'explication la plus plausible même si les preuves directes manquent et si le calcul fait apparaître des fréquences bizarres. Il faudrait, sinon, imaginer une subsidence saccadée pour expliquer les petits cycles de comblement qui composent la séquence klüpfélienne de plate-forme. Un contrôle tectonique pouvant être plus ou moins accordé sur (commandé par ?) les fréquences orbitales, paraît très peu vraisemblable et poserait même des problèmes théoriques plus délicats. On a cependant supposé que les changements dans l'excentricité de l'orbite ou les variations dans l'importance des calottes glaciaires puissent avoir eu des effets indirects sur la rhéologie du manteau et même déclencher des inversions magnétiques (Robbins 1976, Rampino 1979). Ceci a été également suggéré pour des inversions qui coïncident avec des cycles mineurs dans le Valanginien vocontien (Ferry et al. 1989). Il paraît cependant peu vraisemblable que ces changements aient assez d'énergie pour se traduire par une subsidence saccadée des marges. L'explication glacio-eustatique est plus simple. T. Cross (1988) explique fort bien comment l'on peut créer des petits rythmes sédimentaires asymétriques en superposant les effets, sur l'espace disponible pour les sédiments, d'une oscilla-

tion eustatique modérée et d'un taux de subsidence constant.

D'autre part, les chenaux tributaires des cônes turbiditiques du bassin (fig. 6), évoqués plus haut, semblent liés aux cycles paraséquentiels, d'après les dénombrements effectués dans les séries valanginiennes du Gard, bien datées par ammonites (Gayte 1984) et comparées avec la série de référence d'Angles (Busnardo et al. 1979) où l'on peut repérer les paraséquences. Ces chenaux sont colmatés soit par des vases hémipélagiques, soit par des apports bioclastiques, soit un sandwich des deux. Il peut en résulter localement (zone de canyons) une spectaculaire mégastratification entrecroisée, assez surprenante dans des faciès vaseux, et qui est probablement l'équivalent ancien de structures analogues mises en évidence par la sismique sur les marges actuelles. Ces chenaux ne semblent pas correspondre à la divagation d'un système de drainage fonctionnant en continu mais être liés à des changements périodiques dans l'intensité de la circulation descendante sur les talus. Ces chenaux seraient plutôt localisés au toit calcaire des cycles paraséquentiels mais l'observation demande à être généralisée.

Pour toutes ces raisons, les paraséquences vocontiennes ne sont pas simplement des cycles de productivité en carbonate (Fischer 1986) ; elles correspondent aussi à des oscillations du niveau marin mais sans doute plus modérées que dans le Quaternaire. Ces oscillations sont responsables du caractère ponctué de la progradation (Goodwin & Anderson 1985) ou de l'aggradation (Goldhammer et al. 1987, Korschner & Read 1989) qui apparaît sous la forme de rythmes ou de cycles mineurs dans les séquences "régressives" de plate-forme. Mais, en raison d'un enregistrement sédimentaire souvent médiocre dans beaucoup de cas, on n'est pas souvent en mesure de savoir si l'on a affaire au cycle de 20.000 ans, au cycle de 100.000 ans ou à une combinaison du cycle de 20.000 et du cycle de 40.000 ans (inclinaison de l'axe de rotation), également actif dans la théorie astronomique des paléoclimats. Les opposants à cette façon de voir (par ex., critique de Kozar et al. 1990 de l'article de Korschner & Read 1989) invoquent précisément l'accord imparfait avec les fréquences orbitales pour insister sur le contrôle autocyclique possible des rythmes mineurs dans les carbonates de plate-forme. Le système sédimentaire est-il capable, par divagation horizontale de milieux de dépôt à fleur d'eau, de générer une telle

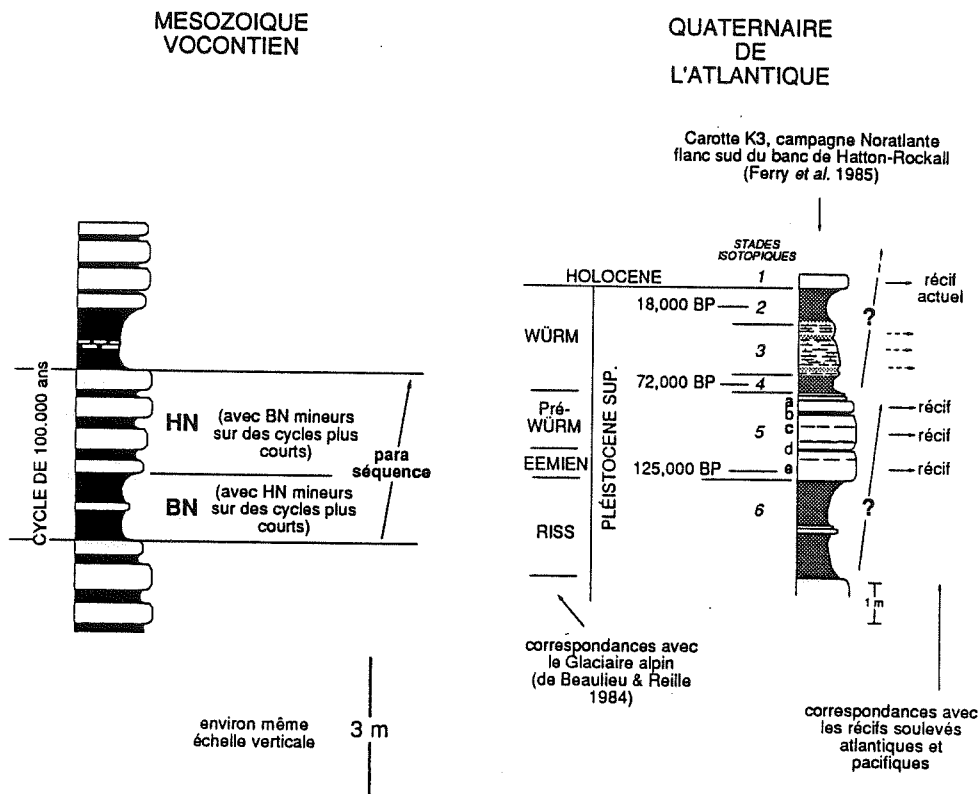


Fig. 11 - Signification probable des paraséquences mésozoïques de bassin par comparaison avec des cycles quaternaires atlantiques de durée et de composition équivalente.

Probable significance of Mesozoic basinal parasequences in the light of similarities with recent Atlantic cycles of about same duration.

cyclicité ? La persistance du cycle proche de 100.000 ans dans les séries du monde, du Cambrien à l'actuel, fait plutôt pencher en faveur du contrôle allocyclique. Pour reprendre en partie les idées de Goldhammer *et al.* (1987), on va voir que l'on peut bâtir un modèle de fonctionnement très simple intégrant paraséquences de plate-forme et de bassin.

Comment le système de dépôt calcaire mésozoïque fonctionne-t-il à haute fréquence ?

Les travaux réalisés dans le Quaternaire de l'Océan mondial, depuis les travaux pionniers d'Arrhenius et Olausson dans les années cinquante et soixante puis ceux effectués dans le cadre du projet CLIMAP au cours des années soixante-dix, ont abondamment mis en évidence le lien entre climat et cycles carbonatés pro-

fonds. Aux profondeurs moyennes de l'Atlantique, c'est-à-dire telles que les phénomènes de dissolution du carbonate avec la profondeur n'aient pu jouer un rôle dominant dans la genèse des cycles carbonatés, les périodes chaudes (interglaciaires) sont marquées par le dépôt d'une couche de boue calcaire, les périodes froides par une couche de marne ou d'argile. C'est l'inverse dans le Pacifique équatorial. L'origine de cette inversion n'est pas très bien comprise (Volat *et al.* 1980) mais pourrait être une acquisition récente (Pliocène moyen) (Dunn *et al.* 1981, Dunn 1982). Une étude bibliographique exhaustive montre que le type de réponse "atlantique" est d'ailleurs plus répandu au Pléistocène supérieur-Holocène que le type "pacifique" (Ferry et Rubino 1990, fig. 89). Une étude de détail du signal carbonaté sur les flancs du banc de Hatton-Rockall (Ferry *et al.* 1985) montre par ailleurs que l'équivalent atlantique de l'interglaciaire

Riss-Würm alpin s.l. (= Eémien + pré-Würm *sensu* De Baulieu & Reille 1984) est composé de trois "bancs" calcaires qui correspondent parfaitement avec les trois phases de croissance récifale (cf. ante) connues dans cet intervalle sur la ceinture tropicale. De même, l'Holocène profond est calcaire et correspond à la mise en place progressive des plates-formes carbonatées actuelles à partir de 10.000 ans BP. En outre, une étude comparative sur les argiles (Ferry & Rubino 1990, fig. 89) suggère que les boues calcaires "chaudes" de l'Océan quaternaire sont les équivalents des bancs de la série mésozoïque et les marnes "froides" celles des interbancs. Du Mésozoïque au Quaternaire, les contrôles et les réponses sédimentaires seraient les mêmes dans ces environnements de dépôt particuliers.

Ces éléments complètent les raisonnements exposés plus haut et fondés essentiellement sur les analogies extraites des calculs de fréquence. Ils permettent de proposer une correspondance (fig. 11) entre paraséquences mésozoïques profondes et cycles océaniques quaternaires de type atlantique d'une part et, d'autre part, une correspondance entre ces cycles de bassin et ceux de plate-forme. On voit que le dépôt du calcaire dans les paraséquences, qu'elles soient récentes ou anciennes, doit s'effectuer en période de haut niveau marin relatif (bancs carbonatés actifs sur la plate-forme immergée et production carbonatée planctonique accrue en raison du climat plus chaud de l'interglaciaire). Les paraséquences de 100.000 ans sont composées dans les deux cas d'une partie "haut niveau marin" (ou "chaude") et d'une partie "bas niveau marin" (ou "froide") mais les cycles de 20.000 ans se superposent à ce signal et se traduisent, par exemple dans l'interglaciaire Riss-Würm s.l. par trois bancs ou trois récifs. Dans la partie "froide" de la paraséquence, notamment celle de bassin, le cycle de 20.000 ans serait moins nettement enregistré. Lorsque l'on compare la carotte K3 illustrée sur la figure 11 avec d'autres prises à quelques centaines de kilomètres de distance, il est par exemple difficile ou impossible de retrouver le détail du signal carbonaté entre 72.000 et 20.000 ans BP visible. Ce fait pourrait peut-être expliquer les problèmes d'accord évoqués précédemment entre fréquences orbitales et fréquences extraites des séries par le calcul.

Quant aux surfaces d'érosion "paraséquentielles" évoquées plus haut dans les séries mésozoïques de talus, elles devraient logiquement correspondre à tout ou partie de la partie "froide" (marneuse) de la paraséquence de

bassin, c'est-à-dire le moment où les abaissements de niveau à haute fréquence sont les plus intenses dans le cycle de 100.000 ans. Le vérifier demanderait une analyse très détaillée du système de dépôt fondée sur des corrélations à haute résolution dans des secteurs-clés (travaux en cours).

3.1.3. Groupements de paraséquences

Le calcul, souvent plus que l'observation sur le terrain, fait ensuite ressortir, dans tous les étages de l'intervalle Berriasien-Barrémien (Rio *et al.* 1989), des cycles hiérarchiquement supérieurs qui sont des groupements de paraséquences (identifiés ici avec les cycles de 4° ordre du modèle d'Exxon). Ces cycles ont une durée proche de 400.000 ans, soit la superpériode de l'excentricité de l'orbite (Berger 1984). Ce cycle est également mis en évidence dans les séries pléistocènes océaniques (Briskin & Harrell 1980).

3.2. Cycles à moyenne fréquence

L'équivalent profond de la séquence klüpfélienne de plate-forme (fig. 9) est constitué par un empilement de paraséquences plus ou moins calcaires ou marneuses. Ce cycle correspond en durée avec les cycles de 3° ordre (moyenne fréquence) du modèle d'Exxon. En domaine vocontien, on voit donc qu'il se traduit par une *modulation du signal paraséquentiel* (Ferry & Rubino 1987b). Mais ce signal de 3° ordre n'est pas un signal vraiment périodique car les durées sont très variables, s'étalant entre 1 et 3 MA au maximum, plus fréquemment entre 1,5 et 2,5 MA.

La figure 12 illustre des cas réels de séquences klüpféliennes profondes dont l'allure générale varie d'un type SM (séquence marneuse) à un type SC (séquence calcaire), avec d'ailleurs des variantes (fig. 9), selon le caractère plus ou moins marneux ou calcaire des paraséquences qui les composent. Dans le type SC1, une vire marneuse existe, qui permet le repérage de la séquence klüpfélienne. Dans le type SC2, typique notamment durant tout l'intervalle Kimméridgien supérieur - Berriasien, les vires marneuses ne sont plus décelables dans le bassin, parfois encore dans les séries marno-calcaires de talus. Le repérage des séquences klüpféliennes profondes et, par conséquent, des

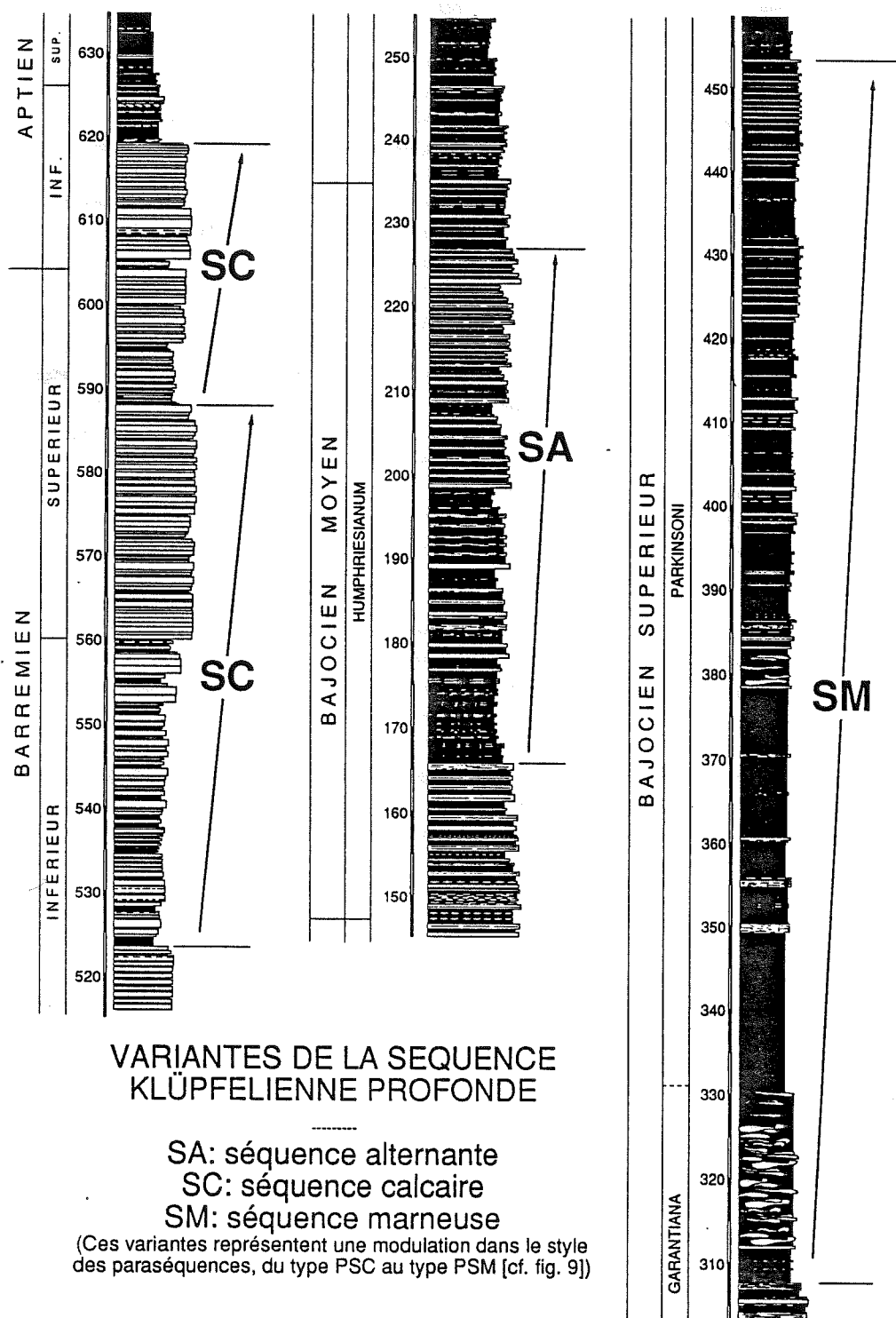


Fig. 12 - Quelques cas réels des variantes "SA", "SC" ou "SM" (fig. 9) de la séquence klüpfélienne profonde.
Some examples of actual SA-, SC-, or SM-type deep-water Klüpfel sequences.

séquences de dépôt au sens de Vail devient difficile, voire impossible. Le problème inverse existe dans les séries marneuses des "Terres Noires" et des "Marnes Bleues" où les bancs du sommet des séquences klüpféliennes de type SM2 est représenté par de simples alignements de nodules calcaires ou des lits de marnes un peu plus calcaires, révélant ainsi pour un petit moment une cyclicité à haute fréquence presque totalement cachée (Tribovillard 1988) dans la majeure partie de la séquence SM2.

3.3. Cycles à basse fréquence

Comme les séquences SA, SC et SM sont formées par l'empilement de paraséquences PSA, PSC ou PSM, les cycles de 2° ordre (basse fréquence) sont créés par l'empilement ordonné des séquences de type SA, SC ou SM. C'est l'origine des "mégaséquences" klüpféliennes (MSK, fig. 9). On verra également plus loin comment positionner les cycles de 2° ordre, façon modèle Exxon, par rapport à ces mégaséquences marne-calcaire. Ce signal de grande longueur d'onde n'est pas non plus réellement périodique. Les mégaséquences sont souvent composées de groupements intermédiaires composés d'un nombre variable de séquences klüpféliennes. Le cas du Jurassique supérieur (fig. 4), où le sommet de la mégaséquence allant des "Terres Noires" callovo-oxfordiennes aux calcaires du Jurassique terminal est formée de 3 paquets (3 "étapes" de progradation), eux-mêmes composés de 3 séquences klüpféliennes, semble être un cas de régularité exceptionnel.

On remarquera d'autre part, en comparant avec la figure 3, que les séquences SC se mettent en place au moment des phases de croissance des plates-formes carbonatées, alors que les séquences SM se déposent au moment de l'ennoyage de ces plates-formes. Ce pourrait être la preuve indirecte que le flux carbonaté vers le bassin est sous l'étroite dépendance de l'apport latéral de boue de péri-plate-forme (détritique) et que la série vocontienne est en réalité une série hémipélagique et non pélagique.

La réalité est cependant plus complexe comme on l'a déjà évoqué à propos des cycles à haute fréquence où le climat joue sur la production calcaire. L'observation en microscopie électronique révèle qu'à la fois dans les bancs et les interbancs le carbonate est d'origine en grande partie planctonique (nannofossiles calcaires avec

coccolithes dominants dans les interbancs, nannoconus souvent dominants dans les bancs), d'où l'appellation "subpélagique" pour le faciès vocontien proprement dit. Comme d'autre part on peut observer jusqu'à 90 % de nannofossiles calcaires, par exemple dans la fraction carbonatée des bancs du Barrémien supérieur, c'est-à-dire au moment de la progradation maximale des plates-formes carbonatées ("Urgonien"), on voit aussi que flux horizontal biodétritique et flux vertical planctonique ont des maxima qui coïncident, au cours de ces grands cycles commandés par la tectonique. Ceci suggère que des changements climatiques peuvent accompagner les grandes phases de progradation et d'ennoyage des plates-formes. Les phases de progradation s'accompagneraient d'un climat plus chaud favorisant la production de carbonate planctonique, les phases d'ennoyage d'un climat moins favorable à cette production.

Le budget carbonate dans le bassin est donc sous la dépendance de deux flux, l'un latéral, l'autre vertical. Mais les deux sont à l'évidence liés.

On remarquera pour terminer que tous ces cycles peuvent être décrits à la façon klüpfélienne (rythmes marne-calcaire), du cycle élémentaire aux mégaséquences. Pourtant, le contrôle primordial paraît tectonique à un bout et purement climatique à l'autre. Il y a là un paradoxe qui est, d'une certaine façon, à l'origine de la confusion régnant actuellement en stratigraphie séquentielle. C'est un problème de frontière, tel qu'il est indiqué sur la figure 9. Nous allons aborder de deux manières ce problème de frontière entre mécanismes de contrôle, par la géométrie des dépôts et l'organisation des faciès puis par une réflexion plus approfondie sur la modulation du signal paraséquentiel.

4. Séquences klüpféliennes de comblement et séquences de dépôt de 3° ordre au sens du modèle d'Exxon

4.1. Nature du problème

C'est à ce niveau hiérarchique des cycles que se pose le problème de correspondance entre les différentes interprétations séquentielles et qu'il faut centrer la discussion.

Le premier élément fondamental, déjà évoqué, est la persistance de la séquence klüpfélienne en domaine de bassin, qu'elle soit sous le type SA, SC ou SM. Le deuxième est que l'on peut trouver le même nombre

de séquences "régressives" sur les plates-formes et dans le bassin.

Il s'ensuit que les dépôts sont fondamentalement organisés, de la plate-forme au bassin, par l'empilement progradant ou rétrogradant (fig. 13) de grands prismes marne-calcaire, équivalents en durée des cycles de 3^e ordre du modèle d'Exxon. Ces prismes seront appelés ici "*prismes klüpféliens*" pour ne pas préjuger de leur rapport avec les *séquences de dépôt de 3^e ordre* du modèle d'Exxon, ni des prismes sédimentaires de bas ou de haut niveau qui composent ces séquences de dépôt.

Chaque prisme klüpfélien se terminant par une surface d'inondation, on voit donc que si une discussion

doit naître à propos de la correspondance entre limite de séquence LS et discontinuité DK, *cette discussion doit être répétée à l'intérieur de chacun des prismes klüpféliens et non d'un prisme à l'autre*. C'est un point capital.

On remarquera en outre que nos prismes klüpféliens sont très semblables aux séquences génétiques de dépôt définies par Galloway (1989) mais l'auteur n'est pas suffisamment précis sur le niveau hiérarchique de ses cycles pour que l'on puisse établir une correspondance avec la hiérarchie utilisée ici.

La conséquence immédiate est que la limite de séquence au sens de Vail doit couper à travers chacun des

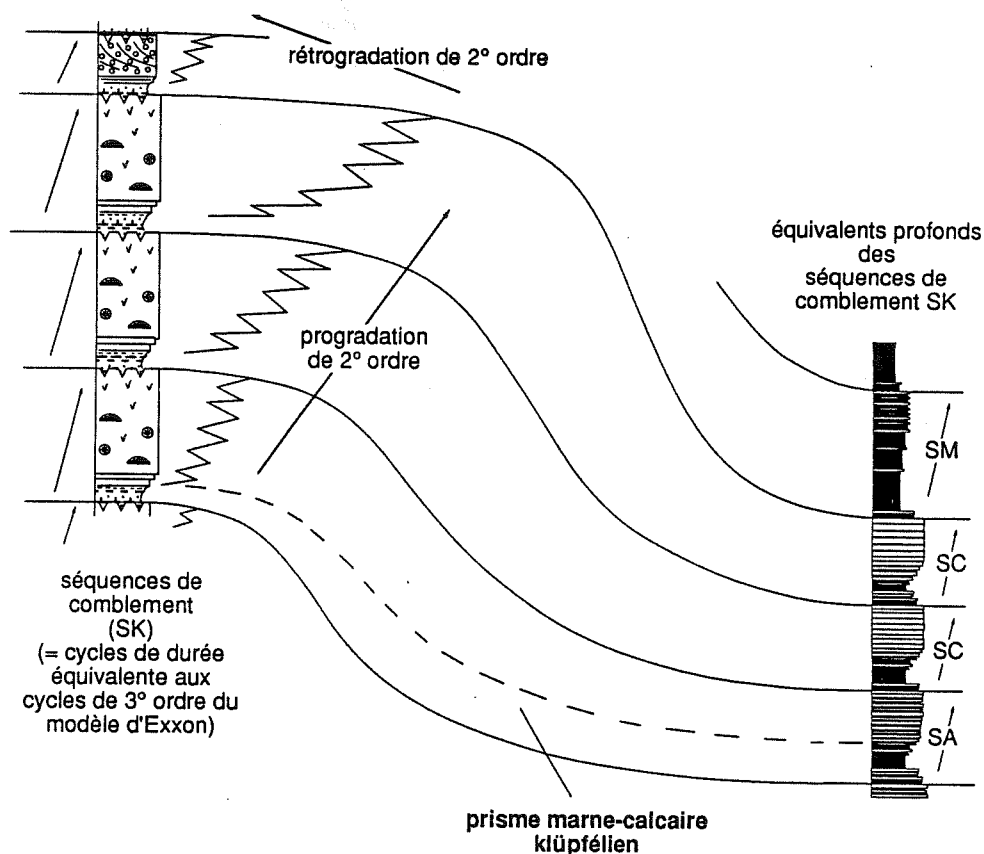


Fig. 13 - Correspondances plate-forme/bassin montrant que chaque séquence régressive de plate-forme a un équivalent de bassin, que l'empilement soit progradant ou rétrogradant. On individualise ainsi des prismes marne-calcaire appelés ici "*prismes klüpféliens*". La progradation fait évoluer les séquences de bassin du type SM au type SC, le contraire lors des grandes phases d'envoyage des plates-formes (rétrogradation des bancs carbonatés).

2nd order progradational and retrogradational stacking patterns of 3rd order marl-limestone (Klüpfelian) wedges on the Vocontian Trough margin. Each shallowing-up carbonate sequence on the platform has a deep-water counterpart whose pattern goes from SM- to SC-type during platform growths, and returns (usually more rapidly) to SM-type during 2nd order floodings.

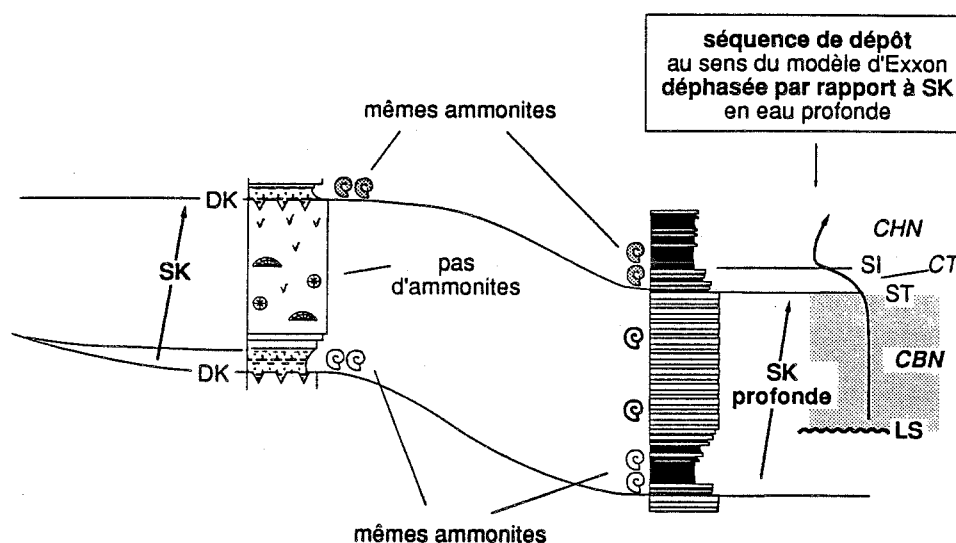


Fig. 14 - Synthèse de nombreuses données biostratigraphiques indiquant que les dérives vers les marnes dans la série de bassin ont valeur "transgressive" puisqu'elles sont de même âge que les marnes d'inondation de chaque séquence klüpfélienne de plate-forme. Le cortège de bas niveau de 3^e ordre est représenté, dans le bassin où la sédimentation est continue, par la partie supérieure plus calcaire de la séquence klüpfélienne profonde.

Signification des abréviations : DK, discontinuité de Klüpfel ; SK, séquence régressive de Klüpfel ; LS, limite de séquence au sens du modèle d'Exxon ; CBN & CHN, cortèges de bas & de haut niveau marin relatif ; CT, cortège transgressif ; ST, surface de transgression ; SI, surface d'inondation maximale.

Biostratigraphic data from many sequences indicate that 3rd order marl shifts in the basinal serie are "transgressive", as for 2nd order cycles, because being coeval with flooding marls in platform Klüpfel sequences. So, the 3rd order lowstand systems tract in deep water, where deposition is continuous, is represented by the upper (more limy) part of the deep-water Klüpfel sequence. In deep-water, the 3rd order depositional sequence (as defined in the Exxon model) is outphased with the deep-water Klüpfel sequence.

DK, Klüpfel discontinuity ; SK, regressive (Klüpfel) platform sequence ; CBN & CHN, lowstand & highstand systems tracts ; CT, transgressive systems tract ; ST, transgressive surface ; SI, maximum flooding surface.

prismes klüpféliens. Comment ?

calcaire de la SK profonde.

4.1.1. Correspondance en domaine profond

Les dérives temporaires vers un pôle plus marin qui affectent les paraséquences de bassin (et permettent ainsi de définir les SK profondes) contiennent les mêmes ammonites (sous-zones) que les marnes d'inondation des plates-formes, à la base des SK peu profondes (fig. 13). La dérive temporaire vers les marnes a donc valeur transgressive aussi bien dans les marno-calcaires de bassin que dans les séquences de plate-forme. Comme la sédimentation est à priori continue dans le bassin, la seule place disponible pour les dépôts de bas niveau marin est représentée par le sommet plus

En domaine profond, la séquence de dépôt au sens de Vail est donc déphasée par rapport à la SK (fig. 14). Ce doit être une loi générale puisque la série profonde est faite d'un empilement de SK toutes bâties sur le même principe, que celles-ci soient de type SA, SC ou SM (figs. 9 & 12).

4.1.2. Correspondance en domaine de plate-forme

Où cette limite de séquence LS, ainsi placée dans les marno-calcaires profonds, passe-t-elle dans les dépôts de plate-forme ? Il y a plusieurs manières théoriques de le faire (fig. 15) (Ferry & Rubino 1989).

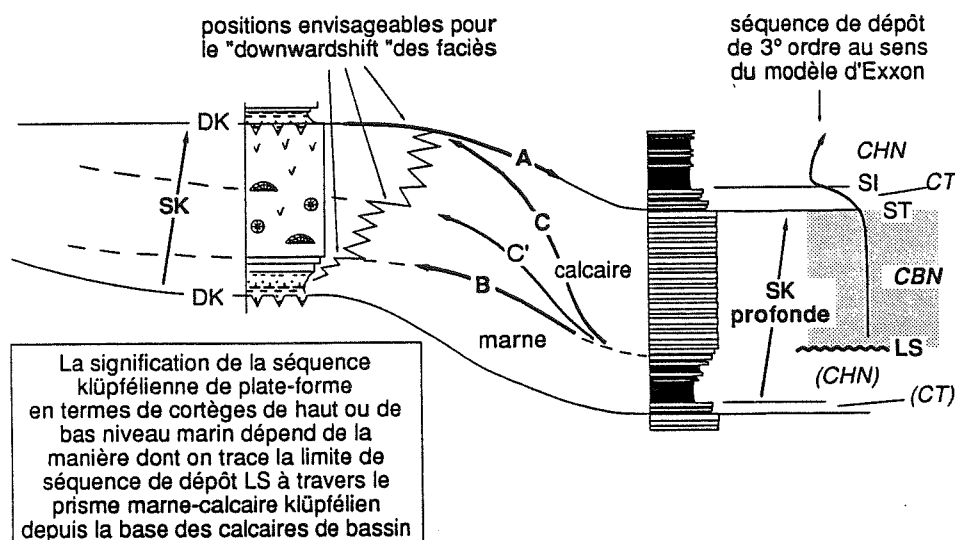


Fig. 15 - Raccord entre séquences de plate-forme et de bassin montrant les positions possibles du "downwardshift" des faciès (limite de séquence au sens du modèle d'Exxon) et donc les rapports possibles entre DK et LS.
Possible positions of the downwardshift of facies in platform deposits, and significance of the DK versus the LS.

La solution A, d'abord retenue (Ferry & Rubino 1987a, Ferry & Rubino 1988), doit être écartée pour la raison biostratigraphique exposée précédemment. Dans cette hypothèse, la séquence "régressive" de plate-forme y est considérée comme représentant un prisme progradant de haut niveau marin. On considère d'autre part que les calcaires de talus et de bassin sont contemporains des calcaires de plate-forme pour résoudre le problème de l'origine de la boue hémipélagique. Les calcaires de bassin (sommet de la SK profonde) sont donc des dépôts de haut niveau marin. Il ne reste alors *plus de place pour le prisme de bas niveau marin en zone profonde*, entre les calcaires de haut niveau et les marnes transgressives suivantes. Celles-ci étaient jugées dans cette option représenter au moins en partie les dépôts de bas niveau (Ferry & Rubino 1987a). Cette solution avait aussi l'inconvénient de considérer les niveaux principaux de black shales, notamment dans les séquences de type SM de l'Aptien-Albien (Bréhéret, 1988), comme des dépôts de bas niveau marin et non transgressifs, contrairement à ce qui est couramment admis.

Dans cette solution, on voit que LS coïncide avec DK en domaine de plate-forme et reste au sommet du prisme progradant en descendant vers le bassin. C'est cette solution A, pourtant la plus mauvaise des trois, qui

semble retenue lorsque l'on voit bon nombre d'interprétations de profils sismiques, censées être l'application des concepts de stratigraphie séquentielle (on comparera l'organisation des prismes klüpféliens progradants de la figure 13 avec ceux de la figure 16).

Si les calcaires de plate-forme sont des cortèges de haut niveau marin, comme la plupart l'admettent aujourd'hui (Sarg 1988, Hallam 1988, etc.) et les calcaires profonds des cortèges de bas niveau comme on le montre ici, la limite de séquence LS doit couper quelque part à travers chacun des prismes calcaire-marne progradants, tels qu'ils ont été définis (fig. 13). La question est de savoir où.

Dans la solution C, les carbonates de plate-forme, dans leur intégralité, représentent toujours des prismes progradants de haut niveau marin. Il faut qu'ils soient émergés en période de bas niveau (LS coïncidant avec DK) pour que se dépose en contrebas le prisme de bas niveau constitué, on l'a vu plus haut, par les calcaires du sommet de la SK profonde. Cette interprétation est alors compatible avec la signification "transgressive" des dérives vers les marnes dans la série de bassin.

L'absence de marqueurs biostratigraphiques suffisamment précis, communs aux dépôts profonds et peu

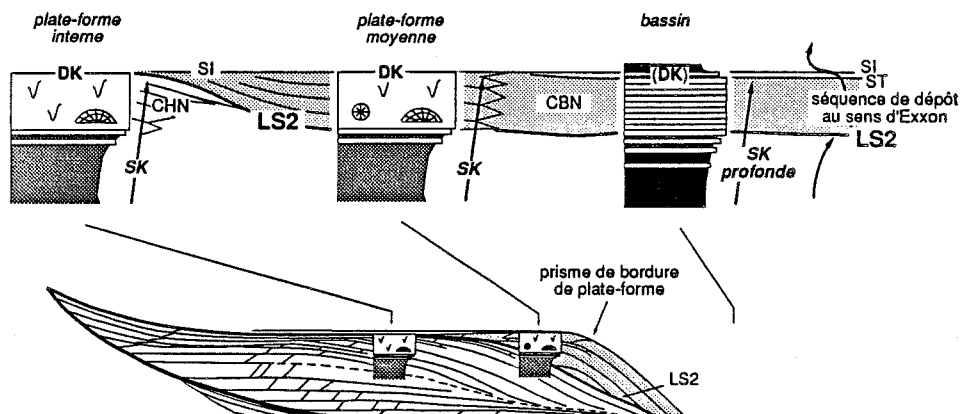


Fig. 18 - La solution C' présentée ici est équivalente au prisme de bordure de plate-forme envisagé dans le modèle d'Exxon.
The shelf margin systems tract in the Exxon model is equivalent to theoretical solution C' presented here.

séquences de type 2 (fig. 18). La partie haut niveau marin des calcaires de plate-forme pourrait être couronnée par une ou des surface(s) d'émersion, la partie bas niveau, qui se raccorde progressivement au "muscle" calcaire hémipélagique (fig. 17), ne comporter aucun signe d'émersion.

La limite de séquence devrait théoriquement se marquer, au moins sur une portion du transect plate-forme/bassin, par un brusque saut de faciès à l'intérieur des calcaires de plate-forme, correspondant au "downwardshift" accéléré du système de dépôt. Dans la plupart des cas cependant, l'évolution verticale des faciès au sein de la plupart des "séquences de comblement" observées paraît assez régulière et l'on peut s'interroger sur la validité de cette option C'.

La dernière solution imaginée (B) est une solution radicale qui considère l'essentiel, sinon la totalité, des carbonates de plate-forme comme des dépôts de bas niveau marin dans les cycles de 3^e ordre. Elle revient à envisager un très fort balancement du système de dépôt (fig. 17, encart) (Ferry & Rubino 1990, fig. 18). Le prisme progradant de haut niveau marin serait réduit à un petit prisme détritique côtier et à un drapage marneux plus ou moins lenticulaire sur la plate-forme noyée.

On a souvent tendance à considérer comme "surface basale de progradation" ("downlap surface") du prisme de haut niveau le passage des marnes aux calcaires de plate-forme dans la séquence régressive, par exemple dans les séquences urgoniennes (Arnaud &

Arnaud-Vanneau 1989). C'est une commodité car la "surface de downlap" est, en toute rigueur dans le modèle d'Exxon, le niveau d'inondation maximum. Le passage des marnes d'inondation aux calcaires progradants est plus précisément le "plan de downlap" (Doglioni & Bosellini 1990), passage de faciès qui est plus ou moins proche de l'horizontale selon la vitesse de progradation. Les plates-formes carbonatées des Dolomites en offrent des exemples spectaculaires (Bosellini 1988). Dans la solution B, le passage des marnes aux calcaires représenterait non pas la surface basale de progradation mais en fait le rapide "downwardshift" du système de dépôt prévu par le modèle d'Exxon, c'est-à-dire l'effet du maximum de vitesse de baisse du niveau marin relatif, autrement dit la limite de séquence. La réinstallation des faciès carbonatés, qui est d'ailleurs assez rapide dans la plupart des séquences, serait due davantage à la baisse de niveau qu'au comblement de l'espace disponible par progradation. En fait, il y a vraisemblablement un équilibre très subtil à trouver entre les effets des changements climatiques développés plus loin, de la vitesse de subsidence et des éventuels mouvements propres du niveau marin.

Dans cette solution B, le soit-disant prisme carbonaté de haut niveau marin devient le prisme de bas niveau, normalement recouvert par les dépôts transgressifs suivants. Dans ce scénario, le problème d'alimentation du talus en boue hémipélagique est toujours résolu, puisque calcaires de plate-forme et calcaires profonds sont contemporains, tout comme dans la solution A qui

avait au moins cet avantage. La discontinuité de Klüpfel qui couronne les séquences régressives ne serait toujours qu'une surface de transgression et rien d'autre.

A l'appui de cette solution B, on peut citer le cas de la dernière séquence urgonienne du Barrémien terminal-Bédoulien du Bas Vivarais (cf. Ferry & Rubino 1990, figs. 39 & 40) où le fonctionnement de la plate-forme est plutôt aggradant que progradant. On se situe en effet à ce niveau dans une séquence de 3° ordre qui termine la partie "bas niveau" d'un supercycle de 2° ordre (ibid. fig. 46). Les corrélations de détail montrent que les principaux paquets de bancs calcaires de la série de bassin se suivent jusque dans les faciès hémipélagiques et même dans les faciès urgoniens où l'on retrouve le même nombre de sous-cycles à l'intérieur de la séquence de 3° ordre. La position de la limite de séquence, obligatoirement située sous les calcaires en domaine de talus et de bassin, est ainsi contrainte à le rester jusqu'en domaine de plate-forme interne urgonienne. Mais on ne sait pour l'instant si l'on peut généraliser cette observation à toutes les séquences.

Ainsi exposé, le problème du positionnement de la limite de séquence au sein du prisme klüpfélien se ramène à peu près au choix entre B et C'. Ce choix restreint demande cependant d'apporter une réponse à *deux objections* :

- qu'en est-il des *discontinuités de type 1* qui sont automatiquement exclues des deux scénarios ?

- comment expliquer, dans le cas B, la présence d'*indices d'émersion* au sommet des prismes de bas niveau, c'est-à-dire dans un contexte normalement transgressif ?

4.2. La modulation du signal paraséquentiel et ses conséquences au niveau des séquences de 3° ordre

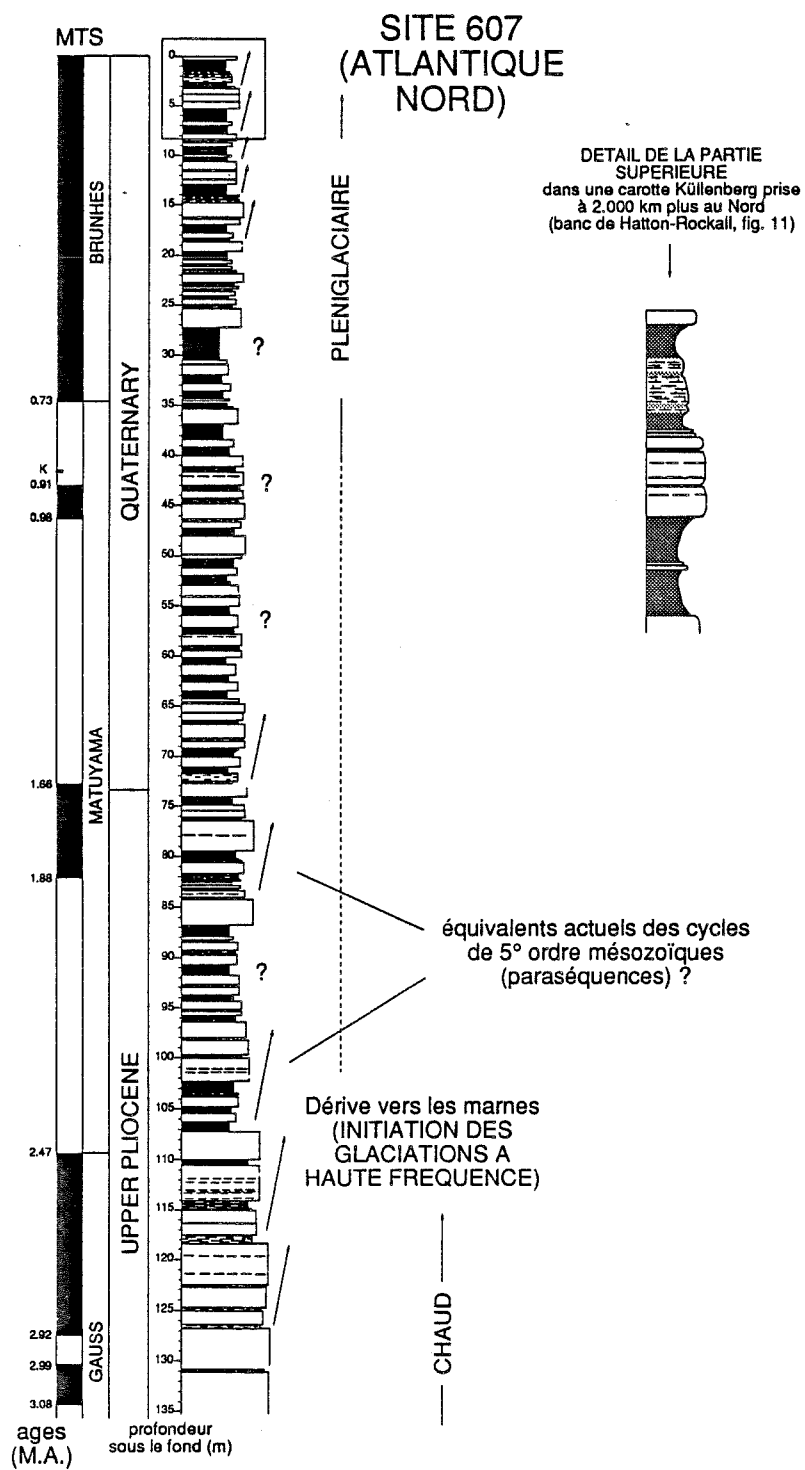
Une des faiblesses du modèle d'Exxon est qu'il néglige les effets des changements climatiques. Si ceux-ci interviennent, tout au plus auront-ils pour effet de modifier la quantité de sédiments apportés dans le bassin, donc d'intervenir de façon secondaire sur la vitesse de remplissage de l'espace disponible créé par les variations eustatiques de 3° ordre.

En réalité, les changements climatiques peuvent avoir des conséquences bien plus importantes qu'on ne le croit sur la géométrie des dépôts. La partie distale du système carbonaté, qui enregistre surtout les cycles climatiques, apporte des idées originales dont les conséquences ne sont pas prévues dans le modèle d'Exxon.

4.2.1. L'enseignement du Tertiaire supérieur - Quaternaire

Il faut reprendre et développer certains aspects déjà évoqués à propos des cycles à haute fréquence et en examiner toutes les conséquences.

Les résultats du Leg DSDP 94 (Ruddiman *et al.* 1987) sont particulièrement intéressants de ce point de vue. Le carottier hydraulique a permis une excellente récupération de la partie supérieure des séries océaniques, habituellement sacrifiées par le forage classique ou imparfaitement connues par le carottage Küllenberg trop superficiel. La figure 19 met en lumière le signal carbonaté, souvent négligé au profit du signal isotopique dans les études paléoclimatiques. Elle illustre les cycles carbonatés à haute fréquence du Pliocène supérieur - Pléistocène non pas représentés par une simple courbe calcimétrique mais reconstitués d'après les photos de carottes et les calcimétries effectuées (Ruddiman *et al.* 1987), de manière à faire ressortir la ressemblance avec les séries mésozoïques. On voit que la dérive de la sédimentation vers une importance grandissante des "interlits" mameux, caractère principal de la période glaciaire du Pléistocène supérieur, débute en fait dès le Pliocène supérieur. Cette dérive climatique globale entre 3 et 2,5 MA est mise en évidence par les courbes isotopiques (Prentice & Matthews 1988) mais elle peut être aussi visualisée par le changement d'aspect des cycles de quelques bancs (flèches) qui sont très semblables aux paraséquences mésozoïques (cf. *ante*). On ne peut s'empêcher en effet d'être frappé par la ressemblance entre l'allure de détail de cette série plio-pléistocène et celle de la série vocontienne. Dans chacun des cas, on peut souvent repérer les fameux groupements de bancs qui évoquent le cycle paraséquentiel. Dans chacun des cas, on éprouve aussi la même difficulté à suivre ce signal sur la verticale où il semble disparaître puis réapparaître, bien que les calculs y mettent toujours en évidence la puissance du cycle de l'excentricité. Les



SITE 609 ATLANTIQUE NORD

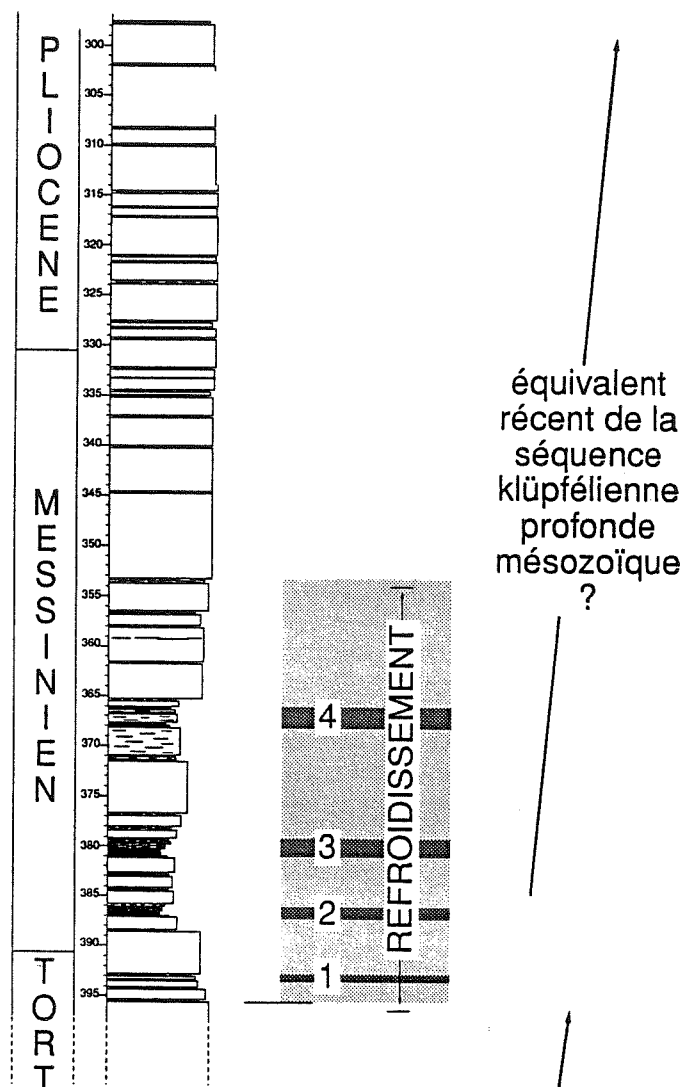


Fig. 20 - Même analyse dans le Messinien du Site 609 montrant l'expression lithologique du refroidissement messinien mis en évidence par les foraminifères. Elle se traduit par une dérive temporaire de l'allure des cycles paraséquentiels (plus marneux) qui évoque les dérives "transgressives" analogues dans la série mésozoïque vocontienne.
Same as for DSDP Site 609, but for the upper Miocene. The foraminiferal evidences of cooling are indicated by the shaded area. The corresponding marl shift in the sedimentation is very like to that of the whole uppermost Pliocene-Pleistocene (fig. 19), and closely resemble the "transgressive" marl shifts in the Mesozoic Vocontian series.

Fig. 19 - Analyse lithologique détaillée du Pliocène supérieur-Pléistocène de l'Atlantique Nord (Site DSDP 607) à partir des photos de carottes et des teneurs mesurées en carbonate. La colonne lithologique montre une organisation de l'alternance "banc" calcaire - "interbanc" marneux en cycles semblables aux paraséquences mésozoïques de la fosse vocontienne.
Detailed lithologic analysis of upper Pliocene to Pleistocene alternating deposits of the North Atlantic (DSDP Site 607) from core photographs and carbonate analysis showing a rough organization in cycles resembling the Mesozoic parasequences of the Vocontian Trough.

glaciations "quaternaires" ont donc débuté progressivement dès le Pliocène sommital où l'on constate une dérive des paraséquences vers une plus grande importance des interlits marneux.

Cette dérive dans l'expression lithologique des cycles de 100.000 ans correspond donc à l'amplification des oscillations glacio-eustatiques. Au Pliocène supérieur, les oscillations à haute fréquence du niveau marin sont de faible amplitude et difficilement décelables dans les sédiments, aussi bien les sédiments de marge que les dépôts océaniques où les variations de la teneur en carbonate sont faibles ("paraséquences" très calcaires de la base de la série, fig. 19). Le climat moyen est relativement chaud. Au Pléistocène supérieur ("pléni-glaciaire"), l'amplitude de l'oscillation glaciaire-interglaciaire peut atteindre 160 mètres (estimation courante de la baisse de niveau correspondant à la glaciation rissienne). La période est véritablement glaciaire mais les maxima glaciaires sont néanmoins séparés par des interstades chauds, probablement presque aussi chauds qu'au Pliocène supérieur. Ce qui compte est surtout l'importance des abaissements de niveau selon la sévérité des stades glaciaires à haute fréquence.

Le cas du Messinien foré lors du même Leg 94 est aussi très riche d'enseignements. Le Messinien inférieur est marqué par un refroidissement, très sensible dans l'évolution des associations microfauniques (Hooper & Weaver 1987). L'examen des photos de carottes, couplé avec les calcimétries publiées montre que ce refroidissement correspond aussi à un "glissement" du signal lithologique (paraséquentiel ?) vers une importance grandissante des marnes (fig. 20). Cette série messinienne qui se prolonge par un retour à une sédimentation progressivement plus calcaire (paraséquences plus calcaires ?) ressemble ainsi très fortement aux séquences SC du Mésozoïque vocontien. Logiquement, le Messinien inférieur devrait avoir été marqué par une amplification de l'oscillation glacio-eustatique à haute fréquence qui aurait pu, semble-t-il, durer jusqu'au retour à la sédimentation plus calcaire du Messinien supérieur où l'on constate encore d'importantes fluctuations entre les formes dextres et senestres de *Neogloboquadrina pachyderma*.

Ces deux exemples illustrent deux idées fondamentales :

- a) ce que l'on appelle un refroidissement climatique correspond en fait à une *amplification du signal*

climatique à haute fréquence possiblement contrôlé par les variations de l'orbite, comme le veut la théorie de Milankovitch. Mais la théorie de Milankovitch ne fournit pas d'explication à l'initiation du refroidissement, ni d'ailleurs à sa fin.

- b) un refroidissement climatique se marque surtout par l'importance grandissante des abaissements à haute fréquence du niveau marin. Les hauts niveaux marins des interstades varient probablement moins.

4.2.2. Transposition aux séquences de 3° ordre du système vocontien

Si la comparaison avec le Tertiaire supérieur - Pléistocène est valable, les conséquences sont importantes. Toute dérive vers les marnes de la série subpélagique vocontienne, dont on a vu qu'elle était transgressive, devrait correspondre à une période globalement plus froide qui favorise les marnes et défavorise le carbonate planctonique. Donc :

- a) les grands refroidissements climatiques sont déphasés par rapport aux oscillations de 3° ordre du niveau marin relatif alors qu'ils étaient en phase pour les cycles à haute fréquence. Cela revient à dire que si le climat (traduisez: le glacio-eustatisme) est la cause des variations du niveau marin à haute fréquence, on voit qu'à partir du 3° ordre (cf. la frontière de la figure 8), et à fortiori pour les cycles hiérarchiquement supérieurs, c'est un autre mécanisme qui doit être la cause des variations du niveau marin relatif. Ce mécanisme module les effets du glacio-eustatisme à haute fréquence. D'une façon ou d'une autre, ce facteur de contrôle ne peut être que tectonique. On ne connaît d'ailleurs aucune superpériode de Milankovitch compatible avec la durée moyenne (1,5 à 2,5 MA) de ces cycles de 3° ordre. La détérioration climatique qui accompagne la transgression n'apparaît plus que comme une *conséquence* de ce mécanisme tectonique. L'idée que le Mésozoïque ait été une période de climat égal et chaud est d'ailleurs de plus en plus contestée. Selon Frakes & Francis (1988), les indices de glaciations se répartiraient tout au long du Mésozoïque aux hautes latitudes. On ignore toujours cependant si ces indices sont uniformément répartis ou s'ils possèdent une position particulière par rapport aux séquences de dépôt de 3° ordre.

- b) l'amplification momentanée des oscillations

glacio-eustatiques du niveau marin au moment de la transgression de 3° ordre signifie en fait que, paradoxalement, il va se produire à ce moment de *très forts abaissments du niveau marin, mais à haute fréquence*. Là est toute l'astuce qui permet d'éviter les pièges et les contradictions d'un raisonnement fondé exclusivement sur des arguments géométriques (cf. § 4).

On voit ainsi que l'on peut avoir une surface d'émersion très bien marquée au sommet d'un prisme de bas niveau marin ou même plusieurs surfaces d'émersion tout aussi bien marquées dans un cortège transgressif. Cette astuce aurait l'avantage de mettre beaucoup de monde d'accord car les discussions actuelles portent sur la signification des surfaces sommitales, souvent érosives, des séquences régressives (carbonatées ou deltaïques). Pour les uns, ces surfaces sont transgressives, pour les autres ce sont des limites de séquence au sens du modèle d'Exxon, c'est à dire qu'elles sont régressives. Si les hypothèses formulées plus haut sont correctes, *on peut très bien avoir les deux ensemble*. Tout n'est en fait qu'une question de fréquence, c'est-à-dire de hiérarchie dans des cycles emboîtés.

Cette particularité permet de jeter un éclairage neuf sur des faits encore incompréhensibles il y a peu. C'est le cas, entre autre, du Pürbeckien subalpin. Ces faciès pürbeckiens, truffés de surfaces d'émersion (Strasser 1988) recouvrent les calcaires récifaux du Portlandien. Ces derniers étaient considérés comme un prisme progradant de haut niveau marin (Detraz & Mojon 1989) et le Pürbeckien, avec ses faciès émergifs, était logiquement considéré comme régressif. En réalité, dans les séries de talus, la partie stratigraphiquement équivalente du Berriasien est marquée dans les meilleures coupes par une dérive de la sédimentation marno-calcaire vers les marnes, dérive qui devrait traduire au contraire une élévation du niveau marin (Dromart et al. 1990). Ces faits ne sont pas contradictoires en réalité. La série de bassin enregistre essentiellement l'effet de la dérive climatique qui favorise les marnes alors que la série de plate-forme enregistre surtout l'effet de l'amplification des oscillations à haute fréquence. Strasser (1988) met d'ailleurs en évidence tous les cycles astronomiques de Milankovitch dans ce Pürbeckien. Les calcaires récifaux portlandiens sous-jacents peuvent donc représenter au contraire un prisme de bas niveau de 3° ordre (du type "shelf margin wedge") et le Pürbeckien, paradoxalement, un ensemble transgressif, voire de haut niveau marin relatif. Mais avec cependant une particula-

rité: la marge ne présente pas de forte variation de subsidence et ne subit donc aucune véritable submersion, ce qui permet de rendre très apparents les forts abaissments à haute fréquence.

Ainsi peut s'expliquer l'enregistrement aussi parfait pendant un court moment des oscillations à haute fréquence dans des carbonates péritidaux, alors que cet intervalle devrait normalement correspondre à un ennoyage de la plate-forme, d'après l'analyse de la série de bassin.

D'une façon générale, le **budget carbonaté** dans le bassin vocontien pourrait s'établir ainsi (fig. 21):

-a) *les bas niveaux marins de 3° ordre* sont des périodes globalement chaudes où l'oscillation glacio-eustatique à haute fréquence (6° et 5° ordre) est de faible amplitude. Korschner & Read (1989) envisagent une amplitude de quelques mètres pour ces oscillations à haute fréquence dans les carbonates péritidaux cambriens des Appalaches. C'est un ordre de grandeur sans doute valable pour les bas niveaux de 3° ordre du Mésozoïque. L'effet des haut niveaux marins paraséquentiels domine : bancs carbonatés sur la marge, production calcaire planctonique importante dans le bassin. Les deux flux carbonatés, vertical et, dans une moindre mesure, latéral concourent à la dominance des bancs calcaires dans la série de bassin où l'allure des paraséquences glisse vers la dominance des bancs sur les interbancs. Ces derniers représentent les périodes plus froides mais ces périodes froides ne représentent qu'une légère modification climatique, avec des abaissments glacio-eustatiques très faibles. Ces courts intervalles globalement plus froids à l'échelle de la planète peuvent correspondre à des périodes simplement plus humides en région téthysienne, responsables du détritisme plus accusé des interbancs marneux.

C'est ainsi que le cortège de bas niveau est globalement plus calcaire dans le bassin, sans pour autant que cette évolution résulte directement de la progradation de la plate-forme carbonatée, comme le voudrait l'application purement "mécaniste" du modèle d'Exxon. Celui-ci privilégie implicitement en effet le transfert latéral de sédiment dans l'édification des prismes de dépôt, parce qu'il a été conçu pour les systèmes terrigènes. En revanche, c'est bien l'effet de l'apport latéral de boue de périplate-forme qui domine sur le talus, dans les faciès hémipélagiques contemporains.

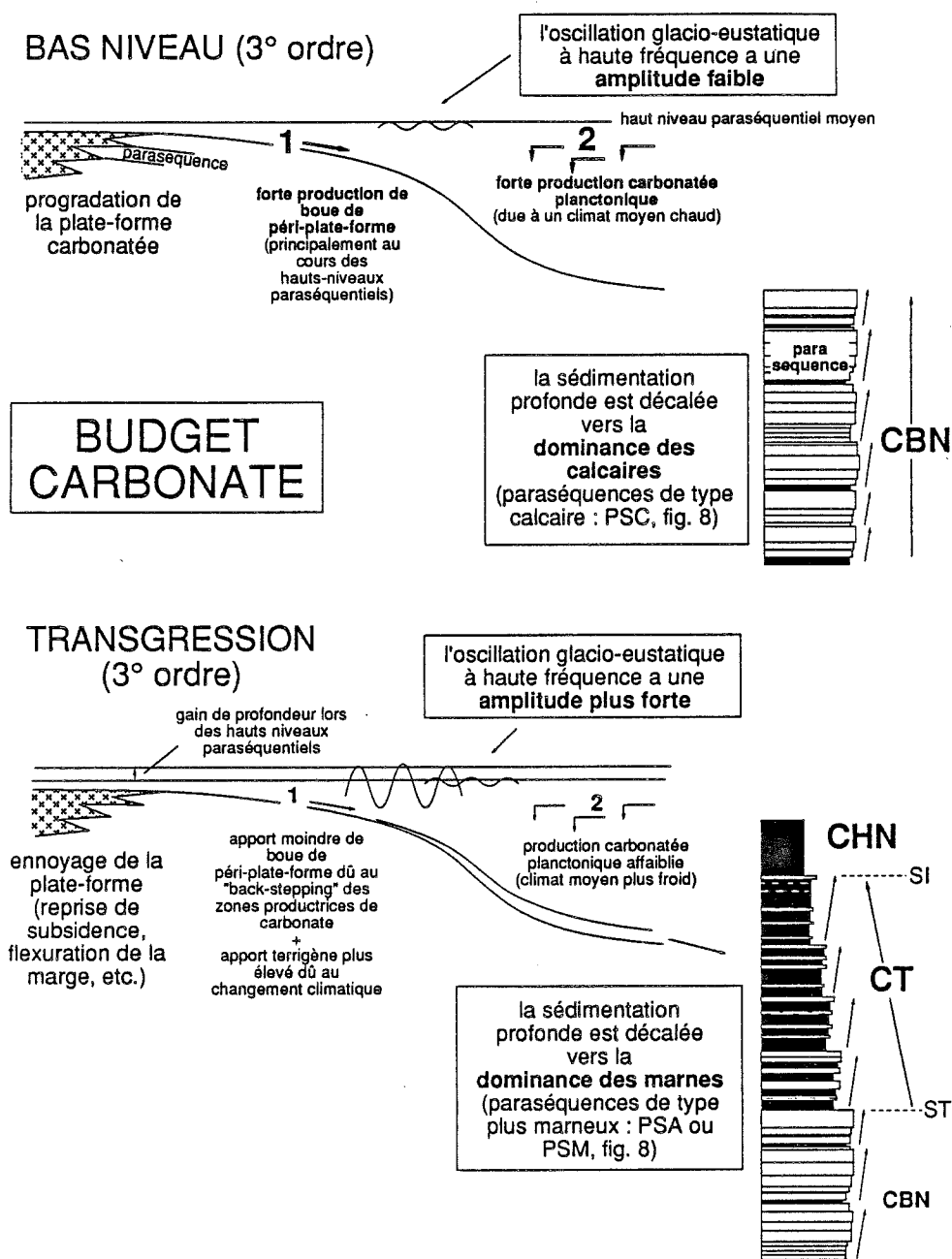


Fig. 21 - Fonctionnement proposé pour le système de dépôt carbonaté en période de bas niveau puis de transgression.

Functionnement of the carbonate depositional system from the 3rd order lowstand in sea level to the tectonically-controlled transgression during which occurs the amplification ("transgressive" cooling) in the amplitude of high-frequency (? glacio-eustatic) sea level oscillations responsible of the marl shift in the pattern of basinal parasequences.

- b) les transgressions de 3° ordre se marquent par une période globalement plus froide où l'importance sédimentaire des bas niveaux de haute fréquence domine sur celle des hauts niveaux. La sédimentation tend à glisser vers la dominance des interlits marneux qui représentent les bas niveaux de haute fréquence. On explique ainsi très bien la recrudescence du détritisme au moment des transgressions par cette modification climatique qui va durer un certain nombre, toujours variable, de paraséquences telles qu'elles ont été définies ici. Selon les séquences en effet, l'équivalent de bassin des cortèges transgressifs peut être parfois quasi instantané ou au contraire s'étaler sur 4 ou 5 paraséquences, comme lors des transgressions du Bajocien supérieur (Mouterde *et al.* 1989) ou du Kimméridgien (Atrops & Ferry 1989).

- c) c'est au moment des hauts niveaux marins de 3° ordre (phase d'inondation maximale des plates-formes) que les influences respectives de l'inondation proprement dite et de la dérive climatique vers la dominance des interlits marneux sont le plus difficile à débrouiller dans la série de talus et de bassin. D'une part la transgres-

sion fait reculer globalement les bancs carbonatés, tout en changeant probablement les faciès et l'organisation par suite du changement d'amplitude des oscillations à haute fréquence ; elle amoindrit donc le flux latéral de carbonate. D'autre part, cette diminution se combine à l'effet du refroidissement qui fait chuter globalement la production de carbonate planctonique, même lors des interstades chauds.

Résoudre le problème reviendrait à pouvoir faire la part des deux sources de carbonate dans tous les bancs de la série de bassin, chose délicate dans ces micrites indurées. Il est donc difficile de savoir si la détérioration climatique est strictement restreinte au cortège transgressif ou si elle peut perdurer pendant le cortège de haut niveau marin.

En résumé, le calcaire n'a pas la même signification selon le niveau hiérarchique séquentiel. Dans les paraséquences, il a valeur de haut niveau marin ; dans les séquences de 3° ordre qui sont une modulation des premières, il a valeur de bas niveau marin.

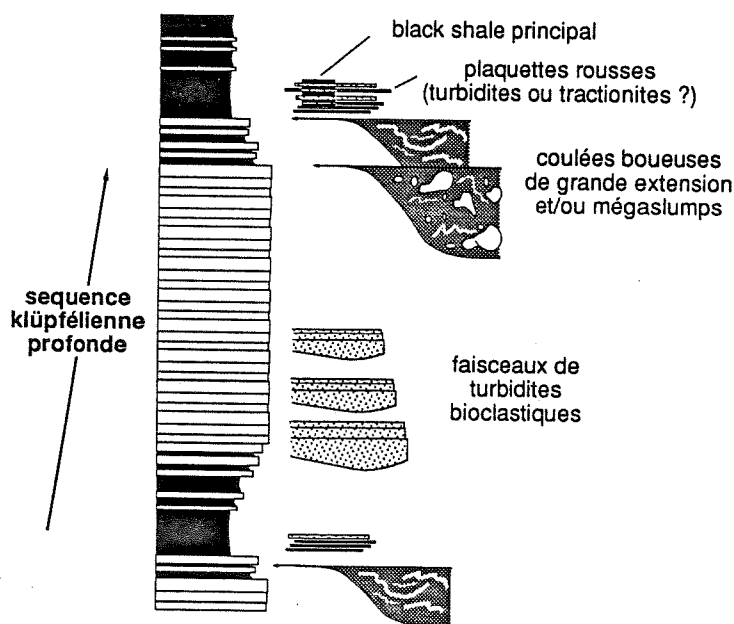


Fig. 22 - Position séquentielle des principaux faciès-repères de bassin (tiré principalement des séquences valanginiennes à aptiennes).

Position of marker beds versus the deep-water Klüpfel sequence (mainly from Valanginian to Aptian sequences).

4.3. Position séquentielle des remaniements gravitaires

Cette étude apporte des faits nouveaux, notamment l'existence d'un système turbiditique transgressif qui n'est pas prévu dans le modèle d'Exxon. Cette particularité permet de jeter un regard nouveau sur les cônes turbiditiques des systèmes silico-clastiques.

4.3.1. Dans le système de dépôt calcaire vocontien

La figure 22 résume l'essentiel des observations effectuées dans les séquences allant du Berriasien supérieur à l'Aptien inférieur inclus, c'est-à-dire pour un intervalle où le repérage des SK profondes est aisé et les remaniements gravitaires fréquents (fig. 3). Les apports bioclastiques se manifestent sous deux formes : des faisceaux de turbidites en bancs épais (d'épaisseur décimétrique à plurimétrique) et des niveaux de plaquettes calcaréo-gréseuses rousses. Ces apports sont positionnés par rapport à une SK profonde de référence, ici de type SC (fig. 9), mais les informations sont également tirées de SK de type SA ou SM. La position séquentielle des couches riches en matière organique est assez complexe mais les "black shales" principaux ont souvent tendance à se localiser dans la vire marneuse de base de la SK, notamment dans celles de type SM, bien que cette règle ne soit pas réciproque. Lorsqu'elles existent, les plaquettes rousses s'intercalent donc dans ces couches riches en matière organique. Les coulées boueuses de grande dimension sont toujours localisées au sommet des SK. Quant aux slumps, leur répartition semble quelque peu anarchique. Toutefois, lorsque la fréquence des remaniements gravitaires décroît, les slumps ont tendance à remplacer les grandes coulées et se localisent souvent au toit des SK. C'est notamment le cas du Jurassique supérieur (Atrops et Ferry 1987).

D'une façon générale, on peut mettre en évidence **deux systèmes de remaniements gravitaires**, chacun associé à une surface d'érosion (fig. 23), alors que dans le modèle d'Exxon il n'y a qu'une surface d'érosion liée au "downwardshift" lorsque celui-ci est important (LS de type 1):

- a) le premier système se met en place exactement *au sommet des SK profondes*, à la fin de la sédimentation calcaire, juste avant ou pendant la dérive "transgressive" vers les marnes de la SK suivante ; il est souvent représenté par une, plus rarement deux, coulées

boueuses de grande dimension, ou encore des slumps parfois, qui correspondent au glissement catastrophique des dépôts hémipélagiques de talus ou de l'extrême bordure de la plate-forme. Cette coulée est suivie dans quelques séquences par un ensemble de plaquettes calcaréo-gréseuses rousses à structures de turbidites distales. Par sa situation séquentielle, cet ensemble représente un *système turbiditique (lato sensu) transgressif*. Les deux termes (coulées et plaquettes) ne sont pas toujours présents ensemble ni même obligatoires. Lors de la transgression du Valanginien supérieur, par exemple, les marnes à *Saynoceras verrucosum* comportent des plaquettes rousses mais pas de coulées ni de grands slumps en-dessous. Dans d'autres séquences, il n'y a aucun remaniement gravitaire en cette position séquentielle.

La signification des plaquettes rousses n'est pas claire. Il peut s'agir de turbidites dont le caractère distal est compatible avec l'ennoyage de la plate-forme, c'est-à-dire avec le recul des zones nourricières. Il peut s'agir aussi de turbidites des bas niveaux paraséquentiels du cortège transgressif mais les émergences répétées et importantes des plates-formes ont fortement réduit par diagenèse subaérienne la quantité de sable disponible. Il peut s'agir aussi du résultat d'une circulation descendante (non turbiditique) lors des hauts niveaux paraséquentiels, rendue possible par l'ennoyage progressif de la plate-forme dans le cycle de 3^e ordre. Il s'agirait dans ce cas de tractionites et non de turbidites. La position de ces plaquettes dans les paraséquences pourrait aider à leur interprétation. En fait, la dérive de la sédimentation vers la dominance des marnes est si prononcée à la base des séquences de type SM que le signal lithologique paraséquentiel n'est plus visible.

L'amplification de l'oscillation à haute fréquence pendant la transgression de 3^e ordre est aussi en mesure de façonner une surface d'érosion dans les secteurs intermédiaires (talus) du prisme de dépôt qui n'émergent pas ou qui émergent très temporairement. Il en résulte qu'une surface d'érosion d'origine complexe (ablations mécaniques, circulation marine modifiée) représente souvent la surface de transgression. C'est la surface d'érosion sommitale (fig. 23), ainsi nommée par sa position par rapport à la SK, et qui est donc associée à un système de remaniement gravitaire particulier dans les carbonates. Elle se raccorderait avec la ou les surface(s) d'émergence en toit de séquence klüpfélienne dans les carbonates de plate-forme.

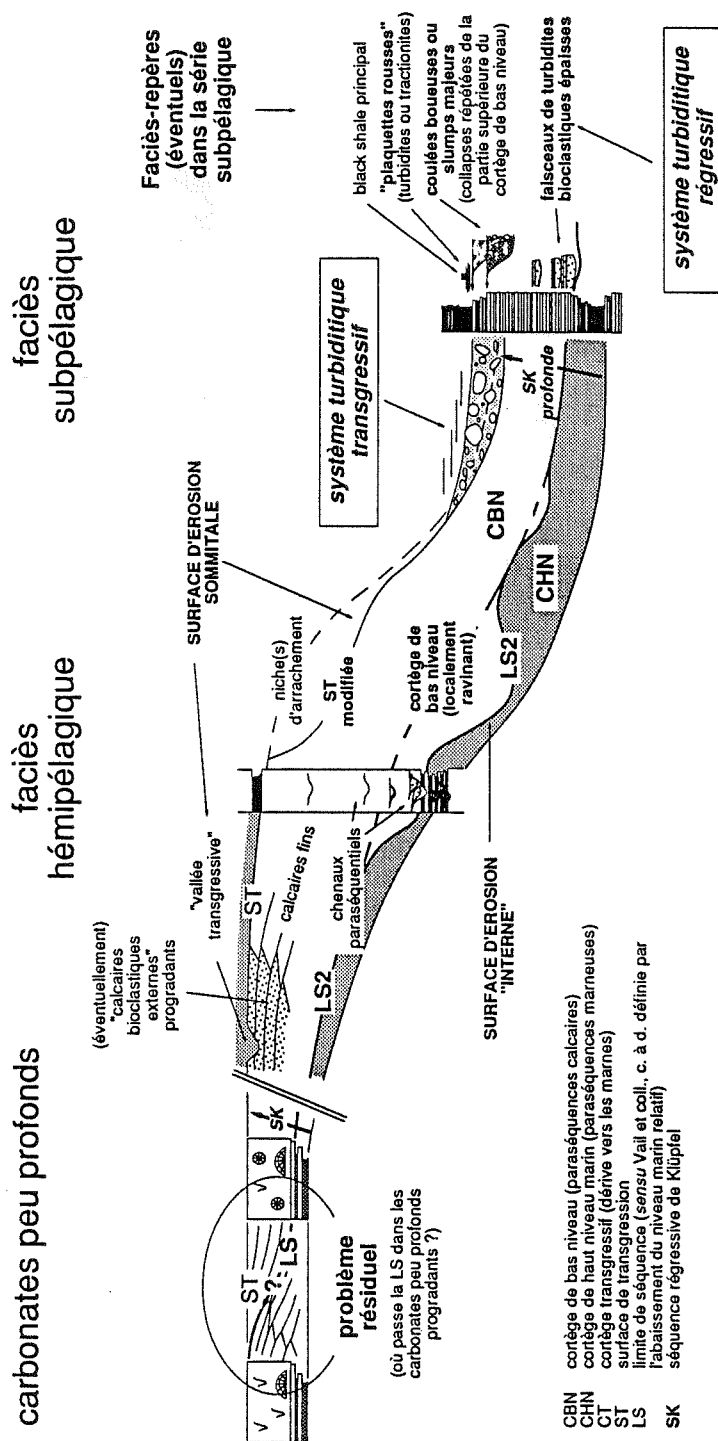


Fig. 23 - Synthèse des observations en fosse vocontienne (principalement Valanginien à Aptien) montrant l'existence de deux surfaces d'érosion et de deux systèmes turbiditiques (lato sensu) dans le prisme klüpfélien.

Synthesis of all available data from Valanginian to Aptian deposits of the Vocontian Trough and nearby platform showing that there is basically two erosional surfaces and two associated turbidite systems (lato sensu) within the Klüpfelian marl-limestone wedge.

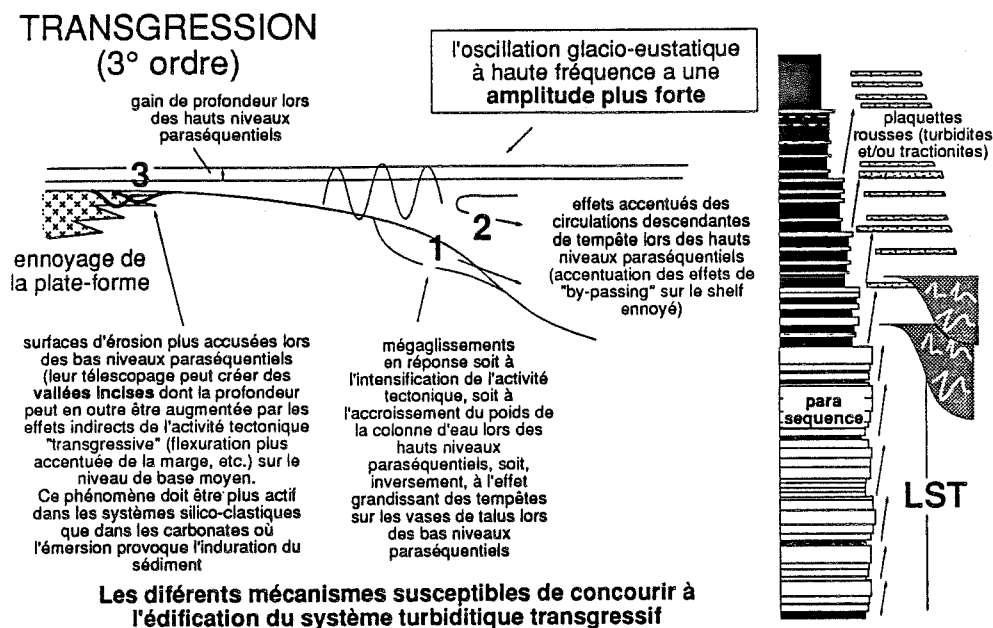


Fig. 24 - Schéma expliquant comment peut se former le système turbiditique transgressif.
Sketch explaining how the transgressive turbidite system may be formed.

La cause des collapses de marge (coulées boueuses) n'est pas claire non plus. Elles peuvent être dues à l'augmentation de pression sur le prisme de dépôt ennoyé tout autant qu'au contrôle tectonique des cycles de 3° ordre (recrudescence des séismes au moment de l'accélération de la subsidence ?).

La figure 24 résume les mécanismes susceptibles d'agir lors de la formation du système turbiditique transgressif.

- b) *l'autre système turbiditique*, représenté cette fois par des faisceaux de turbidites bioclastiques épaisses, se met en place à l'intérieur de la SK profonde, notamment dans sa moitié supérieure plus calcaire. C'est donc un *système de bas niveau marin*. Le maximum d'apport est, dans plusieurs séquences, situé au passage des marnes au calcaires, donc - de façon canonique pourrait-on dire par référence au modèle d'Exxon - à partir du "downwardshift" du système de dépôt, c'est-à-dire au-dessus de la limite de séquence LS. Dans certaines séquences, les apports bioclastiques peuvent cependant perdurer pendant tout le cortège de bas niveau marin sous la forme de ces épais faisceaux bioclastiques, qu'il

s'agisse réellement de turbidites dans le bassin proprement dit (cas du Barrémien supérieur de la fosse vocontienne occidentale) ou de remplissages de chenaux apparemment non turbiditiques dans les marno-calcaires hémipélagiques (cas particulièrement spectaculaire du Valanginien inférieur sur le talus ouest). Ces apports ont donc tous les caractères des "shingled turbidites" du modèle d'Exxon (Vail & Sangree 1988) et qui se mettent théoriquement en place à l'occasion des oscillations de niveau paraséquentielles dans le prisme de bas niveau progradant ("lowstand prograding wedge"), donc immédiatement après le dépôt du cône turbiditique. Mais dans aucune séquence calcaire, on ne rencontre un équivalent du cône de bas niveau.

Dans notre système de dépôt calcaire, on ne rencontre donc pas l'organisation turbiditique théorique des systèmes silico-clastiques. On voit en outre que les apports bioclastiques massifs se manifestent dans la partie basinale de prismes de bordure de plate-forme ("shelf margin wedges") et non de prismes de bas niveau proprement dits ("lowstand wedges"). Ils ne sont pas associés à des discontinuités de type 1 mais de type 2. Le "basin floor fan" surmonté du système rétrogradant à

chenaux-levées n'a apparemment aucun équivalent.

Le passage des calcaires aux marnes (LS) dans la SK profonde est la plupart du temps progressif bien que rapide. Localement cependant (cf Ferry & Rubino 1990), en position de talus, on peut mettre en évidence une surface d'érosion à ce niveau séquentiel. C'est la *surface d'érosion interne* par opposition à la surface d'érosion sommitale, associée au système turbiditique transgressif (fig. 23). Il ne s'agit cependant que d'une érosion locale liée à la morphologie sous-marine de la marge dans son ensemble. C'est dans les zones de canyons plus ou moins pérennes que les chenaux paraséquentiels, tributaires des faisceaux de turbidites du bassin, probablement s'emboîtent pour constituer cette surface qui peut être localement très fortement érosive (Ferry & Rubino 1990). Bien que recouverte par des apports bioclastiques parfois épais, il ne s'agit cependant pas d'une limite de séquence de type 1. Il ne s'agit que d'une particularité présentée par une limite qui reste fondamentalement de type 2, même si elle est recouverte localement (bas du talus) par d'épaisses masses bioclastiques. Ces masses représentent le résultat du télescopage des chenaux tributaires des "shingled turbidites", non un "basin floor fan". D'après des travaux en cours sur la plate-forme ardéchoise (D. Quesne) cette surface pourrait se décomposer vers l'amont en surfaces mineures qui s'enracineraient dans les faisceaux bioclastiques des sigmoïdes de progradation.

Pourquoi l'organisation théorique des cônes silico-clastiques profonds ne peut-elle être retrouvée dans ces turbidites bioclastiques ?

La comparaison entre le système de dépôt calcaire et le système silico-clastique suggère une réponse très simple.

4.3.2. Comparaison avec les systèmes silico-clastiques

La figure 25 est évocatrice. Il n'y a aucune raison de supposer en effet que le système calcaire soit particulier. Les séries deltaïques sont composées de séquences de progradation (régressives) empilées qui évoquent en tous points nos séries carbonatées rythmiques de plate-forme. Le système silico-clastique présente en revanche le gros désavantage d'être à peu près dépourvu de calcaire et donc d'être amputé d'un repère essentiel : la SK

profonde, qu'elle soit subpélagique comme en fosse vocontienne ou franchement pélagique. En outre, il est à prévoir qu'une surface d'érosion "interne" sera difficile à mettre en évidence dans les argiles homogènes de pro-delta.

La comparaison entre les deux systèmes, combinée à ce qui a été dit précédemment à propos de l'amplification vraisemblable du signal glacio-eustatique à ce moment précis du cycle de 3° ordre, suggère que les cônes turbiditiques terrigènes sont tout simplement l'équivalent du système turbiditique transgressif des carbonates.

On remarquera qu'on ne fait qu'appliquer un concept largement admis, voulant que les cônes sous-marins soient surtout alimentés en période de bas niveau marin. Mais il faut prendre garde au niveau hiérarchique des cycles. Le modèle d'enchaînement des différents systèmes turbiditiques (types I à III) développé par Mutti (1985) est ainsi parfaitement compatible avec l'idée présentée ici de forts abaissements glacio-eustatiques dans les cortèges transgressifs de 3° ordre. Le delta ou le système détritique côtier progradant correspond non pas à un prisme de haut niveau comme on l'admet généralement mais au cortège de bas niveau de 3° ordre, comme dans les carbonates (fig. 25). La première forte oscillation à haute fréquence du cortège transgressif de 3° ordre pourra avoir des effets déstabilisants considérables et alimenter la formation d'un système turbiditique de type I qui est l'équivalent du "basin floor fan" du modèle d'Exxon (Vail & Sangree 1988). La surface d'érosion correspondante ne doit cependant pas être confondue avec une limite de séquence de 3° ordre de type 1 (LS1) ; c'est fondamentalement une limite de paraséquence, même si elle est particulièrement accusée. L'ennoyage progressif du delta va ensuite amoindrir l'effet des oscillations à haute fréquence dont l'ampleur va d'ailleurs avoir tendance à diminuer au cours du cycle de 3° ordre. Au cours des paraséquences suivantes, le "basin floor fan" va donc pouvoir être surmonté par un système turbiditique rétrogradant de moins en moins alimenté (types II et III de Mutti 1985, ou "slope fan" et "channel-levée system" de Vail & Sangree 1988).

La grosse différence avec les modèles antérieurs est que ce système turbiditique, dans son ensemble, est transgressif. Il pourrait correspondre au "slope regrading" transgressif des séquences génétiques de dépôt sensu Galloway (1989).

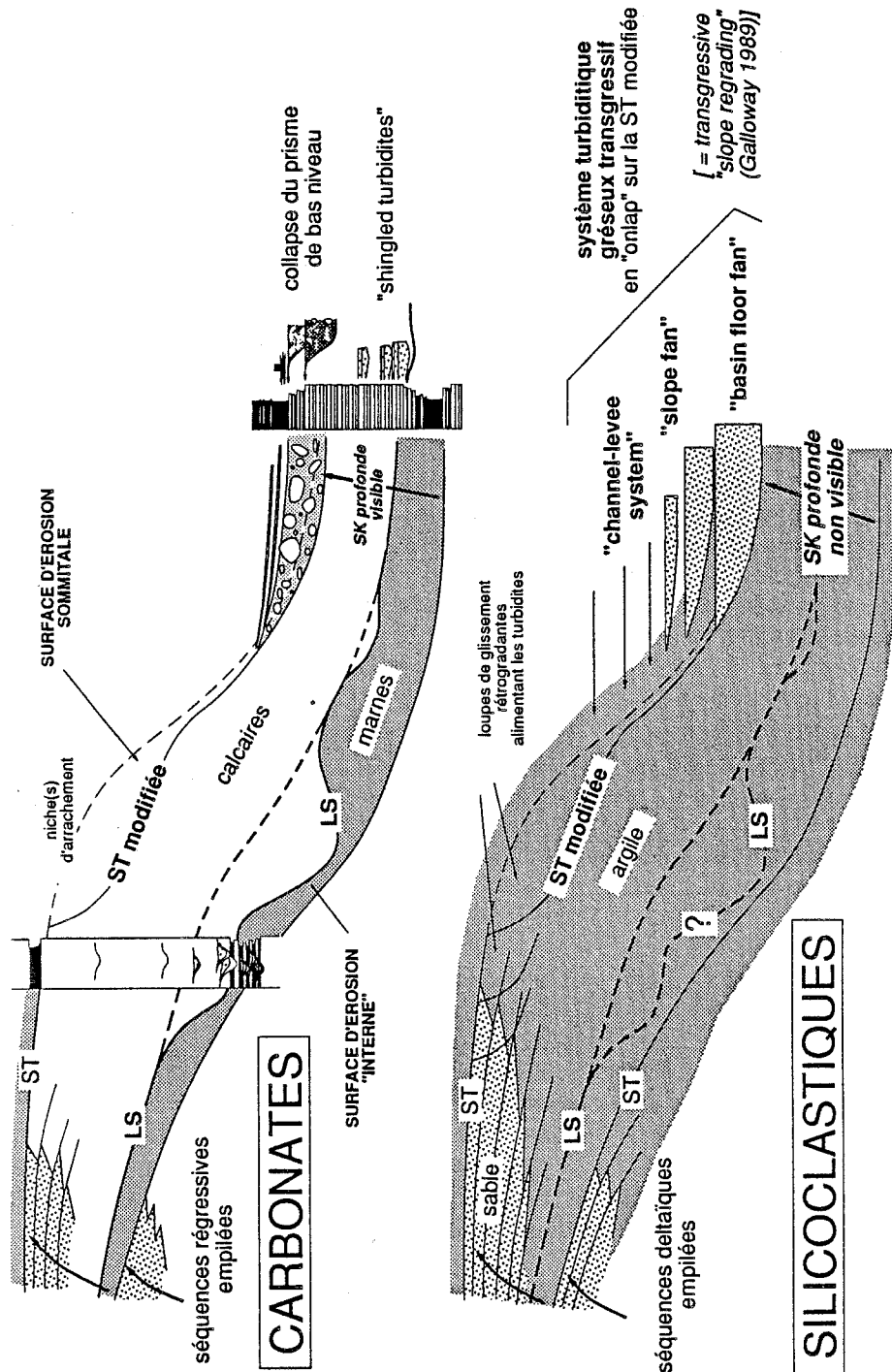


Fig. 25 - Comparaison entre systèmes de dépôt calcaires et silico-clastiques suggérant que les puissantes formations turbiditiques des seconds puisse être des formations transgressives et non la marque d'abaissments de 3^e ordre du niveau marin. Ces formations seraient sur la surface de transgression (érosive jusqu'en domaine profond) et non la limite de séquence au sens du modèle d'Exxon. A plus haute fréquence, les turbidites peuvent cependant se mettre en place lors des forts abaissement (glacio-eustatiques ?) du niveau marin pendant le cortège transgressif.

Comparison between carbonate and siliciclastic depositional environments suggesting that turbidite systems of siliciclastic environments could be 3rd order transgressive features, although turbidites may be emplaced at sea level falls (but high-frequency falls during the flooding of the coastal wedge).

L'absence du repère carbonate dans les systèmes silico-clastiques peut donc conduire à *interpréter une surface d'érosion paraséquentielle comme une limite de séquence de 3° ordre*. Si les idées présentées ici sont correctes, les conséquences en stratigraphie séquentielle, notamment sur le repérage des séquences sur le terrain ou en forage, ainsi que sur leur positionnement stratigraphique sont considérables. On peut prévoir des déphasages de 180°. On explique aussi peut-être la notion de "simple sequence", séquences de dépôt courtes, progressivement rajoutées sur la première version publiée (1987) de la charte de Haq *et al.* Il pourrait s'agir de ces paraséquences particulières des cortèges transgressifs.

Une autre conséquence importante est que dans les systèmes deltaïques, le sable émergé ne s'indure pas comme le font les carbonates de plate-forme. Il peut être érodé lors des fortes baisses de niveau paraséquentielles du cortège transgressif. Des vallées peuvent alors être creusées à ce moment par suite des changements importants du niveau de base (correction des profils d'équilibre). Mais on voit que, par rapport au modèle d'Exxon, ces vallées ne sont pas creusées au moment du maximum de vitesse de la baisse eustatique de 3° ordre. C'est là encore une question de fréquence des cycles, donc de hiérarchie. L'étude des dépôts quaternaires montre abondamment que les effets sédimentaires des oscillations glacio-eustatiques à haute fréquence peuvent être considérables et dépasser largement ce qui est créé pendant tout un cycle de 3° ordre mésozoïque. Ce qui compte est l'amplitude des phénomènes, non la longueur d'onde des cycles. Il en résulte une confusion complète sur la signification des surfaces d'érosion puisque, dans le modèle présenté ici, les effets sédimentaires paraséquentiels peuvent être théoriquement plus importants que ce qui se passe au niveau des cycles hiérarchiquement supérieurs.

Des creusements de vallées ("incised valleys" du modèle d'Exxon) peuvent donc en principe apparaître au sommet des séquences deltaïques (fig. 25), *sans pour autant signifier limite de séquence de type 1*. Ces creusements de vallées successifs, qui peuvent éventuellement s'emboîter pour donner l'illusion d'une vallée unique, sont probablement l'équivalent des multiples "hard-grounds" fréquemment rencontrés au sommet des séquences régressives carbonatées. Dans les carbonates, en effet, la diagenèse indure les sédiments exposés et les

effets de l'émersion ne peuvent pas être les mêmes que dans les systèmes silico-clastiques.

On finit donc par montrer que les *surfaces d'émersion en fin de séquence régressive ne sont pas un critère pour positionner les limites de séquence de 3° ordre* et, qu'à l'extrême, on puisse *se poser des questions sur la signification réelle des vallées incisées dans les complexes deltaïques*.

Les carbonates de plate-forme situés sous une discontinuité DK, tout autant peut-être que les formations deltaïques, peuvent donc ne pas représenter des prismes progradants de haut niveau marin (début de la régression) comme on l'admet généralement, mais bien des prismes de bas niveau marin relatif.

Il y a donc une complète opposition entre les deux façons de positionner les limites de séquences dans les dépôts peu profonds, entre les conceptions présentées ici et celles illustrées par le modèle d'Exxon.

4.4. Discussion du modèle d'Exxon

Le principe de fonctionnement du système de dépôt tel qu'il est exposé dans le modèle d'Exxon (Posamentier et al. 1988, Jervy 1988, Cross 1988) est très élégant et sans doute valable au niveau *paraséquentiel*. En revanche, c'est à partir des cycles de 3° ordre qu'apparaissent les problèmes mis en lumière par l'étude du système carbonaté vocontien. En dernière analyse, on peut retenir trois failles principales dans le modèle.

La première est la croyance implicite que les oscillations paraséquentielles sont toujours mineures par rapport aux variations de 3° ordre du niveau marin. Si cela n'est pas vrai, on introduit dans l'interprétation des objets géologiques une distorsion considérable allant jusqu'au renversement complet de la valeur de certains types de dépôts.

Les conséquences sont importantes car elles touchent aux mécanismes de contrôle mêmes. Si les indices de refroidissement climatique mis en évidence dans les séries sédimentaires (faunes, flores) sont jugés contemporains des soit-disant dépôts de bas niveau marin, les cycles de 3° ordre peuvent être des superpériodes glacio-eustatiques. Sinon, ils accompagnent globalement les transgressions. La cause des cycles de 3° ordre ne peut plus dès lors être glacio-eustatique.

La deuxième est qu'en définitive est transposé à tort aux cycles de 3° ordre le fonctionnement valable pour les cycles paraséquentiels. On a vu plus haut que la plate-forme carbonatée est fonctionnelle lors des hauts niveaux marins à haute fréquence, comme pendant le Quaternaire. Si l'on continue à appliquer le même raisonnement aux cycles de 3° ordre, on aboutit à la mauvaise interprétation illustrée sur la figure 16 où la limite de séquence reste au toit de chacun des prismes progradants, depuis la plate-forme jusqu'au bassin (= solution A, la plus mauvaise dans notre système carbonaté). Ceux-ci sont alors logiquement considérés comme des prismes de haut niveau marin, alors que les vraies limites de séquence sont probablement les lignes tiretées (pseudo-surfaces de "downlap") et que les dépôts ombrés sont des dépôts transgressifs, non des systèmes turbiditiques de bas niveau de 3° ordre. La transposition revient en somme à admettre une proportionalité des causes et des effets dans la hiérarchie des cycles. Cette proportionalité n'existe pas si l'on accepte l'idée d'une modulation d'un signal par l'autre selon des modalités différentes. C'est le découplage des mécanismes de contrôle sur la frontière entre cycles de Milankovitch, d'une part, et cycles à moyenne et basse fréquence, d'autre part (fig. 9).

Le troisième point faible est la vitesse de subsidence. Le modèle d'Exxon a été bâti pour les dépôts des marges passives qui sont théoriquement soumises à la subsidence thermique. Celle-ci suit en principe une loi exponentielle décroissante avec le temps (courbe de Sclater). On peut donc, pour les cycles de 3° ordre, qui sont de durée encore courte, considérer cette subsidence comme constante. Les variations eustatiques du niveau marin, si elles existent à cette fréquence et quelles qu'en soient leurs causes, contrôlèrent alors l'essentiel de la géométrie du système de dépôt.

Si l'on n'admet pas la régularité de la subsidence, on introduit une nouvelle perturbation de taille dans le fonctionnement du système. Différents auteurs (Mörner 1980) (voir aussi *in* Galloway 1989) ont abondamment montré que ce postulat ne peut raisonnablement être valable. Les marges des bassins, en cette période tectonique active, subissent actuellement à peu près partout dans le monde des mouvements positifs ou négatifs parfois très rapides par rapport à la période des cycles de 3° ordre. L'intérêt d'une telle remarque est qu'on peut "fabriquer", en agissant uniquement sur la vitesse de subsidence, une géométrie sismique qui pourra être interprétée de façon erronée. Cette observation, combinée

à ce qui vient d'être évoqué à propos du renversement d'interprétation de l'équivalent profond des cortèges transgressifs (fig. 16), peut permettre de régler le problème des discontinuités de type 1.

Quelle est en effet la véritable signification des limites de séquence de type 1 (LS1) si l'interprétation défendue ici revient en définitive à nier leur existence ?

On voit sur la figure 26 que si la subsidence s'arrête pendant le dépôt de la deuxième SK (K2), celle-ci ne pourra s'empiler en "sigmoidal offlap" sur la K1, comme en cas de subsidence constante (fig. 26, en haut). Le seul espace disponible est alors latéral (fig. 26, en bas). Il s'agit d'un "oblique offlap". Le système turbiditique du cortège transgressif CT2 passera *ipso facto*, en application des définitions même du modèle d'Exxon, pour un système turbiditique de bas niveau installé sur une limite de séquence de type 1, à laquelle se raccorderont les vallées incises au toit de K1. Ces vallées seront interprétées comme des vallées creusées lors d'une forte baisse eustatique de 3° ordre. Or, compte-tenu de ce qui a été dit plus haut, cette pseudo-LS1 peut, notamment dans la partie amont, résulter de la surimposition des effets érosifs des oscillations à haute fréquence pendant deux cortèges transgressifs de 3° ordre, avec une inondation intermédiaire qui aura laissé peu de traces. C'est fondamentalement une surface de transgression, même composite. Et la partie sableuse progradante de K1 ne sera pas un prisme de haut niveau marin, mais un prisme de bas niveau, comme dans K2.

L'analyse du système carbonaté vocontien suggère donc qu'il puisse n'exister en fait que des limites de séquence de type 2, les limites de type 1 étant peut-être le résultat de mauvaises interprétations, comme illustré ci-dessus ou sur la figure 16. Il ne s'agit pas d'un problème trivial. Une vraie LS1 signifie (selon le modèle d'Exxon) une forte baisse eustatique de 3° ordre, donc longue et dont il faut trouver les causes. Une fausse LS1 signifie que la marge a eu localement un problème de subsidence pendant un temps que l'on peut chercher à évaluer en comptant les paraséquences sur un transect latéral.

Cette analyse fournit peut-être la solution d'un autre problème : l'accordance de la charte de Haq *et al.* (1987) avec la charte locale (travaux en cours) construite à partir des séquences successives définies dans la série

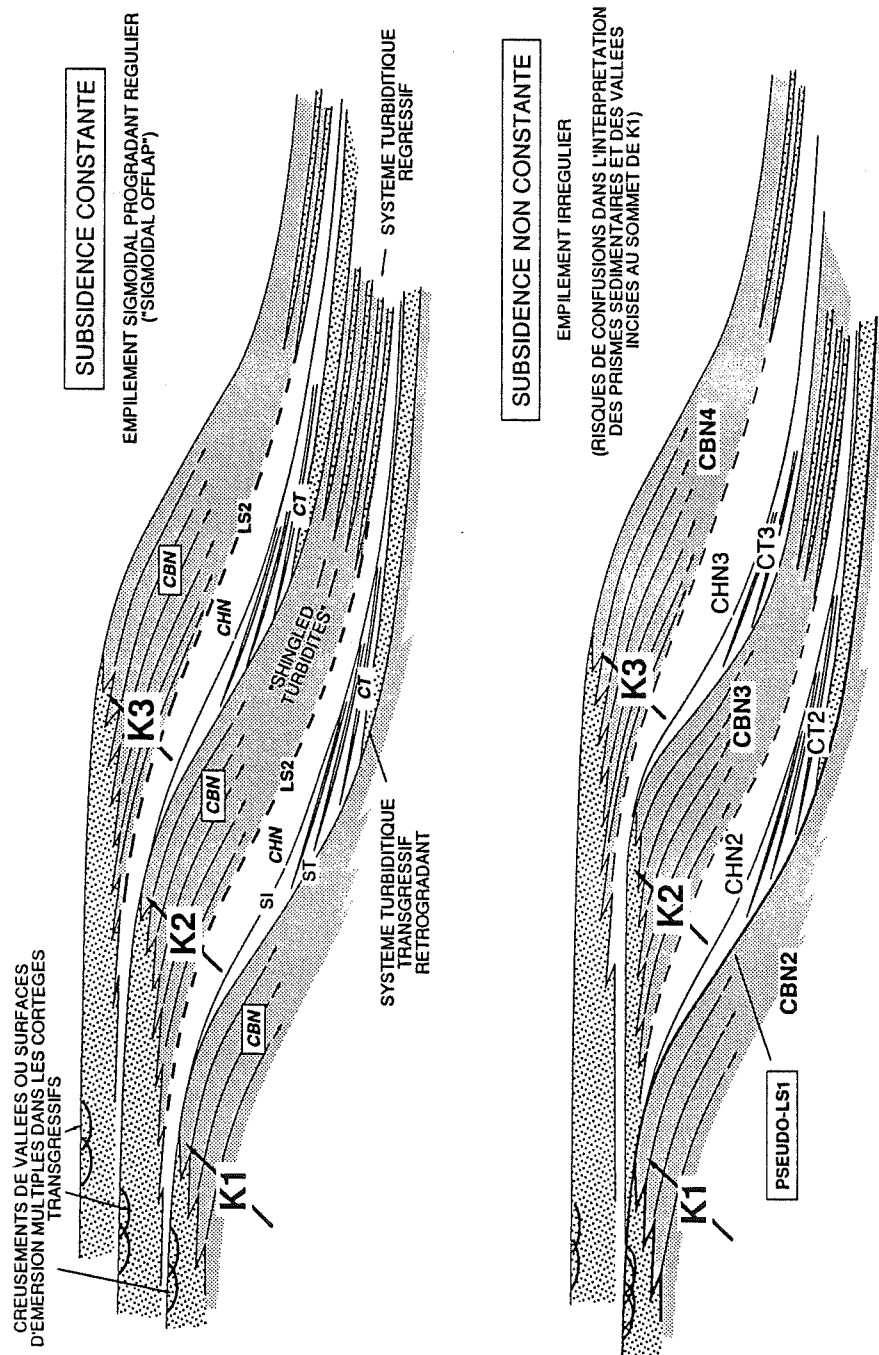


Fig. 26 - Schéma expliquant comment peut se former une pseudo-limite de séquence de type 1 à partir de deux surfaces érosives de transgression lorsque la subsidence (supposée à peu près constante dans le modèle d'Exxon) en réalité se bloque pendant un cycle de 3^e ordre. Sketch explaining how a wrong type 1 sequence boundary may be formed through the amalgamation of two erosional transgressive surfaces if the supposedly constant subsidence rate drops to nil over the depositional time of a 3rd order cycle.

The second transgressive systems tract (CT2, below) will be interpreted as a deep-sea fan at the basis of a lowstand prograding wedge (CBN3). Most of the K3 Klüpfelian wedge will be interpreted as a prograding late highstand wedge. Comparison with the sketch above (steady subsidence) show that all Klüpfelian wedges have the same significance and that the shaded part of each Klüpfelian wedge is basically a 3rd order lowstand systems tract. CT2 was deposited during an intervening rise in sea level, not at a strong 3rd order sea level fall.

vocontienne. Certaines se correspondent, à un léger décalage biostratigraphique près. D'autres sont décalées à 180°. Compte-tenu de ce qui précède, on peut se demander si la raison du désaccord ne tient pas dans la nature des séries (bassin ou plate-forme) qui ont servi à établir la charte "eustatique", puisque l'essentiel du désaccord porte sur l'interprétation des séquences régressives de plate-forme.

En résumé, on voit que le *positionnement de la limite de séquence*, au sens où celle-ci est définie dans le modèle d'Exxon, est un exercice délicat.

En domaine de plate-forme, si la LS est toujours différente de la DK comme le suggère notre analyse, on peut se demander si l'exercice présente un réel intérêt. Pourquoi en effet chercher à positionner une surface aussi difficile à définir au sein de prismes progradants successifs qui sont en définitive analogues aux *unités génétiques de dépôt* sensu Galloway (1989) ? Pourquoi ne pas alors délimiter les séquences de dépôt par les niveaux d'inondation qui se repèrent bien mieux en diagraphies et sur le terrain ?

Mais c'est surtout en domaine de talus, voire de bassin, que l'identification des limites de séquence sera la plus délicate, par suite de l'existence possible de deux surfaces d'érosion dans un cycle de 3° ordre. *L'analyse du système de dépôt complet sera en effet nécessaire pour distinguer les surfaces érosives de transgression des limites de séquence qui peuvent être aussi fortement érosives, même dans le cas de séquences de dépôt de type 2.*

5. Mécanismes de contrôle de la cyclicité et modèle proposé

5.1. Cycles dans la bande de fréquence de Milankovitch

Aux hautes fréquences (6° à 4° ordre), c'est-à-dire pour les cycles de 20.000 à 400.000 ans, et bien qu'il subsiste de très gros problèmes sur l'accord de fréquence avec les cycles orbitaux, le mécanisme le plus vraisemblable des changements du niveau marin est le glacio-eustatisme, comme il l'a été développé plus haut. Pour ces fréquences, le contrôle des variations du niveau marin peut être qualifié d'*externe*.

En domaine carbonaté profond, on n'enregistre

pas en fait directement le glacio-eustatisme mais les cycles de productivité associés aux changements climatiques (océan distal). Plus on se rapproche des plates-formes carbonatées, plus s'ajoute l'effet de l'apport carbonaté latéral mais on a vu qu'il devait sans doute varier en phase avec les cycles de productivité planctonique. A cette règle, il faut ajouter la dilution des apports terrigènes vers l'océan distal. En fosse vocontienne, à cause de la relative proximité des sources de terrigènes, l'apport d'argile rendra les cycles à haute fréquence plus évidents. Le signal perdra de la définition vers le large (c'est le cas dans les séries équivalentes d'Italie comme la formation Maiolica), sauf lors des grandes glaciations, comme au Quaternaire ou à certains moments du Tertiaire, où les changements sont si forts des stades glaciaires aux interglaciaires que le signal à haute fréquence est parfaitement enregistré même au milieu de l'Atlantique.

5.2. Cycles à moyenne fréquence

Les cycles à moyenne fréquence ou cycles de 3° ordre sont-ils des superpériodes des cycles orbitaux ? Sont-ils dus à des phénomènes de résonance issus du mariage des différentes fréquences orbitales ? Non, si notre analyse est correcte car le climat n'est plus alors la cause des variations relatives du niveau marin mais une *conséquence* d'autres mécanismes.

La théorie astronomique des paléoclimats comporte en effet un point faible. Elle n'explique ni l'initiation ni la fin des grandes périodes glaciaires ou des refroidissements plus courts connus par exemple au Tertiaire (Miocène moyen, etc., ou cas du Messinien évoqué plus haut).

Si notre analyse du signal carbonaté profond en fosse vocontienne est correcte, les transgressions de 3° ordre s'accompagnent de refroidissements. Les refroidissements "transgressifs" signifiant baisses à haute fréquence du niveau marin, il faut qu'un mécanisme différent commande d'une façon ou d'une autre l'effet contraire, la submersion des plates-formes. Ce *facteur forçant* d'origine *interne*, car il ne peut être que "tectonique" au sens large, devra être suffisamment puissant pour avoir des *conséquences climatiques*. Cette dernière condition exclut la tectonique locale qui, si elle joue, ne peut être que le reflet d'événements plus globaux.

Comment s'effectue cette modulation du signal de Milankovitch ?

C'est un problème d'une grande complexité qui doit être abordé de plusieurs manières:

- synchronisme des séquences
- cause "tectonique" des dérives climatiques
- mécanismes tectoniques possibles
- position des déformations dans les séquences

5.2.1. Synchronisme des séquences

Plusieurs scénarios peuvent être imaginés selon que les variations du niveau marin sont de même sens partout dans le monde ou non, c'est-à-dire que les séquences de dépôt sont synchrones ou non. A cette condition seulement pourra-t-on parler d'"eustatisme". La réponse demandera à la fois un énorme effort stratigraphique et aussi une parfaite connaissance de la réaction des systèmes sédimentaires aux variations relatives du niveau marin. On sait déjà maintenant par exemple (Ferry 1990, Ferry & Schaaf, à paraître) que la réponse carbonatée profonde aux variations de 3° ordre, telle qu'elle est décrite ici pour les marges ouvertes, peut s'inverser dans les bassins restreints et fausser complètement l'analyse séquentielle.

Des indices de synchronicité des séquences sur des surfaces considérables existent. La transgression du Bajocien supérieur est commune aux séries de l'Ouest européen et d'Afrique du Nord ; elle s'effectue semble-t-il, en un temps très court, de l'ordre de 400.000 ans si l'on se réfère à la série vocontienne (Mouterde *et al.* 1989). Avec une plus grande précision stratigraphique, les étapes (paraséquences) de la transgression turonienne peuvent être corrélées de l'Angleterre à la fosse vocontienne et jusque dans le bassin intérieur nord-américain (Ferry & Schaaf, à paraître). La transgression du Bédoulien supérieur s'effectue en moins d'une paraséquence d'après les séries corrélées de la fosse vocontienne jusque dans le bassin anglais (Ferry, à paraître) ; cet événement est synchrone des marges européennes au milieu du Pacifique (Site DSDP 463) où il se marque dans la partie profonde des bassins par un petit cycle de dépôt qui a les mêmes caractéristiques, avec un niveau de black shales dans la zone à *Globigerinelloides blowi*, aussi bien en fosse vocontienne (niveau "Goguel"), qu'en Italie (niveau "Selli") ou que dans les Montagnes Médio-

Pacifiques (Sliter 1989).

Mais ces corrélations à très longue distance ne sont pas suffisantes en elles-mêmes pour prouver un quelconque tectono-eustatisme. D'une part, on a vu que c'est l'événement climatique qui est essentiellement enregistré dans la partie profonde des bassins. Il reste à prouver que la variation de 3° ordre du niveau marin, enregistrée par les dépôts peu profonds, est réellement de même sens partout. Mais surtout, prouver l'eustatisme réclame une maille d'observations très serrée car d'autres mécanismes globaux sont capables de générer des séquences corrélables sur des marges éloignées (voir ci-après).

5.2.2. Causes "tectoniques" des dérives climatiques

La seule observation actuelle liant de façon certaine activité magmatique et climat est la baisse générale des températures constatée dans les années qui ont suivi des explosions volcaniques majeures.

A plus grande échelle de temps compatible avec la durée des séquences de 3° ordre, Vogt (1979) montre une intensification à peu près synchrone de l'activité de plusieurs points chauds (intra-plaques et sur dorsale) concomitante d'un volcanisme accru en zone de subduction au Miocène moyen. Le Miocène moyen est par ailleurs une période de refroidissement bien connue, d'après les courbes isotopiques, et qui aurait pu voir la taille de la calotte glaciaire antarctique croître jusqu'à une taille proche de la taille actuelle (Robin 1988).

De la même manière, il est tentant de lier l'accident climatique messinien (fig. 20) avec une reprise de l'activité volcanique explosive en Amérique Centrale (Cadet *et al.* 1990), reprise d'activité qui coïncide avec un paroxysme des déformations tectoniques dans des régions éloignées comme la Provence (Clauzon 1984) et qui pourrait signaler un événement réellement global.

A une autre échelle, les aérosols et/ou la poussière créés à la limite Crétacé-Tertiaire soit par un impact météoritique (Alvarez *et al.* 1980), soit par une intensification du volcanisme (Courtillot *et al.* 1988), auraient eu un effet de serre pour les uns, l'effet climatique contraire par absorption du rayonnement solaire pour les autres. On peut remarquer que la limite Crétacé-Tertiaire est représentée dans l'Océan mondial par une couche d'argile puis de marne qui interrompt pour un moment une sédimentation essentiellement calcaire.

La coupure sédimentaire de la limite Crétacé-Tertiaire est donc du même type, en moins intense cependant, que la coupure messinienne (fig. 20).

On est tenté d'établir un parallèle avec nos séquences klüpféliennes profondes en fosse vocontienne et de penser que ces dernières s'inscrivent dans un *continuum où les mêmes causes produisent les mêmes effets, à un facteur d'intensité près*. Les crises climatiques pourraient être le reflet d'une intensification de l'activité magmatique globale qui, elle-même, expliquerait une recrudescence de l'activité tectonique globale (voir ci-après). On pourrait ainsi lier tectonique "transgressive" et détérioration climatique. Mais les avis sont partagés sur les effets de ces événements globaux. Rea *et al.* (1990) interprètent la coupure Eocène-Oligocène par la conséquence d'une réorganisation du mouvement des plaques, une augmentation de l'activité hydrothermale et de l'activité volcanique... et un réchauffement climatique.

5.2.3. Mécanismes tectoniques possibles

Il y a plusieurs manières d'expliquer la submersion des marges des bassins sur des surfaces importantes appartenant à des plaques lithosphériques différentes:

- tectono-eustatisme (Mörner 1976, 1980, Pitman 1978) sous-entendant une tectonique pulsante (Sheridan 1987)
- variations des contraintes intra-plaques (Cloething 1986)
- déformations du géoïde (Mörner 1976, 1980)

Tel qu'envisagé par Mörner et Pitman, le **tectono-eustatisme** est une réponse aux variations d'activité des dorsales océaniques. Une plus ou moins grande activité signifie un gonflement asthénosphérique plus ou moins prononcé et donc une modification du volume océanique. A volume d'eau de mer constant, les transgressions et régressions sur les marges battront au rythme du fonctionnement des dorsales.

L'inconvénient majeur est que le tectono-eustatisme n'a été envisagé que pour les cycles à basse fréquence. Eu égard à l'inertie probable du système mantellique, il est en effet difficile d'imaginer les réactions quasi-instantanées que demandent les transgressions de 3° ordre. D'après les comptages de paraséquences effectuées dans la série vocontienne, et en

supposant que celles-ci représentent un "chronomètre astronomique" fiable d'après leur durée proche de la quasi-période de l'excentricité, la durée des transgressions de 3° ordre n'est jamais supérieure à 500.000 ans, plus souvent inférieure à 200.000 ans, voire parfois inférieure à la durée d'une paraséquence.

C'est donc ici que se pose de façon cruciale le problème du synchronisme des séquences de dépôt à l'échelle du globe. Si les variations de 3° ordre du niveau marin sont synchrones et de même sens partout, le choix du mécanisme "tectonique" est réduit. Soit on admet que la subsidence présente une accélération sur toutes les marges au même moment, soit on admet que le niveau de l'eau monte de façon absolue par tectono-eustatisme.

Bien que l'hypothèse d'un tectono-eustatisme à moyenne fréquence soit quelque peu irréaliste en l'état actuel des connaissances, il s'agit néanmoins d'une idée intéressante pour deux raisons.

Elle aurait l'avantage d'expliquer de façon simple à la fois la submersion des plates-formes et le rapide "downwardshift" des faciès qui court-circuite, dans la solution B, l'édification du vaste prisme de haut niveau marin prévu par le modèle d'Exxon. Klüpfel avait déjà senti la nécessité d'expliquer le passage rapide aux faciès peu profonds dans ses séquences régressives par un mouvement positif du fond. On verra plus loin une illustration de ce déplacement rapide des faciès dans le Néocomien du Jura. Dans le scénario tectono-eustatique, les marges peuvent rester totalement passives par rapport aux mouvements du niveau marin.

Cette hypothèse peut aussi fournir une explication simple au refroidissement "transgressif" marqué par la dérive sédimentaire vers les marnes en domaine de bassin autant qu'aux multiples indices de déformations tectoniques rencontrées dans les cortèges transgressifs de plate-forme. Comme le souligne en effet Sheridan (1987) et toutes réserves faites quant à la vitesse du processus, le tectono-eustatisme implique une tectonique pulsante car, la terre étant un système fermé sur lui-même, un taux accru d'expansion océanique doit se traduire par une plus grande activité dans les zones d'affrontement des plaques lithosphériques, donc un volcanisme basaltique et andésitique (explosif) accru, en même temps qu'un hydrothermalisme sous-marin plus important. Mais les différents scénarios imaginés par Sheridan, puis d'autres (Rea *et al.* 1990), à partir de cette idée de base, pour lier volcanisme, climat et réponses sédimentaires sont quelque peu contradictoires. En effet,

données stratigraphiques, la précision requise devant atteindre celle de la sous-zone d'ammonites.

Pour l'instant, il ressort des données disponibles que beaucoup de déformations synsédimentaires (phases de fracturation, déplacement des zones de subsidence, hétérogénéités dans la vitesse de subsidence, etc.) dans les domaines de plate-forme péri-méditerranéennes et ouest-européennes semblent se placer dans les cortèges transgressifs de 3^o ordre tels qu'ils sont définis ici (DK des séquences de plate-forme = simple surface de transgression) et biostratigraphiquement repérés en fosse vocontienne. Néanmoins, un certain nombre d'autres indices se situeraient plutôt sur des limites de séquence internes aux prismes klüpféliens (Aalénien inférieur, Oxfordien moyen, ...). Ce fait peut être interprété de plusieurs manières selon que les séquences de dépôt sont synchrones ou non et ne résoud rien.

5.2.5. Modèle proposé

La figure 27 explique comment peuvent se marier les mécanismes aux effets parfois contraires pouvant générer les séquences observées dans le bassin sédimentaire subalpin, à savoir le contrôle "tectonique" (interne) pour les cycles de 3^o ordre et le contrôle glacio-eustatique (externe) pour les cycles à haute fréquence.

Les calcaires de plate-forme sont considérés, dans leur majeure partie ou totalement dans certains cas (fig. 28), comme des prismes de bas niveau marin. Au tout début de la transgression, l'effet sédimentaire de l'amplification des oscillations à haute fréquence, qui peuvent passer de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, est maximal. Cette amplification temporaire d'un glacio-eustatisme permanent mais habituellement très modéré génère les surfaces d'émersion au toit des carbonates de plate-forme, peut-être les vallées incisées au toit des formations deltaïques. Dès que la submersion de 3^o ordre dépasse l'amplitude des oscillations à haute fréquence ce signal paraséquentiel n'est plus que médiocrement enregistré. Pendant les hauts niveaux marins de 3^o ordre, il est alors difficile de savoir si les oscillations à haute fréquence restent amples (climat froid) ou si leur amplitude diminue (réchauffement). L'habituelle rapidité du passage des marnes d'inondation aux calcaires de plate-forme souvent épais exclut le comblement (progradation) comme cause probable de la

baisse relative du niveau marin. Le réchauffement climatique dans le cycle de 3^o ordre explique-t-il à lui seul le retour à une sédimentation calcaire ou faut-il envisager le négatif du mécanisme tectonique "transgressif" pour expliquer le "downwardshift" du système de dépôt ? Le bas niveau marin, quant à lui, voit le retour à une oscillation de faible amplitude, l'installation d'une plate-forme carbonatée en période de climat globalement plus chaud et la dérive logique du signal paraséquentiel vers la dominance du calcaire dans la série de bassin. La faible amplitude des oscillations à haute fréquence peut expliquer que le signal paraséquentiel soit moins bien exprimé dans les formations carbonatées de plate-forme qui, si l'on excepte des cas très particuliers comme celui du Pürbeckien, seraient habituellement des formations de bas niveau marin.

Les causes "tectoniques" précises de la submersion de 3^o ordre ne sont pas connues mais le choix est restreint entre soit un hypothétique tectono-eustatisme à moyenne fréquence qui résoudrait aisément tous les problèmes (dont celui du "downwardshift"), soit divers scénarios d'une activité interne sans variations absolues du niveau marin. Rien n'exclut cependant une combinaison des deux, c'est-à-dire une tectonique globale pulsante avec eustatisme par variation du volume océanique global mais s'accompagnant par ailleurs de déformations inhomogènes induites des plaques lithosphériques qui pourraient amplifier ou contrarier selon les régions les effets du tectono-eustatisme. Seul le repérage correct et la datation précise des séquences de dépôt à l'échelle du globe et selon une maille suffisamment serrée peut contraindre les modèles possibles.

L'allure de la séquence de plate-forme (fig. 27) peut être modulée en jouant simplement sur l'amplitude des mécanismes de contrôle des cycles, c'est-à-dire soit sur l'amplitude des oscillations à haute fréquence, soit sur l'importance de la submersion tectonique ou tectono-eustatiquement contrôlée. On pourra ainsi expliquer les différences de faciès des cortèges transgressifs, voire leur absence pure et simple dans beaucoup de séquences. On expliquera aussi très simplement des cas paradoxaux comme celui du Pürbeckien évoqué plus haut. Si l'on admet dans ce dernier cas que la submersion de 3^o ordre fut négligeable par rapport à l'amplitude des oscillations à haute fréquence, on comprendra très facilement (a) que ces faciès pürbeckiens truffés de surfaces d'émersion représentent un cortège particulier de "haut

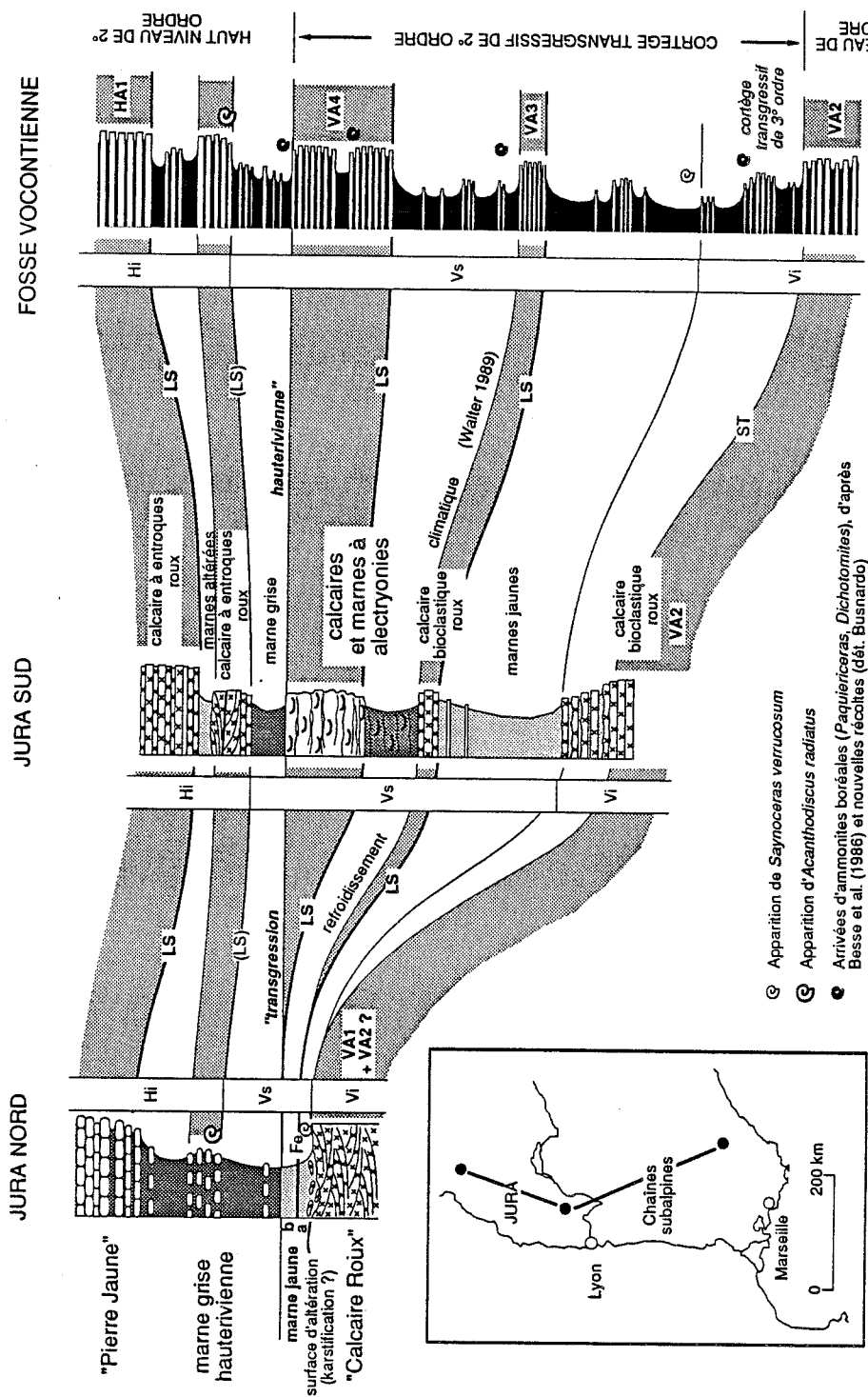


Fig. 28 - Corrélations entre les séries valanginiennes de la plate-forme jurassienne et de la fosse vocontienne montrant le pincement des prismes calcaires de bas niveau du Valanginien supérieur. En position "interne" sur la plate-forme, seules les marnes d'inondation des deux cycles du Valanginien supérieur (marnes jaunes "a" et marnes jaunes "b") seraient représentées. A rapprocher de l'encart "solution B" de la figure 17. Cortèges de bas niveau marin ombrés et numérotés.

Correlations between Valanginian series of the Jura platform and of the Vocontian Trough showing the disappearance of the lowstand carbonate wedges VA3 and VA4 in inner platform settings where only the highstand marls were deposited (see box for solution B on figure 17). This interpretation suggests an enhancement of the 3rd order changes in sea level during the 2nd order late Valanginian transgression. Also note the sequential position (3rd order transgressive systems tracts) of the arrivals of boreal ammonites, which are one among the indications of a probable climate cooling during 3rd order rises in sea level.

niveau marin" et (b) que l'enregistrement des cycles astronomiques (Strasser (1988) soit meilleur à ce moment que dans les calcaires de plate-forme sous-et sus-jacents.

Le modèle prévoit que le stress climatique maximum puisse coïncider avec la transgression, c'est-à-dire au passage d'une phase de stase mantellique à une période plus troublée. Mais selon l'origine du contrôle "tectonique" des cycles de 3° ordre (synchronisme ou non), il est possible que des perturbations très momentanées se produisent aussi au moment du "downward-shift" des faciès (limite de séquence) dans des séquences géographiquement éloignées.

5.2.6. Renouvellements fauniques

Lorsque l'on positionne les renouvellements ou les crises par rapport à la série vocontienne de référence (fig. 27), notamment dans le cas d'organismes nectoniques ou nectono-benthiques comme les ammonites, on s'aperçoit (a) que les changements sont essentiellement concentrés dans l'équivalent profond des cortèges transgressifs et (b) que les changements semblent rythmés sur les paraséquences hectomillénaires qui les composent (Atrops & Ferry 1989, Mouterde et al. 1989). Sauf exception, les changements se produisant sur la limite de séquence sont faibles.

Comme les cortèges transgressifs sont souvent manquants pour diverses raisons sur les plates-formes ou bien représentés par des faciès impropres à la conservation des fossiles, on explique l'observation ancienne selon laquelle les séquences régressives des mers épicontinentales présentent souvent des faunes différentes.

La coïncidence entre crises fauniques et transgressions est connue et peut être expliquée de diverses manières (échanges facilités par l'ouverture des "détroits", pression de sélection accrue lors de l'expansion des biotopes de plate-forme,...). Dans la série vocontienne, on constate que les arrivées d'ammonites boréales se produisent presque toujours avant l'inondation maximale des plates-formes. Des échanges fondés uniquement sur les facilités de passage ne peuvent entièrement expliquer cette observation. Le rôle du "stress climatique transgressif" serait à explorer pour évaluer l'effet migratoire à sa juste valeur.

5.2.7. Exemple d'application

La solution B évoquée au début et sur laquelle repose le modèle de la figure 27 implique un fort "downwardshift" des faciès (fig. 17, encart), avec un prisme calcaire de bas niveau fortement déjeté vers le bassin.

Les conceptions présentées ici permettent de fournir une interprétation cohérente et simple de certaines séries de plate-forme difficilement interprétables en terme de stratigraphie séquentielle. Prenons l'exemple des couches valanginiennes et hauteriviennes corrélées du Jura au bassin vocontien (fig. 28), sur la base des dernières révisions biostratigraphiques (Clavel et al. 1986, Clavel & Charollais 1989, Busnardo & Thieuloy 1989, Walter 1989). On voit que le Valanginien supérieur de la partie interne de la plate-forme (Jura Nord) est constitué de minces dépôts marneux jaunés reposant sur la surface probablement karstifiée du "Calcaire Roux". Ce n'est qu'en direction de la marge alpine que les prismes calcaires se développent (Jura Sud et bassin vocontien). L'explication la plus satisfaisante (cf. modèle présenté in Ferry & Rubino 1990, fig. 18) est que le Jura Nord au Valanginien supérieur n'est plus atteint par la mer qu'au maximum des transgressions de 3° ordre et qu'il ne s'y dépose que les marnes d'inondation, en l'occurrence les "couches de Villers" représentant la base de la zone à *Verrucosum* puis les "marnes à *Astieria*" représentant la deuxième inondation du sommet de la zone (cf. corrélations avec la coupe de La Charce). Ces marnes sont ensuite rapidement altérées lors des abaisssements du niveau marin relatif (resp. bas niveau intra-zone à *Verrucosum* [VA3] et bas niveau de la zone à *Trinodosum* [VA4]). Cette altération ne se manifeste que pour les deux séquences de dépôt du Valanginien supérieur reconnues en fosse vocontienne (coupe de La Charce). Tout le système sédimentaire est définitivement noyé par la "transgression hauterivienne" qui débute au Valanginien terminal avec le niveau marneux à *Teschenites callidiscus* dans la série de bassin et probablement l'extrême base des marnes grises hauteriviennes dans le Jura septentrional. L'exondation des marnes valanginiennes de haut niveau lors des bas niveaux de 3° ordre sur la plate-forme interne explique leur jaunissement, alors que les marnes de l'Hauterivien basal restent grises dans les mêmes conditions d'affleurement. Celles-ci n'ont tout simplement jamais été découvertes par les variations de 3° ordre du niveau marin pendant l'Hauterivien qui est une période reconnue de haut niveau marin

relatif. Le niveau ferrugineux (Baumberger & Moulin 1899) qui recouvre les flaques de marnes sableuses jaunes à nodules de Valangin au-dessus du "Calcaire Roux" reprend alors une importance qu'il avait perdue dans les descriptions ultérieures. Il peut représenter le résultat d'une évolution en milieu sous-marin du fer d'un paléosol créé lors du bas niveau intra-zone à Verrucosum. C'est pendant le bas niveau marin de 3° ordre que se dépose le prisme carbonaté en contrebas sur la marge. L'absence d'un tel niveau ferrugineux au passage entre les marnes jaunes suivantes (couches à Astieria) et la marne grise hauterivienne peut s'expliquer par le lavage complet du deuxième paléosol lors de la "transgression hauterivienne". Le changement brutal de couleur entre les marnes valanginiennes et la marne grise hauterivienne trouve ainsi une explication simple.

Si cette interprétation est correcte, elle suggère de reconsidérer des vieux problèmes sédimentologiques sous un angle neuf, par exemple celui des oolites ferrugineuses qui pourraient être génétiquement liées à des paléosols de bas niveau lavés par les transgressions.

On voit d'autre part que le "Calcaire Roux" du Valanginien inférieur représente ici un cortège de bas niveau marin et que la discontinuité qui le couronne, même spectaculaire, n'est peut-être pas une limite de séquence au sens du modèle d'Exxon. Si l'équivalent du bas niveau VA2 (zone à *Campylotoxum*) identifié à La Charce est représenté dans le sommet de ces calcaires datés de la zone à Pertransiens (bas niveau VA1), la surface karstifiée n'est qu'une surface d'émersion (polyphasée ?) d'un cortège transgressif et rien d'autre. Les vraies limites de séquences sont paradoxalement beaucoup moins apparentes dans les marnes sus-jacentes.

Au Valanginien inférieur, le Jura est donc couvert par une plate-forme carbonatée de bas niveau marin. C'est à partir du Valanginien supérieur que les prismes de bas niveau se développent plus en contrebas sur la marge alpine, en même temps que les inondations de haut niveau marin sont plus prononcées. Ceci traduit une amplification des variations relatives du niveau marin de 3° ordre avant l'inondation hauterivienne.

Le "Calcaire Roux" et les marnes jaunes et grises sus-jacentes sont au contraire considérés par Detraz (1989) comme un cortège transgressif suivi des marnes d'inondation. On propose ici une interprétation qui expli-

que un plus grand nombre de faits, dont la position particulière du refroidissement climatique imaginé par Walter (1989). Celui-ci est situé séquentiellement dans le cortège transgressif d'un cycle de 3° ordre, lui-même constituant d'un cortège transgressif de 2° ordre.

5.3. Cycles à basse fréquence

Tout le monde s'accorde cette fois pour les considérer comme des cycles tectoniques. On a déjà vu (fig. 3) que les principales phases de croissance des plates-formes carbonatées ou des deltas péri-vocontiens étaient suivies de phases d'ennoyage, marquées par une sédimentation marneuse épaisse dans le bassin. Les phases de progradation doivent représenter des cortèges de bas niveau marin de 2° ordre. La logique est la même que pour les cycles de 3° ordre, raison supplémentaire pour considérer les carbonates de plate-forme des séquences klüpféliennes comme des cortèges de bas niveau.

Les séquences de 2° ordre au sens de Vail sont donc déphasées (Ferry & Rubino 1990, fig. 83) par rapport aux mégaséquences klüpféliennes (fig. 9) de la même manière que pour les séquences de 3° ordre. La limite de séquence de 2° ordre sera aussi difficile à positionner au sein du mégaprisme klüpfélien qu'elle l'était au sein du prisme de 3° ordre. Il faudra la choisir arbitrairement parmi les limites de séquences de 3° ordre, comme la limite de séquence de 3° ordre LS2 était choisie arbitrairement au sein des paraséquences du "downwardshift" accéléré des faciès.

Les tendances à long terme des variations du niveau marin dans la courbe de Haq et al. (1987) ne coïncident pourtant pas avec les phases de progradation de 2° ordre dans le bassin subalpin. Ainsi la forte baisse de niveau relatif de l'Aalénien coïncide-t-elle avec le passage des calcaires de la zone à Opalinum aux marnes de la zone à Concavum. Ce passage est normalement un cortège transgressif. De même le Barrémien, période de progradation maximale des plates-formes urgoniennes (fig. 3) est considéré comme le sommet d'un "late highstand wedge" progradant de 2° ordre alors que les marnes aptiennes, qui sont transgressives sur toutes les plates-formes urgoniennes noyées, représentent une tendance régressive de 2° ordre.

Ce décalage repose-t-il sur le même type de problème que pour les séquences de 3° ordre ?

6. Conclusions

La série alternante mésozoïque vocontienne est constituée de cycles de différente longueur d'onde emboîtés qui sont mis en correspondance avec les cycles du modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon.

Les cycles du 6° au 4° ordre, situés dans la bande de fréquence de Milankovitch, sont supposés être des cycles climatiques correspondant au signal carbonaté semblable enregistré dans les séries océaniques tertiaires et quaternaires où le contrôle climatique orbital est admis. Ces cycles sont mis en correspondance avec les cycles courts des séries carbonatées de plate-forme. Tous représentent donc probablement des oscillations de type glacio-eustatique modéré mais les cycles de plate-forme de la Téthys tropicale n'enregistrent que les effets de la variation à haute fréquence du niveau marin alors que les cycles carbonatés profonds enregistrent à la fois les variations climatiques (production carbonatée planctonique) et les variations d'apport en boue de péri-plate-forme. La différence avec le modèle d'Exxon est que les paraséquences ne sont pas définies comme des cycles de comblement limités par des surfaces d'inondation. Elles sont clairement attribuées à des oscillations du niveau marin. Pour ces cycles à haute fréquence, les plates-formes carbonatées sont actives en période de haut niveau marin, comme dans le Quaternaire. Calcaire = haut niveau marin.

Les cycles de 3° ordre représentent une modulation des premiers. La dérive vers les marnes des paraséquences transgressives définies dans le bassin est interprétée, par analogie avec le Tertiaire-Quaternaire océanique, comme résultant d'une amplification temporaire du signal glacio-eustatique, en réponse à une augmentation globale de l'activité volcanique. C'est par cette voie que le contrôle climatique orbital, de puissance normalement faible, verrait ses effets amplifiés. Cette hypothèse à deux conséquences fondamentales.

La première est qu'elle permet d'expliquer la présence au sommet des séquences régressives de plate-forme (carbonatées ou deltaïques) de surfaces d'émersion ou de vallées incises, sans pour autant que les dépôts sous-jacents représentent des prismes progradants de haut niveau marin. Les dépôts de marge sont organisés en prismes klüpféliens de 3° ordre analogues aux séquences génétiques de Galloway, dans lesquels la vraie position de la limite de séquence, telle que définie

dans le modèle d'Exxon, est difficile à placer mais probablement jamais coïncidente avec les discontinuités de Klüpfel. En domaine de talus, le positionnement de cette limite de séquence est encore compliqué par l'existence potentielle de deux surfaces d'érosion dans chaque prisme klüpfélien, chaque surface pouvant supporter un système turbiditique *lato sensu* (turbidites ou coulées) plus ou moins développé selon les séquences.

La deuxième conséquence est que les cycles de 3° ordre n'étant pas des superpériodes glacio-eustatiques, c'est un mécanisme interne qui module le glacio-eustatisme et qui doit expliquer à la fois les dérives climatiques et la submersion des plates-formes. Pour ces raisons, la modulation tectono-climatique du signal orbital est supposée due à des pulsations de l'activité mantellique, concomitantes d'un regain de l'activité tectonique globale. Les mécanismes envisageables dépendent de la synchronicité ou non des séquences de 3° ordre à l'échelle mondiale.

Le modèle de fonctionnement proposé repose donc sur le découplage des mécanismes de contrôle de part et d'autre de la frontière qui sépare les cycles de 6° à 4° ordre (bande de fréquence de Milankovitch) des cycles hiérarchiquement supérieurs qui sont, comme l'avait déjà supposé Klüpfel, des cycles tectoniques au sens large. Selon l'amplitude de la variation de 3° ordre du niveau marin sous contrôle tectonique ou tectono-eustatique, on peut imaginer un balancement plus ou moins ample des centres de dépôt sur la marge. Des exemples sont donnés, qui interprètent de façon radicalement différente des dépôts bien connus. D'une façon générale dans le système carbonaté, pour les cycles à moyenne et basse fréquence, la règle est inverse par rapport aux paraséquences. Calcaire = bas niveau marin.

Devant la complexité des problèmes fondamentaux soulevés ici, on voit que le problème de la stratigraphie séquentielle ne pourra être résolu par l'étude d'un système de dépôt, fût-il particulièrement riche d'enseignement comme celui de la fosse vocontienne et de ses bordures. Les raisonnements exposés plus haut comportent trop d'éléments spéculatifs qu'il importe de vérifier dans d'autres contextes. La solution réclame à l'évidence une géologie planétaire, tout autant que la convergence des approches, de façon à comprendre la réaction des systèmes de dépôt aux différents mécanismes de contrôle, d'une part (modèles en exploration pétrolière) et, d'autre part, de lire le message tectonique global inscrit dans les sédiments.

REFERENCES CITEES

- ALVAREZ L.W., ALVAREZ W., ASSAROF. & MICHEL H. (1980) - Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinctions. *Science*, v. 208, p. 1095-1108.
- ARNAUD H. (1981) - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien: le Barrémo-Bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. *Géol. Alpine*, mém. n° 12 (3 vol.).
- ARNAUD H. & ARNAUD-VANNEAU A. (1989) - Séquences de dépôt et variations du niveau marin relatif de la mer au Barrémien et à l'Aptien inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. V, n° 3, p. 651-660.
- ATROPS F. & FERRY S. (1987) - Les glissements sous-marins kimméridgiens du bassin subalpin, témoins possibles de variations eustatiques négatives. *Géol. Alpine*, Mém. h.s. n° 13, p. 179-185.
- ATROPS F. & FERRY S. (1989) - Sequence stratigraphy and changes in the ammonite fauna (Upper Jurassic, S-E France). In Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins. Book of abstracts. *Publ. Assoc. Séd. Fr.*, n° 11, p. 7-9.
- BAUMBERGER E. & MOULIN H. (1899) - La série néocomienne à Valangin. *Bull. Soc. neuchâteloise Sci. Nat.*, t. 26, p. 150-210.
- BERGER A. (1978) - Théorie astronomique des paléoclimats, une nouvelle approche. *Bull. Soc. belge Geol.*, t. 87, fasc. 1, p. 9-25.
- BERGER A., IMBRIE J., HAYS J., KUKLA G. and SALT-ZMAN B. (eds.). (1984) - Milankovitch and climate. *Reidel Pub. Co.*, Dordrecht, NATO ASI Series, Ser. C, n° 126, 2 vol.
- BLOOM A.L., BROECKER W.S., CHAPPELL J.M.A., MATTHEWS R.K. & MESOLELLA K.J. (1974) - Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast. *Quaternary Research*, v. 4, p. 185-205.
- BOSELLINI A. (1988) - Outcrop models for seismic stratigraphy: examples from the Triassic of the Dolomites. In A.W. Bally (ed.), Atlas of seismic stratigraphy, *AAPG Studies in Geology*, n° 27, v. 2, p. 194-203.
- BOUMA A.H. & COLEMAN J.M. (1989) - Influence of relative sea level changes on the constitution of the Mississippi fan. *Geo-Marine Letters*, v. 9, p. 161-170.
- BREHERET J.-G. (1988) - Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien et albien de la partie pélagique du bassin vocontien. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. IV, n° 2, p. 349-356.
- BRISKIN M. & HARRELL J. (1980) - Time-series analysis of the Pleistocene deep-sea paleoclimatic record. *Marine Geol.*, v. 36, p. 1-22.
- BURCHELL M.T., STEFANI M. & MASETTI D. (1990) - Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions. *Sedimentology*, v. 37, p. 795-815.
- BUSNARDO R., THIEULOY J.-P. MOULLADE M. et al. (1979) - Hypostratotype mésogéen de l'étage valanginien (Sud-Est de la France). *Ed. C.N.R.S., Paris*, Les stratotypes français, v. 6, 143 p.
- BUSNARDO R. & THIEULOY J.-P. (1989) - Les ammonites de l'Hauterivien jurassien: révision des faunes de la région du stratotype historique de l'étage Hauterivien. *Mém. Soc. neuchâteloise Sci. Nat.*, t. XI, p. 101-147.
- CADET J.-P., POUCKET A. & CAMBRAY H. (1990) - Les cendres volcaniques sous-marines du Pacifique oriental, enregistrement du volcanisme explosif de l'Amérique centrale (large du Mexique et du Guatemala: Legs 66, 67 et 84 du Deep Sea Drilling Project). *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. VI, n° 1, p. 37-47.
- CAZENAVE A. & DOMINH K. (1985) - Le géoïde marin. *Géochronique*, n° 14, p. 14-17.
- CHAPPELL J.M.A. & VEEH H.H. (1978) - Late Quaternary tectonic movements and sea-level changes at Timor and Atauro Island. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 89, p. 356-368.
- CLAUZON G. (1984) - Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piedmont: l'exemple du Lubéron (Vaucluse, France). In "Montagnes et piémonts", *R.G.P.S.O., Toulouse*, p. 427-442.
- CLAVEL B., CHAROLLAIS J., BUSNARDO R. & LE HEGARAT G. (1986) - Précisions biostratigraphiques sur le Crétacé inférieur du Jura méridional. *Eclogae geol. Helv.*, v. 79, n° 2, p. 319-341.
- CLAVEL B. & CHAROLLAIS J. (1989) - Biostratigraphie de l'Hauterivien du Jura méridional. *Mém. Soc. neuchâteloise Sci. Nat.*, t. XI, p. 291-298.
- CLOETHING (1986) - Intraplate stresses: a new tectonic mechanism for fluctuations of relative sea level. *Geology*, v. 14, p. 617-620.
- COTILLON P. (1987) - Bed-scale cyclicity of pelagic Cretaceous successions as a result of world-wide control. *Marine Geol.*, n° 78, p. 109-123.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. & RIO M. (1980) - Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur. Mise en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 22, n° 5, p. 735-744.
- COTILLON P. & RIO M. (1984) - Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project, sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic) and in the voncon-tian basin (France). In Buffler R.T., Schlager W. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, v. 77, Washington (U.S. Govern. Printing Office), p. 339-376.
- COTILLON P. & RIO M. (1984) - Cyclicité comparée du Crétacé inférieur pélagique dans les chaînes subalpines méridionales (France SE), l'Atlantique central (site 534

- DSDP) et le golfe du Mexique (sites 535 et 540 DSDP). Implications paléoclimatiques et application aux corrélations stratigraphiques transthysiennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 26, n°1, p. 47-62.
- COURTILLOT V., FERAUD G., MALUSKI H., VAN-DAMME D., MOREAU M.G. & BESSE J. (1988) - Deccan flood basalts and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, v. 333, p. 843-845.
- CROSS T.A. (1988) - Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, U.S.A. In Sea-level changes: an integrated approach, Soc. Econ. Paleont. Mineralogists sp. pub. n° 42, p. 371-380.
- DAMIAN NANCE R., WORSLEY T.R. & MOODY J.B. (1987) - Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. *Geology*, v. 14, p. 514-518.
- DARMEDRU C. (1982) - La microfaune dans les alternances marne-calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. *Thèse de 3e cycle Lyon*, n° 1243, 145 p. (inédit).
- DARMEDRU C., COTILLON P. & RIO M. (1982) - Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien (France Sud-Est). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 24, n° 3, p. 627-640.
- DETRAZ (1989) - Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Tethys entre Chartreuse et Morcles du Tithonique au Valanginien. *Publ. Dept. Géol. Paléont. Univ. Genève*, n° 7, 227 p.
- DETRAZ H. & MOJON P.-O. (1989). - Evolution paléogéographique de la marge jurassienne de la Téthys du Tithonique-Portlandien au Valanginien: corrélations biostratigraphiques et séquentielle des faciès marins à continentaux. *Eclogae geol. Helv.*, v. 82, n° 1, p. 37-112.
- DIESTER-HAAS L. & SCHNITKER D. (1989) - Plio-Pleistocene sedimentation regimes leading to chalk-marl cycles in the North Atlantic (DSDP Site 552 - Hole 552A). *Geol. Rundschau*, v. 78, n° 5, p. 959-985.
- DODGE R.E., FAIRBANKS R.G., BENNINGER L.K. & MAURASSEF. (1983) - Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti. *Science*, v. 219, p. 1423-1425.
- DROMART G., FERRY S. & ATROPS F. (1990) - Deep-water limestone conglomerates as markers of both sea level fall and rise. *13th Intern. Sedim. Congress, Nottingham, Papers Abstracts*, p. 144.
- DUNN D.A., MOORE T.C.Jr. & KEIGWIN L.D.Jr. (1981) - Atlantic-type carbonate stratigraphy in the late Miocene Pacific. *Nature*, v. 291, n° 5812, p. 225-227.
- DUNN D.A. (1982) - Change from "Atlantic-type" to "Pacific-type" carbonate stratigraphy in the middle Pliocene Equatorial Pacific Ocean. *Marine Geol.*, v. 50, p. 41-60.
- FERRY S. (1984) - Apports détritiques dans le bassin vocontien. In S. DEBRAND-PASSARD (ed.) - Synthèse géologique du Sud-Est de la France, chapitre Crétacé inférieur, *Mém. BRGM*, n° 125, p. 332-334.
- FERRY S. (1990) - Post field-trip comments. In Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins. Post-meeting field-trip in the Vocontian Trough. *Publ. Ass. Sédim. Fr.*, v. 12, p. 121-140.
- FERRY S., PASTOURET L., De BEAULIEU J.-L. & MANDIER P. (1985) - Synchronisme remarquable entre les cycles calcaire-marne des vases quaternaires atlantiques et les alternances tourbe-limon d'anciens lacs péri-glaciaires européens. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 300, sér. II, n° 12, p. 573-578.
- FERRY S. & MONIER P. (1987) - Correspondance entre alternances marne-calcaires de bassin et de plate-forme (Crétacé du Sud-Est de la France). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Paris, (8), t. III, n° 5, p. 961-964.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987)a - Les séquences carbonatées néocomiennes sont-elles le résultat d'oscillations eustatiques ? *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 394, sér. II, n° 15, p. 917-922.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1987)b - La modulation eustatique du signal orbital dans les sédiments pélagiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 305, sér. II, p. 477-482.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1988) - Séquences climato-eustatiques A, C, M ou modulation eustatique du signal orbital en fosse vocontienne. *Géotrope*, Lyon, v. 1, p. 18-31.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1989) - Correspondance entre séquence de Klüpfel et séquence de Vail en système de dépôt carbonaté. *Strata*, Toulouse, Sér. I, v. 5, p. 9-11 (abstract).
- FERRY S., POCACHARD J., RUBINO J.-L. & GAUTHIER C. (1989) - Inversions magnétiques et cycles sédimentaires: un premier résultat dans le Crétacé de la fosse vocontienne (S-E de la France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, sér. II, n° 8, p. 773-780.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1989) - Climatic-eustatic mixed control on carbonate deposition (Mesozoic, S-E France). In Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins. Book of abstracts. *Publ. Assoc. Séd. Fr.*, n° 11, p. 30-32.
- FERRY S. & RUBINO J.-L. (1990) - Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins. Post-meeting field-trip in the Vocontian Trough. *Publ. Ass. Sédim. Fr.*, v. 12, 140 p.
- FISCHER A.G. (1986) - Climatic rhythms recorded in strata. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, v. 14, p. 351-376.
- FRAKES L.A. & FRANCIS J.E. (1988) - A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, v. 333, p. 547-549.
- GALLOWAY (1989) - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Ass. Petr.*

- Geologists Bull.*, v. 73, n° 2, p. 125-142.
- GAYTE (1984). - Le Valanginien et l'Hauterivien de la bordure cévenole méridionale. *Thèse 3° cycle Lyon*, 140 p. (inédit)
- GOLDHAMMER R.K., DUNN P.A. & HARDIE L.A. (1987) - High-frequency glacio-eustatic sea-level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *Amer. Journ. Sci.*, v. 287, p. 853-892.
- GOODWIN P.W. & ANDERSON E.J. (1985) - Punctuated aggradational cycles : a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journ. Geol.*, v. 93, n° 5, p. 515-534.
- HALLAM A. (1988) - A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In Sea-level changes: an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists sp. pub.* n° 42, p. 261-274.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, v. 235, p. 1156-1167.
- HAYS J.D., IMBRIE J. & SHACKLETON N.J. (1976) - Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, v. 194, p. 1121-1132.
- HERBERT T.D. & FISCHER A.G. (1986) - Milankovitch climatic origin of Mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. *Nature*, v. 321, n° 6072, p. 739-743.
- HOOPER P.W.P. & WEAVER P.P.E. (1987). - Paleoceanographic significance of late Miocene to early Pliocene planktonic foraminifers at Deep Sea Drilling Project Site 609. In Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al., *Init. Repts. DSDP*, v. 94, Washington (U.S. Govt. Printing Office), part. 2, p. 925-934.
- JERVEY M.T. (1988). - Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In Sea-level changes: an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists sp. pub.* n° 42, p. 47-70.
- KEMPER E. (1987) - Das Klima der Kreide-Zeit. *Geol. Jahrb.*, Reihe A, h. 96, p. 5-186.
- KLÜPFEL W. (1917) - Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. *Geol. Rdsch.*, Bd. 7, p. 97-109.
- KOERSCHNER W.F. & READ J.F. (1989) - Field and modeling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia, Appalachians. *Journ. Sedim. Petrology*, v. 59, n° 5, p. 654-687.
- MASSE J.-P. (1976) - Les calcaires urgoniens de Provence. *Thèse*, Marseille, 3 vol.
- MESOLELLA K.J., MATTHEWS R.K., BROECKER W.S. & THURBER D.L. (1969) - The astronomical theory of climate change: Barbados data. *Journ. Geol.*, v. 77, p. 250-274.
- MILANKOVITCH M. (1941) - Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitproblem. *Acad. Roy. Serbe*, v. 133, 633 p.
- MÖRNER N.-A. (1976) - Eustasy and geoidal changes. *Journ. Geol.*, v. 84, p. 123-151.
- MÖRNER N.-A. (1980) - Eustasy and geoid changes as a function of core/mantle changes. In N.-A. Mörner (ed.), *Earth rheology, isostasy and eustasy*, Wiley, New York, p. 535-553.
- MOUSTERDE R. SADKI D., CHEVALLIER T. & FERRY S. (1989) - Sea level changes and ammonite turnovers in the Bajocian of the Vocontian Trough (S-E France). In Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins. Book of abstracts. *Publ. Assoc. Séd. Fr.*, n° 11, p. 48-50.
- MUTTI E. (1985) - Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In ZUFFA G.G. (ed.) *Provenance of arenites*. Reidel Pub. Co., Dordrecht, *NATO-ASI series*, p. 65-93.
- NOEL D. (1968) - Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (fosse vocontienne, Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D*, t. 266, p. 1223-1225.
- PAQUIER V. (1900) - Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales. *Thèse*, Grenoble. 402 p.
- PITMAN W.C. III (1978) - Relationship between eustatic and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 89, p. 1389-1403.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T. & VAIL P.R. (1988). - Eustatic controls on clastic deposition I - Conceptual framework. In Sea-level changes: an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists sp. pub.* n° 42, p. 109-124.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988). - Eustatic controls on clastic deposition II - Sequence and systems tract models. In Sea-level changes: an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists sp. pub.* n° 42, p. 125-154.
- PRENTICE & MATTHEWS (1988) - *Geology*, v. 16, p. 963-966.
- RAMPINO M.R. (1979) - Possible relationships between changes in global ice volume, geomagnetic excursions, and the eccentricity of the Earth's orbit. *Geology*, v. 7, p. 584-587.
- RAYMO M.E., RUDDIMAN W.F. & CLEMENT B.M. (1987). - Pliocene-Pleistocene paleoceanography of the North Atlantic at Deep-Sea Drilling Project Site 609. In Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al., *Init. Repts. DSDP*, v. 94, Washington (U.S. Govt. Printing Office), part. 2, p. 895-902.
- READ K., ZACHOS J.C., OWEN R.M. & GINGERICH P.D. (1990). - Global change at the Paleocene-Eocene boundary: climatic and evolutionary consequences of tectonic events. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, v. 79, p. 117-128.
- RICKEN W. (1986) - Diagenetic bedding. *Springer-Verlag*, Berlin, *Lecture Notes in Earth Sciences*, n° 6, 206 p.
- RIO M., FERRY S. et COTILLON P. (1989). La périodicité dans les séries pélagiques alternantes. Exemple du Crétacé inférieur de la région d'Angles/Saint-André-les-Alpes

- (Sud-Est de la France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 309, sér. II, p. 73-79.
- RUDDIMAN W.F., KIDD R.B., THOMAS E. et al. (1987). - *Init. Repts. DSDP*, v. 94, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 2 vol.
- ROBIN G.Q. (1988) - The Antarctic ice sheet, its history and response to sea level and climatic changes over the past 100 million years. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, v. 67, p. 31-50.
- RUDDIMAN W.F., McINTYRE A. & RAYMO M. (1987). - Paleoenvironmental results from North Atlantic Sites 607 and 609. In Ruddiman W.F., Kidd R.B., Thomas E. et al., *Init. Repts. DSDP*, v. 94, Washington (U.S. Govt. Printing Office), part. 2, p. 855-878.
- SARG (1988). - Carbonate sequence stratigraphy. In Sea-level changes: an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists sp. pub.* n° 42, p. 155-182.
- SHERIDAN R.E. (1987). - Pulsation tectonics as the control of long-term stratigraphic cycles. *Paleoceanography*, v. 2, n° 2, p. 97-118.
- SLITER W.V. (1989) - Aptian anoxia in the Pacific Basin. *Geology*, v. 17, p. 909-912.
- STRASSER A. (1988) - Enregistrement sédimentaire de cycles astronomiques dans le Portlandien et Purbeckien du Salève (Haute-Savoie, France). *Arch. Sci. Genève*, v. 41, fasc. 1, p. 85-97.
- TRIBOVILLARD N.P. (1988). Controles de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique. Exemples dans le Mésozoïque du Sud-Est de la France et de l'Atlantique. *Thèse Doct. Univ. Lyon I*, 132 p., 35 fig., 3 tabl. (inédit).
- VAIL P.R., MITCHUM R.M.Jr., TODD R.G., WIDMERI J.W., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. & HATELID W.G. (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon exploration. *Amer. Ass. Petr. Geologists Mem.*, v. 26, p. 49-212.
- VAIL P.R., COLIN J.-P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. et TRIFILIEFF V. (1987) - La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. III, n° 7, p. 1301-1321.
- VAIL P.R. & SANGREE (1988) - Sequence stratigraphy. Interpretation of seismic, well and outcrop data. Work book ASF-GSGP meeting, Digne, *Ass. Sedim. Fr. édit.*, 73 p.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M. Jr., VAIL P.R., SARG J.F., LOUITT T.S. & HARDENBOL J. (1988). - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In Sea-level changes: an integrated approach, *Soc. Econ. Paleont. Mineralogists sp. pub.* n° 42, p. 39-48.
- VOGT P.R. (1979) - Global magmatic episodes: new evidence and implications for the steady-state mid-oceanic ridge. *Geology*, v. 7, p. 93-98.
- VOLAT J.-P., PASTOURET L. & VERGNIAUD-GRAZZINI C. (1980) - Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: a review. *Marine Geol.*, v. 34, p. 1-28.
- WALTER B. (1989) - Au Valanginien supérieur, une crise de la faune de bryozoaires: indication d'un important refroidissement dans le Jura. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, v. 74, p. 255-263.

Slope Microbial Biostromes as evidence of Marine Flooding Maxima in Jurassic Carbonate Sequence Stratigraphy

*Les Biostromes microbiens de talus marqueurs des inondations marines
maximales en stratigraphie séquentielle des carbonates au Jurassique*

Gilles DROMART

*Université Claude-Bernard - Lyon-I
Centre des Sciences de la Terre - URA CNRS N°11
43, bd du 11 novembre 1918
69622 Villeurbanne Cedex - France*

Abstract. - Carbonate microbial biostromes developed during Jurassic in open-marine, relatively deep-water, outer shelf/slope environments. They resemble Ammonitico-Rosso lithofacies, are intercalated within shaley, micritic deposits, and reflect periods of extremely low sedimentation rates. The biostromes are interpreted as condensed sections of 3rd order depositional sequences, and appear of potential use for delineation of marine flooding maxima. The series examined here are from the Upper Jurassic of S-E France, and Lower Jurassic of eastern Central Atlantic. Comparisons of results with diagrams of Haq et al. (1987) discloses both agreements and discrepancies. This prompts to question both about reliability of correlations between distinct biochronologic subdivisions used, and control on 3rd order sequence development. Additionally, it is suggested that : (1) other deep-water microbial buildups (bioherms/mounds) cannot readily and reliably be referred to specific systems tracts ; and (2) Ammonitico-Rosso *formations*, of the original type, are composite condensed sections, of potential use in 2nd order sequence analysis.

Résumé. - Des biostromes carbonatés d'origine microbienne se sont formés au cours du Jurassique dans des milieux marins francs, relativement profonds (quelques centaines de mètres), de type plate-forme externe - talus. Ces dépôts définis comme des calcaires grumeleux s'apparentent aux lithofaciès de type Ammonitico-Rosso. Ils sont intercalés au sein des dépôts argilo-carbonatés fins, alternants et ils traduisent des périodes de fort ralentissement du taux de sédimentation. Ces biostromes sont ici interprétés comme représentant les intervalles condensés des séquences de dépôt de troisième ordre et offrent ainsi une utilité potentielle pour reconnaître et positionner dans le temps les phases d'inondation marine. Leur intérêt est renforcé par le fait qu'ils sont souvent très riches en ammonites. Les exemples considérés dans ce travail proviennent de la série du Jurassique supérieur du S-E de la France (bordure vivaro-cévenole) et de la série du Lias de la partie orientale de l'Atlantique central (affleurements au Portugal et données du puits D.S.D.P. 547B au large du Maroc). De manière spécifique, les biostromes du Lias sont associés, à l'échelle des paraséquences, à des dépôts riches en matière organique. L'interprétation de cette concomitance reste spéculative.

Les résultats obtenus sur les intervalles condensés sont comparés aux diagrammes de Haq et al. (1987). Cette comparaison montre un accord général, sur le nombre des intervalles condensés en particulier. Cependant des décalages apparaissent dans la position chronologique de ces intervalles au travers du Jurassique supérieur. Ceci nous conduit à nous interroger sur la fiabilité des corrélations existantes entre les subdivisions biochronologiques respectivement utilisées et/ou sur le contrôle lui-même du développement des séquences de troisième ordre.

En complément de ce travail, les autres constructions microbiennes d'eaux profondes (biohermes à spongiaires et monticules boueux) d'une part, et les véritables formations Ammonitico-Rosso telles qu'elles ont été reconnues sur le pourtour de la Méditerranée d'autre part, sont revues en termes de stratigraphie séquentielle. Il apparaît que les édifices construits microbiens ne peuvent être, dans l'état actuel de nos connaissances, fiablement attribués à des cortèges

sédimentaires précis. Les formations Ammonitico-Rosso, pour leur part, sont des intervalles condensés composites, amalgamés, présentant un intérêt potentiel dans l'analyse des séquences de deuxième ordre.

INTRODUCTION

Variably-laminated deep-marine carbonate encrustations have been encountered in Jurassic deposits of the Tethys continental margins (Jenkyns, 1971, Massari, 1981; Jansa et al., 1982; Gaillard, 1983; Jansa et al., 1984; Ellis et al., 1985; Dromart, 1986; Dromart and Elmi, 1986; Jansa et al., 1989, Dromart, 1989). Such encrustations have been shown to be microbially-generated. They were developed below the fair-weather wave base, in outer-shelf/slope depositional environments adjacent to deep and widespread basins.

Two basic types of such microbial constructs have been defined (Dromart et al., in press). The first type consists of lens-, dome-, mound-shaped carbonate buildups that accreted in outer-shelf environments. It includes stromatolite/thrombolite mounds and sponge bioherms. The second type consists of laterally extensive, bedded carbonate deposits, bearing oncolites and stromatolites, and referred to as biostromes. Such beds originated in fore-shelf, slope environments. Most of them are rich in ammonoids and share textural similarities with Ammonitico-Rosso lithofacies (nodular appearance).

This study focuses on these deep-water microbial biostromes and their interpretative potential as distinctive lithologies diagnostic of relative sea-level fluctuations through the restoration of the original depositional parameters alongside their interpretation in terms of sequence stratigraphy.

The study is based on the analysis of two depositional series : the Upper Jurassic of the western Subalpine Basin in France and the Middle Lias of eastern Central Atlantic (off-Morocco, and Portugal).

Depositional patterns for the microbial biostromes, including the sedimentation regime and environments, are reconstructed. The microbial biostromes are then integrated into the basic, 3rd order depositional sequences and their interpretation in terms of systems tracts is provided. Results are compared with the Mesozoic cycle chart established by Haq *et al.* (1987). Finally, as extended discussion, other deep-water microbial features (bioherms/mounds) and Ammonitico-Rosso lithofacies are tentatively interpreted in terms of sequence stratigraphy.

SLOPE DEEP-WATER MICROBIAL BIOSTROMES

The two case histories presented below have been selected because the microbial biostromes are here intercalated in well-developed series lacking biostratigraphic hiatus, thus enhancing comprehensive and reliable sequence analysis. The value of these sections is emphasized because these microbial deposits have recently been studied with fine scale sedimentologic and environmental reconstructions, and accurate age assignments based on ammonite biostratigraphy.

Upper Jurassic in the western Subalpine margin

The study area (Ardèche Area) is located in the western part of the Subalpine Basin (S-E France), active as part of the North-Tethyan margin throughout Jurassic.

The Jurassic sedimentation-tectonic history of the Ardèche Area has been traced previously by Elmi (1983). Sedimentation took place in areas originally subjected to block-faulting. Synrift tectonics developed throughout Early Jurassic and extended until the end of Bathonian. Rifting was followed by a much more widespread, regular subsidence of the margin that lasted beyond the Jurassic.

The microbial deposits of interest here throughout the Upper Jurassic of the Ardèche Area. The host-

series displays a remarkable lateral constancy across the area. It is made up of thin to thick, interbedded shales and fine-grained carbonates which were deposited in an outer shelf/slope setting. The calcareous material consists of a mixture of pelagic debris (Dromart and Atrops, 1988), together with platform-sourced material. The total Upper Jurassic of the area is about 300 m thick, and does not contain any biostratigraphic hiatus above the Mid-Oxfordian. More detailed sedimentologic data are in Dromart, 1989.

Limestone beds enclosing microbially-formed, carbonate elements can be traced over surfaces ranging up to a few square kilometers in extent, and are referred to as biostromes. The beds may be individual (Upper Oxfordian), or grouped in intercalation with intraclast-bearing, calcareous shales that form a depositional set not in excess of one meter thick (i.e. Mid-Oxfordian-, Lower Kimmeridgian occurrences). They may also occur as closely-spaced beds, making up seemingly massive carbonate units several metres thick (Lower Tithonian).

The most diversified microbial forms have been encountered within the Mid-Oxfordian units. They include cm-sized oncolites, and columnar stromatolites with well-developed internal dome-shaped lamination. Both are composed of micritic carbonate, along with tests of planktonic biota (foraminifers and radiolarians) plus peloids and glauconite grains. Oncolites and stromatolites are accompanied by low, massive buildups that lack any metazoan framebuilders and are made up of lime mudstones bound by stromatolitic crusts. These buildups are classified as mud-mounds.

The growth of these microbial crusts was accretionary and rhythmic. A number of different lines of evidence suggest that the crusts underwent early submarine lithification: presence of encrusting foraminifers upon laminae, occurrence of crust debris in the host-deposits, absence of burrows into the stromatolites, and development of

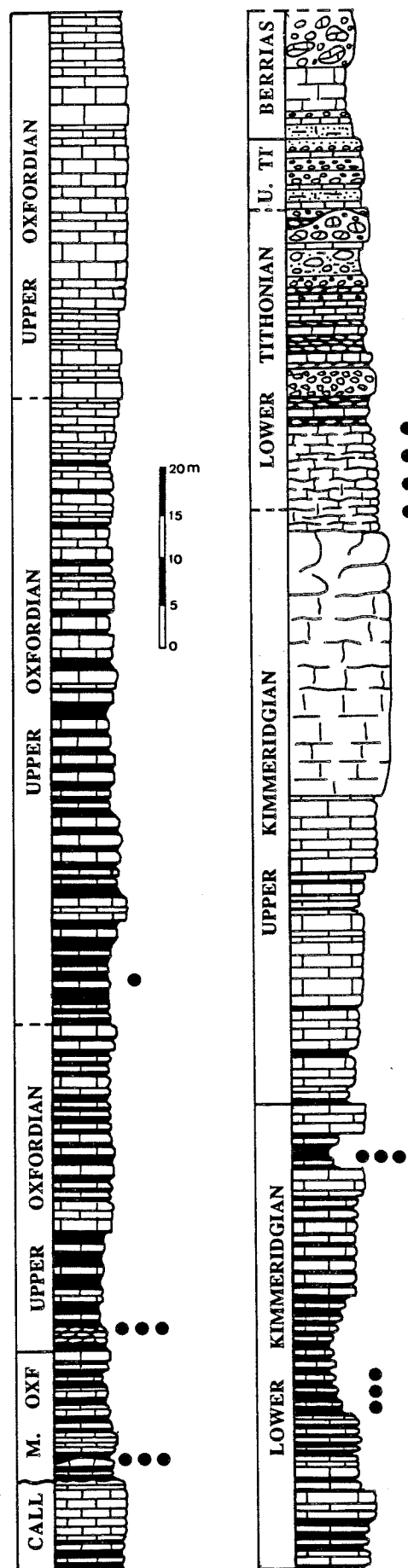
sediment-filled, dilational fractures within the mud-mounds. More complete descriptions, and illustrations, of the microbial fabrics can be found in Dromart (1986), Dromart and Elmi (1986), Dromart (1989), and Dromart *et al.* (in press).

Enclosing lithologies of the microbial forms contain common ammonoid molds filled by micrite, and other intraclasts, free of internal structure. In addition, the sediment shows evidence of closely spaced bioturbation. Microbial accretion, fossils plus intraclast-concentration, and strong bioturbation, contribute to the rubbly / nodular-like appearance of the deposits referred to as "calcaires grumeleux" and they share obvious similarity with typical Ammonitico-Rosso lithofacies. Accordingly, rhythmical bacterial growth plus submarine lithification of the crusts, and accumulation of ammonoids testify to a very low sedimentation rate for these microbial biostromes.

Paleoenvironments for the Mid-Oxfordian microbial limestones have been restored on the basis of depositional-facies maps, sedimentary structures, and biotic association (Dromart, 1989). The microbial biostromes are suggested to have developed at the toe of a fore-shelf slope, on gently-basinward dipping and fault-delineated terraces, a few kms wide. Depositional submarine depths have been estimated as being a few hundred meters. It has been interpreted that no appreciable light was required for this microbial growth (Dromart *et al.*, in press).

Figure-1 : Total stratigraphic column of the Upper Jurassic in the Ardèche Area. Compiled from Atrops (1984), Dromart (1986), and Cecca *et al.* (1989). Solid circles mark occurrences of microbial biostromes.

Figure-1 : Colonne stratigraphique complète et synthétique pour le Jurassique supérieur de la bordure vivaro-cévenole (Ardèche). Construite à partir des données d'Atrops (1984), Dromart (1986), et Cecca *et al.* (1989). Les cercles pleins marquent la présence des biostromes microbiens au travers de la série.



Middle Lias of the eastern Central Atlantic

The case histories reported in this section are from onshore Portugal and offshore eastern Morocco.

Middle Lias deep-water microbial carbonates have been documented in a number of sections in western Portugal (Lusitanian Basin), north of Tejo River (Dromart and Elmi, 1986; Elmi *et al.*, in press), and in subunit VI-B of DSDP Hole 547B, located off eastern Morocco at the toe of the present Mazagan escarpment (Jansa *et al.*, 1984; Steiger and Jansa, 1984; Dromart, 1986; Dromart and Elmi, 1986).

The early Jurassic tectonic-sedimentation regime of both sites occurs in a synrift period even though the two passive margins experienced quite separate later histories through the rest of Jurassic times (Guery *et al.*, 1986; Winterer and Hinz, 1984). Mid-Lias lithologies of the two sites, including microbial occurrences, are quite similar and are thus described together below.

The host-series consists of interbeds of shales and fine-grained limestones. The pelagic content is mainly composed of radiolarians, *Globochaete*, and calcispherulids. Sponge spicules and fragments of mollusk shells (ammonoids, gastropods) can be found. The limestone beds contain most of the microbial elements. The shaley beds do contain carbonate nodules. Both shales and limestones display traces of bioturbation. Shales may grade upwards into much homogenous, dark-colored horizons substantially enriched in organic matter (see further in the text).

The microbial elements consist of cm-sized oncolites, low stromatolitic columns and tabular crusts several cms thick. The microbial elements are associated with residual nodules, produced by bioturbation. Additionally, both microbial and residual nodules may have been transported a short distance by flow and gravity currents. The microbial aggradation, bioturbation, and

transport together induced the nodular appearance of the host-lithology here also referred to as "calcaires grumeleux".

Microbial elements are thought to have lithified early because of the occurrence of angular, crust-derived clasts within debris-flows. Other supporting evidence comes from the presence of encrusting organisms upon microbial laminae and bioerosion traces within the crusts. Similar to instances of Upper Jurassic afore-reported, characteristics of microbial fabrics together with concentration of ammonoid fossils (Portugal) are deemed to reflect periods of low sedimentation rates.

Mid-Lias microbial biostromes of the eastern Central Atlantic developed in open-marine, rather deep conditions. They originated across a basinward dipping ramp composed of a series of fault-delineated, tilted blocks.

In summary, it is apparent that these Jurassic microbial biostromes reflect condensed sedimentation in open-marine, off-shelf, slope depositional environments.

MICROBIAL BIOSTROMES VERSUS THIRD ORDER DEPOSITIONAL SEQUENCES

The microbial biostromes are here integrated into the ideal, third order depositional sequence constructed from the already described series. In addition, other singular lithofacies that may closely be associated with the microbial biostromes are presented.

Ideal, third order depositional sequence

Lithostratigraphic columns for parts of the Upper Jurassic of the Ardèche Area have been originally furnished by Atrops (1982, 1984), Cecca (1986), and Dromart (1986). It is apparent as the total column is compiled that microbial biostromes occupy a repetitive and specific place (figure 1). The microbial biostromes are nearly all immediately beneath shaley occurrences, and are in turn

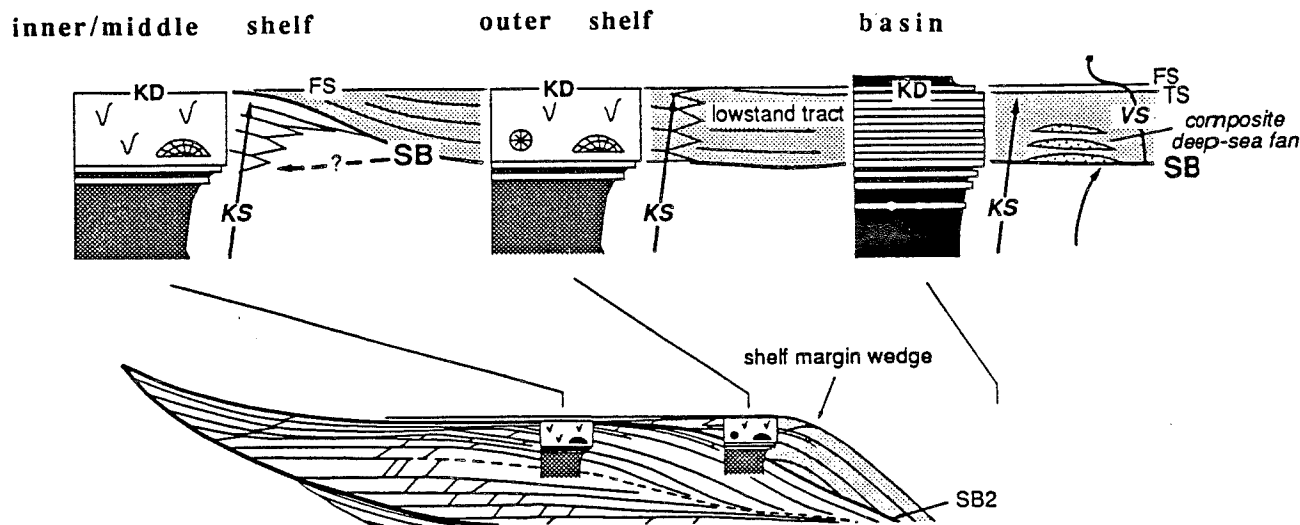


Figure.- 4 : Interpretative position of the Sequence Boundary across the carbonate depositional system (solution B of Ferry, this volume). KS: Klupfel Sequence ; KD: Klupfel Discontinuity ; SB: Sequence Boundary ; TS: Transgressive Surface ; FS : Flooding Surface.

Figure.- 4 : Position interpretative de la Limite de Sequence au travers du système de dépôt carbonaté (solution B de Ferry , ce volume). KS: Séquence de Klüpfel ; KD: Discontinuité de Klüpfel ; SB: Limite de séquence ; TS: Surface de transgression ; FS : Surface d'inondation.

(figure 4 in this section). It is here supported by the following facts:

- these deposits pinch out toward the basin (Dromart, 1989);
- these carbonates may be supplied with coarse-sized, shoal-derived bioclasts, whether coated or not, (i.e. Upper Kimmeridgian in the Ardèche Area);
- the massive carbonate units of the Upper Jurassic in the Ardèche Area were time-equivalent of coral-reef systems restricted to the outer edge of adjacent shelf (Jura shelf ; Latest Oxfordian, Planula-zone, Enay *et al.*, 1988 ; Late Kimmeridgian, Beckeri-zone, Bernier, 1984).

On the other hand, development of a suborder, genetic sequence in the Pliensbachian of eastern Central Atlantic and generation of distinct lithofacies within the 3rd order Condensed Section itself remain obscure in term of minor sea-level fluctuations.

Reiterative progressive restriction of depositional environments may also have been

caused by development of contrasted local submarine morphologies, related in turn to the regime of tilted-blocks faulting. This process may have been superimposed to the slope-starvation in sediments due the coincident flooding phase. Influence of the tectonic regime is speculative but it is consistent with selective occurrence of organic-rich layers within syn-rift condensed sections (e.g. Lias of eastern Atlantic) and absence in post-rift ones (e.g. Upper Jurassic of Ardèche Area).

As an alternative, or additional, proposal, Weedon (1986) has tentatively assigned similar sequences of the Blue Lias in South-Britain to Milankovitch cyclicity. However, it should be stressed that no mechanism is clear at present to directly relate climatic and sedimentary, including organic-rich layers, cycles.

Sequences reported here may be the result of a complex superimposition of climatic (4th - 5th - 6th orders) and eustatic (3rd order) cycles through a pervasive tectonic regime of, rifting-related, contrasted subsidence.

Comparison with condensed sections of Haq et al. in Jurassic times

The fundamental role of condensed sections in sequence stratigraphy have been highlighted by Loutit *et al.* (1988) and Galloway (1989) for depositional sequence correlation and definition of genetic stratigraphic sequences respectively.

Evidence that microbial biostromes represent condensed sections thus prompts a comparison of results with diagrams released by Haq *et al.* (1987). A basic problem with such a comparison is the correlation of the biochronologic subdivisions used. Tentative comparisons focus on the occurrences of condensed sections (number and time). Sequence boundaries (*sensu* Exxon group) are integrated into the comparative table, however, discussion of their relative position is not part of the present purpose.

1. - Late Jurassic condensed sections

Late Jurassic geochronologic subdivision in Ardèche margin is based on ammonoid biozones of the Mediterranean domain. Support for age assignments have been provided by Elmi (1967), Atrops (1982, 1984, and unp. data), Cecca (1986), Dromart (1986), and Cecca *et al.* (1989).

In stratigraphically ascending order, recurrences of microbial biostromes are as follows :

- Middle-Oxfordian, <Late Plicatilis zone (Antecedens subzone) - Earliest Transversarium zone> interval ;

- Late Oxfordian, Bifurcatus zone, Early Stenocycloides subzone ;

- Early Kimmeridgian, Hypselocyclum zone, Hippolytense-subzone ;

- Early Kimmeridgian, Early Divisum zone ;

- Early Tithonian, Hybonotum/Darwini-zones (time-span of microbial occurrence here has not been defined yet because of poor evidence of the Darwini zone).

These results are compared with the Mesozoic stratigraphy of Haq *et al.* (1987) given in the comparative chart of figure 5. The ammonoid biochronologic subdivisions used by Haq *et al.* (1987) are from Boreal domain for the Oxfordian and Kimmeridgian, and sub-Mediterranean domain for the Tithonian. Ammonoid subdivisions utilized here throughout the Late Jurassic are all from the Mediterranean domain. Calibration of the subdivisions used respectively have been based on correlative tables provided by Enay and Melendez (1984) for the Oxfordian zonations, Enay *et al.* in Mouterde *et al.* (1971) for the Kimmeridgian zonations, and Enay and Geyssant (1973) for the Tithonian zonations. It should be stressed that correlation between Kimmeridgian Boreal and Mediterranean zonations, as well as between Tithonian sub-Mediterranean and Mediterranean zonations are still poorly established, in contrast to the reliable ones for the Oxfordian (Atrops, pers. comm.).

For the Oxfordian and Kimmeridgian stages, the same number (4) of condensed sections are present within both charts. On the other hand, discrepancies appear relative to their position *versus* time. Condensed sections of this interval are slightly offset, but the Mid-Oxfordian one that seems to fit almost perfectly.

It is not known whether discrepancies are related to poor direct biochronologic assignment, and/or erroneous correlation of ammonoid biozones between northern and southern domains, except on conditions that it is not due to misinterpretation in assigning 3rd order cyclicity to global eustasy (change in water volume) and not to regional tectonics (change in subsidence rates related to intraplate stress). Tectonics has suggested by Cloetingh (1988) and Guillocheau (1990) to be responsible for 3rd order sequence development, and may thus have a regional echo only. This cannot be investigated here because sources and original data used by Haq *et al.* are not available.

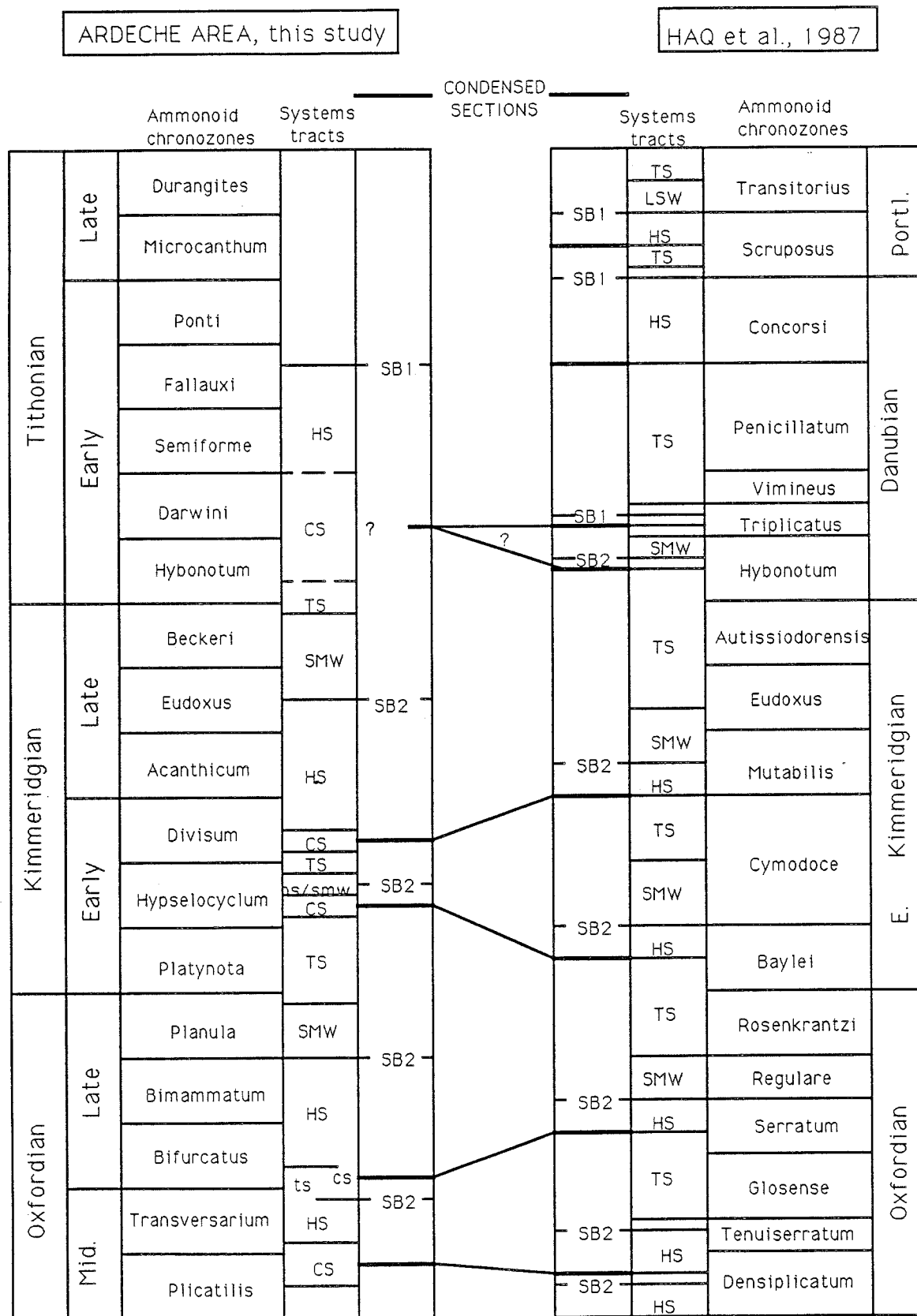


Figure.-5 : Late Jurassic sequence stratigraphy in the western Subalpine margin versus the cycle chart of Haq et al. (1987), with specific focus on occurrences of condensed section

Figure.-5 : Comparaison de la stratigraphie séquentielle du Jurassique supérieur sur la marge occidentale du bassin subalpin avec la charte générale de Haq et al. (1987), avec une attention particulière sur la position des intervalles condensés.

OTHER OCCURRENCES OF MICROBIAL DEPOSITS

For the Early Tithonian, comparison is quite confusing because of the low biochronologic resolution in the Ardèche Area. Haq *et al.* (1987) have placed one condensed section in the Hybonotum-zone and another distinct one immediately above. It should be mentioned that in the Ardèche Area, nothing has been recognized as yet that is likely to disclose a sequence boundary within the interval <Hybonotum-zone - Darwini-zone>, making questionable a double flooding event in Earliest Tithonian times.

2. - Middle-Lias condensed sections

Microbial products described above from western Portugal are of a Carixian age (Early Pliensbachian) (Dommergues *et al.*, 1981). In the Brenha outcrop, the microbial biostromes climaxed in the Ibex-zone, Valdani-subzone, Renzi-horizon (sources of biostratigraphic data in Elmi *et al.*, in press). This occurrence can readily be correlated with the medium Condensed Section at 193.5 m.y. of Haq *et al.* (1987), that corresponds here to the base of the Valdani-zone. The coincidence is almost perfect, only a minor offset *versus* time appears here from the two distinct approaches.

Comparison of results obtained here from the condensed sections of Upper Jurassic and Mid-Lias series with diagrams of Haq *et al.* (1987) has revealed a general consistency. This supports the merit of employing microbial biostromes, when intercalated in comprehensive series, as flooding markers in 3rd order cyclicity. Discrepancies between the charts emerge for the age dating of the Late Jurassic flooding events. It should be stressed that provenance of original biostratigraphic data have definitely to be known so as to permit further progress.

Deep water microbial bioherms and mounds versus systems tracts

1. - Sponge bioherms

Sponge bioherms are developed within the Mid-Oxfordian of southern Jura (E-France). These occurrences have been investigated extensively by Gaillard (1983).

The buildups are made up of siliceous sponges encrusted and bound by carbonate stromatolites of a dominantly reticulate shape. It has been shown that these microbial forms reflect higher rate of sedimentation than for the microbial crusts of the biostromes (Gaillard and Dromart, 1987; Dromart *et al.*, in press). The sponge bioherms are intercalated with interbedded shales and fine-grained carbonates. The buildups accreted at the edge of the gently, basin-dipping Jura paleoshelf, at depths interpreted to be about one hundred meters (Gaillard, 1983).

The development of these bioherms was the most effective through the Transversarium-zone. It should be noticed that respective climax of microbial biostromes in the nearby Ardeche Area (Late Plicatilis) and sponge bioherms in the Jura Area (Transversarium) are not coincident in time as it might have been inferred from depositional maps and profiles previously traced (Dromart, 1989). Both occurrences had therein been put together for convenience of illustration in paleogeographic restoration.

The sponge bioherms can be here interpreted to be the outer portions of a *catch-up* carbonate highstand platform such as defined by Sarg (1988). Such a platform type has been recognized to represent a relative low-rate of accumulation that is characterized by micritic-rich parasequences and pervasive early submarine lithification at the platform margin. These features are in full agreement with what is known across

the Jura shelf during the Middle Oxfordian. However, it should be mentioned that nothing permits as yet to rule out the alternative interpretation that the sponge bioherms and associated under-fed fine-grained deposits of the shelf edge, correspond to the outermost part of a Lowstand Shelf Margin Wedge. The sponge bioherms overlie sharply calcareous shales bearing carbonate nodules devoid of internal structure, termed "spherites".

The Jura shelf is a fertile field for Carbonate Sequence Stratigraphy. Middle Oxfordian carbonate shoals and coral-reefs developed across the inner part of the shelf. Close definition of time/space relations of these lithofacies with sponge bioherms - bearing strata are required for further tentative interpretation of the sponge bioherms in term of systems tracts.

2. - Stromatolite/thrombolite mounds

We refer here to occurrences of the Scotian shelf, eastern Canada. Exploratory oil wells penetrated deep-water microbial boundstones (stromatolite/thrombolite mounds) within the Upper Jurassic (Oxfordian - Kimmeridgian) (Abenaki Fm, Baccaro Mb). Full descriptive data, depositional environments, and diagenetic histories of these buildups are available in Eliuk (1978, 1981), Jansa *et al.* (1982), Pratt (1982), Ellis (1984), Ellis *et al.* (1985), Dromart (1986), Jansa *et al.* (1989), and Dromart *et al.* (in press).

The microbial mounds are composed of anastomosing, digitate thrombolites (unlaminated stromatolites) which locally grade into stromatolitic forms with well dome-shaped lamination. The volume of the microbial framework is 40% on average. It is enveloped by skeletal peloidal wackestone. In addition, it has been shown that boundstones were sites for extensive, early submarine lithification.

The microbial mounds formed in an outer-shelf/slope setting, below

the storm wave base. The Demascota G-32 well was located close to the paleoshelf edge (see Eliuk, 1978 and Jansa, 1981). Here the carbonate margin developed an abrupt and steep geometry. The well penetrated rocks successively older and more basinal in character, such that the Lower Baccaro, containing the microbial mounds, appears from seismic data to be downslope of the earliest shelf barrier. Boundstones of core 5 of Demascota G-32 are abruptly overlain by down-slope transported material composed of carbonate sands and breccias including shallow water and slope-sourced debris (Ellis, 1984; Dromart, 1986). The boundstones may represent the late portion of a highstand systems tract and are overlain by a sharp change to a Lowstand Fan. Such an interpretation remains speculative.

In contrast, the microbial boundstones of the Penobscot L-30 well repetitively developed, in alternation with calcareous shales, in an outermost zone of a gently dipping ramp (Jansa *et al.*, 1989). Such deposits offer a stratal pattern quite similar to that of sponge bioherms described previously, and might therefore benefit of the same interpretation (outer buildups of either a catch-up highstand platform, or lowstand shelf margin wedge).

Multiple interpretations occur for deep-water microbial mounds/bioherms in term of systems tracts. This highlights the merit for the more thorough stratigraphic study of such occurrences.

Ammonitico-Rosso lithologies versus sequence stratigraphy

Ammonitico-Rosso (AR) formations characterize Jurassic distensive margins all around the Central Atlantic - Tethys seaway, and include a number of quite distinct lithofacies (see Elmi, 1981).

An interpretative consensus has emerged for the recognition of the nodular fabrics of these facies as the combined result of early heterogeneity within deposits

magnified by a late diagenetic overprint. Various sedimentologic, and biologic processes have been documented as causing an initial heterogeneity (see Elmi, 1981; Bourbon, 1982; Dromart, 1989). They basically relate to low sedimentation rates and reflect condensed deposits. This feature prompts question whether all AR lithofacies represent condensed sections in sequence stratigraphy, reflecting in turn maxima of marine flooding?

The two instances of microbial biostromes above-reported, which definitely belong to the AR suite, have been disclosed to be reliable indicators of flooding events. Such a demonstration has been possible only because these lithofacies, having originated at the toe of a shelf, are intercalated within fully developed series that permit overall systems tracts recognition.

The problem is quite distinct for original, carbonate-dominant, type of AR that are extensively developed on submarine paleoplateaus, away from influences of shelves. Such is the case for AR *formations* of the Trento Plateau in southern Alps, Italy. AR lithofacies are almost exclusive deposits, and real evidences of condensation are the discontinuities (AR represent the "failure" of hard-grounds; Aubouin, 1964). Omission-surfaces and fine-grained deposits (AR) have tentatively been related to lowstand periods (presumably because of re-inforced current activity) and rapid rises of sea-level respectively (Martire, 1989). This assumption is quite tentative and *a priori* suffers difficulties: non-linear correlation of current velocities *versus* water-depth ; major hiati unrelated to lowstands (i.e. Lower Oxfordian).

Third order sequence analysis through AR formations require fine biostratigraphic resolution, together with preliminary recognition of the distinct lithofacies that are included. It is thought that hard-grounds, microbial carbonates, residual nodule - bearing deposits, pseudonodular beds (with nodules still connected) reflect progressive de-condensation. It should

be added that carbonate nodules may be the result of early diagenetic neoformation (selective lithification around burrows; Dromart, 1989) that does not reflect any slowing in sedimentation.

AR *formations*, as a whole, of an original type such as encountered in the circum-Mediterranean domain appear to be 2nd order, composite condensed sections, resulting from coalescence of 3rd order condensed sections.

AR *formations* commonly are found overlying shallow carbonates, and underlying deep-water, pelagic sediments. These AR occurrences obviously record rapid deepening and reduction in sedimentation. This often has been related to the break-up of carbonate platforms together with initiation of differential subsidence across margins (tilted-block faulting), and such AR *formations* have thus been regarded as markers of tectonic, distensive phases. As an alternative proposal for interpretation of such AR occurrences, it can be here suggested that change in differential subsidence might be discounted as a basic parameter and merely replaced by relative rise of sea-level that causes the sedimentary vacuity and thus magnifies the record of a possible continuous differential subsidence. Quantative and respective influence of tectonics and eustasy on the relative rise of sea-level has further to be deciphered.

It is believed that AR *formations* are of potential support for delineation of 2nd order cycles. Through tentative correlations, such formations may further provide some help in distinguishing tectonic from eustatic 2nd cycles which have been supposed to have a regional and global distribution respectively (Vail and Eisner, 1989).

CONCLUSIONS

Jurassic microbial biostromes intercalated within well-developed outershelf/slope, host-carbonate series appear to be quite reliable markers of 3rd order marine flooding

maxima. Microbial biostromes may be accompanied by organic-rich shales (i.e. Mid-Lias). Such an association may relate to local tectonic conditions, specific of a syn-rift phase.

Of specific merit in use of microbial biostromes in carbonate sequence stratigraphy is the potential for accurate calibration through times of relative sea-level rises because these deposits are usually rich in ammonites.

Comparison of results from Upper Jurassic and Middle-Lias sections with the stratigraphic diagrams of Haq *et al.* (1987) have disclosed general agreement for the condensed sections even though discrepancies do emerge in their calibration through Late Jurassic. Whether this problem is a matter of poor age assignment and/or erroneous correlation between biochronologic subdivisions utilized is not resolved, unless it is inherent to a tectonic origin of certain 3rd order sequences. Regrettably, this cannot be deciphered yet because of lack of reference data sources.

Other deep-water microbial features (e.g. stromatolite/thrombolite mounds and sponge bioherms) have a distinct importance in terms of systems tracts. It is unclear whether these deep-water, outer-shelf / slope buildups represent part of *catch-up* carbonate highstand platforms or are products of a lowstand shelf margin wedge deposition. Additional and specific investigations are required.

Jurassic microbial biostromes are included within the Ammonitico-Rosso lithofacies type, and are of an obvious support in pointing out flooding phase of 3rd order sequences. Conversely, it does not imply that any lithology bearing a nodular fabric can readily be used as evidence of flooding event ; preliminary recognition of nature and origin of nodules, together with whole analysis of the host-series are necessary prior to any conclusions. Finally, it is apparent that originally-defined Ammonitico-Rosso *formations* are composed of coalescent condensed sections, and are of

potential use in deciphering 2nd order sequence stratigraphy.

Acknowledgments

Thanks are due to O.D.P. (U.S.A) and C.O.G.L.A. (Canada) authorities for permission of inspecting and sampling cores, to P. Weiss (E.C.R., Palisades, NY) and P. Lake (B.I.O., Dartmouth, NS) for technical assistance, and to the Centre Jacques Cartier (Lyon) for financial support. Thanks are extended to the B.R.G.M. (France) for funding field work in the Ardèche Area, incorporated in the Continental Drilling Project of France ("Géologie profonde de la France - projet Ardèche").

Initial core of this paper was prepared for oral presentation at the Amoco Research Center in Tulsa (Okla). Gratitude is due to S. Elmi, S. Ferry (Univ. of Lyon), J.F. Sarg (Indep., Midland, TX), and B.C. Schreiber (Queens College, New York, NY) for constructive comments on the manuscript.

REFERENCES

- Atrops, F., 1982. La sous-famille des Ataxioceratinae dans le Sud-Est de la France. Doc. Lab. Geol. Lyon, 83, 463 pp.
- Atrops, F., 1984. Jurassique supérieur, bordure ardéchoise. In S. Debrand-Passard, S. Courbouleix and M.-J. Lienhard (Editors), Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 125: 247-249.
- Aubouin, J., 1964. Réflexions sur le faciès "ammonitico rosso". Bull. Soc. géol. de France, (7) VI: 475-501.
- Bernier, P., 1984. Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Doc. Lab. Géol. Lyon, 92, 730 pp.
- Bourbon, M., 1982. La genèse des calcaires noduleux en Briançonnais (Hautes-Alpes) : Une conséquence de l'instabilité tectonique de ce domaine au Malm inférieur. In: Le Livre Jubilaire G. Lucas. Mem. Géol. Univ. Dijon, 7: 129-138.

Cecca, F., 1986. Le Tithonique de la bordure ardéchoise dans la région du stratotype de l'Ardésien: Etude stratigraphique et paléontologique. Unpub. thesis, University of Lyon-I, France.

Cecca, F., Enay, R., and Le Hegarat, G., 1989. The Tithonian of Ardèche (S-E France). *Newsl. Stratigr.*, 20(3): 115-129.

Cloetingh, S., 1988. Intraplate Stresses : a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea-level ? . In : C. Wilgus, B. Hastings, C. Ross, H. Posamentier, J. Van Wagoner, and C. Kendall (Eds), *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*, SEPM Spec. Pub., 42: 155-181.

Dommergues, J.-L., Elmi, S., Mouterde, R., and Rocha R., 1981. Calcaires grumeleux du Carixien Portugais. In: A. Farinacci and S. Elmi (Editors), *Proc. Rosso Ammonitico Symp.*, Tecnoscienza, Roma, 199-206.

Dromart, G., 1986. Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Téthys nord-occidentale et de l'Atlantique central : genèse, paléoenvironnements et géodynamique associée. Unpub. thesis, University of Lyon-I, France.

Dromart, G., 1989. Deposition of Upper Jurassic fine-grained limestones in the Western Subalpine Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 69 : 23-43.

Dromart, G., and Atrops F., 1988. Valeur stratigraphique des biomicrofaciès du Jurassique supérieur de la Téthys occidentale. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 2: 1365-1371.

Dromart, G., and Elmi, S., 1986. Développement de structures cryptalgaires en domaine pélagique au cours de l'ouverture des bassins jurassiques (Atlantique central, Téthys occidentale). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, 2 (4): 311-316.

Dromart, G., Gaillard, C., and Jansa, L.F., in press. Deep-marine microbial structures in Upper Jurassic of Western Tethys. In C. Monty (Editor), *Phanerozoic stromatolites II*. Springer Verlag, Berlin.

Eliuk, L. S., 1978. The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada. A depositional and diagenetic model for a mesozoic carbonate platform. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 26-4: 424-514.

Eliuk, L. S., 1981. Abenaki update : variations along a Mesozoic carbonate shelf, Nova Scotia Shelf, Canada. In: *Annual core and field conference* (Cp. by F.A. Stoakes), *Canad. Petrol. Geol.*, 15-19.

Ellis, P.M., 1984. Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian Basin, Portugal and their subsurface counterparts in the Scotian Shelf. Unpub. Thesis, Open University, Milton Keynes, England.

Ellis, P.M., Crevello, P.D., and Eliuk, L.S., 1985. Upper Jurassic and Lower Cretaceous deep-water buildups, Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf. In: P.D. Crevello and P.M. Harris (Editors), *Deep-water Carbonates: Buildups, Turbites, Debris flows and Chalks - A Core Workshop*, 6: 212-248.

Elmi, S., 1967. Le Lias supérieur et le Lias moyen de l'Ardèche. *Doc. Lab. Geol. Lyon*, 19, 507 pp.

Elmi, S., 1981. Classification typologique et génétique des Ammonitico Rosso et des faciès noduleux et grumeleux: essai de synthèse. In: A. Farinacci and S. Elmi (Editors), *Proc. Rosso Ammonitico Symp.*, Tecnoscienza, Roma, 233-250.

Elmi, S., 1983. La structure du Sud-Est de la France: une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296, 2: 1615-1620.

Elmi, S., Rocha, R., and Mouterde, R., in press. Sédimentation pélagique et encroûtements cryptalgaires: les Calcaires grumeleux du Carixien Portugais. *Ciências da Terra*, Lisboa.

Enay, R., Contini, D., and Boullier, A., 1988. Le Séquanien-type de Franche-Comté (Oxfordien supérieur) : datations et corrélations nouvelles sur la paléogéographie et l'évolution du Jura et régions voisines. *Eclog. geol. Helv.*, 81-2: 295-363.

Rullkötter, J., Mukhopadhyay, P.K., Schaefer, R.G., and Welte, 1984. Geochemistry and petrography of organic matter in sediments from DSDP sites 545 and 547, Mazagan Escarpment. In: K. Hinz and E.L. Winterer (Editors), Init. Rep. of the DSDP, 79. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., pp. 775-806.

Sarg, J.F., 1988. Carbonate Sequence Stratigraphy. In : C. Wilgus, B. Hastings, C. Ross, H. Posamentier, J. Van Wagoner, and C. Kendall (Eds), Sea-Level Changes - An Integrated Approach, SEPM Spec. Pub., 42: 155-181.

Steiger, T. S., and Jansa, L.F., 1984. Jurassic limestone of the seaward edge of the Mazagan Carbonate Platform, Northwest African Continental Margin, Morocco. In: K. Hinz and E.L. Winterer (Editors), Init. Rep. of the DSDP, 79. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., pp. 449-492.

Vail, P.R., and Eisner, P.N., 1989. Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effects on sedimentary sections. In : Mesozoic eustasy record on Western Tethyan margins, 2nd French Sedim. Congress, Lyon, November 1989, pp. 62-64.

Weedon, G.P., 1986. Hemipelagic shelf sedimentation and climatic cycles : the basal Jurassic (Blue Lias) of South Britain. Earth and Planet. Sci. Letters, 76: 321-335.

Winterer, E.L., and Hinz, K., 1984. The evolution of the Mazagan continental margin : a synthesis of geophysical and geological data with results of drilling during DSDP Leg 79. In: K. Hinz and E.L. Winterer (Editors), Init. Rep. of the DSDP, 79. U.S. Government Printing Office, Washington D.C., pp. 893-921.

**RECHERCHE D'UN ENREGISTREMENT DE L'EUSTATISME AU
LARGE DES MARGES TETHYSIENNES : NOUVELLE APPROCHE
PAR L'ETUDE DES VARIATIONS DES FLUX DE MATIERE.
APPLICATION A LA SERIE TITHONIQUE SUPERIEUR - APTIEN
INFERIEUR DU SITE 534 DSDP (ATLANTIQUE CENTRAL).**

QUEST OF EUSTACY RECORD OF TETHYAN MARGINS : A NEW
APPROACH BY THE STUDY OF SEDIMENTARY FLUXES
VARIATIONS. APPLICATION TO THE UPPER TITHONIAN -
LOWER APTIAN SUCCESSION AT DSDP SITE 534 (CENTRAL
ATLANTIC)

Pierre COTILLON

*Centre des Sciences de la Terre et URA 11 du CNRS
29-43 Bd du 11 novembre, 69622 VILLEURBANNE Cedex.*

Résumé

Une nouvelle méthode pour calculer les flux de matière dans les séries pélagiques alternantes est proposée. Elle est testée sur l'intervalle Tithonique supérieur-Aptien inférieur du site 534 DSDP échantillonné grâce à 51 carottes.

La quantité de carbonate présente dans le sédiment est déterminée par l'analyse de l'intensité des gris des photographies de carottes en noir et blanc. Le taux de sédimentation moyen de chaque carotte est proportionnel au nombre de ses cycles calcaire-marne supérieurs à 5 cm. A l'échelle de l'intervalle choisi, les flux moyens carbonaté et terrigène des carottes évoluent tantôt parallèlement tantôt de manière antagoniste alors qu'à l'échelle des carottes, les flux exprimés par la distribution des phases carbonatée et terrigène dans les différentes classes de nuances de gris tendent à évoluer parallèlement.

Le classement de la distribution des carbonates dans les classes de nuances de gris sert à calculer, pour chaque carotte, un indice de variabilité du flux carbonaté (VFC). Les rapports de cet indice avec le taux de sédimentation et les teneurs en strontium des sédiments montrent qu'il peut être utilisé pour exprimer les variations relatives du niveau marin. On déduit de cette relation que les bas niveaux relatifs entraînent une augmentation du flux carbonaté au site 534. La comparaison entre la courbe de l'indice de VFC et la courbe de HAQ et al. (1987) met en évidence des périodes de flux carbonaté anormal soit par excès (Tithonique supérieur - Berriasien) soit par défaut (Aptien inférieur).

Abstract

A new method is exposed for calculating sedimentary fluxes in the pelagic alternating successions, with a first application to 51 cores of the Upper Tithonian-Lower Aptian interval at DSDP site 534. The bulk of carbonate in sediments is deduced from the grey intensity analysis of black and white core photos. In cores, the average rate of sedimentation is proportional to the number of marl-limestone cycles

over 5 cm thick. At the scale of Tithonian-Aptian succession, average carbonate and terrigenous fluxes of cores vary in parallel or opposite way ; at the scale of cores, the fluxes are represented by carbonate and terrigenous distributions within color spectrum of corresponding sediments ; they vary in a subparallel way.

The sorting of carbonate distribution is used to calculate an index of carbonate flux variability (VFC) for each core. Relationships of this index with the sedimentation rate and Sr contents of deposits indicate a correlation between VFC and relative sea level fluctuations. Low sea levels deduced from this relation correspond to an increase of carbonate flux at site 534. The comparison between VFC and HAQ et al. (1987) curves points out periods where carbonate flux was anomalously over (Upper Tithonian - Berriasian) or under represented (Lower Aptian).

Introduction

Le signal eustatique est recherché classiquement grâce à l'analyse de l'enchaînement des corps sédimentaires sur les marges continentales. Mais ce signal y est très altéré par la dynamique locale : tectonique et subsidence. D'où une difficulté certaine, même si l'on multiplie les observations, de passer des courbes de recouvrement côtier à une courbe eustatique.

On peut penser qu'en se situant suffisamment loin des marges, en plein océan, seuls les effets amortis des avancées et reculs des rivages marins sont enregistrés par le biais des flux de matière ; en outre, lorsque l'on se situe au dessus de la CCD, on y bénéficie au maximum du flux carbonaté d'origine planctonique, certes encore tributaire des messages continentaux, mais réagissant sans doute plus directement aux causes globales.

Un premier essai en ce sens a été tenté (COTILLON, 1987) au site 534 DSDP (Atlantique Central (Fig. 1) sur l'intervalle Tithonique supérieur - Aptien inférieur. Une courbe des variations relatives du taux de sédimentation avait été construite à partir de la répartition des cycles de haute fréquence calcaire/marne dans la série, courbe sans doute proche de celle de la production planctonique en carbonate étant donné sa contribution importante à la sédimentation. Par ailleurs, la forte ressemblance, pour l'Albien du forage 398 D, de la courbe du taux de sédimentation et de celle des proportions entre dinoflagellés marins et épicontinentaux (MASURE 1984) permettait de conclure que la courbe du taux de sédimentation détenait une certaine part du message des fluctuations du niveau marin.

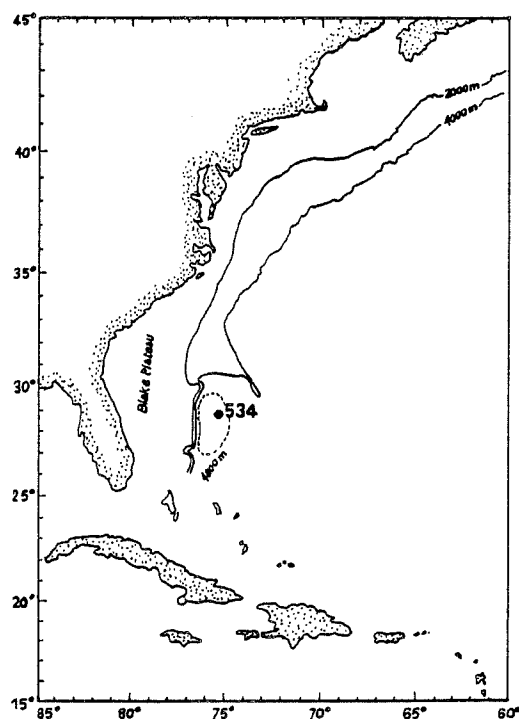


Fig. 1. Localisation du site 534 DSDP, foré au cours de la campagne 76

Une nouvelle méthode de détermination des flux de matière dans les carottes océaniques (COTILLON 1989) permet désormais de mieux percevoir les relations entre le niveau marin et la sédimentation pélagique profonde. Le même intervalle du site 534 a été à nouveau choisi pour tester cette méthode.

La stratigraphie du Crétacé inférieur du site 534, établie au cours du Leg 76 (SHERIDAN et GRADESTEN 1983), a été améliorée par la suite, notamment pour le Valanginien, grâce à l'étude des cycles de haute fréquence permettant une comparaison directe avec les successions stratotypiques vocontiennes.

I. De l'analyse d'images à la quantification des flux de matière.

L'analyse de l'intensité des gris sur photographies de carottes a été employée entre autres par HERBERT et FISCHER (1986) pour apprécier l'évolution de l'état d'oxydation à travers une carotte de sondage extraite dans le Crétacé moyen de Piobbico (Ombrie, Italie Centrale). Les auteurs montrent que la courbe d'enregistrement de l'intensité lumineuse réfléchie le long de la carotte est très proche de la courbe calcimétrique construite par ailleurs grâce à des mesures faites tous les 2 cm (Fig. 2).

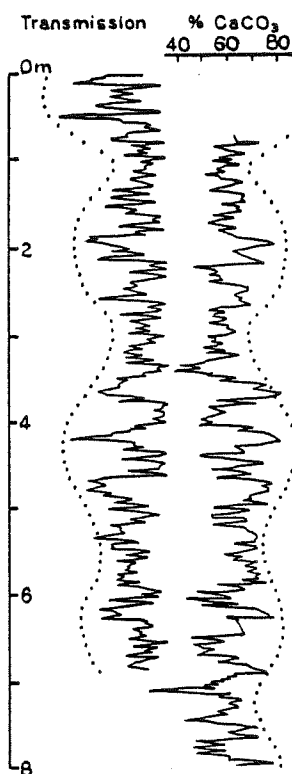


Fig. 2 - Analyses comparées de l'intensité du gris (par densimétrie optique) et de la teneur en carbonate dans la série cyclique de l'Albien supérieur de Piobbico en Italie centrale (d'après HERBERT et FISCHER 1986). La symétrie des deux courbes montre que l'intensité du gris est inversement proportionnelle à la teneur en carbonate.

La même méthode a été utilisée pour déterminer la quantité de calcaire des carottes de sondage du Crétacé inférieur et du Tithonique supérieur du site 534. Ces intervalles étant suffisamment petits (9 m en moyenne) vis à vis de la succession étudiée, on peut en tirer une courbe montrant l'évolution de la teneur en carbonate des sédiments.

Pour chacune des 51 carottes de cette section on dispose d'une photographie en noir et blanc de 19 x 24 cm à laquelle est annexée une échelle de 20 nuances de gris permettant d'apprécier, d'une photo à une autre, les différences de contraste dues au tirage.

1) Relation entre teneur en carbonate et nuance de gris.

Toutes les analyses calcimétriques disponibles dans le volume 76 des Initial Reports du D.S.D.P. ont été prises en compte à l'exception de celles se rapportant à des sédiments enrichis au-delà de 1 % en carbone organique. En effet, ceux-ci contiennent des sulfures de fer en quantité appréciable qui assombrissent le matériau.

Une échelle de nuances de gris a ensuite été construite, comportant 15 valeurs déterminées en fonction des capacités visuelles de l'auteur. Mais les corrections rendues nécessaires par les différences de contraste résultant du tirage des épreuves photographiques montrent que trois nuances supplémentaires au moins doivent être ajoutées à la gauche de l'échelle utilisée. La saisie automatique des nuances de gris par un analyseur d'images permettra ultérieurement d'obtenir une échelle beaucoup plus étalée.

Les 117 mesures calcimétriques retenues forment un nuage de points dont l'enveloppe exprime une relation exponentielle (Fig. 3). La courbe représentative a pour équation $Y = \exp(0,0259 - 0,103 X)$. Le coefficient de corrélation est égal à 0,928.

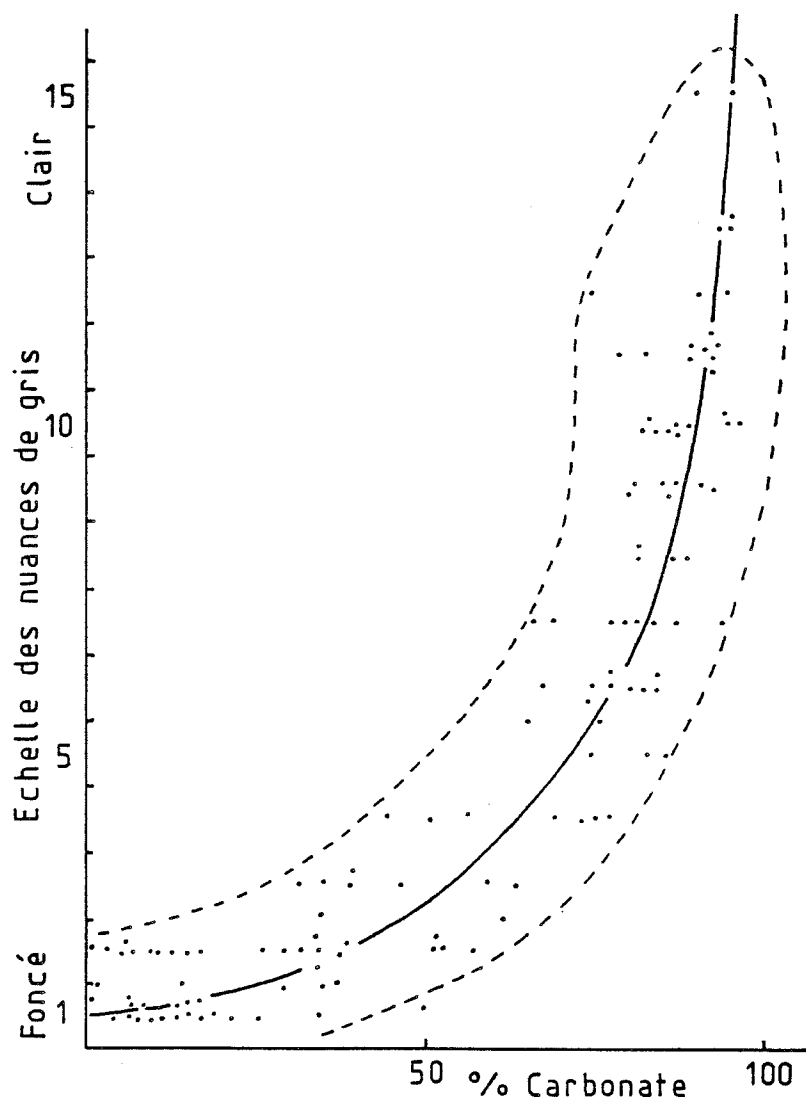


Fig. 3 - Relation entre la teneur en carbonate et la nuance de gris pour les sédiments carottés de l'intervalle Tithonique supérieur - Aptien inférieur du site 534 DSDP. Les sédiments enrichis au-delà de 1 % en carbone organique n'ont pas été pris en compte.

2) Calcul des quantités de carbonate présentes dans les carottes

Après élimination des intervalles resédimentés, le matériel de chaque carotte est réparti entre les différentes nuances de gris. Grâce à la relation de la Fig. 3, on calcule pour chaque classe une fraction carbonatée moyenne (le reste correspondant à la phase insoluble à HCl représentant pour sa plus grande part, dans le cas étudié ici, la fraction terrigène du dépôt). Les sommes de toutes ces fractions, exprimées en mètres de carbonate pur et de terrigènes, correspondent à des teneurs moyennes par carotte. L'évolution de la teneur moyenne en carbonate du Tithonique supérieur à l'Aptien inférieur est indiquée par la courbe de la Fig. 4.

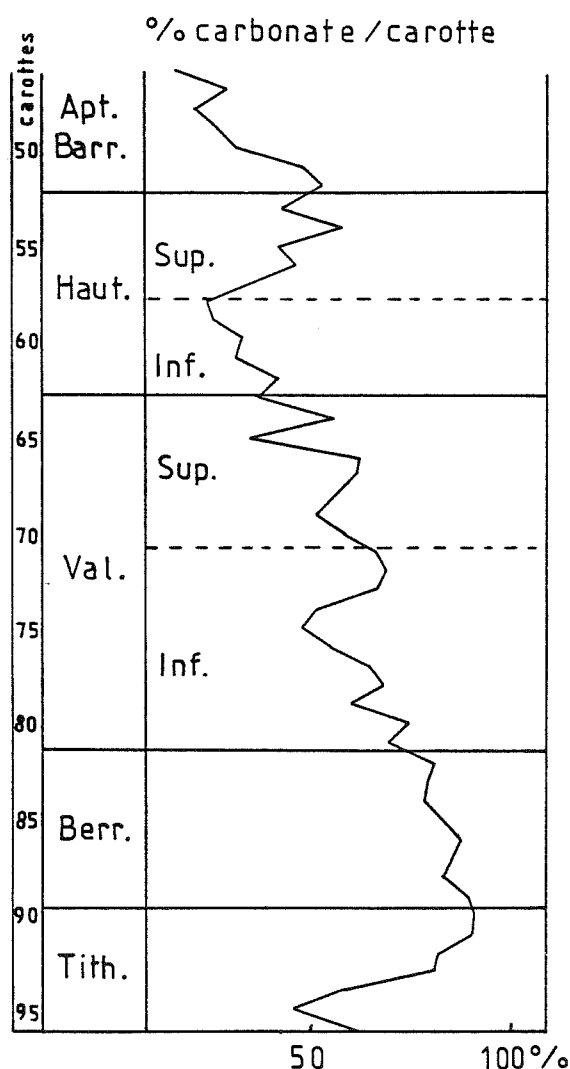


Fig. 4 - Evolution de la teneur moyenne en carbonate des carottes de l'intervalle Tithonique supérieur - Aptien inférieur au site 534 DSDP. Diminution des teneurs depuis le pic du passage Tithonique-Berriasien. Un autre pic à l'Hauterivien supérieur - Barrémien.

3) Calcul des flux carbonaté et terrigène moyens dans les carottes.

Les quantités de carbonate et de produits terrigènes de chaque carotte pourraient servir à illustrer l'évolution des flux moyens correspondants si toutes ces carottes représentaient le même intervalle de temps, ce qui n'est évidemment pas le cas. Mais connaissant dans chaque carotte une grandeur proportionnelle au taux de sédimentation, à savoir le nombre de cycles calcaire/marne de haute fréquence (COTILLON 1985), on peut passer des quantités de carbonates ou de produits terrigènes présentes dans des carottes d'égale longueur à des quantités présentes dans des carottes fictives, de longueur inégale mais correspondant au même intervalle de temps. L'intervalle étudié mesure 438,5 m et comporte 3 205 cycles supérieurs à 5 cm, en supposant une récupération des carottes de 100 %. Les 51 carottes extraites ont une longueur moyenne de 8,6 m. Le nombre moyen de cycles par carotte est de 64,8 et la longueur moyenne d'un cycle est de 0,132 m.

Chaque carotte est soit contractée soit dilatée temporellement en fonction de l'écart du nombre de ses cycles par rapport à 64,8. Par exemple, la carotte 92 dont la teneur moyenne en carbonate est 81 % comporte 82 cycles soit 17 cycles supplémentaires par rapport à la moyenne. Elle doit donc être dilatée temporellement jusqu'à $8,6 \text{ m} + 17 (0,132 \text{ m}) = 10,84 \text{ m}$, épaisseur à laquelle correspondent $10,84 \times \frac{81}{100} = 8,78 \text{ m}$ de carbonate, ainsi que 2,06 m de produits terrigènes. Ces

valeurs, représentant des quantités de matière pouvant être chiffrées pondéralement, déposées sur une surface déterminée (section transversale des carottes) et pendant l'unité de temps correspondant à la durée moyenne de dépôt des carottes sont donc des flux moyens par carotte. En toute rigueur, ces valeurs devraient être corrigées de la variation de compaction existant du bas vers le haut de la série, mais comme le toit de cette dernière se situe déjà à 450 m de profondeur environ, la variation de ce paramètre est sans doute assez faible.

Les courbes du flux moyen du carbonate et du flux moyen total sont illustrées par la fig. 5. Jusqu'au Barrémien, la courbe du flux carbonaté est certainement peu influencée par les phénomènes de dissolution étant donné la stabilité de la CCD (SHERIDAN et GRADSTEIN 1983). Il en va autrement à l'Aptien inférieur comme nous le verrons plus loin. Les évolutions du pourcentage moyen en carbonate et du flux carbonaté diffèrent sensiblement dans le détail, notamment au passage Tithonique - Berriasien (Figs 4 et 5). Néanmoins, toutes deux illustrent assez bien les grandes tendances de la sédimentation téthysienne ; ainsi, les deux pôles carbonatés du Tithonique - Berriasien et de l'Hauterivien supérieur - Barrémien sont bien représentés sur la courbe du flux ainsi que sur celle du rapport Flux terrigène / Flux carbonaté.

Flux carbonaté et flux terrigène moyens par carotte montrent dans leurs grandes lignes des évolutions opposées, ce que montre la courbe du rapport Flux terrigène / Flux carbonaté (Fig. 5). Mais cela n'exclut pas pour autant certaines évolutions parallèles, par exemple au cours du Tithonique supérieur - Berriasien et de Hauterivien - Barrémien basal.

Les relations entre les deux flux définissent 4 types de situation :

- Ecart important entre les deux flux qui varient parallèlement, le flux carbonaté étant nettement dominant et influençant l'évolution du flux total (Tithonique supérieur - Berriasien).
- Ecart peu important entre les deux flux qui évoluent de manière antagoniste (majeure partie du Valanginien).
- Flux sensiblement équivalents, à évolution antagoniste : Tithonique supérieur basal, Valanginien terminal, Hauterivien terminal - Barrémien basal.
- Flux terrigène plus important que le flux carbonaté avec parallélisme de leur évolution : Hauterivien inférieur et supérieur p. parte, Barrémo-Bédoulien.

II. Caractérisation des flux à l'échelle de la carotte.

1. Composantes élémentaires.

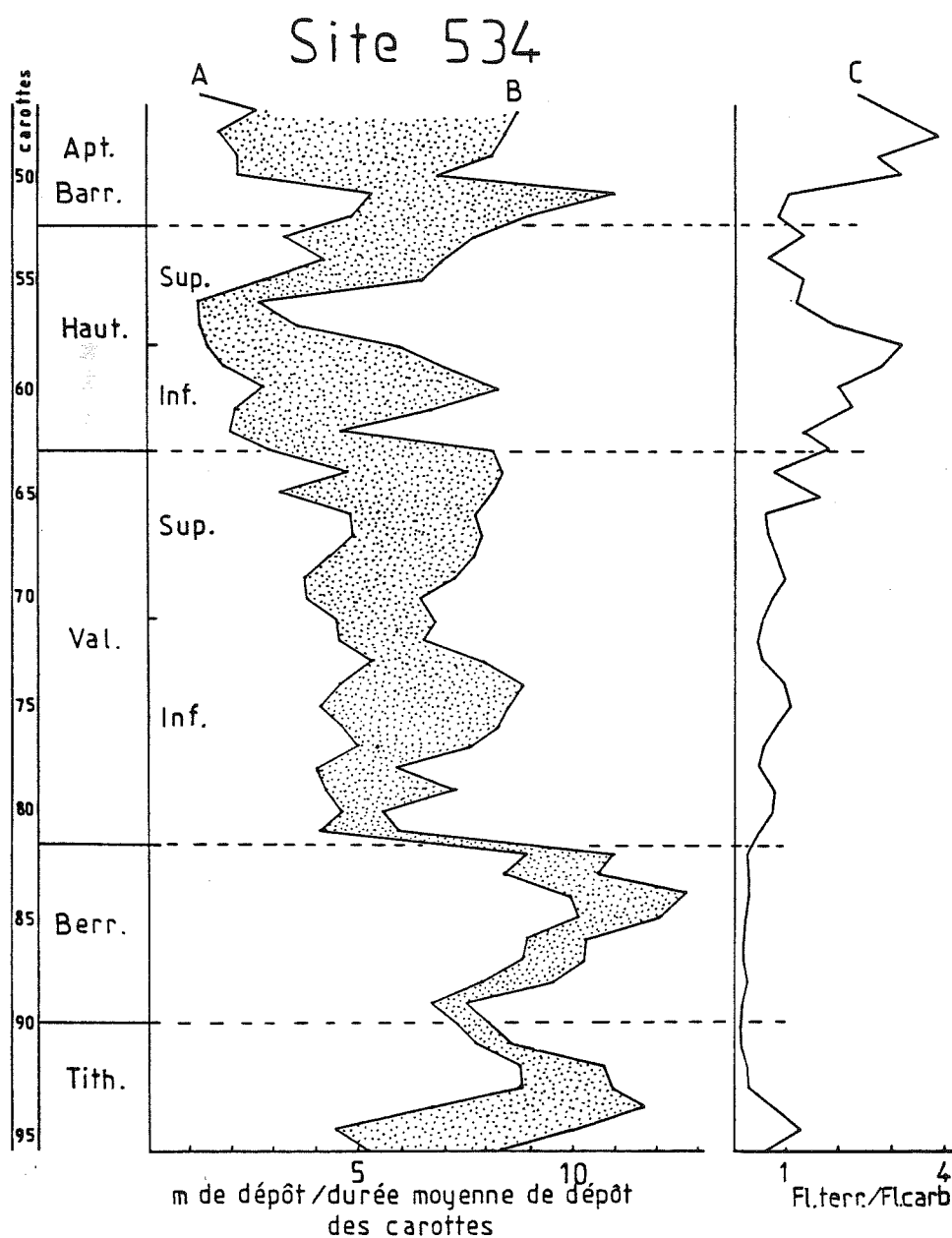


Fig. 5 - Evolution des flux moyens de matière par carotte dans l'intervalle Tithonique supérieur - Aptien inférieur au site 534 DSDP.

A : courbe du flux carbonaté.

B : courbe du flux total.

Entre A et B, le figuré en pointillé représente la variation du flux terrigène.

C : courbe du rapport flux terrigène / flux carbonaté.

L'étude de la variation verticale des flux moyens peut être complétée par une analyse plus fine à l'échelle de la carotte.

La répartition des sédiments d'une carotte dans les différentes classes de nuances de gris représentées revient à assimiler cette carotte à un rythme marne/calcaire unique et théorique s'étalant des marnes les plus argileuses aux calcaires les plus purs et intégrant les cycles calcaire/marne de haute fréquence composant la carotte.

Dans des carottes supposées de durée égale (par correction, exposée plus haut, des variations relatives du taux de sédimentation), on peut répartir le sédiment correspondant à chaque nuance de gris dans autant d'intervalles égaux par la construction d'histogrammes (ou spectres) de phase (fig. 6). La distribution des phases carbonatée et terrigène dans les différentes classes de gris représente alors une variation moyenne des flux correspondants, intégrant les variations élémentaires décrites au niveau des cycles décimétriques calcaire/marne.

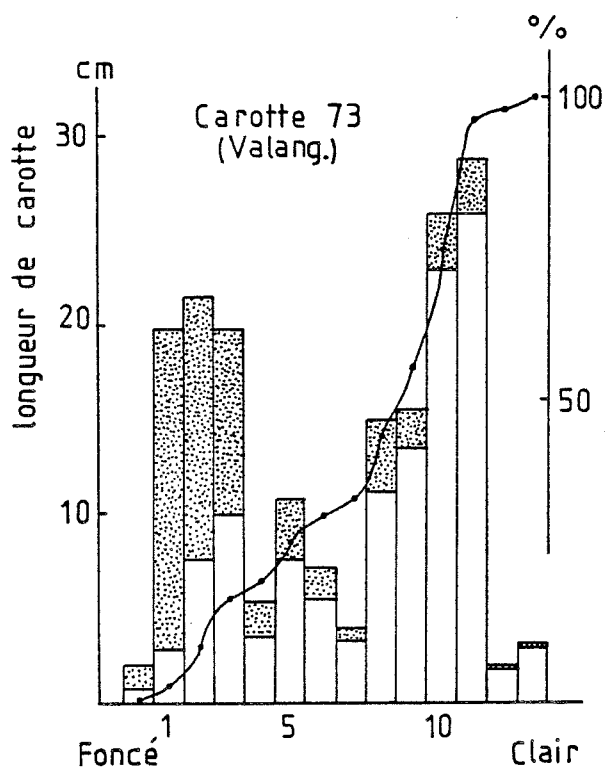


Fig. 6 - Histogramme illustrant la répartition de la phase terrigène (en grisé) et de la phase carbonatée (en blanc) dans les différentes classes de nuance de gris de la carotte 73. La courbe cumulative se rapporte uniquement à la phase carbonatée.

44 des 51 histogrammes de phase de la série sont polymodaux (Fig. 7) avec des modes se situant toujours dans les mêmes fourchettes de nuances de gris ; cela pourrait signifier que les flux sont en fait composites et formés de vagues distinctes. Les principales d'entre elles sont au nombre de 4 ; elles sont généralement interférentes, plus rarement séparées (cas des carottes 88 à 90 : Tithonique supérieur - Berriasien inférieur, 55 à 63 : Hauterivien et 50-51 : Barrémien).

Une première hypothèse consiste à voir, dans ces vagues, la participation de plusieurs sources au flux de matière, par exemple pour le flux carbonaté différents groupes planctoniques et/ou plusieurs aires productrices du domaine de plate-forme. En ce qui concerne les fournisseurs planctoniques, on sait par exemple (COTILLON et al. 1980, COTILLON et RIO 1984) que dans les doublets calcaire/marne pélagiques l'origine de la micrite n'est pas la même selon que l'on se situe dans le pôle marneux ou calcaire du cycle : la micrite planctonique des marnes provient essentiellement des coccolites et celle du calcaire des *Nannoconus*. Cela signifie que l'optimum de

développement pour ces deux groupes ne dépend pas des mêmes exigences écologiques, notamment de la même intensité du flux terrigène. Cette identification des différents fournisseurs du calcaire d'origine planctonique est un souci que partagent les spécialistes de la productivité planctonique actuelle et passée (BERGER et al. 1989).

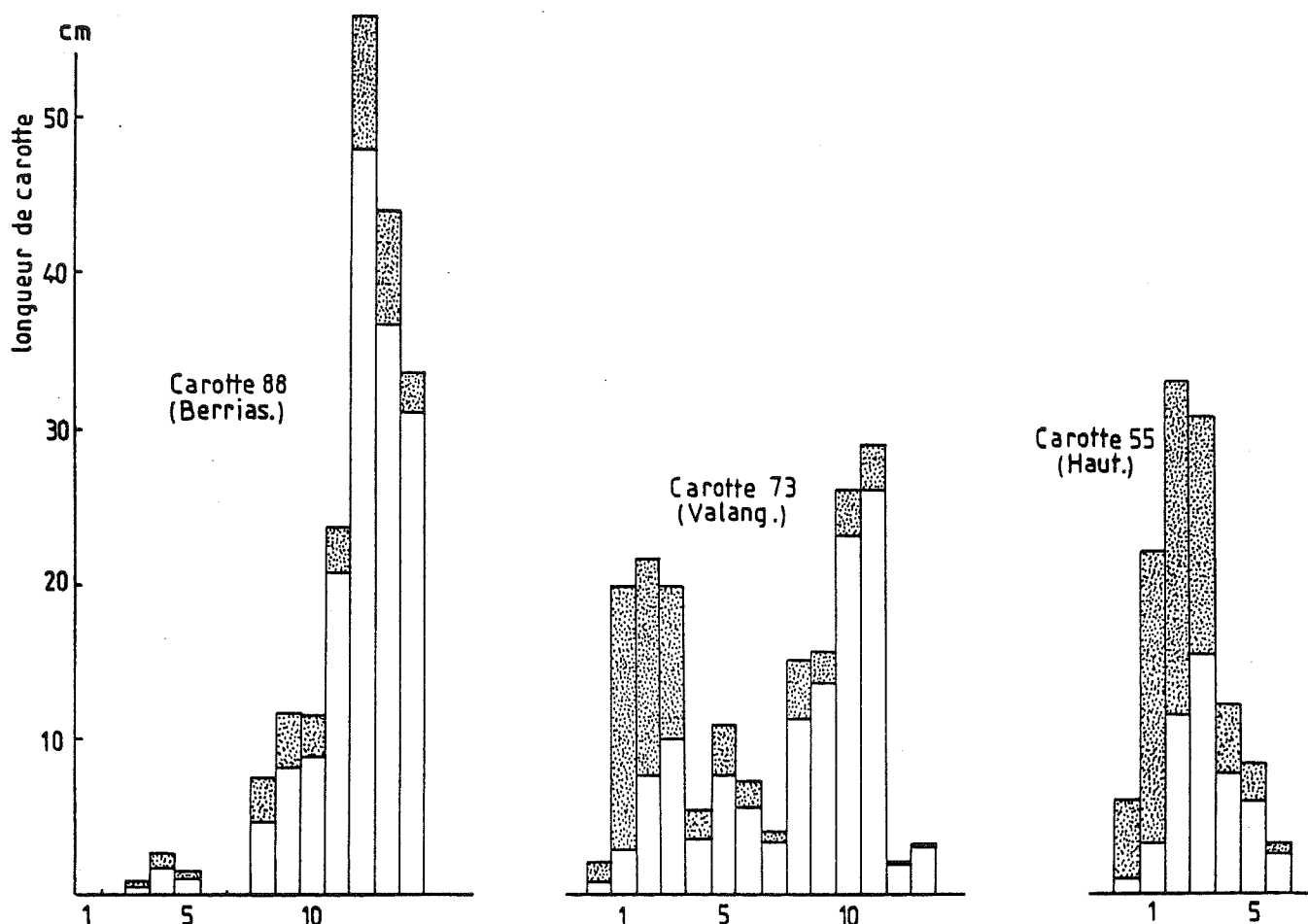


Fig. 7 - Trois exemples d'histogrammes de phase (terrignées en gris, carbonates en blanc) différant par le classement mais où les modes occupent des places sensiblement identiques dans l'échelle des nuances de gris : 1-3, 4-5, 8-10. Ces histogrammes représentent également une variation moyenne des flux de matière dans les carottes.

On peut également supposer que, pendant la durée de dépôt d'une carotte (moyenne de 500 Ka), le jeu des oscillations du niveau marin se traduit par une production irrégulière, de la part des plates-formes et de leurs abords, en boue détritique susceptible de participer aux dépôts profonds.

2. Relation entre flux terrigène et carbonaté.

Mis à part les tendances générales qui sont évidemment opposées, tous les histogrammes montrent des évolutions moyennes pratiquement en phase des flux carbonaté et terrigène.

L'évolution comparée des flux à l'échelle des carottes diffère donc sensiblement de celle observée à l'échelle de l'intervalle Tithonique supérieur - Aptien inférieur où les flux varient tantôt parallèlement tantôt en opposition (Fig. 5). L'évolution parallèle, à petite et moyenne échelles, des flux terrigène et carbonaté a été signalée à plusieurs reprises : 1) dans les cycles à haute fréquence d'ordre 3 (doublets

calcaire/marne) du Valanginien et de l'Albien du Golfe du Mexique (COTILLON 1985). 2) dans le Quaternaire du golfe du Bengale (FOUCAULT et FANG 1987). 3) dans le Valanginien supérieur du bassin vocontien à l'échelle d'un cycle majeur d'ordre 1 (DARMEDRU 1982, DARMEDRU et al. 1982). Parmi les explications possibles du phénomène, on peut proposer la suivante : la productivité planctonique, à l'origine d'une composante importante du flux carbonaté en domaine océanique, est largement tributaire des apports trophiques dont une partie provient des terres émergées. Si les apports continentaux comprennent des nutriments, leurs variations quantitatives peuvent influencer sur celle de la production planctonique. Produits terrigènes et carbonatés sont ainsi susceptibles d'évoluer en phase, surtout lorsque les premiers enrichissent le milieu en Fer dissous, élément paraissant indispensable au développement de la vie planctonique (BERGER et al. 1989).

3. Variabilité du flux carbonaté

L'indice de classement de la distribution du carbonate dans les carottes, calculé sur les courbes cumulatives dérivant des histogrammes (fig. 6)

$$\frac{(Ng^{84} - Ng^{16}) + (Ng^{95} - Ng^5)}{4 \quad 6,6}$$
 traduit l'étalement plus ou moins grand de cette

distribution et son caractère unitaire ou composite. De forts indices caractérisent un flux carbonaté moyen irrégulier et variant entre des extrêmes très opposés.

Il existe une certaine relation ($r = 0,32$, $N = 51$) entre l'indice de classement et le nombre de cycles décimétriques calcaire / marne de haute fréquence dans les carottes (Fig. 8). L'indice de classement est donc en partie fonction du nombre de fluctuations élémentaires que décrit le flux carbonaté au sein de chaque carotte. Corrigé en rapport des variations relatives du taux de sédimentation de manière à ce qu'il s'applique à des tranches de temps égales, l'indice de classement devient l'expression d'une vitesse de variation (ou de variabilité) du flux carbonaté moyen (VFC).

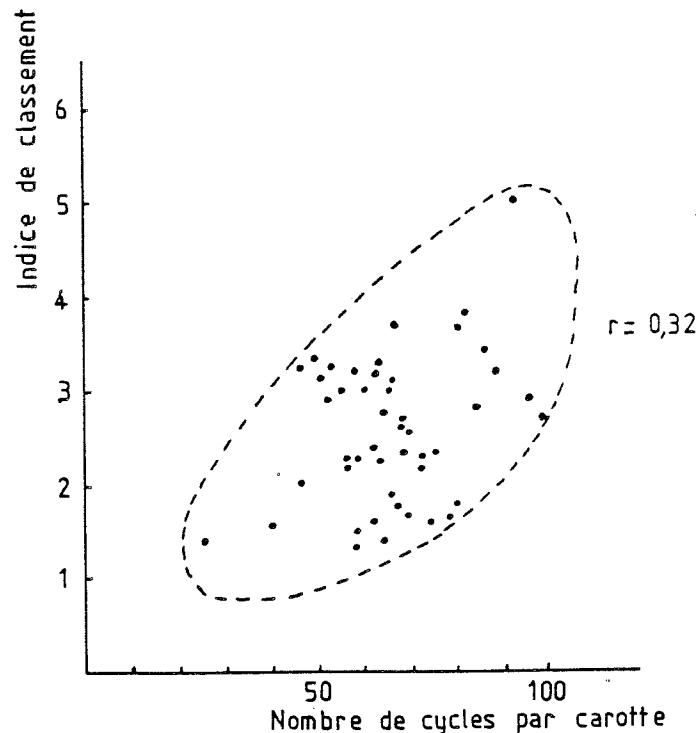


Fig. 8 - Corrélation positive entre le classement de la distribution du carbonate dans le spectre des nuances de gris et le nombre de cycles (doublets) calcaire/marne, d'une épaisseur supérieure à 5 cm, présents dans les carottes.

L'indice de la VFC peut être interprété sous l'angle de la qualité du milieu : un fort indice pourrait indiquer une grande sensibilité du milieu océanique à divers types d'influences, climatiques, eustatiques et tectoniques par exemple. Les messages dépendant de ces influences, c'est à dire les variations des flux de matière, doivent donc être à la fois amples et fréquents. Cette situation a toute chance de se rencontrer lorsque les milieux continental et océanique sont les plus rapprochés, c'est à dire en période de bas niveau marin (Fig. 9). Au contraire, en périodes de haut niveau, les marges continentales ennoyées font écran entre les terres émergées et l'océan ; elles absorbent une partie des flux de matière, aussi bien carbonatés que terrigènes et amortissent ainsi les divers messages qui arrivent affaiblis au domaine océanique aussi bien en amplitude qu'en fréquence.

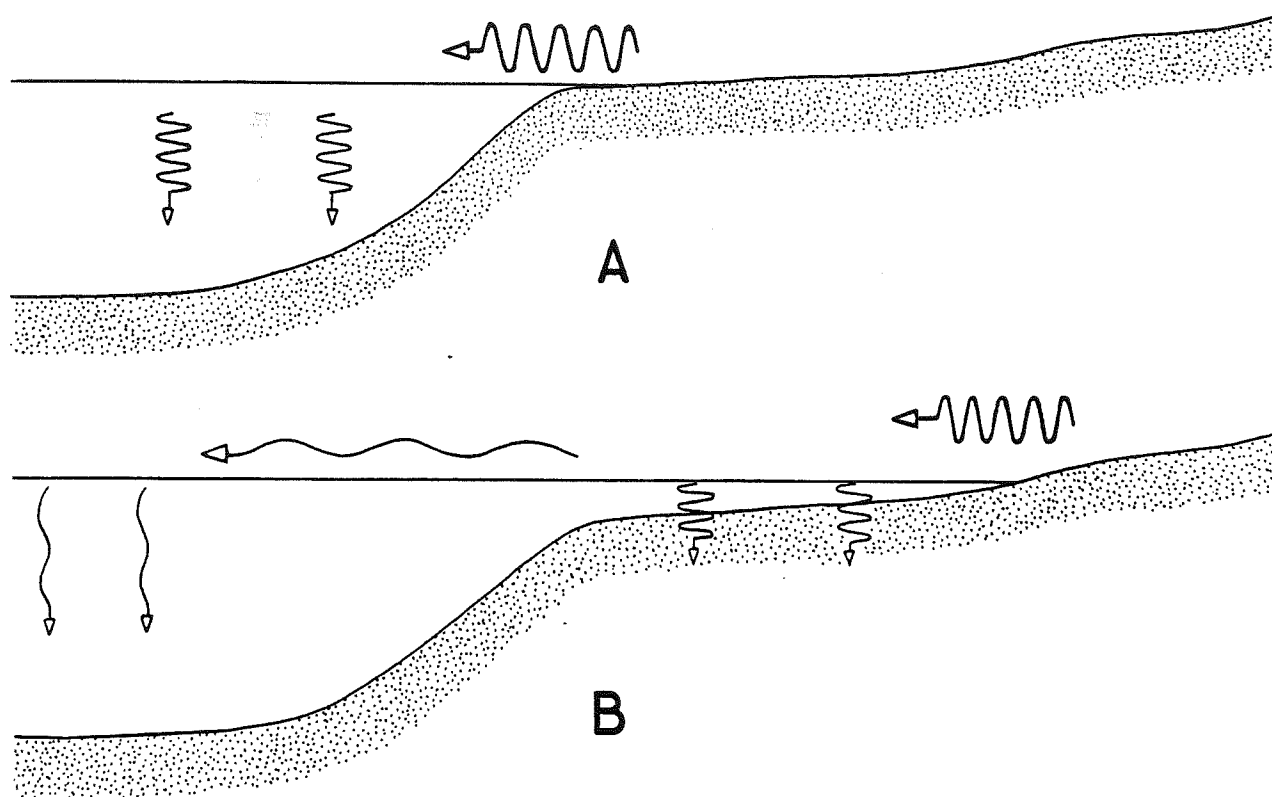


Fig. 9 - Variabilité des flux de matière en tant que réponse du milieu océanique aux messages extérieurs transmis.

A - Bas niveau marin. Milieux continental et océanique proches. Bonne transmission (en amplitude et en fréquence) des messages extérieurs (eustatisme, climat, tectonique) au domaine océanique par l'intermédiaire des flux de matière qui montrent alors une grande variabilité.

B - Haut niveau marin. Eloignement des milieux continental et océanique. Mauvaise transmission des messages extérieurs au domaine océanique en raison de leur détournement partie au profit du domaine épicontinental. Faible variabilité des flux de matière.

Le flux carbonaté est sans doute le plus à même de transmettre les messages liés aux variations du niveau de la mer puisqu'il tire son origine de divers milieux : plates-formes (boues détritiques et débris), fonds hémipélagiques et pélagiques (production benthique), zone photique (production planctonique) tous plus ou moins sensibles à ces variations. C'est donc à ce flux principalement que la suite de l'étude est consacrée.

III. L'indice de variabilité du flux carbonaté et les variations du niveau marin.

Suite au raisonnement qui précède, on peut admettre que la courbe de l'indice de la VFC exprime la variation relative du niveau marin. Plusieurs faits tendent à corroborer cette assimilation :

1) Une corrélation positive entre le taux de sédimentation (proportionnel au nombre de cycles de haute fréquence par carotte) et l'indice de la VFC. ($r = 0,742$, $N = 50$) (Fig. 10). Cela signifie que, selon l'hypothèse adoptée, les périodes de haut niveau marin correspondent à une réduction du taux de sédimentation dans le bassin de Blake Bahama. Ce phénomène a été précisément signalé par divers auteurs dans les cortèges transgressifs, aussi bien en contexte siliciclastique que carbonaté (HAQ et al. 1987, FERRY et RUBINO 1988).

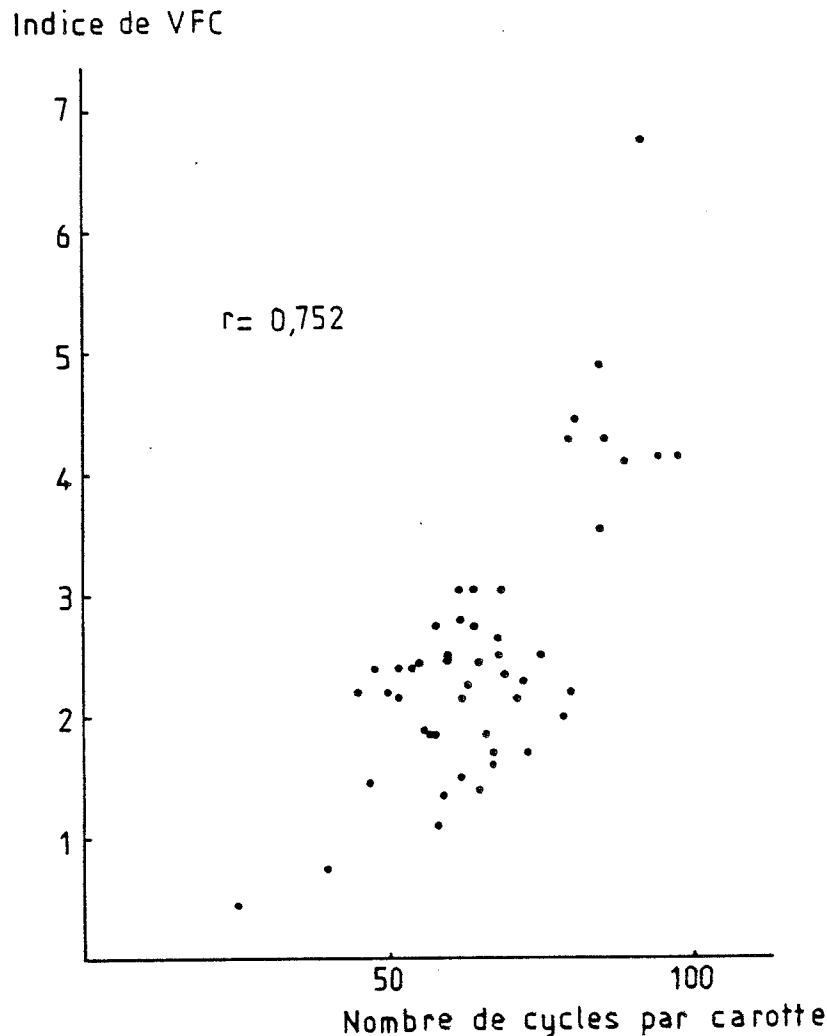


Fig. 10 - Corrélation positive entre l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen dans les carottes et le nombre de cycles calcaire/marne par carotte.

2) Une certaine relation entre l'indice de la VFC et les teneurs en Strontium des sédiments marneux des carottes ($R = - 0,356$, $N = 30$) (Fig. 11). Toujours en fonction de l'hypothèse adoptée, cette tendance est conforme à la corrélation entre richesse en strontium de la phase carbonatée pélagique et contexte transgressif (RENARD 1987).

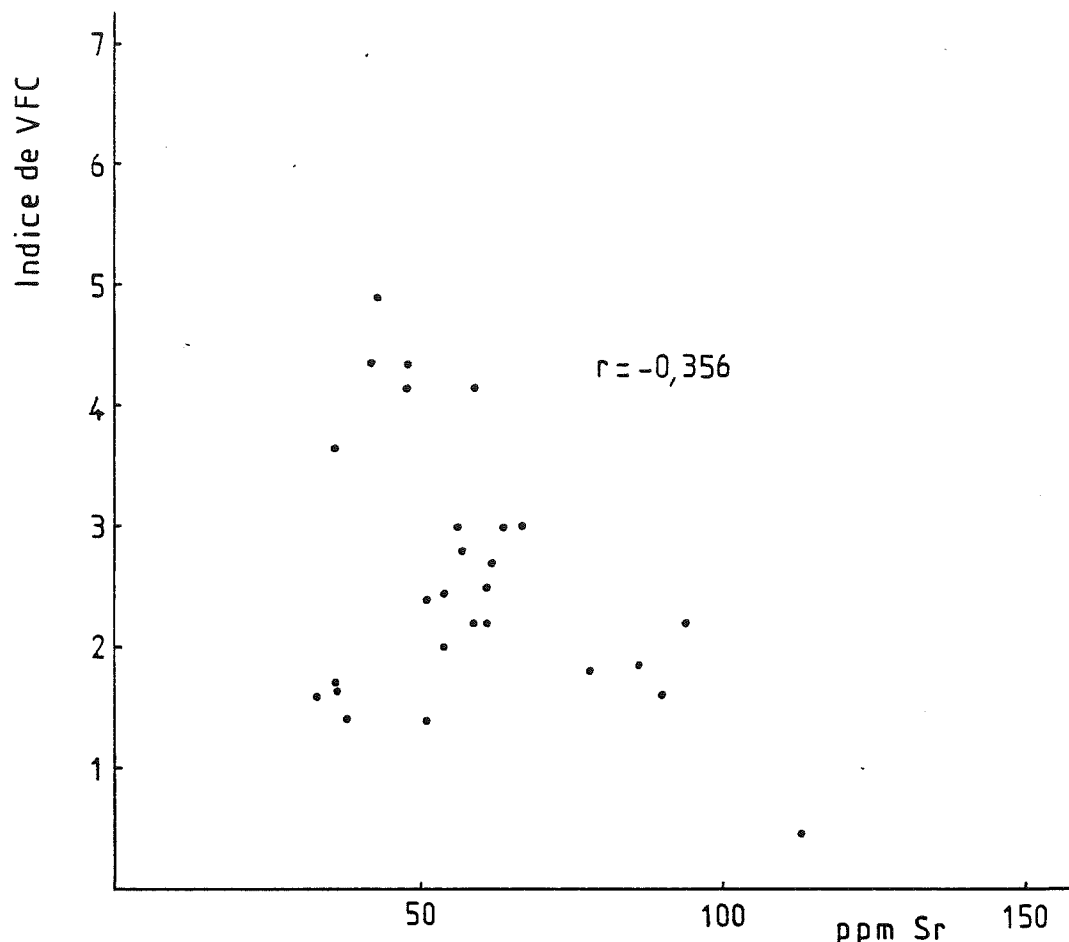


Fig. 11 - Corrélation négative entre l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen dans les carottes et la teneur en Strontium de 30 échantillons.

Il s'agit cependant ici du Strontium de la roche totale ; mais comme il caractérise des marnes titrant entre 60 et 85 % de résidus insolubles et que le strontium varie dans une large fourchette : 400 à 1500 ppm, on peut estimer que ces variations relèvent pour une part significative de celles de la phase carbonatée.

3) Une correspondance assez bonne entre la courbe de la VFC et la courbe de HAQ et al. (1987), tout au moins pour la portion allant du Berriasien supérieur au Barrémien inférieur (Fig. 12). Par contre, les dissemblances sont très accusées pour les intervalles Tithonique supérieur - Berriasien moyen et Barrémien supérieur - Aptien inférieur.

Une première explication peut être avancée concernant le second intervalle : d'après SHERIDAN, GRADSTEIN et al. (1983), la CCD effectuerait une remontée d'environ 1500 m au début de la formation de Hatteras, c'est à dire à peu près au passage Barrémien - Aptien. La baisse sensible du taux de sédimentation ainsi que des teneurs en carbonate enregistrées dès le Barrémien supérieur (voir la divergence des flux terrigène et carbonaté sur la Fig. 5) doit donc être partiellement imputable à des phénomènes de dissolution. Le véritable flux carbonaté ne peut donc être apprécié dans ce cas, tout au moins pour les deux carottes supérieures de la série, marquant le début de la formation de Hatteras.

Pour l'intervalle Tithonique - Berriasien, la dissemblance des courbes résulte vraisemblablement d'un flux carbonaté anormal. Il existe en effet une bonne relation entre l'indice de la VFC et le flux carbonaté (Fig. 13) mais qui montre une séparation très franche entre deux nuages de points : l'un correspondant au Tithonique - Berriasien, l'autre au reste du Crétacé inférieur.

Site 534 DSDP

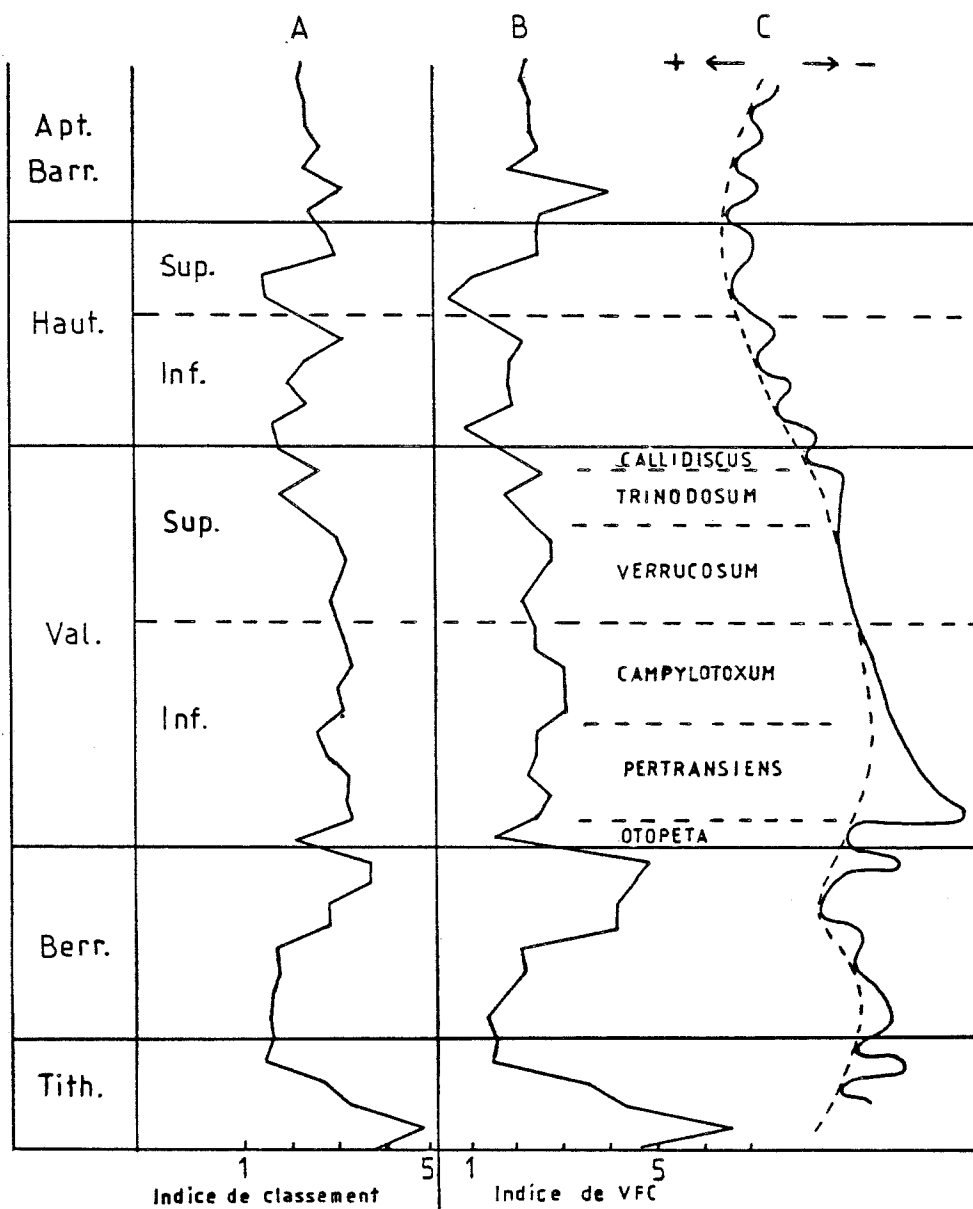


Fig. 12 - Evolution de l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen et fluctuation du niveau marin.

A - Courbe de l'indice de classement de la distribution du carbonate dans le spectre des nuances de gris des carottes.

B - Courbe de l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen dans les carottes. Une augmentation de l'indice correspond à une baisse relative du niveau marin. Le passage de l'indice de classement à l'indice de VFC se fait en corrigeant le premier des variations du taux de sédimentation d'une carotte à une autre.

C - Extrait de la courbe de HAQ et al. (1987) correspondant à l'intervalle Tithonique supérieur - Aptien inférieur.

Les courbes B et C sont assez semblables, même dans le détail, du Berriasien supérieur au Barrémien inférieur.

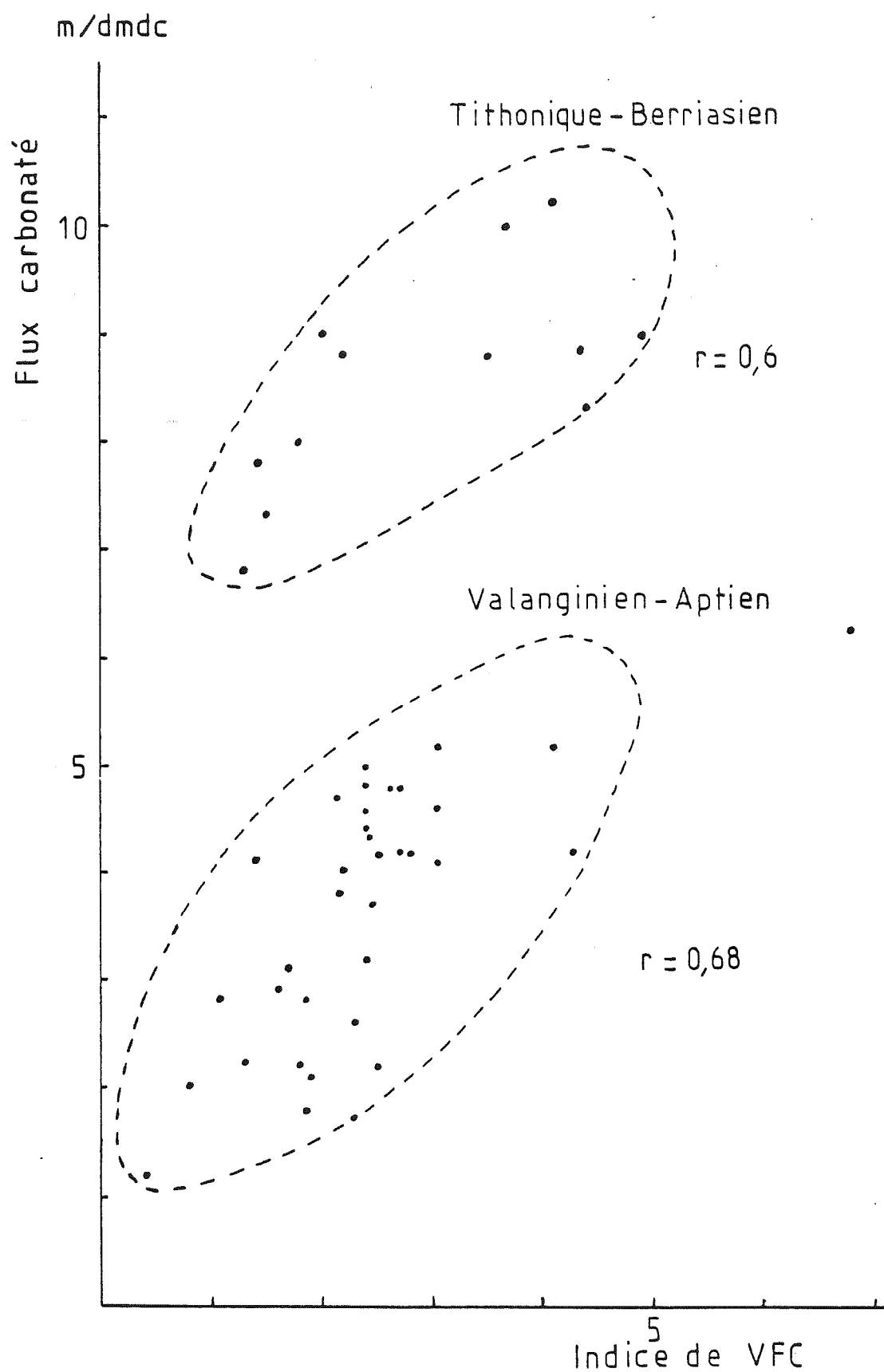


Fig. 13 - Corrélation entre l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen dans les carottes et le flux carbonaté (en mètres / durée moyenne de dépôts des carottes).

On voit ainsi qu'à indice de VFC égal, c'est à dire à niveau marin comparable, le flux carbonaté était deux fois plus intense au Tithonique - Berriasien que pour les époques ultérieures. On peut semble-t-il conclure qu'au passage du Jurassique au Crétacé le niveau marin ne pouvait à lui seul justifier le flux carbonaté ; il faut donc faire appel à une cause complémentaire dont l'origine n'est pas encore précisée.

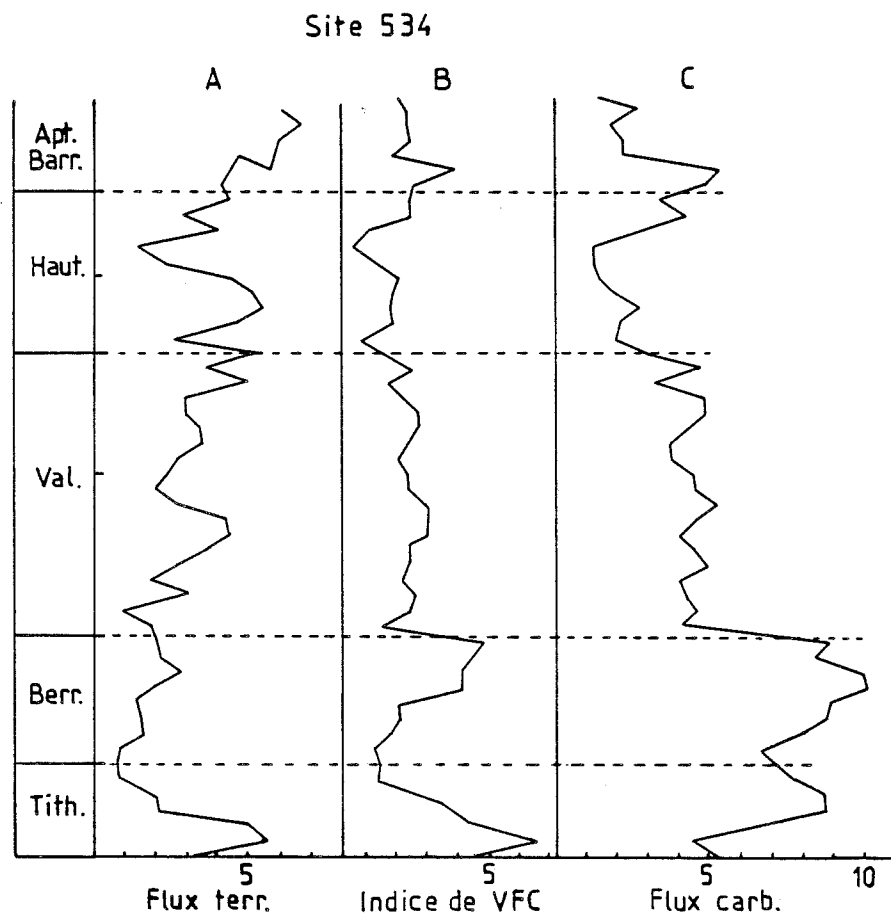


Fig. 14 - Evolutions comparées des flux de matière et du niveau marin relatif (exprimé par l'indice de VFC).

A - Courbe du flux terrigène moyen par carotte (en mètres / durée moyenne de dépôts des carottes).

B - Courbe de l'indice de variabilité du flux carbonaté moyen dans les carottes. Une augmentation de l'indice correspond à une baisse relative du niveau marin.

C - Courbe du flux carbonaté moyen par carotte (en mètres / durée moyenne de dépôts des carottes).

A partir du Berriasien, le parallélisme entre les courbes B et C est très net.

Retenons cependant que, conformément à l'hypothèse formulée plus haut, le flux carbonaté augmente en période de régression ; une confrontation des courbes de flux et de celle de la VFC le vérifie parfaitement (Fig. 14). Ce résultat peut surprendre, étant en contradiction avec les observations sur le fonctionnement des plates-formes carbonatées au cours des périodes récentes et actuelles : le développement des plates-formes en périodes de haut niveau marin conditionne en effet une forte production de boues de périplate-forme, donc un flux carbonaté détritique important ; inversement, l'érosion par dissolution de ces plates-formes exondées lors des baisses du niveau marin amoindrit le transfert de carbonates vers les bassins, effet encore accentué par leur dilution dans les produits terrigènes.

Ce mécanisme a été vérifié dans les dépôts quaternaires de plusieurs bassins en des sites plus ou moins proches des marges continentales : Bahamas (MULLINS

1983, DROXLER et SCHLAGER 1983), bassin des Loyauté (PANNETIER et al. (sous presse), large du Sénégal (KOUNDOU et BARUSSEAU 1988), site 394 au large de la Nouvelle-Zélande (NELSON et al. 1986). Mais pour des périodes supposées non glaciaires comme le Crétacé, les fluctuations de 3e ordre du niveau marin, sans doute moins amples et moins rapides qu'au Quaternaire, n'aboutissaient peut-être pas à des émergences complètes des domaines marginaux mais à un déplacement vers le large de leurs zones productrices en carbonate, notamment en cas de remplacement d'une plate-forme par une rampe carbonatée.

D'autre part, pour des sites océaniques éloignés des sources carbonatées péricontinentales et où le flux planctonique prédomine, le haut niveau marin peut conduire à un stockage des carbonates dissous et des nutriments continentaux au niveau des plates-formes, d'où une faible production planctonique, la situation inverse se produisant en période de bas niveau marin.

Une détermination précise des flux carbonatés planctonique et terrigène serait donc nécessaire pour dégager la véritable relation entre transferts de matière et variation du niveau marin. Cet objectif sera peut-être atteint lorsque l'on connaîtra la signification et l'origine des diverses vagues du flux carbonaté décelées dans les carottes.

En attendant, notons que l'accroissement du flux carbonaté global en périodes de bas niveau marin est un résultat rejoignant l'interprétation récente des corps carbonatés des séquences de dépôt en milieu profond (FERRY et RUBINO 1989). Quant au flux terrigène, il semble beaucoup plus indépendant des variations du niveau marin.

Il reste encore à examiner les relations entre l'indice de la VFC et la qualité du détritisme, cette dernière pouvant s'exprimer par la nature des cortèges argileux et par l'importance de la résédimentation gravitaire. Les correspondances établies jusqu'ici semblent peu significatives pour deux raisons : 1/ l'échantillonnage fait au cours du Leg 76 pour l'étude des argiles était trop dévié vers le pôle marneux. 2/ les descripteurs sédimentologiques des carottes du Site 534 avaient des turbidites une notion beaucoup trop large.

En définitive, un réexamen et un rééchantillonnage plus complet des carottes sont nécessaires.

IV. Validité et limites d'application de la méthode.

Le calcul des flux carbonaté et terrigène à partir de l'analyse des niveaux de gris du sédiment repose sur la relation non linéaire $\% \text{CaCO}_3 = f(\text{niveau de gris})$ (1). Les incertitudes de la détermination des teneurs en carbonate sont donc importantes aux deux extrémités de l'échelle des gris ; pour les diminuer, il faudrait disposer d'un nombre beaucoup plus grand de mesures calcimétriques, ce qui permettrait d'affiner la courbe de la fonction (1). Cependant, ces incertitudes ne pèsent pas trop lourdement sur la démarche adoptée ici qui est avant tout comparative (évolution des paramètres dans le temps) et non purement quantitative.

D'autre part, le classement de la distribution du carbonate dans les carottes, d'où est tiré l'indice de VFC, est fondé surtout sur l'étalement des classes de gris ; il est donc peu dépendant de la relation (1) ci-dessus.

La méthode est peu adaptée, nous l'avons vu, aux sédiments enrichis en matière organique et en sulfure de Fer ; ces derniers sont en effet susceptibles d'assombrir considérablement les dépôts même très carbonatés. Enfin, le calcul des flux nécessite, pour les séries anté-quaternaires, une organisation en cycles alternants.

Conclusions

Une nouvelle méthode de calcul des flux de matière dans une série pélagique carottée (Tithonique supérieur - Aptien inférieur du site 534 DSDP) est utilisée pour rechercher un signal eustatique dans les dépôts profonds.

Cette méthode repose sur une analyse d'images de photographies de carottes et sur une organisation cyclique de la série en alternances calcaire/marne.

Les différents enregistrements obtenus sont : une courbe de l'évolution de la teneur moyenne en carbonate, des courbes de flux carbonaté et terrigène, un histogramme de phase pour chacune des carottes, les courbes du classement de la

distribution des carbonates et de la variabilité du flux carbonaté moyen dans les carottes. Parmi ces enregistrements, le dernier semble refléter les variations relatives du niveau marin.

L'approche ainsi définie est encore tributaire des incertitudes liées à la relation non linéaire $\% \text{CaCo}_3 = f(\text{nuances de gris})$; une multiplication des mesures doit permettre d'affiner cette relation.

Cette recherche préliminaire du signal eustatique dans les séries alternantes de milieu profond doit maintenant se poursuivre avec des moyens plus performants tels que l'analyseur d'images et avec d'autres successions océaniques de même âge afin de comparer diverses courbes de variabilité du flux carbonaté. On pourra alors tester la valeur de ce nouvel outil qui, par ailleurs, devra être confronté à des données géochimiques et minéralogiques plus systématiques et plus nombreuses que celles disponibles dans les rapports de campagne de forages profonds. Des données biologiques supplémentaires sont également nécessaires pour différencier, par les restes d'organismes, les divers pics du flux carbonaté reconnus dans les carottes. Toutes ces informations, mises en regard de courbes des onlaps côtiers relatives aux secteurs marginaux les plus proches devraient permettre de mieux définir la participation de l'eustatisme aux variations relatives du niveau marin.

Remerciements.

J'exprime toute ma reconnaissance à F. GIRAUD, E. JAUTEE, F. PASCAL, M. RIO, N. TRIBOVILLARD dont les avis et les critiques ont contribué à la mise au point de cet article.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BERGER W.H., SMETACEK V.S. et WEFER G., eds. (1989) - Productivity of the Ocean : present and past. Dahlem workshop reports. Life Sciences Research, Report 44. Wiley. 471 p.
- COTILLON P. (1985) - Les variations à différentes échelles du taux d'accumulation sédimentaire dans les séries pélagiques alternantes du Crétacé inférieur, conséquences de phénomènes globaux. Essai d'évaluation. Bull. Soc. géol. Fr., 8, I, (1), p. 59-68.
- COTILLON P. (1987) - Bed-scale cyclicity of pelagic cretaceous successions as a result of world-wide control. Marine Geology, 78, p. 109-123.
- COTILLON P. (1989) - Variation du flux carbonaté dans les séries océaniques : mise au point d'une méthode d'appréciation par le traitement d'images appliqué aux carottes de sondage du site 534 DSDP (Atlantique Central). 2e Congr. de Sédimentologie, Paris, rés. p. 85-86.
- COTILLON P., FERRY S., GAILLARD C., JAUTEE E., LATREILLE G. et RIO M. (1980) - Fluctuation des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur : mis en évidence par l'étude des formations marno-calcaires alternantes. Bull. Soc. géol. Fr. (7), t. 22, n° 5, p. 735-744.
- COTILLON P. et RIO M. (1984) - Cyclic sedimentation in the Cretaceous of Deep Sea Drilling Project sites 535 and 540 (Gulf of Mexico) 534 (Central Atlantic) and in the Vocontian basin (France). Initial Reports of the DSDP, 77, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 339-376.
- DARMEDRU C. (1982) - La microfaune dans les alternances marne-calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. Thèse 3e cycle, Université de Lyon, 154 p.
- DARMEDRU C., COTILLON P. et RIO M. (1982) - Rythmes climatiques et biologiques en milieu marin pélagique. Leurs relations dans les dépôts crétacés alternants du bassin vocontien (S-E France). Bull. Soc. géol. Fr., 7, 24, n° 3, p. 627-640.
- DROXLER A.W. et SCHLAGER W. (1983) - Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian Carbonate ooze. Geology, vol. 11, p. 235-239.
- FERRY S. et RUBINO J.L. (1988) - Séquences climato-eustatiques A, C, M ou modulation eustatique du signal orbital en fosse vocontienne. In Ferry S., Rubino J.L. et al. (éd.), Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France, Géotrope, Lyon, n° 1, p. 22-39.
- FERRY S. et RUBINO J.L. (1989) - Climatic-eustatic mixed control on carbonate deposition (Mesozoic, SE France). Coll. Lyon "Mesozoic eustacy record on western Tethyan margins", AS F Publ. n° 11, p. 30-32.
- FOUCAULT A. et FANG N. (1987) - Contrôle climatique de la sédimentation quaternaire dans le Golfe du Bengale. C.R. Acad. Sci., Paris, 305, II, p. 1383-1388.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987) - The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. Science, vol. 235, p. 1156-1167.

- HERBERT T.D. et FISCHER A.G. (1986) - Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black-shale rhythms in Central Italy. Nature, 321, n° 6072, p. 739-743.
- KOUNOV G.L. et BARUSSEAU J.P. (1988) - Terrigenous sedimentation of the Upper Quaternary in the Cayar deep sea fan (Sénégal-Gambia abyssal plain, Atlantic Ocean). Oceanologica Acta, vol. 11, n° 4, p. 359-368.
- MASURE E. (1984) - L'indice de diversité et les dominances des "Communautés" de kystes de Dinoflagellés : marqueurs bathymétriques, forage 398D, croisière 47B. Bull. Soc. Geol. Fr., 7 (16), n° 1, p. 93-114.
- MULLINS H.T. (1983) - Comments and reply on "Eustatic Control of turbidites and winnowed turbidites". Geology, vol. 11, p. 57-58.
- PANNETIER W., COTILLON P. et LAMBERT B. - Contrôle climato-eustatique de la sédimentation quaternaire dans les bassins au large de la Nouvelle-Calédonie (SW Pacifique). Notes et Mémoires CFP, sous presse.
- RENARD M. (1987) - Enregistrements géochimiques (éléments traces, isotopes stables) des cycles transgression-régression par les carbonates pélagiques au cours du Crétacé. In Salomon J. (éd.), Transgressions et régressions au Crétacé (France et régions voisines), Mém. géol. de l'Université de Dijon, n° 11, p. 125-142.
- NELSON C.S., HENDY C.H., CUTHBERTSON A.M. et JARRET G.R. (1986) - Late Quaternary carbonate and isotope stratigraphy, subantarctic site 594, Southwest Pacific. In Kennett J.P., von der Borch C.C. et al., Init. Repts. DSDP, vol. 90, Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 1425-1436.
- SHERIDAN R.E., GRADSTEIN F.M. et al. (1983) - Init. Repts. DSDP, 76, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 947 p.

