

Marseille, Université de Provence-Saint Charles
3 et 4 Juin 1988

Paléobathymétrie
Eustatisme
et
Séquences de dépôt

LIVRE DES RÉSUMÉS

DES



ASSOCIATION
SEDIMENTOLOGISTES
FRANÇAIS

COLLOQUE

PALEOBATHYMETRIE

EUSTATISME

ET

SEQUENCES DE DEPOTS

Marseille, Université de Provence - Saint Charles

les 3 et 4 Juin 1988

A handwritten signature or logo consisting of stylized, overlapping letters. It appears to be 'AST' or 'ASTF' written in a cursive, calligraphic style with long, sweeping strokes.

PROGRAMME

Les résumés des communications orales et des posters sont classés suivant l'ordre alphabétique du nom du premier auteur.

Un index alphabétique des auteurs figure page 113.
La liste des participants page 115.

PROGRAMME DU COLLOQUE

VENDREDI 3 JUIN - MATIN

9H 00 : Ouverture du Colloque au Grand Amphithéâtre

Allocutions de MM. :

- A. CASALOT Vice-Président de l'Université de Provence Aix-Marseille I.
- B. BEAUDOIN Président de l'Association des Sédimentologistes Français.
- J.P. MASSE Responsable local de l'organisation du Colloque.

INDICATEURS PALEOBATHYMETRIQUES

- 9H30 : J.P. PEYPOUQUET - Ostracodes et paléobathymétrie. Aspect théorique et pratique.
- 9H59 : J.P. BOURSEAU, N. COMINARDI, R. AVOCAT, M. ROUX - Les crinoïdes pédonculés, marqueurs paléobathymétriques : principes et méthodes.
- 10H10 : C. EMIG - Les brachiopodes actuels, indicateurs (paléo)bathymétriques.
- 10H30 : I. DI GERONIMO, P. BARRIER, A. ROSSO - Utilisation de critères paléobathymétriques dans le contrôle des mouvements verticaux plio-quadernaires d'Italie méridionale.
- 10H50 : O. CONCHON - Variations du niveau marin au Quaternaire sur les côtes de la Corse, indices paléobathymétriques.

(PAUSE - 20 min.)

LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DE VAIL *et al.* : ASPECTS GENERAUX

- 11H30 : G.P. ALLEN, J.L. RUBINO, F. MERCIER - Applications sédimentologiques de la stratigraphie séquentielle dans les bassins terrigènes.
- 11H50 : S. FERRY - Effets comparés de l'eustatisme sur les systèmes de dépôt terrigènes, carbonatés et mixtes.
- 11H10 : J. REY - Synthèse de la table ronde du Comité Français de Stratigraphie sur les concepts de Vail et les corrélations eustatiques.

(REPAS)

VENDREDI 3 JUIN - APRES-MIDI

SEQUENCES ET ANATOMIE SEDIMENTAIRES : MODELES EUSTATIQUES

- 14H00 : R. CUBAYNES, J. REY, P. HANTZPERGUE, R. PELISSIE - Stratigraphie séquentielle et évolution d'une plate-forme carbonatée : le Jurassique du Quercy (Sud-Ouest de la France).
- 14H20 : J. DELFAUD - Confrontation des séquences sédimentaires du Jurassique du Quercy avec les courbes eustatiques mondiales.
- 14H40 : Y. LE NINDRE - Les variations relatives du niveau marin sur la plate-forme arabe au Jurassique. Conséquences sédimentaires.
- 15H00 : C. NEUMANN - Enregistrement des prismes sédimentaires sur les plates-formes du Crétacé inférieur du Maestrazgo (Espagne).
- 15H20 : J.L. RUBINO - Organisation des séquences de dépôt de l'Aptien vocontien.

(PAUSE - 20 min.)

- 16H00 : J.M. CERMELLI - Anatomie d'une séquence de dépôt : la séquence de Santa Engracia (68-67 Ma ; Maastrichtien), versant sud des Pyrénées Centrales - Espagne.
- 16H20 : J.L. LESUEUR, J.L. RUBINO - Les séquences de dépôts au Burdigalien du Sud-Est de la France et du Sud de la Corse.
- 16H40 : G.P. EBERLI, N. GINSBURG - The potential of platform carbonates to record eustatic sea-level fluctuations (exemplified on seismic data from NW Great Bahama Bank).

CYCLES, RYTHMES ET DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

- 17H00 : J.J. BLANC - Remarques sur les discontinuités à la plate-forme carbonatée de Provence du Portlandien au Berriasien.
- 17H20 : E. MUTTI - Cyclicity of sedimentary rocks : a critical reappraisal.
- 17H40 : F. GUILLOCHEAU, Ph. BIRCKEL, M. HOFFERT - Les discontinuités sédimentaires à 100 000 ans, 1-3 Ma, 3-10 Ma dans les plates-formes stables : eustatisme ou subsidence discontinue ?
- 18H00 : Séances posters.

SAMEDI 4 JUIN - MATIN

SEQUENCES ET ANATOMIE SEDIMENTAIRES : MODELES INTERACTIFS

- 8H30 : N. COMINARDI, J.P. BOURSEAU, M. ROUX - Tectonique et eustatisme au Lias : problèmes suggérés par les crinoïdes.
- 8H50 : M. RIOULT, O. DUGUE, G. FILY - Contrôle de la sédimentation jurassique sur la bordure occidentale du Bassin Anglo-parisien : eustatisme ? épiprogonèse ?
- 9H10 : A. ARNAUD-VANNEAU, H. ARNAUD, Th. ADATTE, Th. BOISSEAU, J. REMANE - Les variations du niveau de la mer au Berriasien supérieur - Valanginien inférieur entre Neufchâtel et Grenoble.
- 9H30 : J.P. MASSE - Les variations bathymétriques majeures et leur signification sur les plates-formes éocènes de Provence (S.E. France).
- 9H50 : H. ARNAUD, A. ARNAUD-VANNEAU - Variations du niveau de la mer entre l'Hauterivien et l'Aptien basal dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura.

(PAUSE - 20 min.)

- 10H30 : M. DELAMETTE - Télescopage des séquences et amalgamation des niveaux condensés dans les dépôts silicoclastiques et carbonatés du Crétacé moyen de la zone Delphino-Helvétique (Alpes Occidentales).
- 10H50 : M.J. FONDECAVE-WALLEZ, P. SOUQUET, Y. GOURINARD - Les séquences de dépôt du Crétacé supérieur Sud-Pyrénéen.
- 11H10 : A. LEJAY, F. GUILLOCHEAU, P. HOMEWOOD, P. BIRCKEL, M. HOFFERT - Variations relatives du niveau de la mer à haute fréquence (20 000 ans) dans un bassin d'avant-pays : exemple du bassin molassique suisse au Burdigalien.
- 11H30 : C. BOBIER - L'interaction tectonique - eustatisme et son rôle dans la genèse des séquences sédimentaires en Tunisie du Crétacé à l'actuel.
- 11H50 : C. CLAUZON - L'eustatisme endoreïque messinien de Méditerranée : un eustatisme tétratologique. Ampleur, modalités, conséquences.
- 12H10 : D. MOUGENOT - Interprétation sismique de la progradation des plates-formes continentales.

(REPAS)

SAMEDI 4 JUIN - APRES-MIDI

FONCTIONNEMENT DES SYSTEMES FLUVIO-DELTAIQUES ET PERIGLACIAIRES EN LIAISON AVEC LES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

- 14H00 : N. MOULIN, M. SEGURET - Sédimentation fluviale et variations relatives du niveau marin dans la Formation Goyllarsquisga (Néocomien des Andes du Pérou Central).
- 14H20 : Ph. CRUMEYROLLE - Signification d'une discontinuité associée à des figures de destabilisation de plate-forme dans un contexte de bassin d'avant-pays.
- 14H40 : P. SCHOEPFER - Cyclicité dans la Molasse Marine Supérieure de Suisse Occidentale : caractéristiques et signification.
- 15H00 : J.N. PROUST, M. DEYNOUX, F. GUILLOCHEAU - Expression sédimentologique des variations glacio-eustatiques à la périphérie d'un Inlandsis : le groupe glaciaire Protérozoïque terminal du Bakoye (Mali, Afrique Occidentale).

(PAUSE - 20 min.)

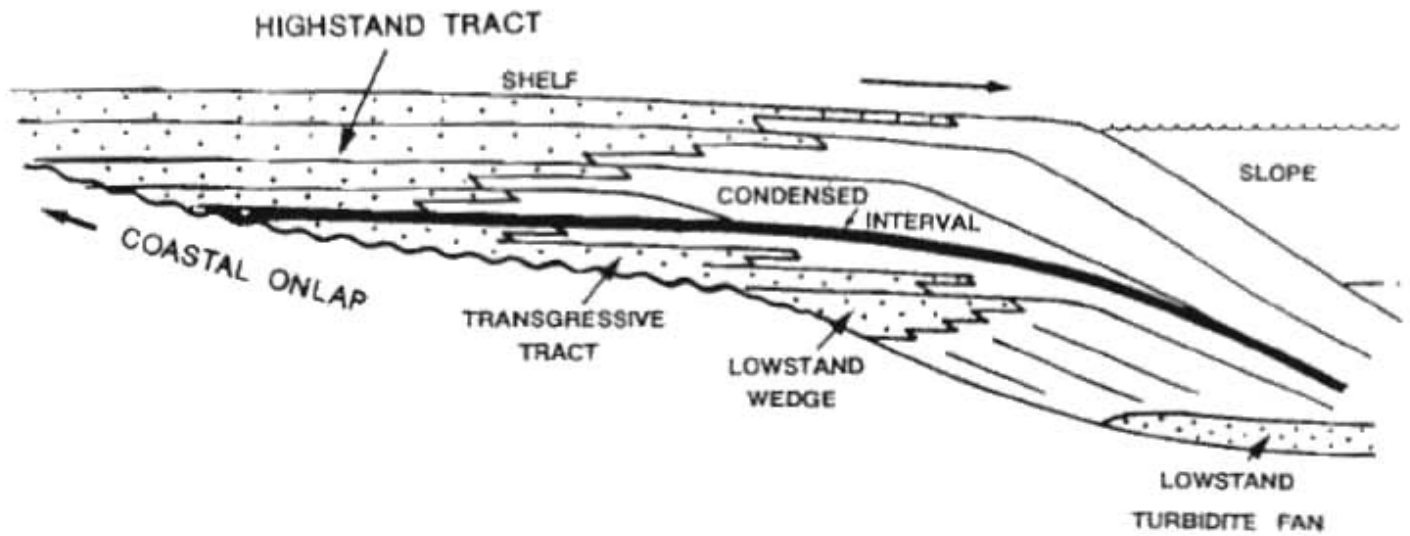
SEQUENCES ET ANATOMIE SEDIMENTAIRES ET REGIME GLACIO-EUSTATIQUE : MODELES QUATERNAIRES

- 15H40 : G. ALLEN, G. TRUILHE - Le prisme holocène de l'estuaire de la Gironde : un modèle sédimentaire d'une séquence de dépôt eustatique.
- 16H00 : J.P. BARUSSEAU, P. GIRESE - L'eustatisme ne paraît pas le facteur déterminant des rythmes sédimentaires de la marge atlantique de l'Afrique pendant le Quaternaire.
- 16H20 : G. CABIOCH, R. ANGLADA - Variations relatives du niveau marin et structure interne des récifs frangeants de Nouvelle-Calédonie (Pacifique Sud-Ouest).
- 16H40 : O. CONCHON, F. BALTZER, J.C. PLAZIAT - Variations du niveau marin au Quaternaire sur la côte occidentale de la Mer Rouge (Sud Egypte). Eustatisme et tectonique.

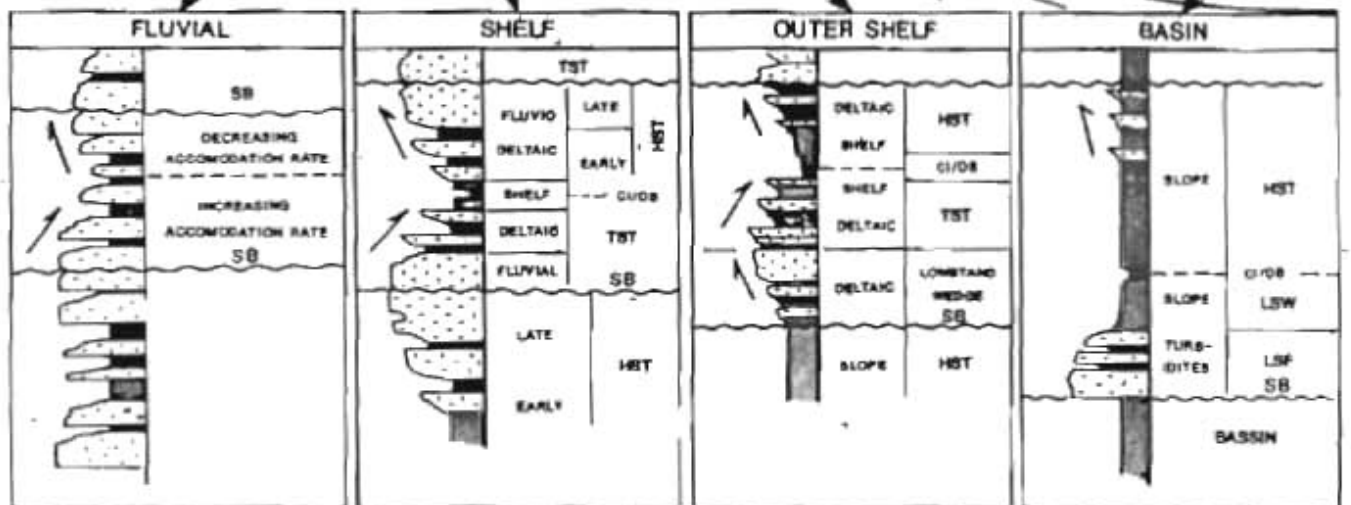
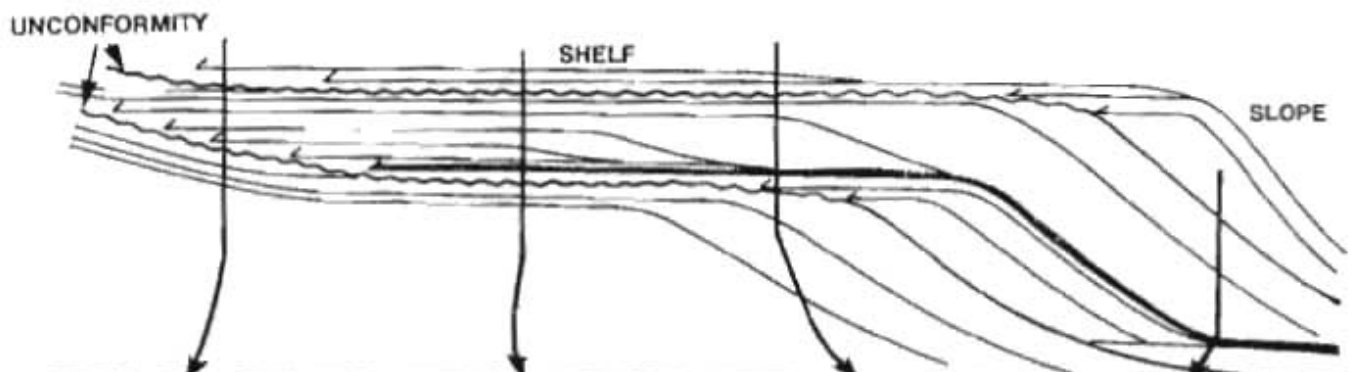
RESUMES

IDEALISED STRATIGRAPHY OF A DEPOSITIONAL SEQUENCE

(VAIL ET AL., 1987)



STRATAL PATTERNS AND FACIES ASSOCIATIONS



↗ TRANSGRESSION
↖ REGRESSION

SB = SEQUENCE BOUNDARY
HST = HIGHSTAND TRACT
TST = TRANSGRESSIVE TRACT
LSW = LOWSTAND WEDGE

LSF = LOWSTAND FAN
CI = CONDENSED INTERVAL

APPLICATIONS SEDIMENTOLOGIQUES DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE DANS LES BASSINS TERRIGENES

G.P. ALLEN, J. L. RUBINO, F. MERCIER - Laboratoire Exploration
Compagnie Française des Pétroles - 33600 PESSAC

Depuis quelques années les chercheurs de la Société Exxon ont élaboré un ensemble de modèles stratigraphiques décrivant l'organisation des systèmes sédimentaires déposés au cours d'un cycle de variations relatives du niveau marin. Ces modèles, faisant suite aux travaux publiés en 1977 par P. Vail, et R. Mitchum, sont basés sur le concept de "séquences de dépôts" qui regroupent les sédiments accumulés sur la plateforme et dans le bassin entre deux périodes de chute relative du niveau de la mer au cours d'un cycle eustatique.

Malgré certains aspects discutables (problèmes de callage bio- et chrono-stratigraphique, caractère global des cycles eustatiques, abstraction de la tectonique synsédimentaire et du volume des apports etc...), ces modèles fournissent un outil conceptuel général pour comprendre la logique des systèmes de dépôts et l'enchaînement des faciès entre la plateforme et le bassin au cours des variations cycliques du niveau marin. Même dans les bassins soumis à une intense tectonique synsédimentaire, ces concepts semblent être applicables, car les mouvements tectoniques engendrent des variations relatives du niveau marin qui induisent une logique des dépôts comparable à celle associée aux cycles eustatiques (voir Mutti ; résumé dans ce volume).

La plupart des dépôts de plateforme s'accumulent pendant les périodes d'élévation relative du niveau marin ("transgressive system tract"), et celles de haut niveau marin ("highstand system tract"). Par contre, la chute relative du niveau marin se manifeste sur la plateforme proximale (et parfois distale, en fonction de l'amplitude de la chute) par des lacunes sédimentaires et des surfaces d'érosion ; et sur la plateforme distale et le talus par des biseaux sédimentaires progradants ("lowstand tract").

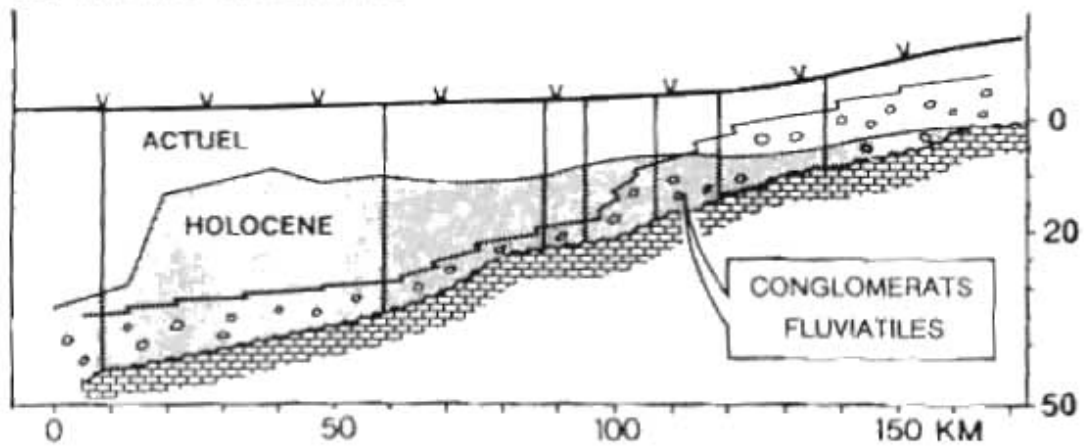
Les principales accumulations sableuses sur la plateforme, qu'elles soient d'origine fluviale, deltaïque ou littorale se forment lorsque le volume disponible pour la sédimentation est constant ou en faible augmentation. Au cours d'un cycle eustatique ceci se produit à deux périodes : au début de la remontée, et au début de la chute eustatique ("late highstand"). Dans une séquence complète, les grès de plateforme encadrent les discontinuités stratigraphiques qui marquent les limites des séquences de dépôt. Ce point est fondamental, et peut conduire à modifier l'interprétation classique des séries régressives où la discontinuité stratigraphique majeure est généralement placée au sommet des grès. Ceci est démontré par des études régionales en subsurface sur les séries Jurassiques de la Mer du Nord où les limites des séquences correlables à l'échelle régionale (contrôle biostratigraphique) sont toujours associées avec des accumulations gréseuses importantes et se situent souvent à l'intérieur des grès.

Une coupe à travers une séquence de dépôt sur la plateforme matérialise un cycle sédimentaire régressif-transgressif-régressif. Cependant, selon, d'une part, la position de la coupe par rapport à la zone émergée au cours de la chute relative du niveau marin et, d'autre part, le rapport entre le taux des apports sédimentaires et la vitesse de remontée eustatique (ainsi que l'importance du régime de houle), les différentes composantes ("system tracts") du cycle sédimentaire peuvent varier considérablement, voire être entièrement absentes. Plusieurs exemples provenant de travaux de terrain et d'études en subsurface illustrent les différentes variantes.

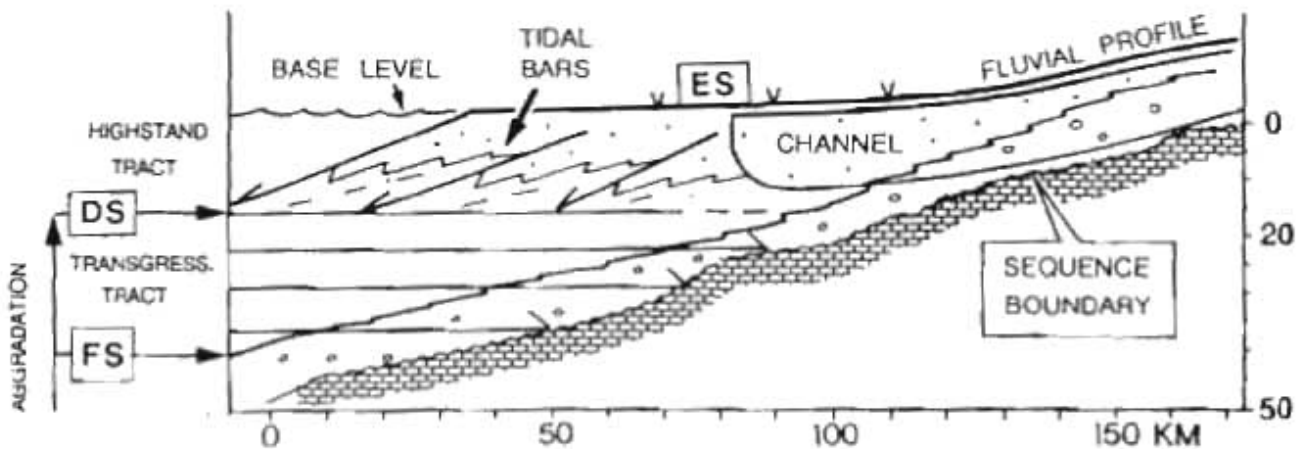
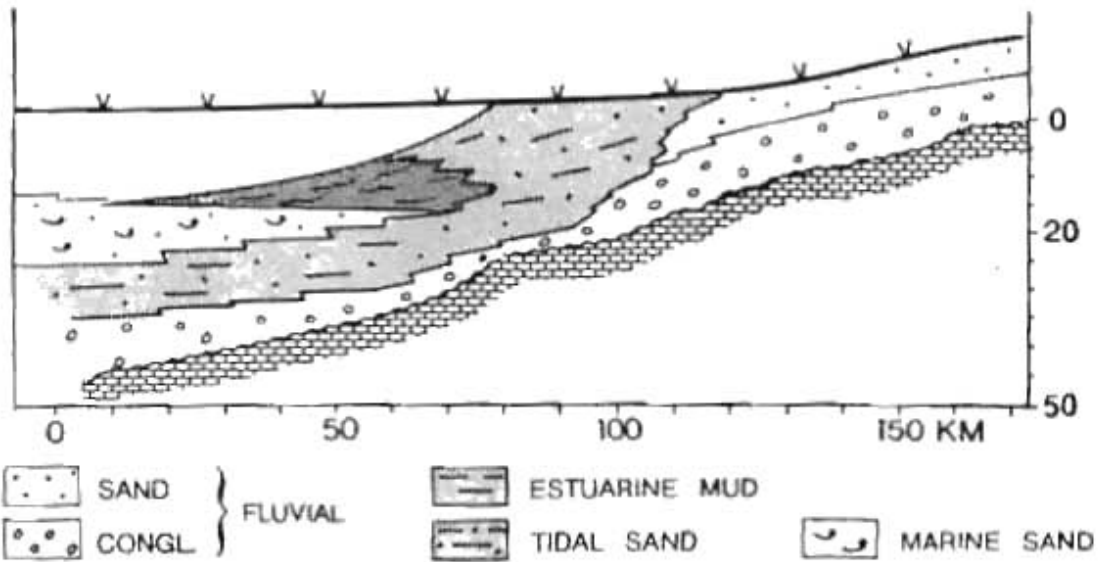
Malgré le fait qu'il reste encore beaucoup de travail à faire pour valider ces modèles en détails et en fonction des différents contextes géologiques, il n'en reste pas moins qu'ils fournissent d'ores et déjà une base de raisonnement pour analyser et comprendre la logique des relations sédimentaires et stratigraphiques à l'échelle d'un bassin. Par ailleurs, ces modèles fournissent un fil directeur pour une meilleure synergie sédimentologie-paléontologie. En effet, les grandes coupures biostratigraphiques semblent directement associées aux discontinuités entre et au sein des séquences de dépôts (ex. : les niveaux condensés).

A L'heure actuelle, trois axes prioritaires nous paraissent importants à étudier : l'influence de la tectonique, l'application de ces concepts aux dépôts de plateformes carbonatées, et l'interaction cycles eustatiques/cycles climatiques (Milankovitch) permettant d'aborder l'organisation interne des séquences de dépôt (paraséquences, P.A.C.'s).

LE PRISME HOLOCENE



FACIES



RELATIONS STRATIGRAPHIQUES

DS - DOWNLAP SURFACE
 FS - FLOODING SURFACE
 ES - EMERGENCE SURFACE

LE PRISME HOLOCENE DE L'ESTUAIRE DE LA GIRONDE : UN MODELE SEDIMENTAIRE D'UNE SEQUENCE DE DEPOT EUSTATIQUE

G.P. ALLEN et G. TRUILHE - Laboratoires Exploration
Compagnie Française des Pétroles - 33600 PESSAC

Une série de carottages a été effectuée dans la partie amont de l'estuaire afin d'étudier l'évolution des faciès sédimentaires entre le fleuve et l'estuaire à influence tidale. Ces carottes indiquent que la limite amont de la marée, située dans la Garonne à plus de 150 km de l'embouchure, à la jonction entre le profil fluvial à fort gradient et la zone estuarienne située au niveau marin, est marquée par une transition entre des conglomérats fluviaux et des dépôts sablo-argileux à faciès tidaux. Cette zone de transition correspond aussi à l'extrémité amont du prisme sédimentaire formé au cours de la remontée eustatique de l'Holocène. A l'amont, le substrat tertiaire affleure dans le lit du fleuve, tandis qu'en aval, il s'enfonce sous la série Holocène qui atteint 55 mètres d'épaisseur à l'embouchure.

Ce prisme s'est accumulé dans la vallée de la Garonne, large de 20 km à l'embouchure actuelle, creusée par le fleuve au cours de la chute du niveau marin qui a précédé l'Holocène. Lorsque la remontée du niveau de base s'est fait sentir dans la vallée, il y a environ 10.000 ans, des dépôts fluvio-estuariens se sont accumulés formant un cycle sédimentaire constitué des deux systèmes définis par P. Vail et al (1987) dans les séquences de dépôts sur la plateforme interne : le système transgressif ("transgressive tract") et le système de haut niveau marin ("highstand tract").

Le système transgressif repose sur le substrat et est formé de trois ensembles de faciès organisés en série négative. A la base, s'étend une nappe de conglomérats fluviaux diachrones puis en continuité vers l'amont avec les conglomérats actuels de la Garonne. Ces conglomérats sont recouverts par un ensemble constitué d'argile, de tourbe et de sables argileux analogues aux sédiments de la zone estuarienne amont actuelle. Le contact entre ces deux ensembles représente une évolution transgressive, ainsi que la fossilisation de la transition fluvial-estuaire tel que l'on peut l'observer actuellement. Ces dépôts estuariens sont recouverts à leur tour par des sables massifs à faune marine, identiques aux sables marins côtiers qui tapissent actuellement la zone de l'embouchure de l'estuaire.

Le système de haut niveau marin ("highstand tract") est constitué d'argiles et sables régressifs qui comblent l'estuaire depuis que le niveau marin s'est stabilisé il y a 5.000 ans environ. Ces faciès forment une série positive, avec les argiles du bas estuaire recouverts par des sables tidaux eux mêmes coiffés par les argiles organiques des marais.

L'organisation stratigraphique du système transgressif est constituée par un biseau aggradant dans lequel les surfaces de dépôt sont en "onlap" sur le substrat tertiaire. La position de ces "onlaps" se situe un peu en amont de la jonction entre le profil fluvial et le niveau de base, et la transition entre les conglomérats fluviaux et les sables argileux estuariens. La plaine alluviale en amont du onlap n'est donc pas affectée par la remontée du niveau de base. Lorsque le niveau marin s'est stabilisé, le sommet des sables marins coiffant le système transgressif est devenu une surface de progradation sur laquelle s'est accumulé le système régressif de haut niveau marin ("highstand tract") qui comble progressivement l'estuaire.

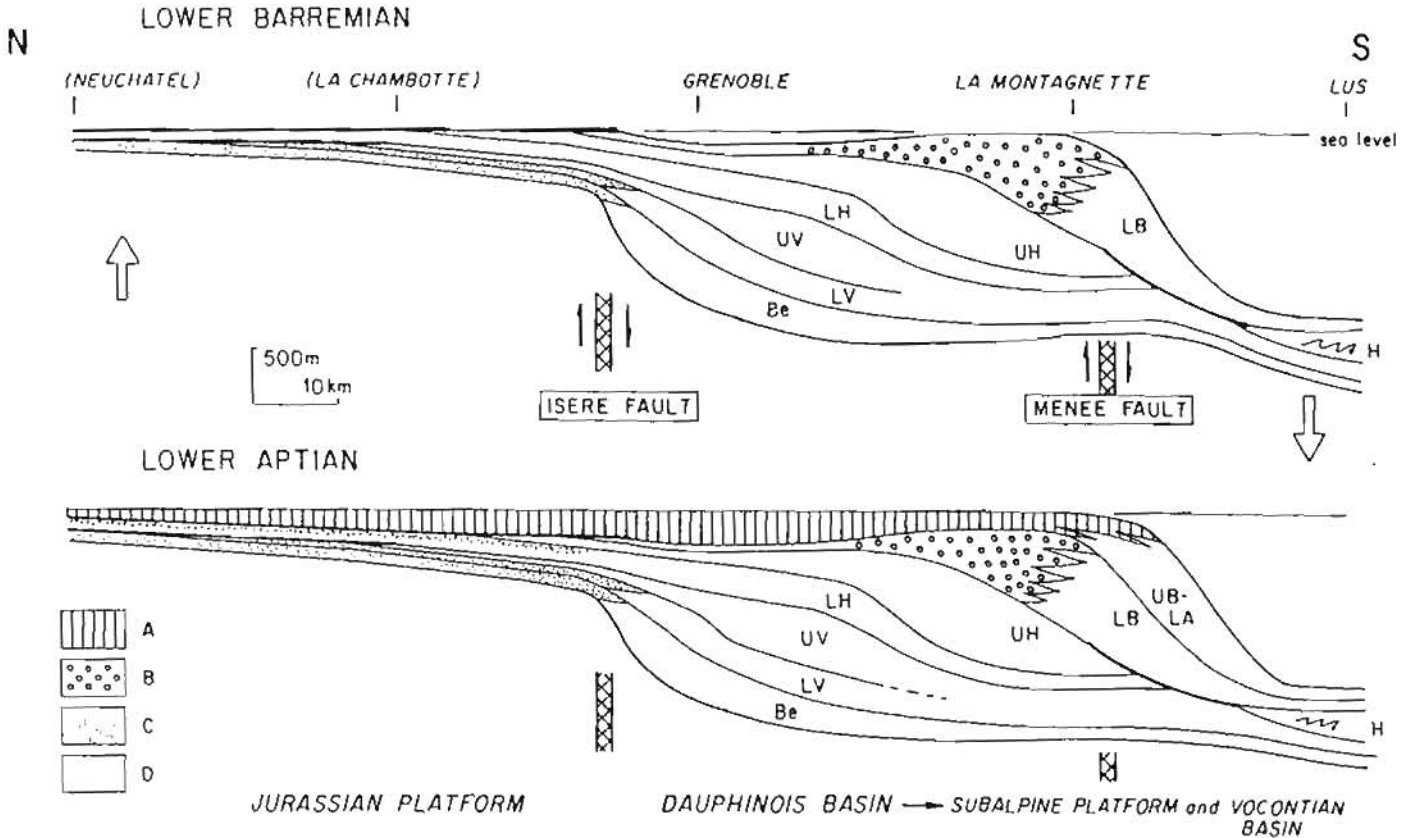
L'ensemble du prisme Holocène constitue une séquence de dépôt, dans le sens de Vail, et est encadré par 4 discontinuités stratigraphiques :

- 1 - La limite de séquence : est constituée par le contact conglomérat-substrat et représente la discordance érosionnelle entaillée au cours de la chute du niveau de base qui a précédé l'Holocène ;
- 2 - Le niveau d'inondation local ("local flooding surface") : est constitué par la transition conglomérats/dépôts estuariens ;
- 3 - La surface de "downlap" : est située à la jonction entre les systèmes transgressifs et régressifs au sommet des sables marins. Cette surface est corrélabile avec le niveau de condensation qui coiffe les sables transgressifs du plateau ;
- 4 - La surface d'émersion : est constituée d'argiles organiques des marais qui matérialisent le comblement de l'estuaire et l'atteinte du niveau de base.

Si le niveau marin reste stable, le remplissage de l'estuaire se poursuivra avec une diminution progressive de son volume. Cette diminution entraînera une diminution des sections d'écoulement, ce qui résultera en une aggradation de la partie amont de l'estuaire, afin d'établir un gradient de pente fluviale pour maintenir le débit du fleuve.

Variations du niveau de la mer entre l'Hauterivien et l'Aptien basal
dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura

Hubert ARNAUD et Annie ARNAUD-VANNEAU



Coupe paléogéographique très schématique du Crétacé inférieur entre Neuchâtel et le Diois (La Montagnette). A, Formation des Calcaires Urgoniens ; B, Formation des Calcaires à débris de Glandasse ; C, Carbonates de plate-forme du Néocomien ; D, faciès de bassin.

Dans cette région, les carbonates de plate-forme s'agencent en une succession de séquences négatives limitées par des périodes d'approfondissement des milieux de dépôt. Les plus importantes ont été interprétées comme des variations eustatiques positives (cas de la "transgression" de l'Aptien inférieur). Jusqu'à présent, aucune variation négative importante du niveau de la mer n'avait été supposée. La réinterprétation des données permet de supposer l'existence de trois variations majeures du niveau de la mer dans cet intervalle.

1. Baisse du niveau de la mer, à la limite Hauterivien-Barrémien, responsable de l'exondation de la plate-forme jurassienne et du développement, au Barrémien inférieur, d'un haut-fond installé sur la bordure et en contrebas de celle-ci (Calcaires à débris de Glandasse).
2. élévation du niveau de la mer au Barrémien supérieur (zone à feraudi), ce qui se traduit par le dépôt transgressif des Calcaires Urgoniens sur la plate-forme jurassienne.
3. Baisse du niveau de la mer à la fin des dépôts urgoniens attestée par des ciments vadoses, des indices de karstification et l'approfondissement des chenaux de drainage de la plate-forme.

Les variations du niveau de la mer au Berriasien supérieur-Valanginien inférieur entre Neuchâtel et Grenoble

Annie ARNAUD-VANNEAU*, Hubert ARNAUD*, Thierry ADATTE**
Thierry BOISSEAU*, Jürgen REMANE**

Dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura méridional, la série carbonatée du Berriasien supérieur-Valanginien inférieur a été subdivisée en trois grandes séquences (A à C) séparées par deux horizons de discontinuité majeurs Dil et Di2 datés respectivement du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (DARSAC, 1983 ; CLAVEL et al, 1986 ; BOISSEAU, 1987). Ces discontinuités ont donc une position semblable à celle des deux grandes limites qui ont été figurées par VAIL et son équipe à la base et dans la partie inférieure de leur supercycle LZB 2.

Les variations du niveau de la mer, déduites de l'examen détaillé des séquences mineures qui encadrent les discontinuités, s'inscrivent dans un processus complexe, car les discontinuités ne soulignent pas une limite nette entre des périodes de bas niveau et des périodes de haut niveau relatif de la mer. Dans le détail, trois constatations permettent de mieux cerner ce problème.

1. L'approfondissement des milieux débute toujours au-dessous des discontinuités : les dernières séquences de comblement situées sous la discontinuité montrent un agencement vertical globalement transgressif.

2. Plusieurs niveaux d'émersion superposés s'observent aussi bien en dessous qu'au-dessus de la discontinuité Dil. Au-dessous, la plupart des séquences, déposées en milieux très peu profond, se terminent par des surfaces d'émersion. Au-dessus de Dil, des indices d'émersion s'observent également au sommet des séquences, bien que celles-ci débutent par des faciès très externes, éventuellement à faune pélagique. Une telle disposition ne peut s'expliquer par un simple comblement sédimentaire et doit être dû à des oscillations relativement importantes et répétées du niveau de la mer.

3. D'importantes lacunes sont connues dans la plupart des coupes du Jura neuchâtelois. Probablement liées aux surfaces d'érosion précédentes contemporaines des périodes de bas niveau de la mer, elles sont responsables de la disparition de la plus grande partie des séquences B et C du Berriasien terminal-Valanginien inférieur. Dans bien des cas, ces dernières sont seulement représentées par les parties basales des séquences constituées par des faciès bioclastiques roux très externes qui, d'après les datations, ne sont pas l'équivalent latéral des Calcaires Roux du Valanginien supérieur.

En conclusion, les grandes discontinuités de cette région ne marquent pas un événement unique mais s'intègrent dans une évolution plus complexe qui résulte de la sommation de plusieurs oscillations du niveau de la mer. Elles paraissent donc différentes des limites apparemment plus simples des cycles de VAIL. Par ailleurs, bien que l'interprétation présentée par FERRY et RUBINO (1987) nous semble correspondre à la logique des dépôts, le schéma que nous proposons en diffère par le mécanisme et par l'âge des périodes de plus bas niveau de la mer : Berriasien supérieur et Valanginien inférieur au lieu de Valanginien supérieur.

* Institut Dolomieu, UA 69 de Géologie Alpine associée au C.N.R.S. Rue Maurice Gignoux
F 38031-GRENOBLE cedex.

** Université de Neuchâtel, Institut de Géologie, 11 rue Emile Argand, CH 2000-NEUCHÂTEL 7

L'eustatisme ne paraît pas le facteur déterminant des rythmes sédimentaires de la marge atlantique de l'Afrique pendant le Quaternaire.

J.P. BARUSSEAU et P. GIRESSE

La sédimentation quaternaire de la marge atlantique de l'Afrique est encore assez inégalement explorée et seuls certains secteurs (Mauritanie, Sénégal, Côte d'Ivoire, Nigeria, Gabon, Congo) ont été l'objet de carottages qui autorisent des conclusions en termes de bilans et de rythmes d'accumulation. A partir d'études détaillées de marges caractéristiques d'environnements continentaux et océaniques définis par leur latitude, des modèles sont présentés et permettent une extrapolation avec des secteurs voisins de cette marge.

1 - Le plateau, le talus, le glacis et l'éventail détritique profond du fleuve Congo ont été cartographiés en surfaces d'isorythmes sédimentaires estimées de 0,5 à 48 g/cm².10³ans. Depuis le début de la stabilisation du dernier haut niveau eustatique (soit 6.10³ans), l'accumulation détritique non carbonatée est de l'ordre de 222 300 m.T alors que sur la base du débit solide actuel du fleuve, la livraison serait pour la même période de 225 800 m.T. Si l'on tient compte aussi des apports de petits fleuves côtiers (Kouilou, Noubi, etc.), on peut admettre un déficit d'environ 5% de l'accumulation par rapport au transfert de matière (dispersion dans des zones distales, dissolution de composés organiques). En conséquence, les calculs des bilans sédimentaires des périodes eustatiques précédentes permettront de connaître les débits solides respectifs du fleuve Congo. Pendant la phase d'eustatisme actif de 16 000 à 6 000 ans B.P., le rythme global de l'accumulation a été multiplié par environ 1,8 alors que pendant la phase de bas niveau de 21 000 à 16 000 ans B.P., il est voisin de celui du haut niveau (multiplication par 1,04). Dans cet exemple qui exprime, un transfert de matière de 60% à l'ensemble du Golfe de Guinée, le cycle de variation eustatique n'a donc pas d'incidence principale sur le rythme de l'accumulation, l'incidence des fluctuations climatiques sur le débit solide paraissant plus essentielle.

La marge voisine du Sud du Gabon est à l'écart de l'effluence du fleuve Congo et peut être regardée comme représentative d'une marge intertropicale "habituelle". Par rapport à la phase du dernier haut niveau marin, le rythme sédimentaire pendant la transgression est multiplié par 1,42 et celui du bas niveau par 1,015. Les changements de rythme ont des amplitudes plus faibles qu'au large du Congo, mais sont de même ordre.

Plus au Nord, aux latitudes sahélienne et saharienne, les phénomènes gravitaires jouent en général un rôle plus important. Dans la période d'eustatisme actif, les taux de sédimentation sont augmentés en contrebas des talus, aussi bien pour la fraction terrigène hémipélagique (x 1,52 par rapport à la période de haut niveau) que la composante turbiditique (x 3,70). De la même façon qu'aux latitudes intertropicales, le rythme sédimentaire n'enregistre pas d'écarts considérables entre les périodes de bas et de haut niveau. Par contre, sur le talus entre 26°N et 15°N, le taux d'accumulation est toujours plus fort en période de bas niveau ou d'eustatisme actif qu'en épisode de haut niveau (de 1,20 à 2,62 fois plus). Le facteur d'accroissement est plus élevé de part et d'autre de la zone d'apport maximal, vers 23°N. La zonalité des processus - et en particulier, l'incidence des accumulations éoliennes - se trouve ainsi soulignée en tant que facteur non eustatique. Par ailleurs, sur une coupe transversale, par rapport à la marge, vers 15°N, l'accroissement le plus notable se situe en

période d'eustatisme actif, sur le haut de la pente (x 2,81). En période de bas niveau, le haut du glacis recueille un afflux plus sensible que la pente tandis qu'en bas de marge, le rythme d'accumulation diminue (x 0,53).

2 - De manière générale, les sédimentations sur les pentes de la marge atlantique intertropicale de l'Afrique sont plutôt de nature pélagique et hémipélagique que turbiditique. Les dépôts liés aux glissements ou aux courants de turbidité sont relativement peu fréquents et concernent surtout des particules sableuses de la bordure externe du plateau (Foraminifères benthiques littoraux, glauconies "éclatées", quartz moyens, grains phosphatés) ou du haut du talus; ils n'influencent que faiblement sur le rythme sédimentaire.

Il en va autrement dans les couloirs des canyons et dans leur éventail détritique profond où les phénomènes gravitaires sont enregistrés en fonction de plusieurs cas de facteurs déterminants :

- si la vallée est restreinte à la pente du talus, les périodes de bas niveaux marins seront favorables en raison de la proximité de la ligne de rivage et de la rupture de pente selon un processus bien connu (cas de la Côte d'Ivoire, du Bénin, du Nigeria, de l'Angola),

- si la vallée incise le plateau continental (cas du canyon de Cayar, de celui du Congo, du Trou sans fond), le mouvement de la transgression qui envahit progressivement les pentes et les rebords de la vallée est très favorable à la mécanique gravitaire : la fréquence des lits turbiditiques augmente pendant la période d'eustatisme actif, notamment lors de ses premières étapes. Dans le canyon du Cayar, par exemple, 13 venues turbiditiques accompagnent cette phase contre 2 seulement après la stabilisation du haut niveau. Le taux se trouve alors multiplié par 1,82 par rapport à la période de bas niveau précédente, elle-même créditée par un apport 2 fois plus fort qu'en période de haut niveau; ce qui montre que la variation eustatique n'est pas ici la seule commande. Globalement, le matériel constitutif montre une composition isotopique en harmonie avec les conditions du moment. Seules les turbidites des stades hypothermaux contiennent un matériel moins enrichi en oxygène lourds que l'apport hémipélagique contemporain. Des remaniements de matériel de la phase hyperthermale antérieure sont alors impliqués.

L'ensemble de ces mécaniques sont donc interactives avec d'autres facteurs : stabilité de la marge, productivité océanique primaire, dissolution des carbonates et surtout fluctuations des apports terrigènes. Dans le canyon du Congo où les lits de turbidites sont localisés à la vallée du canyon et à son éventail, on admet une relation entre les avalanches sous-marines et les forts débits solides du fleuve. A l'échelle du Quaternaire, les phases hyperthermales à fortes précipitations y semblent aussi déterminantes que les cycles eustatiques. Dans les régions sahéliennes et sahariennes, l'incidence du déterminisme eustatique semble plus marquée, sans toutefois exclure l'impact du régime des apports, notamment éoliens.

REMARQUES SUR LES DISCONTINUITÉS A LA PLATE-FORME CARBONATÉE DE PROVENCE
DU PORTLANDIEN AU BERRIASIEN

BLANC Jean Joseph

Faculté des Sciences, Marseille-Luminy; UA 41 du C.N.R.S, Marseille cedex 9

0

Les discontinuités encadrent les unités de dépôt; elles limitent des lignées de facies, séquences ou mégaséquences. L'échelle de Hacq et al. (1987) et les travaux paléontologiques permettent un "calage" chronologique des unités séquentielles pour des séries en bordure de plates formes.

Nous exposons ici les résultats d'analyses portant sur 87 discontinuités et 30 descripteurs appliquées à la plate forme carbonatée du Portlandien au Berriasien, de la région de Marseille au Var et au Verdon. Quelques comparaisons ont été réalisées pour les facies urgoniens du massif des Calanques (Bauterivien, Barrémien).

1 : ORIGINES ET NATURE DES DISCONTINUITÉS :

Les discontinuités planes dominent. Elles sont liées à des causes variées (changements de facies : dolsparites-micrites, micrites et cacarénites), textures et niveaux énergétiques différents (grainstones et mudstones), peuplements benthiques successifs, bathymétrie relative.

Les matrices de transitions (passages) montrent des séquences mixtes, markoviennes ou semi-markoviennes avec un "effet de mémoire" (corrélations entre les facies: $r=0,78$).

Un système multivarié (régression multiple) intègre les alternances: bioconcrétionnements-envasements et bioturbations, immersion temporaire et émergence (dessiccation), figures tidales (agitation)-condition abritées, effets de pentes (blocs basculés, debris-flow)-phénomènes séismo-tectoniques.

2 : TROIS TYPES DE DISCONTINUITÉS SONT OBSERVÉS :

1 : discontinuités majeures (D1) correspondant à un changement radical de la sédimentation. Elles séparent des unités corrélables en stratigraphie séquentielle (Vail et al., 1987). Par ex. D1 à 136,5 MA (instabilité à la base du Portlandien, brèches: Etoile) et D1 à 129 MA (fin du Berriasien inf., marnes vertes).

2 : discontinuités du 2^{ème} ordre (D2), isolées ou groupées, liées aux changements de la tendance des cyclothèmes. Des régressions multiples confirment (tests F, χ^2) l'existence de cycles en relation avec la production carbonatée. Par ex. D2 à 134 MA, 132 MA et 130 MA dans le Portlandien (Carpignane, Regagnas, Agnis, Canjuers O), encore corrélées aux unités de Vail (hard-grounds, tidalites, galets noirs).

3 : discontinuités du 3^{ème} ordre (D3), souvent multiples en contexte émerse (mud-cracks, dolcalcretes, micro-karsts) ou en zones proximales des plates formes. On peut, en certains cas, les assimiler à des discontinuités à haute fréquence ou PAC ("punctuated aggradational cycles" des marges stables; Guillocheau, 1987).

Or, ces "PAC" sont souvent corrélables pour des distances de plus de 70 km et peuvent induire un changement de facies. Leur signification, qu'elle soit locale ou non, paraît ici liée à des conditions hydrauliques ou micro-eustatiques (Riou, massif des Calanques). Leur répétitivité forme des fais-

ceaux groupés de 1 à 2,5 m, parfois davantage (4 à 5 m), non identifiables sur les courbes de Vail mais susceptibles de correspondre à des limites de cycles mineurs (excentricité ? : 100.000 A). En-deçà des discontinuités à haute fréquence, on relève encore des micro-rythmes et rubanages (tidaux ou non) limités par d'autres discontinuités isolant des gradients infratidal \rightarrow intertidal, intertidal \leftrightarrow supratidal et supratidal \rightarrow adlittoral (Carpiagne, Port d'Alon, La Maline, St Maymes), présentant parfois des faisceaux de varves carbonatées ou dolomitisées.

Les discontinuités du 2^{ème} ordre peuvent marquer des changements bio-chimiques majeurs: fin d'un état dolomitique, changements des porosités (Carpiagne), envasements brusques (mudstones) suivis d'une intense bioturbation (dismicrites: remaniements de 80% à 100% du volume du sédiment) avec phénomènes de piégeages et dolomitisation secondaire (Canjuers O, Mt Puget, Ile Riou, N.D des Anges).

3 : RECHERCHE DES VARIABLES LES PLUS DISCRIMINANTES :

Une analyse multivariée intégrant la typologie et la situation séquentielle des discontinuités aboutit à une classification automatique où 4 types sont individualisés:

1 : liaisons avec les zones externes, facies poreux, fissurés et dolomitisés, en un contexte déclive et mécaniquement actif (Bras, Etoile): 26 à 27 %

2 : rythmes tidaux, envasés, bioturbés, à degré d'agitation variable (Port-landien, facies urgonien): 22%

3 : diagenèse émulsive (Portlandien, Berriasien): 18%

4 : modalités hydrauliques locales (rides, matières organiques, dessalures, zones les plus internes): 14 à 15%, -associées souvent à des rythmes tidaux à haute fréquence. Enfin, il faut observer que 20% des discontinuités prises en compte ne peuvent être expliquées par un traitement informatique.

4 : LES DISCONTINUITÉS INDUISENT L'ÉVOLUTION SÉQUENTIELLE :

* les discontinuités du 1^{er} ordre (D1) sont le point de départ d'une nouvelle séquence et correspondent à un changement complet de la tendance locale.

* les discontinuités secondaires (D2) ou à haute fréquence (D3) marquent des événements très variés: changements de pentes, écroulement de talus, niveaux de tempêtes aperiodiques, changements du benthos, apparition d'horizons rubanés et dolomitisés.

* les oscillations micro-eustatiques, répétitives, infratidales à supratidales sont scindées par des discontinuités du 3^{ème} ordre.

Des analyses plus détaillées actuellement en cours (autocorrélations, spectres croisés) permettront peut-être une interprétation plus précise de ces discontinuités.

Guillocheau F : 1987: La sédimentation de tempêtes en off-shore: proposition d'un modèle d'épandage sableux. 1^{er} Congr. Fr. Sédim. Paris: 199-200

Hacq B. U, Hardenbol J et Vail P. R: 1987: The chronology of fluctuating sea-level since the Triassic. Sciences, Wash., 235: 1156-1167

Vail P. R : 1987 : La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris.

B. S. G. F., (8); t. III, n°7: 1301-1321

L'INTERACTION TECTONIQUE - EUSTATISME ET SON RÔLE DANS LA GÉNÈSE DES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES EN TUNISIE DU CRÉTACÉ À L'ACTUEL.

par Claude A. BOBIER

Département de Géologie et Océanographie
Université de Bordeaux I (U.A. CNRS n° 117)
Avenue des Facultés
33405 TALENCE CEDEX

Une synthèse des travaux récents permet de montrer qu'entre les sillons Tellien et Tunisien au Nord et la plateforme saharienne au sud, le domaine intermédiaire des Atlas tunisien, du Sahel et de la mer pélagienne se comporte du Crétacé inférieur à l'Actuel comme un vaste domaine de Plateforme déformé par une tectonique de couverture commandée par le jeu de deux systèmes de décrochements conjugués. Dans ce contexte l'évolution paléobathymétrique résulte d'une interaction entre des déformations de la surface d'extension locale et les pulsations eustatiques du niveau moyen des mers d'extension générale découvrant plus ou moins les marges d'un haut fond évoluant en archipel. L'examen des principales séquences sismiques montre ainsi que depuis le TRIAS celles-ci correspondent pour l'essentiel à des mega séquences sédimentaires dont les limites sont étroitement commandées par les pulsations eustatiques à très grande période.

L'influence des pulsations eustatiques de période moyenne est démontrée par les analyses micropaléontologiques (microflores et microfaunes) et sédimentologiques conduites sur des séries cénozoïques réparties entre Bizerte dans le domaine des sillons tellien et tunisien au Nord, Sbeitla au coeur de l'archipel central et le Haut Fond de Maïk El Menzel en bordure d'un "paleogateway" oriental mettant en communication Tethys et Panthalassa. On montre ainsi que les périodes de stabilité du niveau moyen des mers favorisent le développement des niveaux carbonatés alors que les décharges détritiques se situent au niveau des périodes de chute du niveau moyen des mers durant le paléogène et le néogène.

L'analyse des microfaunes permet de suivre l'évolution spatiale de la transgression miocène et de montrer que celle-ci est essentiellement eustatique même si une subsidence régionale affectant la partie Nord Orientale du domaine intermédiaire induit certain déphasage. Elle se traduit par l'envoyage progressif, de l'Oligomiocène au Serravalien, de reliefs préexistant par des formations d'âge et de caractères variables. L'abaissement au Serravalien du niveau des mers qui intervient au terme d'une période d'évolution du climat vers l'aridité, induit une réduction des bassins marins et une reprise d'érosion qui sont responsables d'un

épannage gréseux, littoral puis dunaire. Les dépôts marins tortoniens qui s'accumulent sous climat tropical à subtropical dans certains sillons subsidents localisés, de type sillon sur décrochement ou bassin losangiques, correspondent à des séries lagunaires paraliques à lignites et intercalations marines épisodiques.

Le rôle du glacioeustatisme quaternaire sur la paléobathymétrie et la paléocéanographie au niveau d'un paleogateway est bien illustré par l'étude des carottes prélevées sur la marge tunisienne du Déroit Siculo Tunisien. Nous montrons ainsi que l'abaissement du niveau moyen des mers induit un ralentissement des courants d'échange entre les bassins orientaux et occidentaux de la Méditerranée.

Enfin l'interaction tectonique-eustatisme permet d'expliquer l'évolution des environnements thalassoïdes Villafranchiens au niveau des chotts tunisiens.

Le domaine tunisien se révèle ainsi particulièrement favorable à l'étude des effets des interactions entre Tectonique décrochante eustatisme et climatologie.

**LES CRINOIDES PEDONCULES, MARQUEURS PALEOBATHYMETRIQUES :
PRINCIPES ET METHODES.**

Bourseau Jean-Paul, Cominardi Nadia, Avocat Renaut et Roux Michel,
Université Lyon I, Centre des Sciences de la Terre, 69622 Villeurbanne
Cedex.

De nombreux caractères morphologiques des crinoïdes sont liés à la profondeur des biotopes. La zoobathymétrie des faunes actuelles suggère un modèle dynamique tenant compte d'évènements géologiques tels que les fluctuations eustatiques ou les phases tectoniques majeures. Ce sont les convergences écophénotypiques et non les affinités taxonomiques qui servent de marqueurs paléobathymétriques.

Pour les faunes mésogéennes, le Pacifique occidental intertropical constitue la meilleure référence actuelle. L'ensemble des crinoïdes recueillis au cours des campagnes océanographiques MUSORSTOM, BIOCAL et BIOGEOCAL, comporte une majorité de "fossiles vivants" issus des faunes jurassiques et crétacées. Les modalités de fossilisation et d'accumulation des Entroques sont étudiées. Il semble que le risque majeur, pour les applications aux séries géologiques, est de sous estimer l'épaisseur de la tranche d'eau. De nombreux faciès à crinoïdes du Mésozoïque souvent qualifiés de "néritiques", se sont probablement déposés à des profondeurs nettement supérieures à 200 m et correspondraient en fait à un environnement bathyal.

Variations relatives du niveau marin et structure interne
des récifs frangeants de Nouvelle-Calédonie
(Pacifique sud-ouest)

Guy CABIOCH*, Roger ANGLADA*

La Grande Terre de Nouvelle-Calédonie est bordée de récifs coralliens frangeants qui ont fait l'objet de forages de subsurface afin d'en déterminer la structure interne, et en particulier les modalités d'édification.

Les datations absolues (géochronologiques) et relatives (microfaune) ont permis de préciser l'âge de ces formations. Les études paléoécologiques et sédimentologiques, et l'évolution diagénétique ont contribué à caractériser les phases d'édification ; deux phases ont été ainsi reconnues, la première d'âge Pléistocène, attribuée au maximum de 120000 ans BP, la seconde d'âge Holocène, datée de 7000 à 5000 ans BP, consécutive à la remontée du niveau marin.

La structure interne des récifs montre des différences régionales où l'eustatisme ne peut être le seul facteur mis en cause. Le dépôt des sédiments récifaux est contrôlé non seulement par les variations eustatiques mais également par le comportement spécifique de la Grande Terre ; des phénomènes de soulèvement mais aussi de subsidence interviennent dans l'édification récifale, contrôlant la morphologie des corps sédimentaires et modelant les côtes . Dans le sud-est, une terrasse corallienne pléistocène culminant à 6,0 m a été partiellement érodée en une plate-forme d'abrasion sur laquelle se sont édifiés les récifs holocènes. A l'ouest, des lambeaux de platiers pléistocènes se situent à 2,0 m au-dessus des Basses Mers de Vives Eaux ; dans le sud-ouest, les récifs actuels reposent sur un platier pléistocène reconnu seulement en forages, entre -3,0 et -6,0 m ; sur les côtes est et nord, ils reposent directement sur le substratum de roches péridotitiques ou métamorphiques.

L'étude de la croissance à l'Holocène permet d'appréhender les modalités d'édification des récifs en relation avec la montée du niveau marin ; des différences de stratégies ont été mises en évidence en fonction de l'âge d'établissement : les récifs précocement établis (vers 7000 ans BP) montrent très nettement 3 phases de croissance alors que les récifs tardivement établis (vers 5000 ans BP) n'en ont que deux.

* Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie, Université de Provence, place Victor Hugo, 13331 Marseille cédex 3.

ANATOMIE D'UNE SEQUENCE DE DEPOT :
LA SEQUENCE DE SANTA ENGRACIA (68-67 Ma ; MAASTRICHTIEN)
VERSANT SUD DES PYRENEES CENTRALES - ESPAGNE

Jean-Marc CERMELLI

Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,
Université Paul-Sabatier, F-31062 TOULOUSE CEDEX.

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle (1, 2) a conduit à distinguer (3) quatre séquences de dépôt dans le Groupe d'Aren (n. gr.). Les âges de leurs limites, obtenus par la méthode de grade-datation (4), permettent de les corrélérer aux cycles eustatiques du troisième ordre (5). La séquence de dépôt de Santa-Engracia (68-67 Ma) correspond au cycle TA 1.1, ce qui souligne le rôle prépondérant que jouent les variations du niveau de la mer dans le contrôle de la sédimentation.

La séquence de dépôt de Santa Engracia est superposée à une surface d'érosion et de troncature structurale qui est une discordance de type 1. Elle s'intègre dans un système progradant et son dépôt se développe dans le plan de la surface topographique. De telles conditions en font un site privilégié pour l'étude sédimentologique et géométrique de la totalité des cortèges sédimentaires constituant une séquence de dépôt de type 1.

L'analyse des faciès permet de reconstituer les environnements des systèmes de dépôt appartenant à chaque cortège sédimentaire : cône sous-marin, prisme de bas niveau marin, intervalle transgressif, prisme de haut niveau marin. Les caractéristiques de la surface d'inondation maximale sont également examinées. La sédimentation de cette séquence de dépôt résulte de l'interférence de deux sources distinctes, l'une, carbonatée, située au Sud Ouest, l'autre, siliciclastique, à l'Est.

Des coupes mesurées autorisent la reconstitution de la géométrie de la séquence de dépôt de Santa Engracia. La méthode de grade-datation fournissant un calibrage numérique de la durée de chaque cortège sédimentaire, il est alors possible de déterminer quantitati-

vement les taux de sédimentation. Connaissant la géométrie et les faciès de la séquence de dépôt, par conséquent la position de la ligne de rivage, il est aussi envisageable de quantifier la bathymétrie des dépôts.

REFERENCES.

1. VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMERI J.W., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N., HATELI W.G., Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 26, 1977.
2. VAIL P.R., COLIN J.P., du CHENE R.J., KUCHLY J., MEDIAVILLA F., TRIFILIEFF V., Bull. Soc. géol. France, 1987.
3. FONDECAVE-WALLEZ M.J., SOUQUET P., GOURINARD Y., Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, 1988 ; et C. R. Acad. Sc. Paris, accepté pour 1988.
4. FONDECAVE-WALLEZ M.J., C. R. Acad. Sc. Paris, accepté pour 1988.
5. HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., Science, 1987.

L'EUSTATISME ENDOREIQUÉ MESSINIEN DE MÉDITERRANÉE : UN EUSTATISME TERATOLOGIQUE.
AMPLEUR, MODALITÉS, CONSÉQUENCES

Georges CLAUZON

Comparée aux oscillations eustatiques enregistrées par l'Océan universel, celle qui affecte le bassin méditerranéen, au cours du Messinien, présente des caractères tératologiques tant par son amplitude que par le confinement auquel elle aboutit : la crise de salinité.

I. Paléobathymétrie du bassin méditerranéen avant, pendant et après la crise de salinité

L'incision (canyons) pratiquée par les grands fleuves riverains (Rhône, Nil) dans les marges du bassin, à la faveur de l'effondrement du niveau de base méditerranéen, permet de déterminer à quelle profondeur le plan d'eau évaporitique se situait, en contre-bas de l'Atlantique. Comme il se trouve que la lagune évaporitique se confondait avec les plaines abyssales antérieures, il est également aisé de déterminer leur bathymétrie avant et après la crise de salinité.

II. Anatomie de la discordance de ravinement messinienne

Il s'agit d'une morpho-séquence de creusement contrôlée par l'abaissement du niveau de base devenu endoréique. Elle comporte 3 termes majeurs :

- un terme médian (au développement de plus en plus spectaculaire vers l'aval) : les canyons;
- un terme amont : les bad lands des bassins de réception;
- un terme aval : les cônes de déjection abyssaux qui dessinent une sorte de couronne autour de la lagune évaporitique.

III. Les séquences de dépôt du bassin évaporitique

Elles comportent deux termes :

- un terme émergé : la séquence fluviatile des cônes de déjection déjà évoqués;
- un terme sous-aquatique : la trilogie évaporitique.

IV. Incidences différées de l'événement eustatique messinien sur le bassin et la sédimentation pliocènes

À l'extrême base du Zancéen, lors de sa remise en eau, le bassin méditerranéen présente une double caractéristique :

- son littoral est une côte à rias extraordinairement découpée (300 km d'alignement linéaire pour celle du Rhône, plus de 1500 km pour celle du Nil);
- sa marge est démantelée.

Sans doute en fonction de ces nouvelles données physiographiques (et de l'individualisation sous sa forme actuelle du seuil de Gibraltar), le colmatage des rias présente une séquence de dépôt originale : celle des Gilbert's deltas.

TECTONIQUE ET EUSTATISME AU LIAS : PROBLEMES SUGGERES PAR LES CRINOIDES.

**Cominardi Nadia, Bourseau Jean -Paul et Roux Michel | Université Lyon I,
Centre des Sciences de la Terre, 69622 Villeurbanne Cedex.**

Les crinoïdes pédonculés fournissent un modèle dynamique de zonation bathymétrique sur les marges actuelles. Ce modèle est appliqué à l'interprétation des faunes crinoïdiques jurassiques. Sur la marge téthysienne, au niveau des Alpes occidentales françaises, les variations bathymétriques sont bien illustrées par les faunes de crinoïdes des séries liasiques de la nappe de Digne. Dans ce secteur, à un approfondissement rapide au cours de l'Hettangien, succède une légère réduction de la tranche d'eau au Sinémurien. L'accroissement de la profondeur s'accroît au Carixien pour atteindre un maximum au Domérien. Entre le Domérien supérieur et le Toarcien moyen, se produit une phase de tectonique distensive, à la suite de laquelle la tranche d'eau restera toujours plus faible qu'au Domérien inférieur et moyen. La faune crinoïdique d'autres secteurs d'Europe occidentale souligne la généralité de ces tendances. Les rapports entre tectonique globale, eustatisme et évolution des faunes sont discutés.

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

VARIATIONS du NIVEAU MARIN au QUATERNAIRE sur les côtes de CORSE:
INDICES PALEOBATHYMETRIQUES.

Odette CONCHON, Laboratoire de Pétrologie sédimentaire et
Paléontologie, Université Paris-Sud, 91405 Orsay

Les sédiments marins quaternaires sur le littoral corse sont essentiellement des dépôts silico-détritiques. Quand il s'agit de sables non stratifiés, leur profondeur de sédimentation reste inconnue. Quand les galets émoussés sont abondants, ils traduisent un niveau d'énergie plus élevé, une côte battue, et ce sont généralement des dépôts de tempêtes, dont l'altitude est supérieure de plusieurs mètres au niveau moyen de la mer (1).

Quelques sites offrent des indices paléobathymétriques par la disposition géométrique des sédiments. Le type de stratification, le pendage fort ou faible des couches correspondent à des dépôts de basse énergie ou de forte énergie, hors de la zone d'action des vagues ou au contraire dans l'arrière-plage atteinte par les tempêtes (2). Les sédiments silico-détritiques sont parfois grésifiés, et les caractères du ciment carbonaté peuvent fournir aussi des indications sur le niveau marin et ses variations (2, 3).

Les coupes sur la côte de Cala d'Ancône (Corse occidentale, Golfe de Sagone) sont parmi les plus significatives. Elles concernent des sédiments attribués à l'avant-dernier interglaciaire ou au maximum du dernier interglaciaire (2, 4). Des grès à ciment carbonaté reposent sur le granite côtier à +1m d'altitude; leur sédimentologie correspond à des dépôts de tempête sur l'arrière-plage ("backshore"), suivis par des dépôts de haut de plage et mer calme ("foreshore"), donc à une phase transgressive. Plus haut sur la pente granitique (+8m), la succession des lits gréseux indique la migration d'une ride de plage vers la partie supérieure de la plage ("upper foreshore"), puis des sables de tempête ("backshore"), soit un stationnement marin ou une légère régression. Les sables marins grésifiés affleurent jusqu'à +30m, altitude due à un soulèvement côtier, aucune transgression quaternaire n'ayant atteint une telle hauteur par le simple eustatisme. Le ciment des grès présente des caractères de milieu subaérien; la cimentation a eu lieu dans la zone intertidale ou supratidale, ou par des eaux météoriques, soit toujours en conditions de régression.

Sédimentation et diagénèse à Cala d'Ancône reflètent ainsi une séquence transgressive puis régressive, lors d'un interglaciaire et du glaciaire suivant.

Parmi les rares sédiments littoraux quaternaires fossilifères de Corse, le gisement de Vadina-Urbino fournit des indices paléobathymétriques d'ordre biologique. Les coquilles fossilisées correspondent à des espèces vivant actuellement en milieu lagunaire littoral ou infralittoral, toujours immergées (5). Les observations quantifiées de G.W. Richards (6) pour l'utilisation des mollusques fossiles comme indicateurs de niveau marin en Méditerranée confirment l'interprétation bathymétrique des fossiles de Vadina. En effet, Cerastoderma glaucum est une espèce de rivage boueux, milieu où le transport des coquilles est faible, de telle sorte que les fossiles reflètent les conditions de vie locales. Atteignant +28m d'altitude, les couches lagunaires littorales de Vadina ont donc été portées à cette cote par soulèvement depuis leur sédimentation lors de l'avant-dernier interglaciaire (7).

Les sédiments marins quaternaires du littoral corse fournissent ainsi des exemples de détermination paléobathymétrique d'après plusieurs types de critères (lithologie, géométrie des couches, diagenèse, paléocéologie). Les variations du niveau marin au cours des interglaciaires quaternaires peuvent être esquissées. La connaissance de la paléobathymétrie permet de déduire les mouvements tectoniques.

Références

- (1) Conchon, D. (1985), Bull. Ass. Fr. Et. Quat., 1, p.13-20
Conchon, D., Gauthier, A. (1985), Bull. Soc. Sc. hist. nat. Corse, 648, p.141-165
- (2) Conchon, D. (1987), Frog. Oceanog., 18, p.103-117.
- (3) Conchon, D. et al. (1984), 5è Congr. européen Sédim., Marseille, p.118-119.
- (4) Conchon, D. (sous presse), Bull. Soc. Géol. Fr.
- (5) Conchon, D. (1973), C.R. Acad. Sc. Paris, 276, D, p. 1957-1960.
- (6) Richards, G.W. (1985), Geol. Mag., 122 (4), p.373-381.
- (7) Conchon, D. et al. (1986), C.R. Acad. Sc. Paris, 302, II, p.821-824.
Conchon, D. et al., (1986), Z. Geomorph. N.F., 62, p.103-108.

VARIATION DU NIVEAU MARIN AU QUATERNAIRE SUR LA CÔTE OCCIDENTALE DE LA MER ROUGE (Sud Egypte). EUSTATISME ET TECTONIQUE.

Odette CONCHON, Frédéric BALTZER et Jean-Claude PLAZIAT ,
Laboratoire de Pétrologie sédimentaire et Paléontologie,
Université Paris-Sud, Bat. 504, 91405 ORSAY Cédex

Les formations quaternaires marines de la côte sud-égyptienne de la Mer Rouge comportent des sédiments récifaux et silico-détritiques, que leurs relations géométriques avec les dépôts des oueds et avec les sebkhas littorales permettent d'interpréter en terme d'eustatisme, tout en prenant en compte les effets de la tectonique récente (fractures, soulèvements) qui s'ajoutent au climato-eustatisme.

Des récif coralliens vivants bordent actuellement la côte de façon quasi continue, en situation de récif frangeant accompagné parfois de récif-barrière. Selon leur localisation par rapport au débouché des oueds et à la dérive littorale, les plages actuelles sableuses sont soit essentiellement bioclastiques (gastéropodes, lamellibranches, foraminifères, et secondairement coraux), soit terrigènes. Les plages à galets (roches endogènes dominantes) peuvent former un bourrelet littoral haut de 2m.

Un récif fossile situé 7m plus haut que le récif actuel est généralement entaillé en falaise vive. Il supporte un conglomérat de plage épais de 1 à 2m, et l'ensemble est localement couvert par les sédiments meubles d'un cône alluvial.

En arrière de ces reliefs bordiers et près du débouché des oueds principaux, il existe assez souvent des sebkhas littorales d'origines variées et complexes.

D'autres récifs fossiles, probablement quaternaires, sont intercalés entre les décharges détritiques, et mis à jour par l'incision des oueds dans les cônes. Il s'agit d'un complexe de 3 à 5 récifs, partiellement superposés, chacun épais de 1 à 4m, qui s'étage entre 10m et 33m d'altitude. Les plus éloignés du trait de côte actuel sont à 1 800 m environ, leur sommet s'inclinant entre 33m et 25m.

Dans ce complexe de récifs, l'inclinaison des surfaces de progradation pourrait suggérer une baisse progressive du niveau marin au cours de leur développement, mais des arguments interviennent aussi pour montrer un soulèvement de l'arrière-pays. La part des deux phénomènes est délicate à distinguer. D'autre part, la chronologie s'avère difficile, car, même dans les récifs les plus jeunes, la diagenèse est défavorable à la datation radio-isotopique.

Quel que soit son âge, chacun des récifs coralliens est recouvert par un grès ou un conglomérat marin à galets bien roulés, dus à la cimentation d'une plage. Lorsque ces formations de plage viennent recouvrir le front récifal, elles indiquent clairement une régression marine, succédant au maximum de la transgression représenté par le récif.

Les épaisses alluvions continentales (cones) qui surmontent récif et plage confirment la régression. Leur importance traduit la dominance d'un climat semi-aride, beaucoup plus favorable aux actions hydrodynamiques que le climat hyperaride actuel. Dans la région concernée, l'alternance interglaciaire / glaciaire est donc représentée par une alternance hyper-aride / semi-aride, et les apports détritiques continentaux ont ici essentiellement lieu en période de bas niveau marin mondial (ou peut-être lorsque la mer commence à remonter).

La chronologie relative des transgressions est fondée sur la disposition des sédiments marins. Les plages à galets les plus proches du littoral sont étagées à +8m et +15m (au-dessus de la plus haute laisse de mer) selon un nivellement effectué transversalement à la côte dans la partie nord de la région étudiée. L'altitude de la plage la plus haute résulte d'un soulèvement, puisqu'il est maintenant admis que le niveau de la mer des interglaciaires quaternaires n'a pas dépassé de plus de 5 à 7 m le niveau actuel. Le phénomène de soulèvement est localement plus accentué au droit d'un dôme gypseux miocène (altitude +16,50m pour la plus haute plage, au lieu de 15m).

Il est vraisemblable que la plage à +8m et le récif sous-jacent se sont formés pendant le dernier interglaciaire quaternaire, ainsi qu'en d'autres régions de la Mer Rouge. Plages et récifs plus anciens représenteraient des interglaciaires antérieurs (et peut-être la première oscillation transgressive du dernier interglaciaire). Les replats d'érosion marine entre le maximum du dernier interglaciaire et l'actuel (+7m ou +6,30m, +2,30m, +1,70m) peuvent marquer des étapes de la régression, et, pour le plus bas, une remontée holocène légèrement plus haut que le niveau marin actuel.

Les sebkhas littorales sont les témoins d'une érosion par ruissellement et déflation. Certaines comportent des buttes résiduelles d'évaporites lagunaires, témoins d'une invasion de la mer franchissant des passes à travers le bourrelet de sédiments du dernier interglaciaire. La partie superficielle des sebkhas, constituée de matériaux sableux fins, semble être due en partie à la sédimentation distale des cônes et oueds modernes et en partie à des remaniements éoliens.

En conclusion, les sédiments continentaux et les sédiments marins intercalés sur la côte occidentale de la Mer Rouge dans le Sud égyptien sont les témoins des diverses régressions et transgressions quaternaires. Les effets combinés du glacio-eustatisme et de la tectonique conduisent à un étagement marqué des plages et récifs coralliens et des surfaces d'érosion marine. Cet étagement montre que, au moins sur sa bordure occidentale, le rift de la Mer Rouge présente un soulèvement actif au Quaternaire, prolongeant les soulèvements reconnus au Néogène (travaux GENEBASS).

**Signification d'une discontinuité associée
à des figures de destabilisation de plateforme
dans un contexte de bassin d'avant-pays**

Ph. CRUMEYROLLE - Institut de Géodynamique Bordeaux III

Dans le secteur oriental du bassin sud-pyrénéen, la sédimentation de type fluvio-deltaïque s'effectue au sommet de l'unité du Cotiella pendant son transport tectonique vers l'avant-pays sud de la chaîne (2). Le nouveau schéma stratigraphique proposé par Mutti et coll. (1) a permis de redéfinir les relations entre secteur occidental et oriental du bassin à partir du concept de séquence de dépôt (3). La discordance des Conglomérats de Campanué marque la base de la séquence de Santa Liestra (Lutétien) alors que son sommet correspond à une érosion sous-marine à grande échelle "canyon de Formigales". Dans la séquence de Santa Liestra, les systèmes de dépôt forment dans l'espace un dispositif paléogéographique complexe qui se calque sur le dispositif structural régional. Dans le centre du bassin prograde un système littoral allongé N-S (grès de Perarrua). Le système littoral est alimenté conjointement par un complexe de cônes alluviaux et de fan-deltas issus de la bordure Nord active du bassin et par un système fluvial (formation de Capella) s'écoulant d'Est en Ouest dans l'axe du bassin.

La cartographie de tous les horizons lithologiques ayant valeur de lignes-temps a permis d'établir des corrélations très fines d'une précision dépassant la résolution de la biostratigraphie.

Quatre unités principales d'épaisseur hectométrique ont été distinguées (4). Leurs limites correspondent à des changements de faciès brusques exprimant dans les dépôts littoraux un déplacement brusque de la ligne de rivage vers la mer ou "downward-shift" au sens de Vail et al. (1977) (5). Ces limites d'unités stratigraphiques correspondent à des discontinuités de second ordre (second order unconformities sensu Mutti et Sgavetti 1987) (6) probablement liées à des mouvements tectoniques locaux. Dans le cas de la limite entre les unités 2 et 3, on observe à la fois des changements de faciès brusques et des figures de destabilisation de la plateforme à grande échelle. Une de ces figures est visible près du village de Besians; sa forme est celle d'une large cuillère de 150 m de profondeur pour 750 m de large et remplie d'un prisme argileux progradant. Cette figure, interprétée comme une énorme loupe d'arrachement, se forme par effondrements successifs rétrogradant vers le continent. Le terme de "retrogressive slide" a été utilisé par Coleman et al. (7) à propos de mêmes figures au large du Mississippi. La limite entre unités 2 et 3, marquée par des changements de faciès brusques et par des figures de destabilisation de la plateforme, est interprétée comme le résultat d'une phase de destabilisation de la plateforme suivie d'un déplacement brusque du système littoral (downward shift) en liaison avec une phase d'activité tectonique.

(1) E. MUTTI et coll. - 6ème Congrès de Sédimentologie, Lleida, 1985, p. 519-576

(2) M. SEURET - Thèse doct. Sc., Montpellier, Publ. USTL, série n° 2, 1972, 147 p.

(3) E. MUTTI NATA-ASI, Séries, Reidel P.C., New York, 1985

(4) Ph. CRUMEYROLLE, E. MUTTI - C.R.A.S. Paris, t. 303, Série II, n° 7, 1986

(5) P.R. VAIL, R.M. MITCHUM et S.H. THOMPSON - Mem. AAPG 26, 1977, p. 83-97

(6) E. MUTTI, M. SGAVETTI - Nuova Serie, Scienze della Terra, vol. 1, n° 1, 1987, 17 p.

(7) J.M. COLEMAN, D.B. PRIOR, J.F. LINDSAY - SEPM. Special Publ., 33, 1968, p. 121-137

Stratigraphie séquentielle et évolution d'une plate-forme carbonatée:
le Jurassique du Quercy (Sud-Ouest de la France).

René CUBAYNES, Jacques REY, Pierre HANTZPERGUE et Thierry PELISSIE.

Depuis plusieurs décennies la série jurassique du Quercy a fait l'objet de travaux stratigraphiques et sédimentologiques fondés sur les méthodes de l'analyse séquentielle. Le découpage lithostratigraphique et l'agencement vertical des unités de dépôt ont été récemment affinés et précisément calés sur l'échelle chronostratigraphique grâce à de nouvelles données paléontologiques (Ammonites, Brachiopodes, Nodosariidés). Les informations ainsi acquises sur la position dans le temps des différentes séquences et discontinuités sédimentaires permettent de proposer un schéma interprétatif de l'évolution de la plate-forme quercynoise au Jurassique.

La succession des dépôts serait essentiellement contrôlée par les fluctuations du niveau de la mer. Pour le Lias et le Kimméridgien, l'étroite similitude avec la courbe eustatique proposée par HAQ, HARDENBOL et VAIL, constitue un argument majeur en faveur de cette interprétation eustatique. Par analogie, un âge peut être avancé pour les séquences peu fossilifères du Dogger et de la base du Jurassique supérieur. La tectonique distensive locale, liée aux phases de rifting de l'Atlantique et de la Téthys ligure, s'exprime principalement au Lotharingien, Carixien basal, Toarcien inférieur, Bajocien et Bathonien, par des discontinuités qui, soit n'apparaissent pas dans le diagramme des cycles eustatiques (Carixien basal), soit se superposent à des ruptures sédimentaires de baisse ou de montée des eaux (Lotharingien, Toarcien inférieur, Bajocien, Bathonien).

R. CUBAYNES
LA FOURESTOLE
CAMBON D'ALBI
81990 ALBI

TELESCOPAGE DES SEQUENCES ET AMALGAMATION DES NIVEAUX
CONDENSES DANS LES DEPOTS SILICOCLASTIQUES ET CARBONATES
DU CRETACE MOYEN DE LA ZONE DELPHINO-HELVETIQUE
(ALPES OCCIDENTALES)

Michel DELAMETTE
Institut de Géologie
Pérolles, 1700 Fribourg

Dans la zone delphino-helvétique, les dépôts de l'Aptien supérieur-Cénomaniens sont représentés par des faciès silicoclastiques et carbonatés, bioturbés de plate-forme externe. Dans leur ensemble, ces dépôts constituent une série condensée eu égard à leur taux d'accumulation inférieur à 10 m/MA. Malgré cette condensation, cinq grandes séquences limitées par des discontinuités souvent érosives peuvent être distinguées.

Verticalement, et bien que l'évolution des taphocénoses indique un approfondissement, ces séquences sont de plus en plus réduites, traduisant une décroissance des taux d'accumulation, particulièrement sensible après l'Albien moyen.

Horizontalement, ces séquences présentent un gradient de télescopage croissant en direction des secteurs plus proximaux de la plate-forme. Cette évolution latérale se marque par un emboîtement des surfaces de discontinuité et par une amalgamation des niveaux condensés successifs d'où résultent des conglomérats phosphatés fortement polyzonaux (jusqu'à dix zones biostratigraphiques). Dans cette évolution, la surface durcie et minéralisée, mise en place au début de l'Aptien supérieur au toit des calcaires urgoniens, constitue un niveau de base pour les érosions du

Crétacé moyen. Une certaine altération de cette surface se manifeste cependant régionalement par le développement progressif de cavités de dissolution dont l'ampleur est d'autant plus grande que l'âge des remplissages est plus jeune.

Le télescopage régional des séquences est en outre compliqué par la géométrie particulière de certaines surfaces de discontinuité (exemples : celles de l'Aptien terminal et de l'Albien terminal) accidentées de cuvettes d'érosion d'extension plurikilométrique pour une profondeur de 10 à 20 mètres.

L'étude de leur remplissage montre l'existence de corps sédimentaires emboîtés et séparés les uns des autres par des discontinuités érosives. Cette disposition témoigne d'une certaine pérennité des cuvettes au cours du temps. Leur cartographie révèle en outre leur allongement préférentiel N-S à NE-SW.

Les séquences de l'Aptien-Cénomaniens ainsi mises en évidence dans le domaine delphino-helvétique posent un certain nombre de questions actuellement non résolues à l'échelle de la région étudiée et qui sont :

- l'absence apparente de tous dépôts à caractère régressif, exception faite de ceux clôturant la séquence de l'Aptien supérieur;
- le mécanisme de formation des discontinuités érosives qui, au vu des données faciologiques, semblent toutes d'origine sous-marine;
- la décroissance des taux d'accumulation de l'Aptien supérieur (~ 10 m/MA) au Cénomaniens (< 0.3 m/MA).

CONFRONTATION DES SEQUENCES SEDIMENTAIRES DU JURASSIQUE
DU QUERCY AVEC LES COURBES EUSTATIQUES MONDIALES

Jean DELFAUD

Géodynamique des Bassins sédimentaires, C.U.R.S., Avenue de l'Université, 64000 PAU

Au Nord-Est de l'Aquitaine, le Quercy renferme une série jurassique de plate-forme, déposée en contexte stable, souvent dans des environnements peu profonds, en faciès calcaréo-marneux. Cette succession, épaisse de près de 2000 m, constitue un écho des pulsations eustatiques mondiales.

* Echelle des séquences :

Nous avons proposé le découpage suivant (DELFAUD, 1975) :

- 1 cycle jurassique : séquences de 6° ordre
- 3 séquences de 5° ordre : Lias, Jurassique moyen, Jurassique Terminal
- 11 séquences de 4° ordre, séparées par des discontinuités régionales.

* Le Lias se compose de 4 séquences de 4° ordre d'ouverture qui jalonnent la transgression liasique et qui correspondent sensiblement aux cycles UA B 1, 2, 3, 4 de HAQ et al. (1987). Les limites ne coïncident pas car la baisse du niveau marin commence dans les marnes, puis se poursuit par des cordons oolithiques et se clôture par une discontinuité (ex = séquence klupfélienne du Lias moyen).

* Le Jurassique moyen se compose de 3 séquences "régressives" internes de type quercynois qui ne correspondent qu'aux phases de haut niveau marin et au début de la baisse des eaux. Notons que le bas niveau de l'Aalénien manque presque totalement.

* Le Jurassique terminal comprend 4 séquences calcaire-marnes, de vasières virguliennes. Elles sont "transgressives", les marnes se déposent lors des hauts niveaux marins dont le maximum est atteint au Portlandien inférieur.

* Eléments de comparaison

Les séquences de 4° ordre se parallélisent sensiblement avec les supercycles, les séquences de 3° ordre avec les cycles de 3° ordre de HAQ. Les limites ne coïncident pas car, en plate-forme proximale, seule la partie du cycle traduisant le maximum des hautes eaux et au début des basses eaux est enregistrée. Ces discontinuités correspondent ainsi à de très longues périodes.

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

UTILISATION DE CRITERES PALEOBATHYMETRIQUES
DANS LE CONTROLE DES MOUVEMENTS VERTICAUX
PLIO-QUATERNAIRES D'ITALIE MERIDIONALE

par Italo DI GERONIMO*, Pascal BARRIER**,
Antonietta ROSSO*

* Istituto di Scienze della Terra, Corso Italia, 55 - 95129 Catania
(Italie).

** Institut Géologique Albert-de-Lapparent - 21, rue d'Assas
75270 Paris Cedex 06.

L'estimation de l'ampleur des mouvements verticaux est étroitement liée à la connaissance de la paléobathymétrie du milieu de dépôt. Elle peut être approchée avec une bonne précision en étudiant conjointement les structures sédimentaires et la faune benthique.

La faune, en particulier, doit être analysée d'un point de vue sinécologique en prenant en considération les peuplements et les étagements bathymétriques des biotopes correspondants. La distribution verticale des espèces prises séparément est en général bien plus ample.

L'étude de coupes stratigraphiques dans le Plio-pléistocène d'Italie méridionale a permis de mettre en évidence (pour une période où l'on donne beaucoup d'importance aux effets du glacio-eustatisme et pour une région stratotypique), la part prépondérante des mouvements verticaux dans les variations du niveau de la mer (1000 m de surrection en 400.000 ans). Les dénivelées réalisées depuis l M.A. dans les bassins plio-quatérnaires de Calabre (Déroit de Messine) sont de l'ordre de 2000 m (- 1000 m d'effondrement, + 1000 m de soulèvement). Elles masquent totalement les variations d'origines climatiques.

Dans le détail, la mise en évidence de niveaux à "Peuplements Hétérogènes" dans les séries sédimentaires peut permettre de caractériser et de dénombrer les crises séismiques ayant conditionné l'évolution tectono-sédimentaire d'un bassin.

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

The potential of platform carbonates to record eustatic sea-level fluctuations - exemplified on seismic data from NW Great Bahama Bank.

Gregor P. Eberli¹ and Robert N. Ginsburg²,
1) Geologisches Institut ETH, Sonneggstr. 5, 8092
Zürich, Suisse; 2) University of Miami, Fisher Island
Station, Miami Beach, FL 33139, U.S.A.

Platform carbonates have two main characteristics which make them useful for sea-level reconstructions. 1) They are deposited close to sea level, and 2) sediment production is high thus allowing to record even fast sea-level rises.

Seismic profiles across the top of Northwestern Great Bahama Bank suggest that prograding platform sequences have a legible record of relative sea-level fluctuations of the 2nd and 3rd order magnitude. These profiles reveal that the modern platform prograded westward more than 25 km during the Cenozoic. The progradation occurred in pulses which are recognized in the seismic data as discrete sequences. Each sequence is generally sigmoidal and has approximately 450 m shelf-to-basin relief. Two features within the sequences indicate their relative position to sea level. The progressive onlap over the underlying sequence is considered to be the result of a relative sea-level rise, and the progressive downlap onto the basal unit is believed to record progradation during a highstand of sea level. Therefore, each sequence is interpreted to as the record of relative rise and highstand of sea level when sediment production on the bank was high and cross-bank currents moved excess sediment offbank. Repeated fluctuations of sea level resulted in a series of two horizontally stacked bundles of sequences. Correlation with the Great Isaac exploration well suggests that the progradation began in the late Oligocene. If this age assignment is correct, the two bundles of sequences coincide with the youngest second order cycles of Haq et al (1987)*, and the individual sequences with the 3rd order cycles.

*Haq et al. (1987), Science, v. 235, p.1156-1167.

VARIATIONS EUSTATIQUES ET CONTROLE TECTONIQUE : EXEMPLE DU JURASSIQUE DE LA BORDURE VIVARO-CEVENOLE (FRANCE).

XXXXXX

par Serge ELM1, Centre des Sciences de la Terre et UA n°11 CNRS, Centre de Paléontologie stratigraphique et paléocéologie, Université Claude Bernard, 27-43 Bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne Cedex.

La bordure vivaro-cévenole du bassin subalpin n'a subi que de faibles déformations tectoniques après le Jurassique. L'histoire sédimentaire et paléotectonique a pu être retracée avec précision en raison de la très bonne résolution de la plupart des corrélations biostratigraphiques.

Une coupe théorique a été retracée afin de comparer les caractéristiques paléogéographiques et paléotopographiques de ce segment de la marge alpine avec les interprétations des profils sismiques qui ont servi de point de départ aux synthèses récentes de VAIL et al. (1984) et de HAQ et al. (1987). La comparaison entre les coupes de la bordure et les successions du bassin permet de définir quels sont les événements contrôlés par des facteurs locaux, essentiellement tectoniques. Ce bruit de fond local étant éliminé, il est possible d'apprécier les conséquences des variations du niveau marin. Deux systèmes de référence ont été testés.

Le modèle général, proposé par HAQ et al. (1987) s'applique assez bien aux exemples locaux en ce qui concerne les principaux événements (supercycles et mégacycles). Cependant, certaines perturbations locales ne coïncident pas avec les courbes de référence ; enfoncement initial de l'Hettangien inférieur, événements de la limite Domérien-Toarcien; bas niveaux du Toarcien moyen (zone à Variabilis), approfondissement à partir du Bajocien supérieur, décompartimentage et uniformisation du Callovien inférieur (zone à Gracilis).

Le modèle plus régional élaboré par GABILLY et al. (1985) offre une bonne base de discussion sur l'extension des phénomènes eustatiques et sur leur enregistrement sédimentaire. Les corrélations entre Ardèche et Centre-Ouest sont bonnes pour les grands événements mais plusieurs phases paraissent avoir une faible extension ; elles dépendent alors d'un contrôle épirogénique ou tectonique local. Certaines discontinuités reconnues en Ardèche n'ont pas d'équivalent dans le Centre-Ouest comme, par exemple, celles qui se placent à la fin du

Sinémurien inférieur, entre Carixien et Domérien et avant la zone à Gracilis. En revanche, certains évènements reconnus dans le Centre-Ouest n'ont qu'un écho faible ou nul dans le Sud-Est; c'est ainsi que l'on note un net décalage des évènements du Callovien entre les deux régions.

Après l'Oxfordien moyen, l'évolution vivaro-cévenole s'inscrit bien dans le cadre défini par les courbes eustatiques. Les principaux bas niveaux relatifs se placent au-début et à la fin du Kimmérigien (ATROPS & FERRY, 1987) et au-cours du Tithonique.

Il apparaît ainsi que le morcèlement subi par la bordure vivaro-cévenole depuis le Trias supérieur jusqu'au Bathonien est essentiellement provoqué par un contrôle tectonique qui influe largement sur les résultats des variations globales du niveau marin, soit en les exagérant, soit en les contrariant et en les modulant (limite Domérien-Toarcien par exemple). La paléogéographie locale est alors conforme à la "Loi de HAUG" (1900) (transgressions sur les aires continentales corrélées avec les régressions dans les bassins mobiles ou réciproquement). Par contre, à partir de l'Oxfordien moyen, le contrôle est essentiellement eustatique.

ATROPS & FERRY 1987, *Géologie alpine*, Mém. h.s. 13.

GABILLY, CARIOU & HANTZPERGUE 1985, *Bull. Soc. géol. France*, (8), 1 (3).

HAQ, HARDENBOL & YAIL 1987, *Science*, v. 235.

HAUG 1900, *Bull. Soc. géol. France*, (3), XXVIII.

YAIL, HARDENBOL & TODD 1984, *Am. Ass. Petr. Geol.*, mem. 96.

Les Brachiopodes actuels, indicateurs (paléo)bathymétriques?

Christian C. Emig

CNRS-GRECO "Ecoprophyce", Station Marine d'Endoume,
Rue de la Batterie-des-Lions, 13007 Marseille

Les Brachiopodes, riches de ~30000 espèces fossiles et de ~400 actuelles, apparaissent dans toutes les archives paléontologiques et mers ou océans actuels (depuis ~1 milliard d'année pour le genre *Lingula*). Leur distribution bathymétrique actuelle s'étend depuis la zone intertidale jusqu'à plus de 5000 m: respectivement 40, 39, 37, et 34 % des espèces sont représentées dans les quatre premiers 100 m, 26-21 % entre 400 et 800 m, ~10 % entre 1500 et 3000 m, 6 > 1 % au-delà.

Malgré ces résultats, les Brachiopodes, suspensivores (en particules et en substances dissoutes) favorisés par un métabolisme réduit et une relative uniformité de forme, sont encore fort peu connus quant à leurs exigences écologiques d'autant qu'ils occupent des habitats variés (en substrat, température, salinité, profondeur, courants...), ce qui ne les rend pourtant pas aussi tolérant vis-à-vis des conditions de l'environnement que le décrit parfois les paléontologues.

Aussi, à titre d'exemple, deux cas seront brièvement présentés avec leurs implications (paléo)biologiques:

■ Le premier exemple concerne le brachiopode Inarticulé *Lingula anatina* (connue depuis le début du Tertiaire), classiquement décrite comme une espèce très tolérante caractéristique des milieux littoraux tropicaux. Dans l'actuel, sa distribution bathymétrique va de la zone intertidale à 160 m: or, pour les fossiles, ce sont les conditions de fossilisation qui peuvent permettre d'appréhender la profondeur de vie selon les facteurs responsables (plus nombreux en zone littorale qu'en zone néritique) à condition de ne pas partir d'un schéma-type, car les conditions de vie peuvent être très différentes selon les populations (par ex. une température ou salinité léthale pour une population néocalédonienne sera "naturelle" pour une population du Nord Japon ou du golfe Persique).

■ Le deuxième cas est celui du brachiopode Articulé *Gryphus vitreus* (connu depuis le Miocène), dont la répartition bathymétrique actuelle s'étend de 78 à 2679 m. La modélisation de sa distribution (basée sur la densité au m²), le long de la pente continentale provençale et corse, a permis de définir trois types, liés à la direction et vitesse des courants de fond et à la topographie et inclinaison de la pente continentale. Ces facteurs induisent directement la distribution bathymétrique des zones de densité (résultats inédits). La biocoenose à *Gryphus vitreus* s'étend toujours depuis le rebord du plateau continental jusque vers 160 à 250 m selon la topographie de la pente; cette limite inférieure peut, dans certaines régions méditerranéennes, descendre jusque vers 400-700, voire 1000 m.

Dans l'état actuel de nos connaissances sur les Brachiopodes, la distribution bathymétrique est la résultante de bien d'autres facteurs se conjugant, tels que substrat, hydrodynamisme, apport nutritionnel, sédimentation, température, salinité... Et l'effet de ces facteurs peut varier dans le temps et dans l'espace selon les populations d'une espèce et entre espèces du même genre: aussi, translater des résultats dans l'espace et dans le temps demande une bonne confrontation avec les conditions locales de l'environnement, aussi bien dans l'actuel que dans les temps géologiques.

EFFETS COMPARES DE L'EUSTATISME SUR LES SYSTEMES DE DEPOT
TERRIGENES, CARBONATES ET MIXTES.

Serge FERRY*

* Université Claude Bernard - Lyon I, Centre des Sciences de la Terre, 43, Bd. du 11 novembre, P - 69622
Villurbanne cedex.

Résumé: Le modèle sédimentaire de Vail et coll. paraît bien adapté aux systèmes de dépôt terrigènes où, abstraction faite des détails, s'effectue un déplacement des centres de dépôt, de la plate-forme au bassin au gré des oscillations du niveau marin, notamment pour les oscillations rapides et de forte amplitude (discontinuités de type I).

Tel n'est pas le cas dans les systèmes de dépôt carbonatés car ni les changements de niveau, ni les variations climatiques associées (élément sousestimé à ajouter dans le raisonnement) ne produisent les mêmes effets dans ce contexte. Ainsi l'analyse des séquences de dépôt des plates-formes au bassin montre-t-elle que les rythmes sédimentaires peu profonds (séquences de Klupfel) se suivent sous une forme modifiée jusque dans les séries pélagiques (exemples pris dans le Mésozoïque du Sud-Est de la France). On constate aussi que les pulsations évolutives du monde vivant se calquent étroitement sur ces rythmes. La notion de cycles climato-eustatiques (Ferry et Rubino 1987, Kemper 1987) où se combinent effets directs des oscillations du niveau marin (modification des budgets sédimentaires, contraction - expansion des aires de vie, etc.) et conséquences des changements climatiques associés aux variations de niveau (production planctonique, déplacements en latitude des habitats, etc.), rend assez bien compte des éléments observés, qu'ils soient sédimentologiques ou paléontologiques. Le système carbonaté, pour ces deux raisons, paraît mort en période de basse eaux. Il n'y a donc pas de balancement des zones de dépôt entre plate-forme et bassin comme dans les systèmes de dépôt terrigènes.

Le cas des systèmes de dépôt mixtes, carbonatés-clastiques, doit être riche d'enseignements et mériterait des études approfondies car, selon l'influence respective des deltas sur les récifs en domaine de plate-forme, l'alimentation du bassin en période de haut et de bas niveau doit être différente. C'est le problème de la position séquentielle de certains flyschs qui est ainsi posé, le terme de séquence étant entendu ici dans le sens de séquence eustatique de dépôt.

L'application de ces concepts aux systèmes carbonatés mésozoïques du Sud-Est de la France, permet de décrire la série vocontienne comme un empilement de séquences climato-eustatiques induites de type SA, SC et SM. Cette région stratotypique, riche en ammonites, est donc fondamentale pour caler stratigraphiquement la courbe de Vail, après l'avoir vérifiée par corrélations séquentielles plate-forme/bassin. Quelques exemples sont présentés.

Quant à l'origine des décalages sédimentaires globaux qui modifient vers le pôle marneux ou calcaire la séquence alternante de base, ils ne sont pas encore bien compris car ils font intervenir des enchaînements complexes de mécanismes dépendant à la fois de l'intensité des changements climatiques, du degré d'envoyage des plates-formes en période de haut-niveau (qui tous deux doivent intervenir sur le style des plates-formes carbonatées), de la vitesse des variations qui influent sur le réajustement isostatique du shelf, etc. Or les reconstitutions dépendent de l'estimation de l'amplitude des variations de niveau qui est rendue compliquée par les érosions en période de bas niveau (il faut en effet distinguer ce qui revient à la condensation stratigraphique en début de phase de haut niveau et ce qui est du à l'érosion de la séquence antérieure en phase de bas niveau). La solution est sans doute dans les synthèses de bassin, ce qui suppose un travail stratigraphique préalable important.

L'objectif raisonnable à court terme semble donc être l'inventaire des cycles et la hiérarchisation sommaire des coupures. Les études de bilans paraissent prématurées.

LES SEQUENCES DE DEPOT DU CRETACE SUPERIEUR SUD-PYRENEEN

Marie-José FONDECAVE-WALLEZ, Pierre SOUQUET et Yves GOURINARD

Laboratoire de Géologie Géochronologie,
Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,
Université Paul-Sabatier, F-31062 TOULOUSE CEDEX.

Le Néocrétacé du versant Sud des Pyrénées comprend une série carbonatée (Cénomaniens à Maastrichtien), une série turbiditique à base diachrone (Groupe de Vallcarga, n. gr. ; Turonien terminal à Campanien) et une série de comblement (Groupe d'Aren, n. gr. ; Campanien terminal, Maastrichtien, base du Danien). Les séquences de dépôt (SD, 1) sont identifiées dans les deux groupes ci-dessus définis. Leur calibrage chronométrique par grade-datation (2) permet de les corréliser (fig.) aux cycles eustatiques du 3ème ordre de la stratigraphie séquentielle (1).

Dans le Groupe de Vallcarga (90-75 Ma), les SD constituent un système rétrogradant. Leurs cortèges sédimentaires ne montrent que des faciès profonds : débris ou slumps et olistolites, puis turbidites prédominantes dans le prisme de bas niveau ; argiles ou mudstones sont prépondérants dans le prisme de haut niveau. La cartographie des SD révèle leurs relations géométriques dans un bassin et sur des talus d'érosion qui entaillent un substratum affecté en profondeur par une tectonique synsédimentaire (blocs basculés et plis de dimensions plurikilométriques).

Dans le Groupe d'Aren (75-63 Ma), les SD constituent un système progradant (3). Leurs cortèges sédimentaires réunissent des systèmes de dépôt qui s'étagent du continent au marin profond et s'agencent conformément au modèle séquentiel (1). Les discordances basales sont déformées par une tectonique extensive superficielle qui n'affecte que la séquence sous-jacente (failles listriques ; anticlinal roll-over).

Le bassin turbiditique sud-pyrénéen est allongé vers le NW avec transits siliciclastiques longitudinaux ; il est limité au SW par un talus et une plate-forme carbonatés qui se décalent vers

le continent ibérique au cours du temps. Les effets d'une tectonique synsédimentaire y sont enregistrés. Mais l'eustatisme y apparaît (fig.) comme le principal facteur de contrôle de la sédimentation, à l'échelle des séquences de dépôt, même en milieu profond.

REFERENCES.

1. HAQ B.U., HARDENBOL J., VAIL P.R., Science, 235, 1987 : 1156-1167.
2. FONDECAVE-WALLEZ, C. R. Acad. Sc. Paris, 1988.
3. FONDECAVE-WALLEZ M.J., SOUQUET P., GOURINARD Y., Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, 1988 ; et C. R. Acad. Sc. Paris, accepté pour 1988.

AGES (Ma)	CYCLES EUSTATIQUES	SEQUENCES DE DEPOT	GROUPES
63			AREN
	TA 1.2	ORRIT	
67			
	TA 1.1	SANTA ENGRACIA	
68			
	UZA 4.5	ORCAU - VELL	VALLCARGA
71			
	UZA 4.4	MONTESQUIU	
75			
	UZA 4.3	VILLACARLI	
77.5			
	UZA 4.2	LAS VILAS	
79			
	UZA 4.1	BIESCAS	
80			
	UZA 3.5	LA PASARELLA	
83			
	UZA 3.4	MIRALLES	
85			
	UZA 3.3	LAS MURIAS	
87.5			
	UZA 3.2	BALLUGUERA	
88.5			
	UZA 3.1	BARRANCO CORDA	
90			

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES A 100 000 ANS, 400 000 ANS, 1-3 M.A.,
3-10 M.A. DANS LES PLATE-FORMES STABLES: EUSTATISME OU SUBSIDENCE
DISCONTINUE?

François GUILLOCHEAU, Philippe BIRCKEL, et Michel HOFFERT

CENTRE DE SEDIMENTOLOGIE ET GEOCHIMIE DE LA SURFACE
Institut des Sciences géologiques; 1, rue blessig; 67084 STRASBOURG CEDEX

Plusieurs plate-formes stables ont fait l'objet d'études détaillées de l'architecture des corps sédimentaires: les plate-formes d'âge Ordovicien et Dévonien (Massif Armoricaïn, Afrique nord-occidentale), ainsi que la plate-forme liasique NW européenne (bassin germanique). Toutes ces plate-formes sont constituées de sédiments terrigènes déposés par des tempêtes, où les niveaux carbonatés résultent de périodes de condensation.

Quatre ordres de séquences sont mises en évidence:

LES SEQUENCES A 100 000 ANS: Ces séquences qui se présentent dans les cas idéaux comme un ensemble terrigène négatif de 50 cm à 6 m d'épaisseur surmontée par un niveau condensé carbonaté, sont identiques aux PACs ("Punctuated aggradational cycles") tels que les ont définis GOODWIN & ANDERSON (1985). Des arguments architecturaux, séquentiels et pétrographiques plaident en faveur d'une origine interne (subsidence discontinue) qui coïnciderait avec les périodes de haute productivité biologique dues aux modifications périodiques des paramètres orbitaux de la terre (cycles de Milankovitch).

LES DISCONTINUITES A 400 000 ANS: Ces discontinuités ont été mises en évidence à partir des reconstitutions architecturales. Elles ne correspondent pas toujours à des séquences bien exprimées lithologiquement. Ces discontinuités marquent des changements d'épaisseur de série sédimentaire sans changement de faciès de tempête. Elles traduiraient donc des changements de point de subsidence.

LES CYCLES A 1-3 M.A.: Ces cycles (20-50m) sont constitués d'une séquence négative dominante surmontée par une séquence positive. La disposition géométrique des niveaux carbonatés condensés de sommet de PACs permet de montrer que la séquence négative résulte d'une période de subsidence active différentielle dans l'espace suivie d'une période de subsidence faible homogène (séquence positive). Les variations de niveau de la mer se traduisent dans ces corps (dont la forme est contrôlée par la subsidence) par des changements de faciès de tempêtes.

LES SEQUENCES A 3-10 M.A.: Ces séquences plus ou moins bien exprimées lithologiquement sont encadrées par des niveaux pétrographiquement particuliers (niveaux glauconieux, phosphatés, et/ou à oolithes ferrugineuses) presque toujours discordants sur les séries sous-jacentes. Il s'agit des épirogénèses des anciens auteurs et qui traduisent des flexurations tectoniques instantanées à l'échelle géologique dans les bassins sédimentaires.

Les limites de séquences à 3-10 M.A. et dans une moindre mesure celles des cycles à 1-3 M.A. coïncident avec les ruptures des courbes de "coastal onlap" établies par HAQ & al. (1987) pour le Mésozoïque et les esquisses proposées pour le Paléozoïque. Ces événements globaux semblent pourtant résulter dans les cas étudiés d'une origine interne (subsidence) plutôt qu'externe (eustatisme). Ils pourraient signer des variations de régime de contraintes de plaques globales dues à des réorganisations majeures ou mineures de cinématique des plaques (CLOETINGH & al., 1984, 1987; KARNER, 1985)

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

VARIATIONS RELATIVES DU NIVEAU DE LA MER A HAUTE FREQUENCE (20.000 ans)
DANS UN BASSIN D'AVANT-PAYS: EXEMPLE DU BASSIN MOLASSIQUE SUISSE AU
BURDIGALIEN.

Alain LEJAY¹, François GUILLOCHEAU¹, Peter HOMEWOOD², Philippe BIRCKEL¹,
Michel HOFFERT¹

CENTRE DE SEDIMENTOLOGIE ET GEOCHIMIE DE LA SURFACE

1: Institut des sciences géologiques, 1 rue Blessig, 67084 STRASBOURG.

2: Institut de géologie, Université de Fribourg, Pérolles, 1700 FRIBOURG,
SUISSE

La molasse marine Burdigalienne de la région de Fribourg (Suisse) est constituée de barres sableuses côtières dues à l'action des marées et dans une moindre mesure de la houle. Ces dépôts appartiennent au bassin d'avant-pays périalpin. L'exceptionnelle préservation des figures sédimentaires associées à ces corps sédimentaires tidaux, a permis de distinguer quatre associations majeures de faciès:

1. - des corps sableux intertidaux
2. - des barres sableuses subtidales
3. - des corps sableux intertidaux et subtidaux agencés par la houle
4. - un faciès de nivellement par la houle.

L'étagement bathymétrique de ces dépôts permet de discuter des variations relatives du niveau de la mer.

La reconstitution de l'architecture des corps sédimentaires a été effectuée sur trois grandes falaises d'une quarantaine de mètres de hauteur et de deux cent cinquante à trois cent mètres de longueur chacune. Cette analyse a permis de mettre en évidence des niveaux constants peu épais, correspondant au faciès 4, délimitant des masses sableuses constituées des faciès 1, 2 et 3. Ces niveaux constants délimitent en fait des séquences de comblement de 5 à 6 mètres chacune, dont l'empilement suit en général la succession suivante:

- la base érosive est recouverte par les dépôts les plus profonds reconnus, c'est à dire les dépôts de houle du faciès 4. Les mesures d'indices de rides suggèrent une profondeur supérieure à 12 mètres.
- la séquence de comblement débute par la migration des barres sableuses subtidales délimitant des chenaux subtidaux. Les faciès intertidaux, soit comblent les topographies préexistantes, soit succèdent à une surface d'érosion d'extension au moins hectométriques. Les corps sableux intertidaux peuvent être remaniés latéralement ou verticalement par la houle sous forme de 'sand flat'. Chacune des séquences de comblement est ensuite arrasée puis recouverte par les dépôts de houle profonde du faciès 4.

Cet enregistrement cyclique des variations relatives du niveau de la mer est comparable aux 'Punctuated Agradational cycles' (PACs). Compte-tenu du taux de subsidence moyen du bassin d'avant-pays (0,3 mm/an), et de l'épaisseur moyenne des séquences, la durée moyenne des 'PACS' de la région de Fribourg est de 15 000 à 20 000 ans.

Dans le cadre géodynamique du bassin molassique suisse, l'origine des variations relatives du niveau de la mer serait à rechercher dans une subsidence discontinue plutôt que dans des variations eustatiques pures.

LES VARIATIONS RELATIVES DU NIVEAU MARIN
SUR LA PLATE-FORME ARABE AU JURASSIQUE :
CONSEQUENCES SEDIMENTAIRES

Y.M. LE NINDRE, J. MANIVIT, D. VASLET(1)

L'analyse des processus de sédimentation durant le Jurassique sur la plate-forme Arabe (LE NINDRE *et al.*, 1987) montre un parallélisme étroit entre les séquences de dépôt du Shaqra group et les cycles globaux de changement relatif du niveau marin (VAIL *et al.*, 1977).

A la fin du Sinémurien, le niveau de la mer atteint un minimum (lowstand vrai).

Le Toarcien marque la fin d'une première phase de remontée du niveau marin, ressentie faiblement sur la plate-forme Arabe. Dans cette région, la configuration au début du Dogger est donc celle d'un bas niveau relatif, traduit par l'existence d'une plate-forme largement dégagée, où les dépôts clastiques dominent, et d'une sédimentation marine réduite à un domaine très aval.

Durant le Bajocien et le Bathonien inférieur, la remontée du niveau de base (équivalent du niveau actuel) se traduit par le dépôt d'un prisme de sédiments marins et le recul de la côte ; en base de séquence, on observe encore la grande extension vers l'aval des corps siliciclastiques. L'extension du domaine marin est moyenne. Le sommet de la séquence est défini par une lacune de dépôt et par des apports terrigènes importants. Il correspond, dans le cycle global, à une chute rapide du niveau marin, bien connue à la limite Bathonien-Callovien.

Durant cette première période, le schéma de la sédimentation est donc celui d'un **bas niveau marin**.

Pendant le Callovien, la transgression des dépôts continentaux plus anciens par le complexe de barrière est l'écho d'un processus sensible jusqu'en Europe occidentale ; l'étude des cycles globaux montre qu'il y correspond une variation rapide du niveau marin qui atteint une hauteur plus importante que précédemment. Le sommet de la séquence 3 s'identifie à la fin du cycle callovien où l'on enregistre une légère chute.

A l'Oxfordien et au Kimméridgien basal, la remontée du niveau de base se poursuit ; il y correspond un retour des formations récifales, et un renouvellement de la faune. Le Kimméridgien inférieur est connu comme période de haut niveau marin (highstand vrai). La progradation des corps clastiques marins dans le Jubaila Limestone au Kimméridgien est le signe d'une saturation de la tranche d'eau (dépôts de toplap, sous le niveau de base) et indique que le niveau maximal est atteint

(1) Bureau de Recherches Géologiques et Minières (B.R.G.M.) B.P. 6009, 45060 Orléans Cedex

(stillstand). Ce processus est généralement accompagné de lacunes par non dépôt.

Au Kimméridgien-Tithonique, la distribution relative des dépôts clastiques et chimiques est commandée par plusieurs facteurs.

Les apports clastiques, abondants au sommet de la séquence 4 (limite Oxfordien-Kimméridgien) semblent contrôlés par des facteurs eustatiques mais aussi par des motifs climatiques : en Europe occidentale, les faciès de ce type se généralisent à cette période et paraissent liés à une phase de refroidissement (DELFAUD, 1982).

L'importance prise par les évaporites au Kimméridgien-Tithonique, (séquence 5) et l'absence des détritiques terrigènes s'explique non seulement par l'absence de relief, le blocage des clastiques à la périphérie de l'aire de sédimentation et une régression générale (VAN HOUTEN, 1980), mais aussi par un réchauffement du climat qui devient plus aride.

L'ensemble de cette deuxième période est donc caractérisé par une sédimentation de haut niveau marin.

Le Shaqra group représente donc la réponse sédimentaire à une transgression eustatique continue dans laquelle on reconnaît successivement deux phases correspondant aux dépôts de bas puis de haut niveau marin, séparées par un hiatus majeur à la limite Bathonien-Callovien.

Il semble donc qu'à une échelle intermédiaire entre le Cycle et le Paracycle, il existe un rythme intermédiaire d'environ 30 M.A. déterminant 2 séquences majeures :

- Toarcien - Bathonien
- Callovien - Tithonique

Ces ensembles sont bien connus en France.

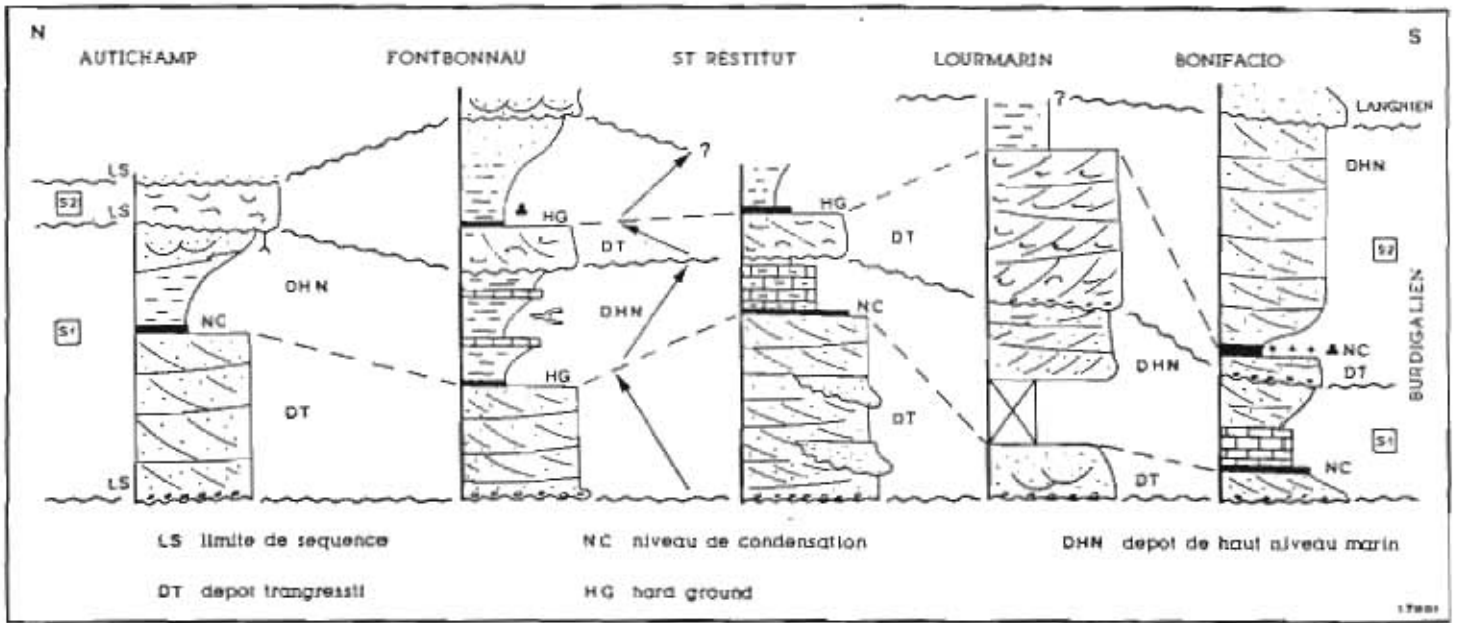
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES :

DELFAUD J. (1982) - Considérations climatiques des plate-formes du Jurassique autour de la Mésogée. *Géologie Méditerranéenne*, T. IX, n° 3, 1982, pp. 239-245

LE NINDRE Y.M., MANIVIT J., VASLET D. (1987) - Histoire géologique de la bordure occidentale de la plate-forme Arabe du Paléozoïque inférieur au Jurassique supérieur (en 4 livres). *Thèses de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI* - 3 juin 1987.

VAIL P.R., MITCHUM R.M. Jr., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. et HATLELID W.G. (1977) - Seismic stratigraphy and global cycles of sea-level, Part 4 : Global cycles of relative changes of sea level. In : PAYTON C.E. (édit.) : *Seismic stratigraph-application to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G. Mem. 26, pp. 49-212.

VAN HOUTEN (1980) - Latest Jurassic-early Cretaceous regressive facies, northeast Africa Craton. *A.A.P.G. Bull.* vol. 64 n° 6, pp. 857-867, 6 fig.



LES SEQUENCES DE DEPOTS DU BURDIGALIEN
DU SUD-EST DE LA FRANCE ET DU SUD DE LA CORSE

J.L. LESUEUR+ & J.L. RUBINO*

+ Institut de Géodynamique Université de Bordeaux III TALENCE 33405

* TOTAL C.F.P. Laboratoires PESSAC 33605

Le Burdigalien du Sud-Est de la France et du Sud de la Corse se divise deux séquences de dépôt au sens de Vail et al. (1988).

La première (S1) couvre le Burdigalien inférieur et moyen, la seconde (S2) le Burdigalien prolongé.

La séquence S1 est limitée à sa base par une discordance érosive sur l'Aquitainien ou sur des dépôts plus anciens, elle coïncide, dans ce cas, avec la surface de transgression. Les dépôts transgressifs de la séquence S1, d'épaisseurs variables, débutent par un conglomérat de base surmonté par un complexe de barres tidales dans la vallée du Rhône et par des dépôts de shoreface à Bonifacio. Le niveau maximum atteint par la tranche d'eau est matérialisé par un niveau de condensation se matérialisant selon les zones par une rubéfaction des dépôts transgressifs où le développement de niveaux de manganèse. Les dépôts progradants de la période de haut niveau marin montrent une tendance régressive nette :

- évolution de marnes de plate-forme à des chenaux deltaïques (Autichamp),
- évolution de carbonates de plate-forme à des barres tidales bioclastiques (Bonifacio) ou passage d'alternances hémipélagiques à des dépôts de plate-forme peu profonde (valréas).

La base de la séquence S2, localement érosive, peut surmonter un paléosol. L'organisation des dépôts transgressifs est la même que celle de la séquence S1, il s'agit d'un complexe de barres tidales bioclastiques, le niveau de condensation plus ou moins développé, est bien marqué en Corse (bioturbation importante, forte concentration en glauconie et en oxyde de manganèse). La présence de *Globigerinoides sicani* à la base des dépôts de haut niveau marin (à Fontbonnau et Bonifacio) nous fournit un excellent marqueur biostratigraphique du Burdigalien supérieur. Les dépôts de haut niveau marin sont très diversifiés localement condensés à Autichamp, ils forment un système deltaïque à Fontbonnau et constituent le spectaculaire complexe de barres tidales des falaises de Bonifacio dont le sommet, de la même façon qu'à Autichamp, est tronqué par la base de la séquence langhienne.

L'enchaînement des cortèges sédimentaires, les données biostratigraphique usuelles ainsi que celle obtenues par la méthode des grades-datations Wallez et Al. (1987) montrent le synchronisme des séquences de dépôts entre la vallée du Rhône et la Corse, mais aussi avec les séquences d'origine eustatique, (TB2-1, TB2-2) définies par Haq et al. (1987).

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

LES VARIATIONS BATHYMETRIQUES MAJEURES ET LEUR SIGNIFICATION SUR LES PLATES
FORMES EOCRETACEES DE PROVENCE (S.E. DE LA FRANCE).

par Jean-Pierre MASSE*

L'analyse de l'organisation sédimentaire des séries éocrétaées provençales basée sur un ensemble de corrélations bio-et lithostratigraphiques et sur l'interprétation des grands types de paléoenvironnements, notamment en ce qui concerne les paléop profondeurs du milieu de dépôt, permet de définir un certain nombre de variations bathymétriques régionales. Ces changements peuvent être reconnus dans l'évolution temporelle des différents secteurs provençaux et dans les modifications spatiales correspondantes. Ils s'effectuent suivant deux modalités essentielles : changements progressifs à tendance bathydécroissante caractéristiques des "séquences urgoniennes", changements brutaux à résultante bathycroissante à l'origine des discontinuités qui correspondent à des crises bathymétriques. Dans le cadre des différents régimes sédimentaires associés aux plates-formes carbonatées d'une part et aux environnements hémipélagiques de l'autre, on observe que :

- du Valanginien au Barrémien, les secteurs les plus profonds sont ceux où la subsidence est la plus élevée, les crises bathymétriques les plus marquées sont manifestes dans les zones situées à l'articulation de la plate-forme peu subsidente et du domaine hémipélagique très subsident;

- au Bédoulien, suite à l'approfondissement brutal de la fin du Barrémien, les relations bathymétrie/subsidence qui prévalaient jusqu'alors sont inversées, les secteurs les plus subsidents correspondent aux plates-formes carbonatées, le sillon hémipélagique sud-provençal est très peu subsident. Les crises bathymétriques les plus marquées s'observent dans les secteurs compris entre la plate-forme subsidente et la zone hémipélagique qui l'est peu.

L'extension géographique et l'amplitude des crises bathymétriques sont donc clairement corrélées à la subsidence des différents secteurs provençaux et à ses modifications au cours du temps. Ces phénomènes sont en liaison avec la géométrie et l'évolution du jeu des blocs structuraux régionaux:

- du Valanginien au Barrémien, il existe un "bloc provençal" unique qui s'affaisse relativement vers le nord jusqu'à la limite du domaine vocontien;

- au Bédoulien, il existe un bloc septentrional subsident, un bloc central peu subsident et un bloc méridional, subsident, rattaché à la Sardaigne.

Parmi les différentes crises bathymétriques, certaines ne sont connues que dans le Sud de la France, d'autres concernent tout le domaine périalpin occidental, d'autres enfin sont la manifestation régionale d'évènements repérés dans l'ensemble du domaine périméditerranéen.

La coïncidence de ces crises avec des modifications paléogéographiques importantes qui mettent en jeu des déformations à grande échelle, imposent à leur déterminisme "eustatique" ou "climatique" un certain nombre de limites.

* Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie, U.A 1208.C.N.R.S.
Université de Provence St-Charles,
3, Place Victor-Hugo
Case 68
13331 Marseille Cedex 03.

INTERPRETATION SISMIQUE DE LA PROGRADATION DES PLATE-FORMES CONTINENTALES

Denis Mougenot

Laboratoire de Géodynamique Sous-Marine, CEROV- BP.48

06230 - Villefranche-sur-mer

Les plate-formes continentales des marges subsidentes et bien alimentées en apports terrigènes croissent par accréation latérale de talus sédimentaires. Les marges néogènes de la Péninsule ibérique et du pourtour méditerranéen fournissent de nombreux exemples de cette progradation (deltas profluviatiles, paléo-vallées ou rebords du plateau). L'organisation des couches et des séquences progradantes permet de reconstituer plusieurs paramètres de la sédimentation.

1) Le pendage apparent des couches progradantes est toujours conforme au sens des apports. Mais leur inclinaison dépend de la nature des dépôts (pente d'équilibre) et de la hauteur du talus.

2) Les progradations obliques, tronquées à leur sommet par une surface d'érosion ou de non-dépôt, sont associées à des chenaux et se déposent dans un milieu de haute énergie (Mitchum et al., 1977). Les couches inclinées, lorsqu'elles se prolongent vers le haut par des dépôts horizontaux, sont dites sigmoïdes et correspondent à des dépôts de basse énergie (sans érosion).

3) L'apparition des configurations sigmoïdes ou obliques dépend de la subsidence de la marge, comme si il existait un niveau de stabilité des particules en-dessous duquel l'affaissement du fond permet aux particules de se déposer.

4) L'apparition des couches progradantes résulte souvent du basculement tectonique de la marge. Là encore, tout se passe comme si les dépôts situés au-dessus de la profondeur de stabilité des particules sédimentaires étaient érodés et venaient combler la partie déprimée par adjonction de talus progradants.

5) Séquences sigmoïdes et obliques alternent de part et d'autre de surfaces d'érosion ou de non-dépôt (configuration sigmoïde-oblique) par suite des variations d'épaisseur de la tranche d'eau. L'augmentation de la tranche d'eau a pour effet de piéger les sédiments sur la plate-forme inondée (construction des deltas profluviatiles). Lors de la diminution de la tranche d'eau, quand les sédiments de la plate-forme sont exondés et que les sources d'apports se rapprochent du talus, la progradation sur le rebord du plateau devient très active.

En définitive, la subsidence, les apports et la forme du substratum contrôlent à la fois la géométrie des séquences et celle de chaque couche progradante. Si les variations du niveau marin sont la cause principale de l'organisation séquentielle des dépôts progradants, la tectonique est à l'origine de leur apparition dans la série sédimentaire. Pour la progradation, plus que pour tout autre dépôt, la place disponible semble donc le paramètre essentiel de l'organisation des corps sédimentaires (Vail et al., 1987).

SEDIMENTATION FLUVIATILE ET VARIATIONS RELATIVES DU NIVEAU MARIN
DANS LA FORMATION GOYLLARISQUISGA
(NÉOCOMIEN DES ANDES DU PÉROU CENTRAL)

* * *

NICOLAS MOULIN *
MICHEL SEGURET *

RÉSUMÉ: La formation Goyllarisquisga, étudiée à l'Est de Lima, entre les Cordillères Occidentale et Orientale des Andes du Pérou Central, couvre une période allant du Jurassique terminal au Barrémien. Grâce aux conditions d'affleurement, l'examen des variations latérales de faciès sur de grandes distances est possible.

Le membre supérieur de cette formation Goyllarisquisga est caractérisé par une alternance de barres gréseuses massives, de 10 à 150 mètres d'épaisseur, et d'intervalles essentiellement silteux de 10 à 50 mètres de puissance. Ces barres quartzitiques sont continues latéralement sur des dizaines de kilomètres, mais, dans les zones où la formation est peu épaisse, diminuent d'épaisseur et s'amalgament par disparition des intervalles silteux.

L'étude des faciès permet de montrer que ces barres et ces intervalles correspondent aux dépôts de deux types différents de systèmes fluviatiles:

- les barres gréseuses massives sont du type fluvial sheet sandstone (Campbell, 1976), et présentent des faciès de chenaux à auges ou de barres sableuses à laminations obliques planes, typiques d'un système fluviatile en tresse, et qui sont très proches de ceux décrits dans la Saskatchewan River (Cant & Walker, 1978),

- les intervalles plus fins sont essentiellement silteux, plus ou moins charbonneux, et contiennent de rares corps gréseux de dépôt de chenaux ou de levées. D'une part, ces chenaux sont latéralement peu étendus et ne présentent aucune des structures caractéristiques des rivières méandriformes (séquence de point-bar et stratification epsilon, scroll-bar, clay-plug...). D'autre part, la présence de dépôts de levées (Seguret & Moulin, 1987) associés à ces chenaux et l'importance des dépôts de plaine d'inondation écartent la possibilité d'un système fluviatile en tresse. Enfin, la grande similitude des faciès observés (chenaux, levées, plaine d'inondation) avec ceux déjà décrits dans les systèmes anastomosés actuels (Smith & Smith, 1980) ou anciens, permettent d'adopter un modèle de sédimentation anastomosée pour ces intervalles fins.

On n'observe pas de passage latéral entre les faciès en tresse et les faciès anastomosés, et le passage vertical système anastomosé → système en tresse est assez brutal mais concordant. Par contre, le sommet des barres gréseuses en tresse présente toujours une forte oxydation, à laquelle s'ajoute parfois une érosion généralement légère, mais qui peut être importante (plus de 20 m à Chaucha).

Le système fluviatile en tresse reflète un gradient de pente important et une sédimentation continentale vraie, c'est-à-dire en arrière de la ligne de baie (Posamentier & Vail, 1987). Inversement, la sédimentation anastomosée présente localement de rares intercalations marines, et semble correspondre à un environnement de dépôt de plaine deltaïque (entre la ligne de baie et la ligne de côte), à gradient de pente très faible.

* Laboratoire de Tectonique, USTL, Pl. E. Bataillon, 34060 MONTPELLIER Cedex

Le membre supérieur de la formation Goyllarisquisga apparaît alors comme formé par la superposition de séquences verticales de faciès, dont la succession type comprend de bas en haut:

- 1 - une surface de discontinuité avec oxydation et érosion des dépôts en tresse sous-jacents,
- 2 - l'intervalle silto-gréseux et charbonneux des dépôts anastomosés de plaine deltaïque,
- 3 - une barre gréseuse massive de faciès fluviatile en tresse.

Dans les zones où les intervalles silto-gréseux disparaissent avec l'amalgamation des barres gréseuses, les séquences ne comprennent que des dépôts en tresse séparés par de rares surfaces de discontinuités oxydées, et leur caractérisation devient délicate, car liée à la conservation des surfaces d'oxydation, facilement érodées par les premiers chenaux en tresse.

Chacun des systèmes fluviatiles présente des caractéristiques dynamiques propres (agradation, accrétion latérale, gradient...), et leur comparaison nous amène à proposer de rechercher la cause de leur alternance dans l'effet des variations relatives du niveau marin (eustatisme, subsidence, compaction...) sur la sédimentation de la plateforme.

Les séquences verticales de faciès observées peuvent être interprétées à l'aide du modèle de séquence de dépôt de Posamentier & Vail (1987), dans lequel les sédimentations fluviatile et deltaïque sont contrôlées par les variations du niveau marin, et les mouvements latéraux de la ligne de baie qui en découlent:

- 1 - Les surfaces d'oxydation-érosion que nous observons au sommet des dépôts fluviatiles en tresse, peuvent être considérées comme correspondant à des discontinuités de type I ou II. Elles résultent de l'arrêt de la sédimentation fluviatile pendant la baisse du niveau marin, soit parce que la ligne de baie cesse sa migration vers la mer, quand le niveau marin se stabilise sur la plateforme (disc. de type II), soit parce que la ligne de baie descend sous le bord de la plateforme (disc. de type I). En période de bas niveau marin (*Lowstand System Tract* ou *Shelf-Margin System Tract*), et au début de la remontée eustatique (*Transgressive System Tract*), l'altération aérienne et l'érosion affectent la plateforme émergée jusqu'à sa remise en eau.
- 2 - Quand le niveau marin est en fin de remontée (fin du *Transgressive System Tract* et début du *Highstand System Tract*), la ligne de baie migre vers le continent, ce qui empêche toute sédimentation fluviatile. Les dépôts détritiques se limitent alors à la sédimentation deltaïque, en *on-lap* sur la plateforme, dont la plaine (entre les lignes de baie et de côte) est caractérisée par un système anastomosé dominé par l'agradation.
- 3 - Lorsque la vitesse de chute eustatique dépasse le taux de subsidence (fin du *Highstand System Tract*), la ligne de baie reprend sa migration vers la mer, et crée en amont un espace accommodable qui permet à la sédimentation fluviatile en tresse de se développer, et de prograder sur les dépôts de plaine deltaïque. Cette progradation se termine avec l'arrêt de la migration de la ligne de côte, ou la descente de celle-ci sous le bord de la plateforme, et la naissance d'une nouvelle discontinuité.

CAMPBELL C. V. (1976). - *A.A.P.G. Bull.*, 60, 1009-1020

CANT D. J., WALKER R. G. (1978). - *Sedimentology*, 25, 625-648

SEGURET M., MOULIN N. (1987). - 1^o Cong. Fr. Sédim., Paris, Nov. 1987

POSAMENTIER H. W., VAIL P. R. (1987). - *S.E.P.M. Spec. Publ.* (in press)

SMITH D. G., SMITH N. D. (1980). - *J. Sedim. Petrol.*, 50, 157-164

CYCLICITY OF SEDIMENTARY ROCKS : A CRITICAL REAPPRAISAL

Emiliano Mutti, Istituto di Geologia, Viale delle Scienze, 43100
Parma, Italy

Recent advances in stratigraphic analysis permit a critical reappraisal of many concepts and models that have been in use over the past decades in the study of sedimentary successions.

Detailed stratigraphic and sedimentological work carried out on outcrop sections of both marginal marine and deep water strata of the late Cretaceous and Paleogene foreland basins of the south-central Pyrenees substantiates the assumption that allocyclic factors play a major role in controlling the vertical stacking patterns of sedimentary facies. The effects of these allocyclic control are expressed by variations of the local erosion base-level and are related to a complex interaction between eustacy, regional subsidence, structural deformation, and sediment supply.

Major sedimentary cycles bounded by regional unconformities define the vertical stacking of depositional systems within depositional sequences. These major cycles are punctuated by minor cycles that develop at different orders of magnitude and are also bounded by unconformity surfaces. These minor sedimentary cycles can be interpreted as minor depositional sequences and are particularly common within both the late lowstand and highstand systems tracts of the major sequences which contain them. In tectonically active basins, this type of occurrence is likely to be related to the delicate balance existing during both late lowstand and highstand periods between slow rates of sea level fall and varying rates of local tectonic subsidence or uplift.

Within all these different types of cycles, "normal" facies sequences occur all throughout the succession. Such facies sequences, or para-sequences in the sense of Van Wagoner (1985), are commonly between 3-15 m thick and are bounded by transgressive surfaces that result in the abrupt deepening of the sea floor. These repetitive transgressive episodes record a stepwise relative rise of sea level.

Vertical stacking patterns of turbidite facies and facies associations are considerably more complex and display a variety of types that can be subdivided into two main groups (cf. Mutti, 1985) : (1) stacking patterns that are expressed by overall thinning- and fining-upward trends within depositional systems; and (2) similar stacking patterns developed on a smaller scale within the different stages of growth of each system. Instability processes on shelfedge and slope regions related to both eustacy and synsedimentary structural deformation are thought to represent the main controlling factor of these cycles.

In both shallow-marine deposits and deeper water turbidites, the correct recognition of facies sequences produced by autocyclic factors depends primarily upon the ability to frame these sequences within depositional and/or erosional surfaces originated by allocyclic mechanisms.

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

ENREGISTREMENT DES PRISMES SEDIMENTAIRES SUR LES PLATES-FORMES
DU CRETACE INFERIEUR DU MAESTRAZGO (ESPAGNE)

Catherine NEUMANN - Laboratoire de Géologie sédimentaire & Paléontologie
39, Allées Jules-Guesde - Université TOULOUSE III

Le Crétacé inférieur du Maestrazgo méridional est divisé en 7 séquences de dépôt comprises au sens de Vail & al. (1984). On distingue deux grands types de séquences: d'une part, les séquences carbonatées comprenant les dépôts transgressifs et de haut niveau marin (séquence hauterivienne) et, d'autre part, les séquences mixtes argilo-gréseuses et carbonatées comprenant en outre, à leur base, un prisme de bordure de plate-forme (séquence barrémo-bédoulienne).

La séquence hauterivienne

-Les dépôts transgressifs se disposent en "onlap" sur une importante surface d'érosion karstique affectant le Crétacé basal. Les faciès sont bioclastiques, chargés en oxyde de fer et remanient des galets d'âge valanginien. La faune et la texture indiquent un environnement peu profond de forte énergie correspondant à la migration de l'avant-plage vers le continent. Les faciès évoluent ensuite rapidement verticalement vers des dépôts circa-littoraux de faible énergie. En direction du littoral, cet ensemble à caractère transgressif se réduit à un niveau condensé qui est alors confondu avec la surface d'érosion basale.

-Les dépôts de haut niveau marin s'organisent en une séquence de comblement qui fait apparaître un système progradant de barres oolithiques et de constructions récifales au-dessus de marnes hémipélagiques.

Une telle séquence de dépôt présente les caractéristiques d'une séquence klüpfélienne. Cependant l'évidence d'une émergence à la base de la série montre que ce type de séquence ne traduit pas simplement une remontée du niveau marin mais débute d'abord par un épisode régressif qui a déplacé l'aire de dépôt bien au-delà de l'ancienne plate-forme. L'érosion basale correspond alors à une discontinuité de type I et le prisme de bas niveau marin n'est pas enregistré sur la plate-forme.

La séquence barrémo-bédoulienne

- Le prisme de bordure de plate-forme se développe au-dessus d'un horizon bauxitique ou surmonte directement les calcaires de plate-forme d'âge barrémien sans l'intermédiaire de faciès d'émerision. Il consiste en une série de séquences plurimétriques à terme basal argilo-gréseux et terme sommital carbonaté. L'environnement de dépôt fluctue entre la plaine deltaïque et le domaine "offshore", les faciès carbonatés se déposant sous l'action de la houle et des tempêtes, généralement dans le domaine du "shoreface". Ces séquences, corrélables sur plusieurs dizaines de km, rappellent les PAC'S décrits par Godwin & Anderson (1985). Le prisme est localement couronné par un banc durci glauconieux marquant l'ébauche d'un niveau condensé.

- Les faciès transgressifs surmontant le prisme sédimentaire sont indiqués par un niveau marneux, très riche en Palorbitolines et Echinodermes, corrélable sur toute la partie méridionale du bassin du Maestrazgo.

- Les dépôts de haut niveau marin constituent ici encore un système progradant qui débute généralement par des faciès récifaux. Dans les zones les plus distales de l'aire de dépôt, les faciès de haut niveau marin débutent par des calcaires en miches hémipélagiques, déposés en "downlap" sur le niveau condensé. L'enchaînement vertical des faciès indique ensuite l'installation d'une plate-forme peu profonde à Rudistes.

Dans une telle séquence de dépôt, la discontinuité basale paraît de type II: en effet, seule une partie de la plate-forme est portée à émerision à la suite d'une baisse relative du niveau marin. L'intérêt de ce type de séquence réside dans l'enregistrement complet des prismes sédimentaires qui la composent, puisque les dépôts de bas niveau marin s'établissent en bordure de l'ancienne plate-forme.

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

OSTRACODES ET PALEOBATHYMETRIE.
ASPECT THEORIQUE ET PRATIQUE.

J.P. PEYPOUQUET

Département de Géologie et Océanographie - U.A. 197 - Université de Bordeaux I
Avenue des Facultés - 33405 TALENCE CEDEX.

L'étude des populations actuelles d'ostracodes permet de connaître les relations et les principes fondamentaux qui lient les caractères généraux de la distribution spatiale des faunes et les paramètres physico-chimiques de l'environnement marin.

Grâce à une très bonne connaissance des associations fauniques d'une part et des variations architecturales de certaines espèces d'autre part, il est tout-à-fait possible de résoudre des problèmes d'évolution paléobathymétrique des marges dans le Cénozoïque, relativement aisément, ainsi que dans le Crétacé de manière moins sophistiquée.

L'application de méthodologies mise au point il y a une dizaine d'années (PEYPOUQUET, 1979-1980) a permis de résoudre des problèmes pratiques d'évolution de marges :

- dans le secteur de Rockall au Paléogène,
- dans le Plio-Pléistocène de la marge Sarde,
- dans le Néogène du Bassin d'Aquitaine,
- dans les domaines littoraux du Bassin de Treppe à l'Ilerdien.

Ces divers exemples peuvent être discutés dans le cadre de la courbe eustatique de VAIL (1979) et HAQ et al. (1987).

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

EXPRESSION SEDIMENTOLOGIQUE DES VARIATIONS GLACIO-EUSTATIQUES
A LA PERIPHERIE D'UN INLANDSIS :
LE GROUPE GLACIAIRE PROTEROZOIQUE TERMINAL DU BAKOYE
(MALI, AFRIQUE OCCIDENTALE)

Jean-Noël PROUST, Max DEYNOUX, François GUILLOCHEAU

CENTRE DE SEDIMENTOLOGIE ET GEOCHIMIE DE LA SURFACE
Institut des Sciences géologiques; 1, rue blessig; 67084 STRASBOURG CEDEX

En période glaciaire, les accumulations sédimentaires en marge d'inlandsis, bien localisées dans l'espace et dans le temps, enregistrent avec précision les variations eustatiques et isostatiques. Ces zones "sensibles" permettent d'établir des modèles de variations sédimentologiques (environnements, géométries,...) associées aux rythmes glacioclimatiques.

Les dépôts du Précambrien terminal en Afrique de l'ouest au Mali occidental (Groupe du Bakoye) présentent un double intérêt,
.ils sont situés sur la marge sud du bassin épicrotonique stable de Taoudeni passant latéralement vers l'Ouest à un bassin d'avant-pays (Guinée, Sénégal),
.ils se sont déposés dans la zone de fluctuation marginale d'un inlandsis (dépôts glaciaires continentaux peu épais au Nord),
d'où un bon développement des séries, une variabilité importante des environnements, une influence tectonique limitée...

Le Groupe glaciaire du Bakoye (épaisseur 500 m) présente une alternance d'environnements continentaux (fluviatiles et éoliens) et marins peu profonds dont l'origine peut être attribuée à des phénomènes eustatiques globaux liées aux fluctuations majeures de l'inlandsis précambrien centré sur le Maroc.

Deux formations particulières du Groupe du Bakoye (Ba3, Ba4) sont en cours d'étude au sein de deux sous-bassins sur un transect de 150 km:

- .le sous-bassin de Manantali (coupe de Oualia, marin vrai et littoral; coupe de Madina Foula, littoral et fluviatile),
- .le sous-bassin de Wassangara, éolien et marin peu profond.

Les corrélations et l'origine probablement eustatique des variations qu'elles enregistrent seront discutées.

L'étude géométrique détaillée des corps sédimentaires du sous-bassin de Wassangara montre de nombreux biseaux stratigraphiques (onlap). Toutes les discontinuités séquentielles peuvent être rapportées à des variations relatives du niveau de la mer déduites des corrélations avec le sous-bassin de Manantali ou/et à un épisode de déformations syn-sédimentaires propres au sous-bassin de Wassangara. Ces événements contrôlent très fortement les environnements sédimentaires (paléotopographies dunaires, rampes à vagues, barres d'offshore...). L'attribution des déformations syn-sédimentaires du bassin à des mouvements isostatiques et leur rapport avec des variations eustatiques glaciaires sont discutées.

Colloque : Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts - Marseille 3 et 4 Juin 1988

Contrôle de la sédimentation jurassique sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien : eustatisme ? épirogenèse ?

M. Rioult, O. Dugué, et G. Fily.

Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale
Université de Caen 14032 Caen cedex

Durant le Jurassique moyen et supérieur, la bordure W du Bassin anglo-parisien est soumise aux influences de trois domaines géodynamiques actifs: Mer du Nord, Téthys et surtout Atlantique. L'enregistrement sédimentaire traduit une zonation paléogéographique, affectée d'un léger déphasage stratigraphique du N vers le S. Mais l'ensemble de cette bordure réagit aux mêmes contraintes tectoniques. Le sillon mameux péri-armoricain se prolongeait au NW dans le graben subsident de la Manche occidentale, séparant les blocs armoricain et comubien et reliant les bassins intracontinentaux au domaine N-Atlantique. Ces deux massifs anciens sont dès lors intégrés à la future marge océanique passive de l'Atlantique. Des reliefs subsistaient sur le bloc armoricain, avec des écueils paléozoïques qui ne seront nivelés qu'au Callovien moyen au voisinage de l'Eperon du Perche.

L'extrémité N de cette bordure (Dorset, Bessin, Pays d'Auge) révèle une tendance négative quasi-permanente, alors que l'extrémité opposée (Maine) conserve une tendance positive, sauf au cours de brefs intervalles où s'amorce un mouvement de bascule du N au S (Bathonien supérieur, fin Oxfordien moyen).

Dans ces conditions, il paraissait intéressant de tester le modèle proposé par Vail *et al.* (1977) récemment appliqué au Jurassique du Bassin de Paris (Vail *et al.*, 1987), en le comparant aux données tirées de l'étude stratigraphique de la bordure W du Bassin anglo-parisien.

Cette confrontation fait d'emblée ressortir deux différences d'échelle et d'approche.

Les précisions d'ordre biostratigraphique obtenues sur la bordure des massifs anciens dépassent de loin celles établies à partir des sondages pétroliers dans le bassin ou dans les planchers de nos mers intracontinentales (Haq *et al.*, 1987), d'autant que ces dernières sont fondées sur la disparition et non l'apparition des espèces ou assemblages. Cette distorsion dans les datations relatives peut dépasser le décalage affectant les changements de faciès de la bordure. D'autre part, les subtils indices diagénétiques ou authigénétiques pouvant servir de repères dans les successions de terrigènes fins passent inaperçus en sismostratigraphie. Les corrélations des variations eustatiques à long terme apparaissent en conséquence plus aisées que celles à court terme.

De l'Aalénien au Kimméridgien-Portlandien, après d'importants épandages terrigènes, trois plates-formes carbonatées vont successivement se mettre en place en bordure des massifs anciens: au Bajo-Bathonien, à l'Oxfordien moyen et au Portlandien. Les changements de régime sédimentaire (Rioult & Fily, 1975 ; Dugué & Rioult, 1988) sont précédés de discontinuités repérées sur l'ensemble de la bordure accessible à l'observation: fin Aalénien inférieur, fin Bajocien inférieur, fin Bathonien supérieur, fin Oxfordien moyen, fin Kimméridgien inférieur et fin Portlandien supérieur (*sensu gallico*). Elles s'accompagnent souvent de dépôts condensés (oolithes ferrugineuses, glauconie, phosphates) ou de lacunes biostratigraphiques.

Ces grandes discontinuités sédimentaires et biostratigraphiques identifiées sur la bordure W correspondent grossièrement et pour partie aux limites majeures des séquences de Vail.

De même, les grandes montées eustatiques se retrouvent sur la bordure des blocs armoricain et comubien: liasique, bajo-bathonienne, callovienne, fini-kimméridgienne.

Vail *et al.* proposent des cycles qui intègrent une lente élévation du niveau marin (par débordement des faciès profonds sur la bordure du bassin), puis un comblement contemporain d'un haut niveau, et enfin l'abaissement rapide du niveau de la mer qui conduit aux accumulations de bas niveau. Ce modèle ne se développe pas ainsi en bordure de massifs anciens.

Les évolutions séquentielles y indiquent en fait un processus inverse avec "transgression" brusque et "régression" lente. La montée brutale du niveau de la mer est accompagnée tantôt d'un biseau transgressif avec changement marqué du faciès, tantôt de niveaux condensés, contenant généralement des fossiles indices; dans les deux cas, ces dépôts sont peu épais et plus ou moins discontinus latéralement. L'approfondissement maximal peut être indiqué par des dépôts particuliers (schistes-carton) ou par des ichnocénoses profondes (*Zoophycos*) : Bajocien inférieur et Bathonien inférieur dans le Bassin, Callovien moyen et Portlandien inférieur dans le Dorset.

Par contre, la descente eustatique décélérée (souvent polyphasée), correspond à de puissantes séquences de comblement évoluant localement jusqu'à l'émergence au Bathonien moyen, à l'Oxfordien moyen-supérieur, au Portlandien supérieur, c'est à dire à la fin de l'histoire des plates-formes carbonatées.

L'enregistrement des variations du niveau marin est par conséquent réduit sur la bordure d'un massif ancien, car tronqué aux deux extrémités: les faciès transgressifs proximaux sont détruits par l'érosion post-jurassique et les dépôts de bas niveau n'affleurent pas dans les auréoles du bassin.

Les grandes accumulations de terrigènes comportent des alternances rythmiques silicates-carbonates ou d'importants corps sableux deltaïques (Oxfordien supérieur), dont la mise en place répond à un contrôle épirogénique lié à l'évolution du rift N-Atlantique (Dugué & Rioult, 1987 a). D'un autre côté, les plates-formes carbonatées s'individualisent au cours de périodes de stabilité tectonique des massifs anciens et sur une bordure nivelée par les terrigènes. Dans les deux cas, l'intervention de l'eustatisme n'est pas nécessaire.

L'eustatisme, cause unique des cycles de Vail, ne peut donc être accepté sans discussion pour expliquer l'enregistrement sédimentaire de la bordure W du Bassin anglo-parisien. Il joue vraisemblablement un rôle dans la partie basale des cycles, quand la montée eustatique provoque un approfondissement rapide des milieux de sédimentation et de vie, comme au Bajocien inférieur, au Bathonien inférieur, au Callovien inférieur-moyen, au Kimméridgien supérieur-Portlandien inférieur; mais rapidement l'épirogenèse accélère la subsidence ou rajeunit les reliefs, créant un appel de sédimentation et une reprise d'érosion favorisant des apports clastiques.

Tout se passe comme si la montée eustatique déséquilibrait le substratum, enfonçant ou basculant les compartiments découpés par le rejcu des accidents anciens. Ces derniers sont immobilisés au cours des mouvements épirogéniques et mis en évidence soit par des indices de paléosismicité (Dugué & Rioult, 1987 b), soit par des minéralisations (Rioult, 1985).

A l'origine de cette épirogenèse récurrente au Jurassique, l'évolution structurale du domaine N-Atlantique et de ses rifts paraît étroitement associée (Dugué, Fily & Rioult, 1987), mais l'eustatisme lui-même est probablement lié au même moteur tectonique. En effet, tel qu'il est invoqué par Vail *et al.* (1987), cet eustatisme affecte essentiellement le domaine atlantique et ses dépendances: les variations eustatiques et leurs effets au cours du Jurassique, sont particulièrement bien exprimés sur la façade atlantique des terres émergées de l'W de l'Europe, de l'Ecosse au Portugal. Deux phénomènes, épirogenèse et eustatisme ou mobilisation du socle et déplacement du volume d'eau océanique, paraissent donc bien obéir à un seul moteur: la structuration de l'Atlantique.

Dugué O. & Rioult M. 1987 a.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, 304, II, 8, pp. 365-370.

Dugué O. & Rioult M. 1987 b.- 1^{er} Cong. Français Sédimentologie, Paris, 19-20 nov. 1987, pp. 158-159.

Dugué O., Fily G. & Rioult M. 1987.- 1^{er} Cong. Français Sédimentologie, Paris, 19-20 nov. 1987 pp. 156-157.

Dugué O. & Rioult M. 1988.- Les transitions terrigènes-carbonates au Callovo-Oxfordien sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien: contrôle morphotectonique, interprétation géodynamique, in *Passages Silicates-carbonates*, pub. A.S.F. (à paraître).

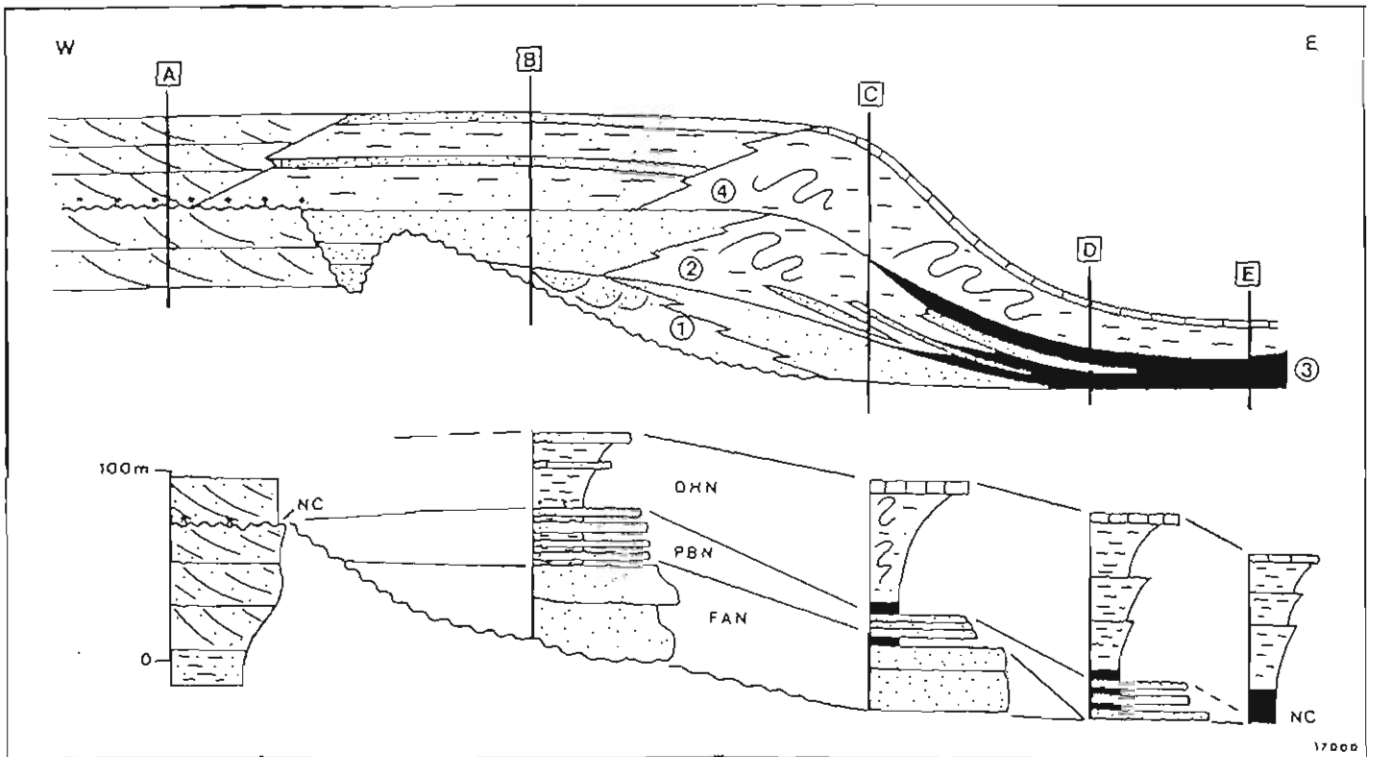
Haq B. U., Hardenbol J. & Vail P.R. 1987.- *Science*, 235, pp. 1156-1167.

Rioult M. 1985.- *C. T. H. S., Bull. Sect. Sci.*, IX, pp.177-188.

Rioult M. & Fily G. 1975.- IX^e Cong. Int. Sédimentologie, Nice, 5,2 pp. 353-361.

Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Todd R.G. *et al.* 1977.- *Am. Assoc. Pet. Geol., Mem.*, 26, pp.49-212.

Vail P.R., Colin J.-P., du Chene R.J. *et al.* 1987.- *Bull. Soc. géol. France*, 181, II, 7, pp. 1301-1321.



ORGANISATION DES SEQUENCES DE DEPOT
DE L'APTIEN et de L'ALBIEN
VOCONTIEN

J. L. RUBINO - TOTAL CFP LABORATOIRE EXPLORATION - 33605 PESSAC

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle développés par Vail et AI (1977 - 1988) a permis de découper la série sédimentaire à dominante marneuse de l'Aptien supérieur et de l'Albien vocontien en 8 séquences de dépôt, Rubino (1987) (Breheret et AI 1988) ; 3 dans l'Aptien, 5 dans l'Albien S.L.

Par suite des importantes érosions associées aux limites de séquences principales, (le Vraconien peut reposer sur le Gargasien, même dans le bassin) pratiquement aucune coupe ne montre la succession complète des 8 séquences de dépôts. Cependant, toutes ces séquences présentent le même type d'organisation caractéristique, qui se retrouve dans les séries marno-calcaires alternantes du Crétacé inférieur (FERRY ce volume).

Cette séquence caractéristique (fig. 1) est constituée des cortèges sédimentaires suivants :

- 1 - Un système turbiditique, (FAN) constitué de niveaux très épais, qui disparaît en aval bassin et s'enracine parfois dans les dépôts de plate-forme de la séquence sous-jacente.
- 2 - Un prisme sédimentaire de bas niveau marin, (PBN) constitué de dépôts de plate-forme, développé au niveau du talus et passant, en aval, à des minces turbidites intercalées dans des black shales.
- 3 - Un intervalle condensé (NC) représenté pro parte par le niveau de black shales et des faciès à ammonites qui disparaissent en direction de la plate-forme, pour être remplacés par un niveau à phosphate et glauconie.
- 4 - Un prisme sédimentaire de haut niveau marin (DHN), constitué de marnes évoluant graduellement vers un pôle plus carbonaté et fréquemment affecté par des slumps.

Cette succession de cortèges sédimentaires diffère sur un certain nombre de points de celle définie par Vail et AI (1988) :

- on note une absence totale de dépôts transgressifs, à l'affleurement,
- des niveaux turbiditiques sont associés au prisme de bas niveau marin,
- enfin, la signification du niveau de black shales est multiple puisque dans la zone distale du bassin, il représente à la fois toute la période de bas niveau marin ainsi que la période transgressive et le niveau de condensation, ce qui indique un très faible taux de sédimentation dans la partie externe de bassin avant les dépôts de haut niveau marin qui traduisent à la fois la progradation de la plate-forme mais aussi une amélioration de la productivité planctonique représentée par la phase carbonatée.

CYCLICITE DANS LA MOLASSE MARINE SUPERIEURE DE
SUISSE OCCIDENTALE : CARACTERISTIQUES ET SIGNIFICATION

P. SCHOEPFER, Institut de Géologie, Fribourg/Suisse

La Molasse Marine Supérieure de Suisse Occidentale est un groupe stratigraphique d'âge Miocène inférieur, constitué de près de 1000 m. de dépôts clastiques. Limité à sa base par un contact transgressif marqué (transgression burdigalienne), il est recouvert par les faciès fluviatiles et lacustres de la Molasse d'Eau Douce Supérieure. Sa partie inférieure, formée d'une série gréseuse dominée par l'action des marées et des vagues, a fait l'objet d'analyses et de quantifications sédimentologiques (HOMEWOOD et al., 1981). Sa partie supérieure, étudiée ici, correspond au faciès dit "helvétien", représenté par des conglomérats, grès et marnes déposés sous l'action conjuguée des apports fluviatiles, des coulées gravitaires, des marées et des vagues. Elle est caractérisée par le développement de fan-deltas (SCHOEPFER, 1987) et de zones d'interfan sur la bordure méridionale du bassin molassique d'avant-pays.

Quatre catégories de cycles sédimentaires peuvent être mises en évidence dans le faciès "helvétien", développé durant 2 à 2,5 millions d'années. Ainsi, nous trouvons, dans un ordre d'épaisseur croissante:

- des cycles épais de 1,5 à 7 m. dans les interfans et de 5 à 15 m. dans les fans (type 1). Limités à leur base par une surface d'érosion plane, faiblement ondulante et parfois recouverte d'un mince dépôt transgressif (p.ex. conglomérat épandu par les vagues), ils présentent toujours une tendance régressive. Associés à tous les environnements, ces cycles sont néanmoins difficiles à observer au coeur des systèmes de fan où les variations latérales de faciès sont très rapides et l'influence fluviatile très importante. D'une extension latérale maximale de quelques centaines de m., ils tirent probablement leur origine d'à-coups de subsidence du bassin.
- des cycles épais de 8 à 12 m. dans les interfans et de 15 à 35 m. dans les fans (type 2). Très semblables aux cycles plus minces décrits ci-dessus, ils possèdent cependant des caractères plus marqués: limite inférieure correspondant à une surface d'érosion plus importante, dépôt transgressif basal presque toujours

présent et plus épais. Constitués de 2 à 4 cycles de type 1, ils présentent une nette tendance régressive. Suivables latéralement sur une distance de quelques km., ils sont vraisemblablement liés à des accélérations brusques de la subsidence du bassin, favorisant la progradation du système sédimentaire.

- des cycles épais de 15 à 32 m. dans les interfans et de 35 à 55 m. dans les fans (type 3). Leur base est marquée par une surface d'érosion plus ou moins fortement ravinante (jusqu'à 70 cm. de creusement), recouverte d'un intervalle transgressif grossier, souvent riche en bioclastes, caractérisé par une brusque augmentation du % de glauconie et ayant jusqu'à 1,5 m. d'épaisseur. Constitués de 2 à 3 cycles de type 2, ils montrent une tendance régressive. D'une extension latérale de plus de 20 km., très utiles pour la corrélation entre les fans et les zones d'interfan, ils semblent traduire des fluctuations eustatiques.
- des cycles épais de 60 à 70 m. dans les interfans et de 180 à 200 m. dans les fans (type 4). Limités à leur base par une surface d'érosion ondulante définissant une discordance angulaire généralement marquée (jusqu'à 10°), sans intervalle transgressif bien développé, ces cycles présentent une tendance régressive nette dans les fans, diffuse dans les secteurs d'interfan. Constitués de 3 à 4 cycles de type 3 et se retrouvant latéralement sur plus de 20 km., ces cycles permettent de corréler les secteurs de fan et d'interfan. Ils ont très probablement une origine eustatique.

La mise en évidence de discontinuités stratigraphiques importantes correspondant à des lignes-temps (cycles type 3 et 4) permet de découper la partie "helvétique" de la Molasse Marine Supérieure en plusieurs intervalles. Leur corrélation conduit à une estimation des taux de subsidence régionaux, alors que l'étude des cycles mineurs (type 1 et 2) permet de préciser ces taux de subsidence de manière locale.

Bibliographie

- HOMEWOOD, P. & ALLEN, P., 1981: Wave-, tide- & current-controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland.- AAPG Bull., 65/12, 2534-2545.
- SCHOEPFER, P., 1987: Systèmes de fan-deltas dans le bassin molassique de Suisse Occidentale: faciès sédimentaires liés à une progradation.- 1^{er} Congrès Français de Sédimentologie, Livre des résumés, 301-302.

LISTE DES AUTEURS

ADATTE	T.	15
ALLEN	G.P.	9 - 11
ANGLADA	R.	31
ARNAUD	H.	13 - 15
ARNAUD-VANNEAU	A.	13 - 15
AVOCAT	R.	29
BALTZER	F.	45
BARRIER	P.	59
BARUSSEAU	J.P.	17
BIRCKEL	P.	75 - 77
BLANC	J.J.	21
BOBIER	C.A.	25
BOISSEAU	T.	15
BOURSEAU	J.P.	29 - 39
CABIOCH	G.	31
CERMELLI	J.M.	33
CLAUZON	G.	37
COMINARDI	N.	29 - 39
CONCHON	O.	41 - 45
CRUMEYROLLE	P.	49
CUBAYNES	R.	51
DELAMETTE	M.	53
DELFAUD	J.	57
DEYNOUX	M.	101
DI GERONIMO	I.	59
DUGUE	O.	103
EBERLEI	P.	61
ELMI	S.	63
EMIG	C.C.	67
FERRY	S.	69
FLY	G.	103
FONDECAVE-WALLEZ	M.J.	71
GINSBURG	N.	61
GRESSE	P.	17
GOURINARD	Y.	71
GUILLOCHEAU	F.	75 - 77 - 101
HANTZPERGUE	P.	51
HOFFERT	M.	75 - 77
HOMWOOD	P.	77
LE JAY	A.	77
LE NINDRE	Y.M.	79
LE SUEUR	J.L.	83
MANIVIT	J.	79
MASSE	J.P.	85
MERCIER	F.	9
MOUGENOT	D.	87
MOULIN	N.	89
MUTTI	E.	93
NEUMANN	C.	95
PELLISSIE	T.	51
PEYPOUQUET	J.P.	99
PLAZIAT	J.C.	45
PROUST	J.N.	101
REMANE	J.	15
REY	J.	51
RIOULT	M.	103
ROSSO	A.	59
ROUX	M.	29 - 39
RUBINO	J.L.	9 - 83 - 107
SCHOEPFERT	P.	109
SEGURET	M.	89
SOUQUET	P.	71
TRULHE	G.	11
VASLET	D.	79

**LISTE
DES
PARTICIPANTS**

ADATTE Thierry

Université de Neuchâtel - Institut de Géologie
11 Rue Emile Argand - CH 2000 NEUCHATEL 7.

AIRAUD Christine

Laboratoire de Stratigraphie et de Paléocéologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.

ALLEMANN Jacques

ESSO REP - 213 Cours Victor Hugo
33321 BEGLES Cedex.

ALLEN Georges

TOTAL CFP - Laboratoire Exploration
218-228 Av. du Haut Lévêque
33605 PESSAC Cedex.

ANGLADA Roger

Laboratoire de Stratigraphie et de Paléocéologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.

ARNAUD Hubert

Institut Dolomieu - Rue Maurice Gignoux
38031 GRENOBLE Cedex.

ARNAUD - VANNEAU Annie

Institut Dolomieu - Rue Maurice Gignoux
38031 GRENOBLE Cedex.

AVOCAT Renaut

Université Claude Bernard, Lyon I
Centre des Sciences de la Terre - 43 Bd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE Cedex.

ARBUES i CAZO Pau

Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).

BACCHIANA Claude

ESSO REP - 213 Cours Victor Hugo
33321 BEGLES Cedex.

BALTZER Frédéric

Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie
Université Paris-Sud, Bat. 504
91405 ORSAY Cedex.

- BARBAROUX Lucien
Laboratoire de Stratigraphie et de Paléocéologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.
- BARRIER Pascal
IGAL 21 rue d'Assas - 75270 PARIS Cedex 06.
- BARUSSEAU Jean Paul
Laboratoire de Recherches en Sédimentologie Marine
Université de Perpignan - Avenue de Villeneuve
66025 PERPIGNAN.
- BEAUDOIN Bernard
Ecole des Mines - 35 Rue St Honoré
77300 FONTAINEBLEAU.
- BERNOULLI Daniel
Geologisches Institut - ETH-Zentrum - 8092 ZURICH.
- BIRKEL Philippe
Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface
Institut des Sciences Géologiques
1 Rue Blessig - 67084 STRASBOURG.
- BLANC Jean Joseph
Laboratoire de Géologie Marine et de Sédimentologie
Centre de Luminy - 13288 MARSEILLE Cedex 9.
- BOBIER Claude
Département de Géologie et d'Océanographie
Université de Bordeaux I - Avenue des Facultés
33405 TALENCE.
- BODEUR Yves
Laboratoire de Géologie - Faculté des Sciences
2 Rue de la Houssinière - 44072 NANTES Cedex 03.
- BOISSEAU Thierry
Institut Dolomieu - Rue Maurice Gignoux
38031 GRENOBLE Cedex.
- BOURSEAU Jean Paul
Université Claude Bernard, Lyon I
Centre des Sciences de la Terre - 43 Bd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE Cedex.
- BREHERET Jean
Laboratoire de Géologie - Faculté des Sciences
Parc de Grandmont - 37200 TOURS.
- BROCARD Christian
Laboratoire de Stratigraphie et de Paléocéologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.

CABIOCH Guy

Laboratoire de Stratigraphie et de Paléocéologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.

CERMELLI Jean Marc

Laboratoire de Géologie Sédimentaire et de Paléontologie
Université Paul Sabatier - 39 Allées Jules Guesde
31062 TOULOUSE Cedex.

CIBAJ Irfan

Université des Sciences et Techniques de Lille
U.F.R. des Sciences de la Terre - 59655 VILLENEUVE D'ASCQ.

CLAUZON Georges

U.A. 903 CNRS - Institut de Géographie
Université d'Aix-Marseille II
29 Avenue Robert Schuman - 13621 AIX-en-PROVENCE Cedex.

COMBES Pierre Jean

Université des Sciences et Techniques
Géologie des gîtes minéraux - Place E. Bataillon
34060 MONTPELLIER Cedex.

COMINARDI Nadia

Université Claude Bernard, Lyon I
Centre des Sciences de la Terre - 43 Bd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE Cedex.

CONCHON Odette

Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et de Paléontologie
Université Paris-Sud, Bat. 504
91405 ORSAY Cedex.

COSTA i MERCADAL Josep Ma.

Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).

CRUMEYROLLE Ph.

Institut de Géodynamique - Université de Bordeaux III
Avenue des Facultés - 33405 TALENCE Cedex.

CRUMIERE Jean Pierre

Université Claude Bernard, Lyon I
Centre des Sciences de la Terre - 43 Bd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE.

CUBAYNES René

La Fourestole - Cambon d'Albi - 81990 ALBI.

DAVAUD Eric

Département de Géologie et de Paléontologie
13 Rue des Maraichers - CH 1211 GENEVE 4.

- DELAMETTE Michel
Institut de Géologie - Université de Fribourg
Pérolles - CH 1700 FRIBOURG.
- DELFAUD Jean
Géodynamique des Bassins sédimentaires - C.U.R.S.
Avenue de l'Université - 64000 PAU.
- DEYNOUX Max
Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface
Institut des Sciences Géologiques
1 Rue Blessig - 67084 STRASBOURG.
- DI GERONIMO Italo Sebastiano
Istituto di Scienze della Terra
Corso Italia 55 - 95129 CATANIA.
- DUGUE Olivier
Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale
Université de Caen - 14032 CAEN Cedex.
- EBERLI Gregor
Geologisches Institut - ETH - CH 8092 ZURICH.
- EL KHANCHOUFI Abdessalam
Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.
- ELMI Serge
Université Claude Bernard, Lyon I
Centre des Sciences de la Terre - 43 Bd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE Cedex.
- EMIG Christian
Station Marine d'Endoume
Rue de la Batterie des Lions - 13007 MARSEILLE.
- FAUGERES Jean Claude
Département de Géologie et d'Océanographie
Université de Bordeaux I - Avenue des Facultés
33405 TALENCE.
- FENIES Hugues
ESSO REP - 213 Cours Victor Hugo
33321 BEGLES Cdex.
- FERRY Serge
Université Claude Bernard, Lyon I
Centre des Sciences de la Terre - 43 Bd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE Cedex.
- FILY G.
Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale
Université de Caen - 14032 CAEN Cedex.

- FONDECAVE-WALLEZ Marie José
Laboratoire de Géologie et Géochronologie
31062 TOULOUSE Cedex.
- GINSBURG N.
University of Miami, Fisher Island Station, Miami Beach
FL 33139 U.S.A.
- GIRESSE P.
Centre de Recherches en Sédimentologie Marine
Université de Perpignan - Avenue de Villeneuve
66025 PERPIGNAN.
- GOMEZ D.
Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).
- GOURINARD Yves
Laboratoire de Géologie et Géochronologie
31062 TOULOUSE Cedex.
- GROSHENY Danièle
Laboratoire de Stratigraphie et de Paléocéologie
Université de Provence
13331 MARSEILLE Cedex 3.
- GUILLOCHEAU François
Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface
Institut des Sciences Géologiques
1 Rue Blessig - 67084 STRASBOURG.
- HANTZPERGUE Pierre
Laboratoire de Géologie Sédimentaire et de Paléontologie
Université Paul Sabatier - 39 Allées Jules Guesde
31062 TOULOUSE Cedex.
- HOFFERT Michel
Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface
Institut des Sciences Géologiques
1 Rue Blessig - 67084 STRASBOURG.
- HOMEWOOD Peter
Institut de Géologie - Université de Fribourg
Pérolles - CH 1700 FRIBOURG.
- HURK Arnold (van den)
Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).
- HURK Ronald (van den)
Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).
- JENKYNS Hugh
Laboratoire de Géodynamique Sous Marine
B.P. 48 - 06230 VILLEFRANCHE SUR MER.

- LEJAY Alain
Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface
Institut des Sciences Géologiques
1 Rue Blessig - 67084 STRASBOURG.
- LENGUIN Michel
8 Rue E. Loubet - 33400 TALENCE.
- LE NINDRE Yves Michel
BRGM - BP 6009 - 45060 ORLEANS Cedex.
- LESUEUR J.L.
Institut de Géodynamique
Université de Bordeaux III - TALENCE 33405.
- MAESTRO i MAIDEU Eudald
Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).
- MARTINI Rossana
Département de Géologie et Paléontologie
13 Rue des Maraîchers - CH 1211 GENEVE 4.
- MASSE Jean Pierre
Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.
- MASSE Pierre
S.N.E.A.P.
Avenue du Président P. Angot
B.P. 127
64001 PAU
- METTRAUX Monique
Institut de Géologie - Université de Fribourg
Pérolles - CH 1700 FRIBOURG.
- MOUGENOT Denis
Laboratoire de Géodynamique sous-marine - BP 48
06230 VILLEFRANCHE SUR MER.
- MOULIN Nicolas
Laboratoire de Tectonique - USTL - Place E. Bataillon
34060 MONTPELLIER Cedex.
- MONLEAU Claude
Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.
- MONTANER J.
Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).

MUTTI Emiliano

Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia
Viale delle Scienze - 43100 PARMA.

NEDJARI Ahmed

Institut des Sciences de la Terre
B.P. 32 El Alia Bab Ezzouar - ALGER.

NEUMANN Catherine

20 Chemin du Canal
31170 TOURNEFEUILLE.

PELISSIE Thierry

Laboratoire de Géologie Sédimentaire et de Paléontologie
Université Paul Sabatier - 39 Allées Jules Guesde
31062 TOULOUSE Cedex.

PEYPOUQUET Jean Pierre

Laboratoire de Géologie et d'Océanographie
Université de Bordeaux I - Avenue des Facultés
33405 TALENCE.

PHILIP Jean

Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie
Université de Provence - 3 Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE Cedex 3.

PIRAZZOLI Paolo

16 Rue de la Grange Batelière - 75009 PARIS.

PLAZIAT Jean Claude

Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie
Université Paris-Sud, Bat. 504
91405 ORSAY Cedex.

PROUST Jean Noel

Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface
Institut des Sciences Géologiques
1 Rue Blessig - 67084 STRASBOURG.

REMACHA i GRAU Eduard

Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).

REMANE Jürgen

Université de Neuchâtel - Institut de Géologie
11 Rue Emile Argand - CH 2000 NEUCHÂTEL 7.

REY Jacques

Laboratoire de Géologie Sédimentaire et de Paléontologie
Université Paul Sabatier - 39 Allées Jules Guesde
31062 TOULOUSE Cedex.

RIOULT M.

Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale
Université de Caen - 14032 CAEN Cedex.

- ROSELL Joan
Dpt. de Geologia - Universitat Autònoma
08193 BELLATERRA (BARCELONA).
- ROSSO Antonietta
Istituto di Scienze della Terra
Corso Italia 55 - 95129 CATANIA.
- ROUX Michel
Université Claude Bernard, Lyon I
Centre des Sciences de la Terre - 43 Bd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE Cedex.
- RUBINO Jean-Loup
TOTAL C.F.P. - Laboratoire Exploration
218-228 Avenue du Haut Lévêque
33605 PESSAC Cedex.
- SCHIUDLER Ueli
ETH - Zentrum NOH 27
CH 8092 ZURICH.
- SCHOEPFER Pascal
Institut de Géologie - Université de Fribourg
Pérolles - CH 1700 FRIBOURG.
- SEGURET Michel
Laboratoire de Tectonique - USTL - Place E. Bataillon
34060 MONTPELLIER Cedex.
- SOLA J.
Universitat Autònoma de Barcelona - Àrea Estratigrafia-Ciències
08193 BELLATERRA (BARCELONA).
- SOUQUET Pierre
Laboratoire de Géologie Sédimentaire et de Paléontologie
Université Paul Sabatier - 39 Allées Jules Guesde
31062 TOULOUSE Cedex.
- VIRGILI Carmina
Colegio de Espana - Cité Internationale de Paris
7 Bd Jourdan - 75690 PARIS.

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

LISTE DES PUBLICATIONS

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

- n° 0 - La sédimentation du Jurassique. Paris, 1979.
- n° 1 - 1er Congrès Français de Sédimentologie.
19-20 novembre 1987. - Livre des résumés.
- n° 2 - L'éventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien.
5-6 octobre 1987. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 3 - Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Languedoc.
16-18 septembre 1987. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 4 - Passages carbonates - silicates.
15-16 juin 1987. - Livre des résumés.
- n° 5 - Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts.
3-4 juin 1988. - Livre des résumés.
- n° 6 - Le Trias détritique de Provence du Dôme de Barrot et du Mercantour. Exemples de
sédimentation continentale en contexte anorogénique.
15-17 juin 1988. - Livret-guide de l'excursion.
- n° 7 - Biosédimentologie. Réunion Spécialisée APF-ASF-SGF.
: 10-11 octobre 1988. - Livre des résumés.
- n° 10 - Livre des résumés du 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Paris, 1989.
- n° 11 - Mesozoic eustacy record on Western Tethyan margins.
Book of Abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Lyon, 1989.
- n° 12 - Mesozoic eustacy record on Western Tethyan margins.
Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Excursion, 1989.
- n° 13 - Diapirisme sur une marge en distension puis en décrochement. Exemple des
Pyrénées occidentales françaises.
27-28-29 avril 1991. - Livret-guide de l'excursion et Table Ronde.
- n° 14 - Sédimentation, diagenèse et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de
plateforme d'âge Bathonien à Oxfodien en Bourgogne.
27-28-29 juin 1991, Livret-guide de l'excursion.
- n° 15 - 3ème Congrès Français de Sédimentologie.
18-19-20 novembre 1991 - Livre des résumés.
- n° 16 - 3ème Congrès Français de Sédimentologie.
17-21-22 novembre 1991 - Livre des excursions.

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

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

COLLOQUE

Paléobathymétrie
Eustatisme
et
Séquences de dépôt

Indicateurs paléobathymétriques

La stratigraphie séquentielle de Vail et al.
Aspects généraux

Séquences et anatomie sédimentaires :
modèles eustatiques

Cycles, rythmes et discontinuités sédimentaires

Séquences et anatomie sédimentaires :
modèles interactifs

Fonctionnement des systèmes fluvio-deltaïques et
périglaciaires en liaison avec les variations
du niveau marin

Séquences et anatomie sédimentaires en régime
glacio-eustatique : modèles quaternaires

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-04-8