Marseille, Université de Provence-Saint Charles
10 & 11 octobre 1988

REUNION SPECIALISEE APT-ASF-SGF

COLLOQUE BIOSEDIMENTOLOGIE

LIVRE DES RÉSUMÉS

DES ASF ASSOCIATION SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

REUNION SPECIALISEE

APF-ASF-SGF

COLLOQUE

BIOSEDIMENTOLOGIE

Marseille, Université de Provence-Saint Charles

les 10 et 11 Octobre 1988

PROGRAMME

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

Un index alphabétique des auteurs figure page 72
La liste des participants page 69

PROGRAMME DU COLLOQUE

LUNDI 10 OCTOBRE - MATIN.

8H.00-9H.00 : Accueil des participants - Amphithéatre Pérès - Faculté des Sciences St-Charles.

9H.00 : Allocutions.

9H.30 : J. PHILIP - La Biosédimentologie - INTRODUCTION.

BIOPRECIPITATION MICROBIENNE

9H.50 : J.P. ADOLPHE -E. GALLARD - J.F. LOUBIERE - J. PARADAS - F. SOLEILHAVOUP - Biosédimentologie bactérienne.

10H.10 : Cl. CARRIO - L. BARBAROUX - Méthane et grès carbonatés précoces associés à l'activité bactérienne en delta du Rhône.

10H.30 : G. CAMOIN - Rôles biosédimentologiques des micro-organismes dans la genèse des édifices carbonatés du Crétacé.

PAUSE.

11H.10 : J. BREHERET - Concrétions phosphatées dans les marnes bleues du Crétacé moyen vocontien: témoignage de vie microbienne benthique.

11H.30 : M. LAMBOY - Biosédimentologie des phosphates: les données actuelles.

11H.50 : Séance Posters :

ADOLPHE J.P., GALLARD E., LOUBIERE J.F., PARADAS J., SOLEILHAVOUP F.: Biodégradations Autuniennes.

CASANOVA J.: Processus biosédimentologiques des stromatolites continentaux en Afrique Intertropicale.

HUGUENEY M., ESCUILLE F.: Bioconstructions dans le rift oligo-miocène de Limagne: rôle des phryganes.

REPAS.

LUNDI 10 OCTOBRE - APRES-MIDI.

BIOMINERALISATION - BIOCONSTRUCTION

14H.00 : J.P. CUIF - Incidence des processus de squelettogenèse sur la structure et la composition de quelques carbonates biogéniques.

14H.20 : J. CASANOVA - D. NURY - Biosédimentologie des stromatolites fluvio-lacustres des bassins oligocènes d'Aubagne et Marseille.

14H.40 : J. BLOT - Les stromatolites du Ludien de Vaujours (Seine St-Denis, France).

15H.00 : J. SARFATI - R. MILANDOU - Mécanismes d'accroissement des stromatolites infralittoraux du Congo (Protérozoïque supérieur).

15H.20 : B. PURSER - Rapport entre la morphologie des édifices stromatolithiques et leur contexte tectonique:exemples miocènes de la Mer Rouge.

PAUSE.

16H.00 : S. RAZGALLAH - D. VACHARD - M. CHAOUACHI - Biosédimentologie des algues calcaires dans le Murghabien supérieur du Jebel Tebaga (Permien de Tunisie).

16H.20 : L. BEAUVAIS - Les Madréporaires de mud-mounds: particularités et implications.(Exemples pris dans le Jurassique Indo-Pacifique).

16H.40 : Ch. BROCARD - Les bioconstructions à **Placunopsis ostracina**.Schlotheim dans le Ladinien supérieur de Provence.

17H.00 : P. FERAL - Influence des populations de **Lanice conchilega** (P.)(Annélide Polychète) sur la sédimentation sableuse intertidale de deux plages bas-normandes.

17H.20 : F. DEBRENNE - A. GANDIN - Bioconstructions de la région de Caborca (nord-ouest du Mexique)- Cambrien inférieur.

17H.40 : **ASSEMBLEE GENERALE A.P.F.**

MARDI 11 OCTOBRE - MATIN.

BIODESTRUCTION - BIOTURBATION

8H.30 : Ch. EMIG - Biosédimentologie et Brachiopodes actuels.

8H.50 : D. GASPARD - Sur la biodégradation des coquilles de Brachiopodes actuels.

9H.10 : Ph. COURVILLE - J.P. GARCIA - B. LAURIN - J. THIERRY - Dégradation différentielle de constructions à Madréporaires dans le Callovien inférieur (Jurassique moyen) d'Etrochey (Côte d'Or).

9H.30 : Ch. GAILLARD - Quelques aspects de la bioturbation des sédiments profonds au large de la Nouvelle-Calédonie.

PAUSE.

ACCUMULATION BIOSEDIMENTAIRE

10H.10 : J.J. BLANC - Modèle de bio-accumulation aux "mattes" de l'herbier à Posidonies.

10H.30 : P. MOISSETTE - Bryozoaires et processus sédimentaires.

10H.50 : D. VACHARD - S. BECKARY - Biosédimentologie des "Tacanas", accidents carbonatés bioclastiques du charbon bachkirien de Truebana (Espagne).

11H.10 : P.F. BUROLLET - Les accumulations massives d'organismes dans le Crétacé de Tunisie.

11H.30 : Y.M. LE NINDRE - C. GIGOT - Les diatomites du Grand Nafud (Arabie Saoudite).

11H.50 : SA'FREIRE - J. ONOFRE DE MORAIS - Les sédiments carbonatés de la Plate-forme continentale de l'état de Ceara- Nord-Est du Brésil.

REPAS.

13H.30 : **ASSEMBLEE GENERALE A.S.F.**

MARDI 11 OCTOBRE - APRES-MIDI.

PRODUCTION ET DYNAMIQUE BIOSEDIMENTAIRES.

14H.30 : L. HOTTINGER - Sels nutritifs et biosédimentation.

14H.50 : A.M. BODERGAT - Constituants des sédiments et eutrophisation en milieu marin littoral. Conséquences sur les caractéristiques des populations d'Ostracodes.Exemple: la baie de Mikawa, Japon.

15H.10 : J.P. DEBENAY - Production annuelle de coquilles par **Anadara senilis** (mollusque ouest-africain).Application à l'interprétation des amas coquilliers fossiles.

15H.30 : A. ADJAS - J.P. MASSE - L. MONTAGGIONI - La sédimentation vaseuse biodétritique en milieu récifal: l'exemple des Atolls de Takapoto et Mataïva (Polynésie française).

15H.50 : B. THOMASSIN - A. ARNOUX - J. COUDRAY - C. FROJET-B. GOUT - G. KOUYOUMONTZAKIS - J.P. MASSE - Y. REYRE - J.P. REYS - E. VACELET - Le modèle sédimentaire actuel du lagon du presqu'atoll de Mayotte (Sud-Ouest Océan Indien); influence des apports terrigènes sur les peuplements et leur implication biosédimentologique.

16H.10 : M.Ch. JANIN - Biosédimentologie des Formations carbonatées Oligo-Miocènes du Pacifique Nord-Est.

PAUSE.

16H.50 : D. GROSHENY - J. PHILIP - Dynamique bio-sédimentaire des bancs à rudistes dans un environnement pérideltaïque. Le Santonien de la Cadière (Var).

17H.10 : M. FLOQUET - J.Cl. MENOT - A. PASCAL - Séquences d'accumulations biosédimentaires contrôlées par les variations d'épaisseur de la tranche d'eau: exemple d'âge Bathonien supérieur-Callovien inférieur de Bourgogne.

.../...

.../...

BILANS GLOBAUX.

17H.30 : H. FAURE - P. GIRESSE - P.A. PIRAZZOLI - B. THOMASSIN - Bilan global des accumulations organogènes post-glaciaires.

17H.50 : A. FOUCAULT - Le contrôle climatique et astronomique de la sédimentation biogène et son expression lithologique.

18H.10 : J.P. SAINT-MARTIN - J.M. ROUCHY - Importance des phénomènes biosédimentaires au Messinien dans les bassins périphériques de Méditerranée occidentale : un bilan.

RESUMES

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LA SEDIMENTATION VASEUSE BIODETRITIQUE EN MILIEU RECIFAL : L'EXEMPLE DES ATOLLS DE TAKAPOTO ET MATAIVA (POLYNESIE FRANCAISE).

Arab ADJAS*, Jean-Pierre MASSE* et Lucien MONTAGGIONI **

*Laboratoire de Stratigraphie et Paléoécologie - UA 1208 du CNRS-Université de Provence, Centre St-Charles, Place V.Hugo,13331 Marseille Cedex 03.
**Laboratoire de Biosédimentologie - Université française de l'Océan Indien, Sainte-Clotilde - 97490 LA REUNION.

Dans le domaine néritique actuel, les sédiments vaseux carbonatés sont peu répandus et essentiellement limités à certaines plates-formes carbonatées intertropicales. Dans les systèmes récifaux, en particulier, ils participent en subsurface au colmatage des vides de la masse bioconstruite ou se déposent sur le fond des lagons protégés. Il en est ainsi dans les lagons des atolls de Takapoto et Mataïva où la fraction fine calcaire (50 um) est en moyenne de l'ordre de 50% dans les sédiments des secteurs dépourvus de bioconstructions. Cette fraction diminue fortement au profit du matériel sableux aux abords des édifications coralliennes d'arrière-récif, sur la couronne récifale externe et sur ses pentes internes.

Le matériel vaseux est essentiellement aragonitique (ce minéral constitue généralement plus de 90% de la fraction calcaire. La fraction silteuse (20 um) domine la fraction boueuse (20 um),cette dernière est souvent négligeable mais peut néanmoins prendre localement une certaine importance. Les silts sont constitués : de particules cupulées liées à l'activité érosive des Cliona (chips), de prismes de Pinnidae, de Foraminifères juvéniles et de débris bioclastiques divers associés à de rares spicules de Spongiaires. La boue est principalement formée de nanograins, souvent groupés en agrégats, de spicules de Tuniciers, de coccolithes et de Foraminifères juvéniles accompagnés de nanobioclastes (de Scléractiniaires en particulier); les éléments aciculaires y sont rares. Une partie des éléments lutitiques est absorbée à la surface ou comble les cavités microscopiques des particules sableuses et participe donc à la genèse des enveloppes microcristallines périgranulaires. Cela signifie qu'un certain pourcentage de fraction fine matricielle est incorporé à la fraction grossière préalablement à tout phénomène de lithification.

La genèse de la vase est donc très largement biodétritique et fait appel à une bioérosion active réalisée aux dépens des bioconstructions, d'où l'importance des microéléments coralliens. Parmi les macroperforants les Cliones se comportent essentiellement comme des producteurs de silts alors que les lithophages élaborent de la boue; les microperforants (algues et Cyanophycées) ne semblent pas produire d'éléments figurés.

Par référence aux différents modes de genèse des vases carbonatées (fragmentation mécanique, précipitation chimique ou biochimique, désintégration des squelettes ou des thalles et nanosquelettes, et éléments

squelettiques nanoscopiques), ces vases lagonaires résultent de l'interaction de phénomènes sédimentogénétiques commandés par la nature et l'organisation microarchitecturale du matériel originel mais également par les processus de transfert du dit matériel à la phase sédimentaire.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

BIOSEDIMENTOLOGIE BACTERIENNE

ADOLPHE J.P., GALLARD E., LOUBIERE J.F., PARADAS J., SOLEILHAVOUP F.(*)

Les travaux poursuivis par notre équipe depuis plusieurs années révèlent que la plupart des formations carbonatées sont édifiées par des microorganismes.

Parmi les multiples observations sur le terrain et l'étude en laboratoire des échantillons prélevés, citons les concrétionnements oolitiques fluviatiles actuels, le travertin, appelé "falaize", de la Seine et de la Marne en région parisienne, les minéralisations crayeuses du lac de Neuchatel en Suisse, dont la cristallisation micritique au microscope photonique est en fait composée de corps bactériens encroûtés.

Des champignons, des algues dont le pouvoir incrustant en milieu continental reste à définir sont fréquemment minéralisés par intervention bactérienne.

La preuve expérimentale de l'intervention bactérienne est apportée par la reproduction du phénomène sur milieu de culture stérile ensemencé par les extraits des mêmes échantillons prélevés dans la nature.

Dans tous les cas " l'activité bactérienne se manifeste rapidement rendue visible en milieu liquide par un dégagement gazeux et la formation de voiles blanchâtres . . ., on obtient, sur milieu gélosé une association bactérienne productrice de calcite " (Adolphe et Billy, 1974).

Dans ces sédiments les bactéries ayant adopté une forme de résistance (sporulation) sont en bon état de conservation.

Débarrassées de leur gangue calcaire par les ultrasons et mises en culture selon les techniques microbiologiques classiques, la fraction bien conservée de ces spores a germé reprenant une vie végétative et donné naissance à des voiles bactériens producteurs de carbonate de calcium. Ces vieilles bactéries constituant une formation fossile se sont révélées " revivifiables ".

Nous avons alors réalisé un fermenteur afin de pouvoir renouveler le milieu de culture au fur et à mesure de son épuisement.

En quelques mois, les voiles bactériens issus de ces " fossiles vivants " ont engendré une sédimentation carbonatée de plusieurs centimères d'épaisseur présentant en alternance des lamines claires et sombres concordant avec les apports successifs de milieu nutritif frais.

(*) GROUPE d'ETUDES ET DE RECHERCHES SUR LES MILIEUX EXTREMES (G.E.R.M.E.)

Laboratoire de Géomicrobiologie département de Géodynamique des milieux continentaux.
Université Pierre et Marie Curie - Tour 16 - 4è étage - 4 Place Jussieu - 75005 PARIS CEDEX 05

On constate dans les sédiments micritiques des paléolacs holocènes sahariens des peuplements bactériens dont la disposition est ordonnée.

Certaines strates sont essentiellement à bacilles, d'autres à cocci, et en fin de cycle sédimentaire, ce sont des formes sporulées qui abondent.

L'étude paléoécologique des différents paléolacs montre des alternances biologiques (aux bactéries succèdent des diatomées), ces alternances permettent de suivre l'évolution de la vie et de l'environnement comme on le ferait avec des fossiles ordinaires.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

BIODEGRADATIONS AUTUNIENNES

ADOLPHE J.P., GALLARD E., LOUBIERE J.F., PARADAS J., SOLEILHAVOUP F. (*)

Les divers niveaux de l'Autunien (permien inférieur) renferment une faune abondante de Poissons, d'Amphibiens, de Reptiles et une flore trés riche d'Equisétales, de Filicales et de Gymnospermes.

Ces animaux et ces végétaux ont subi voici environ 270 millions d'années une dégradation bactérienne port-mortem.

Des méthodes modernes d'observation en épi-fluorescence nous permettent de proposer une imagerie nouvelle de ces microorganismes.

(*) GROUPE D'ETUDES ET DE RECHERCHES SUR LES MILIEUX EXTREMES (G. E. R. M. E.)

Laboratoire de Géomicrobiologie département de Géodynamique des milieux continentaux.
Université Pierre et Marie Curie - Tour 16 - 4è étage - 4 Place Jussieu - 75005 PARIS CEDEX 05

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LES MADREPORAIRES DE MUD-MOUNDS : PARTICULARITES ET IMPLICATIONS. (Exemples pris dans le Jurassique Indo-Pacifique).

SCLERACTINIAN CORALS FROM MUD-MOUNDS : CHARACTERISTICS AND IMPLICATIONS. (With Indo-Pacific examples).

Louise BEAUVAIS
Institut de Paléontologie, M.N.H.N., 8 rue Buffon - 75005 PARIS (FRANCE).

Résumé : L'étude des madréporaires récoltés dans les mud-mounds du Sud-Est asiatique et du Japon montre que ces organismes possèdent un certain nombre de particularités communes: forme et taille des colonies, diamètre des calices, nombre des éléments radiaires, intégration des colonies, distribution géographique des espèces. Ces particularités, confrontées avec les mêmes caractères des Coraux de récifs actuels montrent que les mud-mounds se sont édifiés à des profondeurs supérieures à 50 mètres et à cause de brusques variations écologiques. Les espèces qui peuvent se développer dans les mud-mounds sont des formes eurytopiques et à reproduction sexuée dominante. Les mud-mounds permettent ainsi la survie et par conséquent la longévité de ces espèces.

Abstract: The study of Jurassic Scleractinia collected in the mud-mounds from South-East Asia and Japan shows these organisms possess a number of common morphological characteristics. These are: Branching and flattened forms of the colonies; small size of both the colonies and the corallites; high number of septa, low level of integration of the colonies, wide geographic distribution of the species. These characteristics, when compared with those of Recent reef corals, suggest that mud-mounds were constructed at more than 50 meters depth and in response to sudden ecological disasters. The species able to grow on mud-mounds are eurytopic and possess a high degree of sexual reproduction. Thus, it seems that mud-mounds assume the survival and consequently, the longevity of these pecular species of Scleractinia.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

MODELE DE BIO-ACCUMULATION AUX MATTES DE L'HERBIER A POSIDONIES

BLANC Jean Joseph

Laboratoire de Geologie marine et sédimentologie appliquée; UA 41 du CNRS
Faculté des Sciences de Marseille-Luminy; 13288 Marseille, Cedex 9

I-) SITUATION INITIALE :

L'accrétion des "mattes" de l'herbier à Posidonies est un processus sédimentaire rapide résultant d'une abondante accumulation de bioclastes mêlée à des apports terrigènes (Molinier et Picard, 1952; Blanc, 1958; Blanc et Jeudy de Grissac, 1984; Boudouresque et Jeudy de Grissac, 1983). Les bioclastes déposés sont, par ordre d'importance: gastéropodes, algues, foraminifères, lamellibranches, échinodermes, bryozoaires, annelides.

Le sédiment piégé par l'herbier est un sable hétérométrique poreux, à zone réduite dans la masse (très forte biomasse: 3 à 5 kg MO/m2/A; 5 à 3 % de COT), à comportement élastique (présence de vides; eau, gaz, CO2, methane). Les altérations des mattes modifient les profils d'équilibre et amenent des reprises spectaculaires de l'érosion au littoral (Giens par ex.). La permèabilité et les phénomènes de tassements ont fait l'objet d'une modélisation où interviennent les paramétres granulométriques, le temps et les contraintes verticales. Seuls les problémes d'erosion et d'accrétion seront abordés ici.

II-) DONNEES QUANTITATIVES:

Une tentative de modélisation fait appel à des situations previsibles: développement jusqu'à un état d'équilibre ou érosion aboutissant à une destruction totale. D'où la necessité de disposer de "compteurs":

- taux de croissance des rhizomes: 5 à 7 mm/A (cr. horizontale) et 52 mm/A (cr. verticale) (Boudouresque et Jeudy de Grissac, 1983).
- taux de sédimentation: 0,2 à 10 mm/A,
- élévation eustatique: 1,2 à 1,5 mm/A,
- matrice des paramétres hydrauliques (houles, dérives, U MAX et U *).

Les taux d'accrétion et d'érosion évoluent au cours du temps. On peut envisager une situation aléatoire, un processus constant ou proportionnel à la bathymétrie.

La matte en accrétion fonctionne comme un "accumulateur" de sédiment dont le "volant" de matériaux protége le littoral. La surélévation du fond varie entre 0,4 et 1 m/100 A avec un maximum de 1,8 m/100 A. L'épaisseur des mattes demeure comprise entre 0,10 et 7 m (moyenne: 2,5 m pour 250 à 500 A); certaines précisions peuvent être apportées par les découvertes archéologiques et l'analyse du remplissage des épaves. Les herbiers de Port-Cros, Hyéres, Le Brusc, etc... montrent des mattes "emboîtées" avec de petits cycles successifs "accrétion-érosion" (jusqu'à 2 et 3 cycles observés).

III-) ANALYSE DE MARKOV ; PROCEDURES :

L'évolution sedimentologique de la bio-séquence des mattes de l'herbier à Posidonies, qu'elle soit cyclique ou non, peut être considérée comme un processus markovien. L'opération comporte plusieurs étapes:

1 : définition des etats absorbants limitant le système: S=surface sédimentaire libre et HP=obtention d'une matte stable.

2 : définition des états intermédiaires faisant évoluer le système: V = croissance des rhizomes de Posidonies (lépidochronologie), Ts=taux de sédimentation.

3 : matrice des probabilités de transitions (passages d'un état à un autre). Au départ du système, la probabilité p pour S est égale à 1,0. En fin de procédure, HP aura une probabilité p=1,0. Cette matrice est établie à partir des situations actuelles observées et de leurs occurrences probables. D'où le départ du système avec une période T=1.

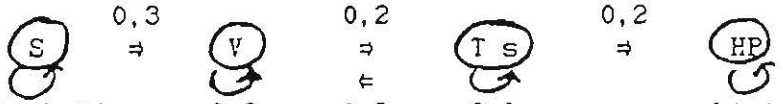
4 : analyse de Markov: le facteur "temps" est représenté par une séquence de périodes T où les états sont inscrits dans la mémoire de la série (éléments aléatoires plus effets déterministes prévisibles). Les essais de simulations peuvent aboutir à deux types de situations:

4.1 : état stationnaire sans obtention d'une période d'équilibre, quel que soit le nombre de ces derniéres,

4.2 : état d'équilibre atteint au bout de n périodes. On peut établir des hypothèses (T=1 A, 10 A, 100 A, ...) contrôlées par les compteurs. En sortie de programme, on obtient la matrice des situations simulées à l'état d'équilibre et leurs probabilités d'apparition.

IV-) LA SIMULATION OPEREE PORTE SUR DEUX TYPES D'EVOLUTION :

1 : Bio-accumulations dans des mattes aboutissant à un état d'équilibre: on a le système suivant :



bioturbation état abs. init. — bioturbation état absorbabt final

L'état d'équilibre est atteint rapidement, à la période 12 avec, pour S : p=0,610 et pour HP: p=0,389. Les états V et Ts régissant la production des bioclastes sont stabilisés dès la période 3. Cette évolution rapide d'accrétion du fond est confirmée à Giens et à Port-Cros où les hypothèses à T=10 A et T=25 A apparaissent les plus conformes.

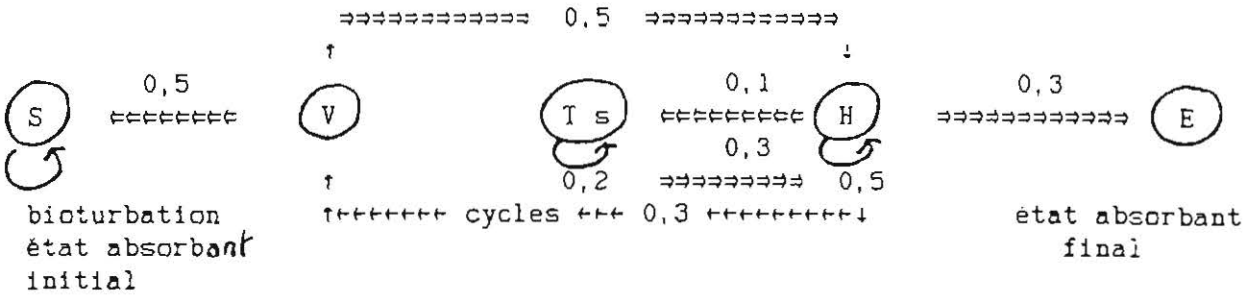
2 : Bio-accumulations à bilans déficitaires; mattes érodées :

Le système s'avére plus complexe et les contraintes du modéle augmentent au fur et à mesure que s'accroît le nombre des états intermédiaires:

- états absorbants: initial=S, final=E: érosion complète de la matte,

*- états intermédiaires : V, Ts , plus H : flux hydrauliques (verticaux, latéraux) = courants orbitaires (U max), vitesse critique au niveau du fond (U *), corrélés par une régression multiple aux paramétres de la houle, donc aux impacts météorologiques et microclimatiques.*

On a le système :



L'état d'équilibre est atteint por un "temps" deux fois plus long, à la période 24, avec, pour S: p=0,519 et pour E: p=0,482. Dès les premiéres périodes (hypothèses à quelques décennies), les états V, Ts et H ont des probabilités de transitions presque nulles. Le modéle arrive à un état stable implicant la destruction des herbiers et de leurs séquences bio-accumulées, - en l'absence d'interventions humaines. On découvre de petits cycles modulant les taux de croissance des rhizomes (cycles lépidochrono-logiques) et la nature des flux.

Enfin, en introduisant dans le modéle un état de pollution, on constate que l'équilibre est trés long à atteindre (trois à six fois plus que pour les cas précédents : période 76). Dès la période 10, les états intermédiai-res montrent des probabilités de transitions trés faibles: à ce moment, l'herbier est totalement détruit. Le résultat est une accélération de l'érosion des mattes, les autres facteurs demeurant inchangés.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LES STROMATOLITES DU LUDIEN DE VAUJOURS (Seine St-Denis, France).

BLOT Ph.

Laboratoire de Cryptogamie, Muséum National d'Histoire Naturelle, 12, rue de Buffon - 75005 Paris.

Les stromatolites sont insérés à la partie supérieure des marnes bleues (Marnes d'Argenteuil) et forment soit des encroûtements planaires bleus gris, soit des encroûtements oncolitiques bleus gris à noir sur une paléosurface sédimentaire ravinée, entre des pinacles structuraux marneux de 2 à 20 cm de haut orientés de 30°N à 25°N. Ces stromatolites sont composés de Calcite (77,85%) automorphe (type 1c) à subautomorphe, de Pyrite, d'Hématite et de Gypse (16,77%). Ils contiennent de 49,3% à 49,9% de CaO, de 3,9% à 4,5% de Fe_2O_3, de 1% à 1,2% de MgO, de 0,12% à 0, 14% de P_2O_5, de 3% à 4,2% de SiO_2, de 0,3% à 2,55% de Al_2O_5 et de 0,18% à 0,22% de TiO_2. Quelques traces de Cu, 15 ppm et de Mn, 580 ppm sont présentes. Les marnes encaissantes sont composées par contre d'Illite et de Smectite avec 0,22% à 0,61% de TiO_2 et de quelques traces de Cu de 15 ppm à 22 ppm et de Mn, de 411 ppm à 458 ppm.

L'analyse algologique a révélé la présence d'une forme tolypothricoïde (terme de P. Bourrelly, 1985) que l'on a rapproché du genre Tolypothrix (Tolypothrix lamberti n.sp.) en raison de la présence de filaments très bien conservés. Une grande algue filamenteuse épibionte et dichotomisée existe, son rapprochement avec les Chlorophycées est proposé car certaines d'entre elles vivent actuellement sur des stromatolites (aux Bahamas). D'autres études ont porté sur les bactéries endobiontes. Elles ont révélé la présence de sulfobactéries, vraisemblablement responsables de la formation de Pyrite et rapproché du genre Achromatium. Comme le genre Macromonas, elles contiennent des globules de soufre et des cristaux de $CaCO_3$. Ce rapprochement est dû à la teneur en soufre (3,12%) découvert dans ces formations.

C'est en utilisant les données algologiques et chimiques que l'on a pu replacer les stromatolites de Vaujours dans le contexte de la paléogéographie du Ludien du Bassin de Paris. Ces stromatolites précisent l'existence, au sein des marnes bleues, d'un épisode fluviatile transitoire, que la carrière entaille actuellement en oblique. Ils se sont développés sous une faible tranche d'eau, sur des surfaces plus ou moins ravinées, sur le substrat d'un cours d'eau ou d'un lac, périodiquement anoxique (alternance de phases sèches ou humides), de plus de 50 m de largeur et bordé d'Hydrocharitaceae (Alismales) (graines de Stratiotes thalictroides (Br) Chandler 1923 découverts entre les micro-pinacles stromatolitiques). Certains stromatolites remaniés ont "grossi" dans de larges chenaux et ont atteint plus de 15 cm d'épaisseur et plus de 60 cm de diamètre ! Leur rapide disparition vers le haut de la coupe géologique tient peut-être en l'existence de crues, de changements climatiques qui ont affecté le géochimisme des eaux. Celles-ci transportant de plus en plus de matériaux silicatés sont arrivés à asphyxier ces formations.

On a estimé à 1000 ans la durée probable de cette stromatolitogenèse, dont les structures et l'agencement, restent pour le Ludien du Bassin de Paris uniques à l'heure actuelle.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE – MARSEILLE 10–11 OCTOBRE 1988.

CONSTITUANTS DES SEDIMENTS ET EUTROPHISATION EN MILIEU MARIN LITTORAL. CONSEQUENCES SUR LES CARACTERISTIQUES DES POPULATIONS D'OSTRACODES. EXEMPLE : LA BAIE DE MIKAWA, JAPON.

par

Anne-Marie BODERGAT*

Considéré comme un processus naturel dans l'évolution des successions écologiques en milieu continental, la notion d'eutrophisation peut aussi être appliquée aux environnements littoraux marins. Le processus consiste en :

- l'addition d'une importante quantité d'éléments nutritifs, essentiellement de nitrates et de phosphates entraînant le développement anormal des producteurs primaires ;

- une stratification des eaux et la formation sur le fond d'une couche déficitaire en oxygène ;

- la production d'H_2S toxique résultant de la décomposition par les bactéries de la matière organique non consommée.

Ce phénomène est réalisé dans les baies peu profondes, partiellement isolées du large et situées dans des zones où la densité de population est importante. La baie de Mikawa répond à ces critères. Elle communique avec l'océan par un passage relativement étroit, partiellement obstrué par des îlots rocheux, lui conférant un caractère semi-fermé, peu favorable au renouvellement des eaux. Les apports terrigènes en provenance du continent, mais aussi les rejets industriels et domestiques, la faible communication avec l'océan favorisant la stagnation des eaux, la température élevée des eaux sont tous des paramètres propices au développement des producteurs primaires planctoniques. Parmi ceux-çi, les diatomées sont bien représentées et leurs frustules constituent une part importante du sédiment. Dinoflagellés, cladocères et copépodes sont particulièrement abondants. Les pellets de ces derniers sont un des principaux composants à l'interface eau/sédiment. Les

* Centre de Paléontologie stratigraphique et Paléoécologie de l'Université Claude Bernard, Lyon I, associé au CNRS, UA 11. 27-43 bd du 11 novembre. 69622 Villeurbanne Cédex.

sédiments de la baie de Mikawa reflètent donc le processus d'eutrophisation. La décomposition de la matière organique est à l'origine de la formation pendant l'été, sur le fond, d'une couche déficitaire en oxygène. Celle-ci, dans la baie de Mikawa, est renouvelée par l'intermédiaire du flux océanique. La progression de celui-ci vers l'intérieur de la baie détermine la teneur en O_2 à l'interface eau/sédiment : de 4 ml/l à l'entrée de la baie, celle-ci n'est plus que de 2 ml/l dans ses zones les plus internes.

Conséquence du processus d'eutrophisation, les variations de la teneur en oxygène de l'eau à l'interface eau/sédiment semblent affecter la productivité et la diversité spécifique des populations d'ostracodes : celles-ci décroissent depuis l'entrée de la baie, parallèlement à la teneur en oxygène dissous. De même, les variations écophénotypiques de l'ornementation de certaines espèces benthiques pourraient trouver leur origine dans les changements de la teneur en oxygène.

Productivité, diversité spécifique des populations d'ostracodes et faible ornementation des carapaces peuvent être associées au degré d'eutrophisation de l'environnement.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

CONCRETIONS PHOSPHATEES DANS LES MARNES BLEUES DU CRETACE MOYEN VOCONTIEN : TEMOIGNAGE DE VIE MICROBIENNE BENTHIQUE.

J.-G. BREHERET, Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences de Tours, Parc de Grandmont, 37200 TOURS.

Les marnes bleues de l'Aptien-Albien du bassin vocontien comportent un certain nombre d'intervalles riches en concrétions phosphatées (C.P.). Elles sont grossièrement associées avec les épisodes à accumulation de matière organique précédemment mis en évidence (Bréhéret, 1988). Certaines sont issues de la minéralisation de bioturbations, ou développées autour de corps figurés (bioclastes divers) dans les marnes bioturbées. D'autres se rencontrent dans les horizons laminés riches en matière organique (M.O.), entre le sommet de l'Albien inférieur et la base de l'Albien supérieur. Cependant, les niveaux de schistes carton les plus riches en M.O. (n. Goguel, n. Paquier) ne comportent que de rares C.P. Les horizons condensés, glauconieux, tel celui de l'Albien supérieur, sont riches en C.P. ; les terrains sous-jacents sont parfois affectés par la phosphatisation.

L'autochtonie des C.P. est attestée par les observations menées tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle microscopique. Leur taille varie entre quelques mm et une quinzaine de centimètres. Les teneurs en P_2O_5 varient entre 11 et 33 %. Par ailleurs, plusieurs critères attestent de la précocité de ces C.P.

Les nodules des marnes bioturbées sont généralement assez carbonatés et peu phosphatés. La phosphatisation affecte davantage les C.P. des laminites. Cependant, des nannofossiles calcaires peuvent être très bien préservés dans des lentilles, reliques de la lamination originelle de l'encaissant. Les nodules des horizons glauconieux sont très phosphatés et les corpuscules calcaires sont dissous.

Les observations au M.E.B. montrent que de manière générale, la francolite qui compose les C.P. apparaît sous l'habitus de prismes courts à section hexagonale (taille entre 0,5 et quelques µm) disposés dans un réseau tridimentionnel de feuillets argileux.

Notre attention est cependant focalisée ici sur les concrétions des horizons laminés où sont préservées un certain nombre de structures qu'on peut manifestement rapporter à l'activité d'un microphytobenthos : bactériomorphes, en sphérules ou fuseaux isolés, en chaînes, en rosettes, en masses botryoïdales, fragments de tapis fongiques.

De telles structures apparaissent comparables à celles des C.P. contenues dans les *black shales* de l'Albien supérieur du site 369 DSDP.

Ces observations permettent d'imaginer l'importance de l'activité microbienne benthique dans un environnement hypoxique ou anoxique relativement profond. De vastes communautés benthiques sont connues dans la nature actuelle dans quelques environnements bathyaux : marge continentale du Pérou-Chili, bassin de Santa Barbara... Cependant, dans les séries sédimentaires anciennes, les traces de l'activité microbienne se détectent surtout grâce aux marqueurs géochimiques. La fossilisation des microbes, relativement peu fréquente, est liée à leur minéralisation. Dans les cas observés ici, le phosphate que les bactéries ont concentré, leur a servi de piège, vraisemblablement de façon très précoce étant donné la finesse de la préservation des structures. Les expériences récentes montrent en effet que la phosphatisation peut représenter un sous-produit de l'activité bactérienne (Lucas et Pruvost, 1985). La richesse en phosphore des enveloppes des bactéries est notamment signalée par Baturin (1982). On sait par ailleurs que leur métabolisme implique largement le phosphore (Cozzone, 1986).

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LES BIOCONSTRUCTIONS A Placunopsis ostracina v. Schlotheim DANS LE LADINIEN SUPERIEUR DE PROVENCE

Christian BROCARD*

Placunopsis ostracina v. Schlotheim, petit lamellibranche de la famille des Terquemiidae, est capable de former des bioconstructions dont la taille va du centimètre à plusieurs dizaines de mètres. Celles-ci ont été signalées à de nombreuses reprises dans le Trias du Domaine Germanique (BACHMANN, 1979; DURINGER, 1982), ainsi que dans le Lias d'Espagne (TURNSEK et al., 1975).

C'est la première fois qu'on les observe dans le Trias de Provence, où elles semblent être présentes seulement dans la barre carbonatée du Ladinien supérieur.

En général leur taille n'exède pas 20cm de diamètre, elles ont une forme subsphérique ou torique, et sont formées par l'empilement de valves droites qui représente la succession de plusieurs générations. Le substrat de la bioconstruction est toujours dur, le cas le plus fréquemment rencontré en Provence étant celui d'un nucleus micritique induré.

Les Placunopsis sont présents, en bioconstructions, ou en simples encroûtements au niveau des discontinuités sédimentaires (Event bedding plane de AIGNER, 1985). Leur développement correspond à une phase de sédimentation ralentie séparant deux événements sédimentaires (deux dépôts de tempête par exemple).

La présence de ces bioconstructions semble donc caractéristique des milieux peu profonds du Ladinien supérieur de Provence soumis à l'influence d'une sédimentation saccadée. Du fait de leur petite taille elles témoignent à la fois du ralentissement de la sédimentation et du remaniement du fond lors d'un événement (tempête ou marée de grande amplitude).

*LABORATOIRE DE STRATIGRAPHIE ET DE PALEOECOLOGIE DE L'UNIVERSITE DE PROVENCE U.A. 1208 DU CNRS, 3, Place Victor Hugo 13331 MARSEILLE Cédex 3

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

AIGNER T. (1985). Storm depositional systems. Dynamic stratigraphie in modern and ancient shallow-marine sequences. In: "Lecture notes in Earth Sciences", FRIEDMAN G. M., NEUGEBAUER H. J. et SEILACHER A. éd., vol. 3, VIII, 174 p., Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New-York Tokyo.

BACHMANN G. H. (1979). Bioherme der Muschel Placunopsis ostracina v. SCHLOTHEIM und Ihre Diagenese. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., v. 158, n°3, pp. 381-407.

DURINGER Ph. (1982). Sédimentologie et Paléoécologie du Muschelkalk supérieur et de la Lettenkhole (Trias germanique) de l'Est de la France. Diachronie des faciès et reconstruction des paléoenvironnements Thèse 3e cycle, U.E.R. des Sciences de la vie et de la terre, Institut de Géologie, Strasbourg, 96 p.

TURNSEK D., SEYFRIED H. et GEYER O. F. (1975). Geologische und palâontologische Untersuchungen an einem Korallenvorkommen im subbetichen Jura von Murcia (Süd Spanien). Acad. Sci. Art. slovenica, Cl. IV (Hist. nat.), Razprave XVIII/5, pp. 117-151.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Les accumulations massives d'organismes dans le Crétacé de Tunisie.

Pierre F. BUROLLET.

134, Parc de Cassan - F 95290 L'ISLE-ADAM.

Que ce soit sur les plates-formes ou dans le bassin, le Crétacé tunisien est riche en formations bioclastiques ou microbioclastiques.

Nous voudrions ici commenter la répartition et la signification de dépôts formés exclusivement d'organismes et en particulier d'un organisme dominant.

Rappelons pour mémoire les édifices dûs aux Rudistes rencontrés dans le Cénomanien, le Turonien, le Coniacien et le Campanien.

Nous mentionnerons aussi les laminites à Cyanophycées sur de vastes surfaces dans le faciès de plate-forme interne de la Formation Bou Hedma (Barrémien).

Les deux groupes principaux donnant des accumulations sont les foraminifères et les huîtres.

Parmi les Foraminifères on peut citer trois familles principales dans le Crétacé :

- Les Choffatelles sont dispersées dans des calcarénites ou des biomicrites en compagnie d'autres éléments; mais il arrive qu'elles se réunissent en minces couches dont elles sont les constituants quasi-uniques; cela correspond à un hydrodynamisme un peu plus calme à la fin d'un régime sableux où elles étaient déjà fréquentes.
- Avec les Orbitolines très abondantes sont associés des Mollusques, des Rudistes, des algues calcaires et des fragments d'Echinodermes. Fréquemment les Orbitolines représentent 90 à 95% des éléments pris dans une matrice qui a été micritique mais qui est généralement entièrement dolomitisée. De tels niveaux sont communs dans la formation Orbata (Albo-Aptien).

Des couches formées d'Orbitolines agglomérées avec seulement un peu de matrice marneuse affleurent dans le membre inférieur de l'Orbata au Jebel Bou Ramli ou dans la Formation Hammada au Jebel Serdj.

En général les dépôts Orbata ou Serdj correspondent à une plate-forme infra-littorale à haute ou moyenne énergie; la concentration en Orbitolines, en l'absence de figures sédimentaires d'agitation ou de courants, doit correspondre à un approfondissement momentané associé à un caractère vaseux croissant qui, lorsqu'il s'accentue, entraîne ensuite la disparition de la sédimentation bioclastique.

- Au Cénomanien ce sont les Thomasinelles qui vont jouer un rôle équivalent; des concentrations massives de Thomasinelles associées à des ripple-marks indiquent une plate-forme externe avec accumulation hydraulique de tests en contrebas de points hauts, sièges de la production biologique; tel est le cas du Foum el Guelta à l'Est du Jebel Mrhila.

Les huîtres forment souvent des accumulations massives avec une matrice argileuse réduite; leur prolifération presqu'exclusive est liée à une position assez externe et à une turbidité argileuse marquée, ce qui est

connu dans les milieux actuels. De belles accumulations se rencontrent dans le Cénomanien (Formation Zebbag) et le Sénonien inférieur (F. Aleg) de Tunisie centrale.

A ces exemples pris sur les plates-formes on peut ajouter évidemment les faciès des bassins où les calcaires sont formés presqu'exclusivement d'organismes planctoniques : Foraminifères, Coccolithes et, parfois, Calcisphérulidés; c'est le cas des calcaires crayeux de l'Abiod (Campanien supérieur et Maestrichtien).

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

ROLES BIOSEDIMENTOLOGIQUES DES MICRO-ORGANISMES DANS LA GENESE DES EDIFICES CARBONATES DU CRETACE.

Gilbert CAMOIN
U.A. 12 du C.N.R.S., M.N.H.N., 8 rue Buffon 75005-PARIS

A la suite de leurs comparaisons abusives avec les récifs actuels, la plupart des édifices carbonatés du Crétacé étaient assimilés, jusqu'à ces dernières années, à des "récifs écologiques". Par voie de conséquence, le rôle "constructeur" des Rudistes et/ou des Coralliaires, voire même des Chaetetidae, des Stromatopores et des Algues a été privilégié et probablement quelque peu exagéré. On sait maintenant que ces édifices sont de natures très diverses (récifs *s.s.*, mud mounds, bioaccumulations, édifices "mixtes" ...) et que, corrélativement, leur genèse n'est pas le seul fait de la croissance des organismes constructeurs.

Au travers d'exemples d'édifices carbonatés crétacés d'Afrique du Nord (Algérie, Tunisie), de Sicile et du Sud-Est de la France nous mettrons en lumière les rôles biosédimentologiques (MONTY, 1979) des micro-organismes (bactéries, cyanophycées, champignons..) qui ont été jusqu'alors négligés, voire ignorés, dans ces formations. Ils sont principalement de trois ordres :

- **un rôle direct dans la précipitation du carbonate de calcium** (biodiagenèse). En particulier, l'origine de la matrice micritique des mud mounds semble liée, en grande partie, à l'activité microbienne, notamment bactérienne (CAMOIN & MAURIN, 1988). De la même façon, l'origine microbienne de la matrice micritique de nombreux édifices "récifaux" peut être pressentie du fait de son association avec des structures microbiennes caractéristiques (amas à structure "Bacinella", reliques stromatolithiques, restes de filaments de Cyanophycées, etc ...; CAMOIN, 1985 & sous presse; CAMOIN *et al.*, 1988). On insistera sur la lithification rapide de ces micrites microbiennes. De fait, l'interprétation de la micrite de ces édifices en termes de production locale remet nécessairement en question la notion

de "*bafflestones*" (biolithes-pièges).

- **un rôle important dans la formation d'encroûtements** sur les organismes constructeurs (Rudistes, Coralliaires, Chaetetidae..), en étroite association avec des thalles d'Algues rouges (CAMOIN, sous presse; CAMOIN & MAURIN, 1988; CAMOIN *et al.*, 1988).

- **un rôle dans le piégeage et la stabilisation des sédiments.** La transformation rapide d'un fond meuble et labile en un fond durci les conduit localement à favoriser l'installation des organismes constructeurs et à jouer ainsi le rôle de communautés pionnières (CAMOIN, sous presse; CAMOIN & MAURIN, 1988).

Par ailleurs, le développement généralisé d'encroûtements microbiens micritiques et sparitiques rapidement lithifiés peut être à l'origine de la stabilisation de bioaccumulations importantes (CAMOIN *et al.*, sous presse).

Références :

* CAMOIN G., 1985. Géobios, 18, 2, 232-238.
* CAMOIN G., sous presse. IIIrd Symp. ou Ecol. and Palaeoecol. Benth. Comm.
* CAMOIN & MAURIN A.F., 1988. C.R.A.S.
* CAMOIN G., BERNET-ROLLANDE M.C. & PHILIP J., 1988. Sedimentology, 35, 1, 123-138.
* CAMOIN G., MONTY C.L.V. & MAURIN A.F., sous presse. Sedimentary Geology.
* MONTY C.L.V., 1979. Pétrole et Techniques, 260, 1-11.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

METHANE ET GRES CARBONATéS PRéCOCES ASSOCIéS A L'ACTIVITé BACTéRIENNE EN DELTA DU RHôNE

CARRIO Claude et BARBAROUX Lucien

Laboratoire de Stratigraphie et Paléoécologie
Université de Provence
3, place Victor Hugo 13331 MARSEILLE Cédex 3

Observations de terrain:

Le secteur le plus récent de la plaine deltaïque subaérienne associée au Grand Rhône (Domaine de "La Palissade") a fait l'objet d'une étude sédimentologique, confrontée aux phénomènes actuels affectant la transition Rhône - Méditerranée (1).

Parmi les quinze sondages de reconnaissance effectués sur le secteur émergé, le sondage le plus méridional présente les indices d'une évolution diagénétique précoce les plus nets, vraisemblablement inférieure au siècle. Il intéresse un ancien environnement lagunaire. Le site montre en surface des dégazages de méthane pur à 85%, atteignant 19 litres / heure, dont l'origine bactérienne est confirmée par les résultats de mise en culture (2). Ces évents actifs sont accompagnés d'importants rejets en surface de produits riches en matière organique (sapropels ou kérogènes, analyse en cours). Des gels blancs encroûtant des végétaux sont associés et seraient des productions muccopolysaccharidiques liées à cette activité bactérienne.

Certains aléas climatiques exceptionnels ont permis de compléter ces observations de surface;

* la canicule de l'été 1984, provoquant l'assèchement des étangs concernés, a montré la taille importante des structures de dégazage formant des entonnoirs atteignant 0,5 m de diamètre. Ils demeurent actifs, malgré l'assèchement;
* les froids exceptionnels de l'hiver 1985, gelant en masse tous les étangs camarguais, permirent de constater que ces évents maintenaient autour d'eux une zone dégelée importante, atteignant 2 m de diamètre, imputable à l'agitation des eaux ou aux salinités et températures plus élevées des fluides entraînés.

Etude au M.E.B. de la séquence de colmatage:

+ A - 0,4 m, des microstructures de type "vases maillées microlitées" (3) évoquent les vases prodeltaïques actuelles. Elles confirment l'hypothèse du piégeage possible d'un corps sédimentaire du type "tronçon prodeltaïque", déduite de l'étude des minéraux argileux. L'association d'une production de méthane avec ces milieux (faciès des vases à bulles prodeltaïques), déjà démontrée, expliquerait la position de ces dégazages (4).

+ A - 1,1 m, associé au maximum de productivité bactérienne, on observe un niveau pulvérulent, clair, localement induré en lentille de grès à ciment carbonaté magnésien. La microstructure de ces grès montre des cristaux de calcite magnésienne polyhédraux, enchassés dans un réseau de cristaux aciculaires aragonitiques. De nombreuses bactéries sont piégées dans le voile de silice superficiel des quartz.

Vérification par modélisation: (laboratoire de Microbiologie marine, Université de Provence)

2 à 3 litres de sédiments suivis durant 6 mois en fermenteur contrôlé (5) ont continué à produire du méthane. Des concrétions carbonatées sphéroïdes, centimétriques et creuses se sont alors formées. L'examen au M.E.B. a montré de nombreuses bactéries associées. Leur action exclusive dans la formation de ces nodules n'est pas encore prouvée.

Synthèse géochimique:

Une analyse multivariée (A.C.P.), synthétisant les données de l'analyse chimique des anions et cations sédimentaires de l'ensemble des milieux, a prouvé que les dépôts

profonds des sites productifs en méthane et carbonates d'origine bactérienne sont nettement déportés vers le pôle "magnésium", ce qui confirme la relation bactéries / carbonates magnésiens.

Conclusion:

Sur les quinze étudiés, seul le site riche en bactéries méthanogènes montre de tels dépôts carbonatés précoces. Par ailleurs, l'hypothèse de Allen *et al* (6) selon laquelle le carbone du ciment aragonitique aciculaire de certains grès précoces pouvait être lié au méthane produit en milieu margino-littoral, est vérifiée.

La relation entre biosynthèse des carbonates et du méthane est donc ici envisageable.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES:

(1) C. CARRIO, Thèse Sc., Univ. Provence, 1988, 484 p.
(2) S. CASTANIER, Thèse Sc., Univ. Provence, 1987, 541 p.
(3) L. BARBAROUX, Thèse d'Etat, Univ. Nantes, 1980, 434 p.
(4) J.C. ALOISI *et al*, in "Sedimentary Basins of Mediterranean Margins", Wezel F.C. Ed., 1981, p.227-238.
(5) M. ERI, Thèse 3ème cycle, Univ. Provence, 1987, 224 p.
(6) R.C. ALLEN *et al*, J. Sedim. Petrol., 39, 1, 1969, p.139-149.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Relations microorganismes-carbonates-environnements dans les stromatolites quaternaires d'Afrique Intertropicale.

CASANOVA Joël.

Laboratoire de Géologie du Quaternaire, CNRS-Luminy, Marseille.

Les minéralisations d'origine microbienne constituent une part non négligeable des sédiments carbonatés quaternaires d'Afrique Intertropicale. Les stromatolites ont colonisé des environnements extrêmement variés correspondant à des situations hydroclimatiques différentes : travertins en milieu fluviatile, oncolites des plaines inondables, encroûtements de fonds de sebkhas et lignes de rivages de lacs d'eau douce profonds.

Les morphologies développées représentent un catalogue complet des minéralisations carbonatées microbiennes : oncolites, cheminées, vasques, bioherms, encroûtements plans ou cylindriques. Les organismes constructeurs peuvent être soit des colonies bactériennes pures (milieux hydrothermal et lacustre), soit des associations de cyanophycées (milieux fluviatile et lacustre), soit des coenoses microbiennes variées. Les stromatolites documentent l'évolution hydrologique, climatique et sédimentologique du milieu continental en Afrique Intertropicale de 240 000 ans à nos jours.

L'étude des stromatolites, entités biologiques constituant l'écosystème le plus structuré et le plus complexe jamais réalisé par les populations microbiennes, permet de dégager des mécanismes qui rendent largement compte de la croissance des autres carbonates biogéniques en général (production planctonique de surface ou à l'interface eau-sédiment...). Cette complexité résulte essentiellement de la diversité des relations interspécifiques et de celles liant les microorganismes à leur environnement, puisque la structure de l'individu (cyanophycée, bactérie) est relativement primitive comparée aux autres formes de vie.

A l'échelle du stromatolite, l'influence du milieu est prépondérante. Des facteurs physiques, tels la luminosité, la bathymétrie, l'hydrodynamisme ou la nature du substrat, agissent directement sur la morphologie externe, la "puissance" ou l'ornementation de surface. D'autres facteurs, tels la salinité, l'oxygénation, la concentration des principaux nutriments (carbonate, azote, phosphore) et dans une moindre mesure la température, jouent un rôle dans la répartition, la composition du tapis algo-bactérien ainsi que dans la nature de la minéralisation. En Afrique intertropicale la phase carbonatée des stromatolites est généralement composée de calcite, plus rarement de calcite magnésienne (encroûtements de la Sebkha Chemchane en Mauritanie ainsi que certaines colonies bactériennes des paléolacs du Rift Est Africain). Les carbonates sont précipités **in situ** et la phase détritique piégée par les filaments algo-bactériens (de l'ordre de 6% par rapport au poids sec) ne contrôle jamais la lamination stromatolitique. En milieu fluviatile, les travertins sont construits par des associations de cyanophycées (Phormidium incrustatum, Rivularia haematites, R. dura, Homeothrix janthina...) de répartition mondiale et

caractéristiques de cet environnement. En milieu lacustre, les populations de cyanophycées typiques des eaux douces (Schizothrix, Phormidium, Calothrix/Dicothrix) sont associées à une importante bactériocoenose pouvant s'individualiser en colonies, voire même représenter la totalité des micro-organismes constructeurs.

A l'échelle du tapis, la spécificité des communautés microbiennes impliquées dans la construction du stromatolite contrôle essentiellement la minéralisation. L'existence de micro-sites de nucléation, localisés au niveau des gaines polysaccharidiques, permet une calcification spécifique, influant par la même sur la nature et la morphologie des cristaux précipités ainsi que sur la microstructure du stromatolite.

Si la pression de l'environnement peut contrôler la composition du tapis algo-bactérien, celui-ci est capable de modifier partiellement le micro-milieu ambiant. L'importance des phénomènes de compétition et d'adaptation biologique démontre néanmoins que les facteurs extérieurs sont le plus souvent déterminants; les informations livrées par le stromatolite ont donc une signification environnementale.

La géochimie des eaux interstitielles des microorganismes constructeurs permet de définir deux pôles : l'un oligohalin (milieux fluviatile et lacustre), l'autre hyperhalin (milieux saumâtres); les milieux hydrothermaux constituant un intermédiaire. Par ailleurs, la distribution bathymétrique des stromatolites est liée au niveau trophique des eaux ambiantes. Dans les plans d'eau temporaires ou soumis à une forte évaporation les encroûtements carbonatés ne colonisent que la zone bathymétrique comprise entre 0 et 1 m, alors que dans les milieux très dilués l'extension potentielle des stromatolites est de 30 m.

Les stromatolites sont en milieu continental, l'équivalent des récifs du milieu marin. Ainsi, sur la base des principes tirés de l'étude des stromatolites actuels, a-t-il été possible de reconstituer les paléoenvironnements de plusieurs bassins sédimentaires d'âge Pléistocène-Holocène.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Biosédimentologie des stromatolites fluvio-lacustres des bassins oligocènes d'Aubagne et Marseille.

CASANOVA Joël * & NURY Denise **

*Laboratoire de Géologie du Quaternaire, CNRS-Luminy, Marseille.
**Laboratoire de Géologie Appliquée, Université de Provence, Marseille.

Pendant l'Oligocène, le bassin d'Aubagne a probablement fonctionné en fossé d'effondrement en relation avec la tectonique en distension invoquée pour la formation du bassin de Marseille. Le remplissage sédimentaire des deux bassins, composé essentiellement de termes détritiques, comprend toutefois des niveaux carbonatés parmi lesquels des constructions stromatolitiques correspondent à divers biotopes du milieu fluvio-lacustre.

Bassin d'Aubagne. La série oligocène du bassin d'Aubagne est représentée par des faciès lacustres déposés en eaux calmes généralement proches des rivages (calcaires en plaquettes, calcaires massifs en petits bancs) associés à des dépôts plus grossiers résultant d'actions torrentielles locales. Le niveau à stromatolites est un calcaire crayeux micritique, de couleur blanche, contenant une faune à Speudocyrena convexa et Hydrobies, qui dans le contexte de l'Oligocène régional peut être rapporté au Stampien.

Les stromatolites forment des massifs de morphologie globulaire, d'une hauteur de un à deux mètres et pouvant atteindre jusqu'à cinq mètres dans leur plus grande largeur. Les édifices se répartissent en deux types principaux : bioherms constitués par la coalescence de stromatolites columnaires et bioherms massifs en choux-fleurs. L'absence de piégeage de particules détritiques dans les parties construites ainsi que la continuité du tapis biologique constituant l'enveloppe externe des bioherms indiquent un développement en eaux claires dépourvues de charge solide.

La majeure partie des stromatolites est formée de la succession de lamines micritiques de quelques centaines de microns d'épaisseur. Ces lamines contiennent des colonies bactériennes sombres (microstromatolites) juxtaposées et ennoyées dans une micrite plus claire. Ces structures alternent avec des séries de fines lamines micritiques à microsparitiques contenant de nombreux filaments algaires (diamètre du trichome - 1 µm).

La croissance des bioherms est interrompue par le dépôt d'une lumachelle à base de Cyrénes. Certains critères d'autochtonie (valves en connexion, polarité du remplissage...) témoignent en faveur d'une thanatocoenose brutale, probablement d'origine écologique. Le nivellement des bioherms est assuré par une sédimentation calme sous forme de boue calcaire micritique à rares ostracodes.

Bassin de Marseille. La fin du remplissage détritique grossier, Oligocène supérieur, du bassin de Marseille se caractérise par une série de nappes de galets calcaires mésozoïques contenant des galets de quartz et de quartzites permotriassiques en faible proportion; le ciment est généralement gris. Des argiles et des grès jaunes ou gris accompagnent les poudingues. Les courants d'apports étaient originaires du Sud-Est. Les nappes de galets constituent un cône qui se distribue du Nord de Notre-Dame de la Garde au Cap Janet. Elles s'amenuisent ainsi que la taille de leurs constituants et passent à des sables et grès molassiques jaunes. La partie terminale de cette série est caractérisée par des stromatolites en place, depuis la zone méridionale jusqu'au Cap Pinède. Les zones de sédimentation argileuse ne contiennent aucune construction microbienne.

Dans la zone méridionale les stromatolites constituent de larges nodules aplatis formés autour de matériel détritique grossier, des encroûtements cylindriques autour de supports végétaux (brindilles, branches, troncs), ainsi que des bioherms en forme de dômes de dimensions métriques. Le Cap Pinède représente un environnement de plage dans lequel les stromatolites forment des nodules polyphasés de taille décimétrique. De petites cuvettes rendues étanches par un joint argileux, sont tapissées par un encroûtement plan finement laminé. Le coeur du nodule est constitué par des colonies filamenteuses piégeant des lits de quartz en grains peu usés, tandis que le sommet est formé de minces encroûtements cylindriques regroupés en gerbes et développés à partir de plantes aquatiques de littoraux lacustres.

L'ensemble des stromatolites du bassin présentent une structure de base formée de laminations grossières contenant de grande colonies algaires en bouquet. Ces colonies sont formées de microfilaments (Cyanophycées apparentées au genre actuel Schizothrix) entrelacés et réunis en mèches non ramifiées. Les filaments sont matérialisés par une enveloppe micritique sombre de précipitation primaire. Les colonies peuvent être denses et cimentées par une microsparite claire, soit plus éparses et ennoyées dans une matrice constituée par des éléments détritiques anguleux piégés par les algues : carbonates, quartz, minéraux d'origine cristalline. L'absence de minéraux argileux confirme la faible turbidité des eaux lors du dépôt.

Les stromatolites des bassins oligocènes de Marseille et d'Aubagne correspondent à une succession de faciès et de biotopes dans un complexe fluvio-lacustre depuis un arrière-pays soumis aux apports détritiques grossiers jusqu'à un milieu lacustre franc. Les encroûtements de la zone méridionale du bassin de Marseille ont été construits pendant des périodes de rémission intercalées entre les décharges détritiques, alors que les nodules du Cap Pinède se sont formés à la faveur de faibles dépressions aménagées dans une plage littorale. Les bioherms du bassin d'Aubagne se sont développés dans une zone stable du paléolac sous une tranche d'eau d'ordre métrique.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

DEGRADATION DIFFERENTIELLE DE CONSTRUCTIONS A MADREPORAIRES DANS LE CALLOVIEN INFERIEUR (JURASSIQUE MOYEN) D'ETROCHEY (COTE D'OR)

par

Philippe COURVILLE, Jean-Pierre GARCIA, Bernard LAURIN et Jacques THIERRY

U.A.CNRS n°157
Centre des Sciences de la Terre,Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel,21100-DIJON

Très variés dans leurs faciès et leurs faunes, les calcaires d'Etrochey, près de Châtillon-sur-Seine (Côte d'Or), sont datés du Callovien inférieur par quelques ammonites caractéristiques, et subdivisés en plusieurs ensembles superposés: calcaires à oncolites et rhynchonelles, calcaires à plantes, calcaires à coniporelles, calcaires à madréporaires. Ces dénominations correspondent en fait à l'existence de plusieurs unités sédimentaires, limitées par des discontinuités, et représentant les termes ultimes du comblement de la plate-forme marine bourguignonne au Jurassique moyen.

Le dernier de ces ensembles (calcaires à madréporaires-3,5m à Etrochey) est caractérisé par une sédimentation essentiellement bioclastique accompagnée d'accumulations biologiques complexes, d'extension latérale métrique à décamétrique et de développement vertical décimétrique à métrique. L'étude de l'organisation géométrique des unités et l'analyse des constituants biologiques permettent de reconnaître trois unités biosédimentaires successives :

-La premiere, très complexe, repose sur la surface ondulée et perforée des calcaires à coniporelles sous-jacents; ces derniers, d'une épaisseur maximum de 0,80m, peuvent être moins épais, voire absents, suggérant ainsi une phase érosive précédant l'installation de cette premiere unité. Celle-ci, apparaît non stratifiée, formée d'un chaos de boules décimètriques, à noyau de madréporaires corrodés et perforés, encroûtés concentriquement d'huîtres et de spongiaires, et emballé dans une enveloppe micritique d'origine vraisemblablement algaire. Entre ces boules une micrite argileuse, faiblement et finement bioclastique, friable, est riche en petites colonies de spongiaires généralement disposées sans ordre apparent, sauf en un point où elles forment une véritable petite bioconstruction. Localement, elle contient des accumulations de lamellibranches Limidés, Pectinidés et Ostréidés, de brachiopodes Rhynchonellidés, Térébratulidés et Zeilleridés,plus rarement enfin d'echinodermes.

La géométrie d'ensemble de l'unité donne l'image d'un bioherme alors qu'elle résulte d'une histoire plus complexe que celle d'une construction organisée. Elle provient vraisemblablement de la destruction de colonies de madréporaires qui sont roulées et encroûtées; puis, l'accumulation des boules a pu former un relief sur le fond. Il pourrait s'agir des restes de bioconstructions successives, installées en contexte périodiquement agité conduisant à leur dégradation et à leur démantèlement. Latéralement l'unité est biseautée: trés brusquement vers le Nord, plus progressivement vers le Sud, suggérant l'action mécanique de courants.

-La seconde unité, constituée d'un seul banc métrique, n'existe que latéralement et seulement au Sud de la précédente. Son aspect est celui d'un biostrome; elle renferme de nombreuses colonies métriques à décimétriques de madréporaires emballées dans un sable finement oobioclastique à matrice micritique plus ou moins abondante. Ce banc est aussi très riche en grands lamellibranches plats (Pernes et Plagiostomes) et en brachiopodes (Rhynchonelles et Zeilleridés). La première unité semble avoir fait obstacle à sa progression vers le Nord. Latéralement et à quelque distance (15 à 20 m), le biostrome fait place à de petits biohermes qui se sont installés sur les faibles pentes de langues oobioclastiques, apparemment pendant les périodes calmes séparant deux décharges sédimentaires.

La dégradation est moins accusée que dans la première unité; l'enfouissement des constructions par le matériel sédimentaire les soustrait aux agents mécaniques et biologiques.

-La troisième unité est constituée de sables oobioclastiques, moyens à grossiers, au sein desquels sont dispersées de petites colonies décimétriques de madréporaires, plutôt localisées à la base. Elle est faite d'un faisceau de litages obliques qui témoignent de décharges progradantes du Sud vers le Nord. Elle déborde les deux unités précédentes: au Sud, épaisse de 1 à 1,5m, elle repose sur la deuxième unité tandis qu'au Nord elle atteint 2,5 à 3m, et repose directement sur les calcaires à coniporelles.

Une fréquence plus élevée des arrivées bioclastiques est sans doute très défavorable aux organismes constructeurs et fait avorter tout essai d'installation.

Les associations d'organismes constructeurs de l'ensemble supérieur des calcaires d'Etrochey peut alors être interprétées comme la résultante du rôle de plus en plus prépondérant des facteurs physiques vis-à-vis des facteurs biotiques. Chronologiquement, les étapes observées sont dans l'ordre inverse de celles couramment décrites dans les séquences d'installation de complexes bioconstruits où le contrôle interne par les organismes qui les composent l'emporte sur le contrôle externe du milieu (successions écologiques).La répartition des organismes constructeurs plaide ici au contraire pour un contrôle externe de plus en plus accusé. La fréquence et l'importance des apports sédimentaires déterminent à la fois l'installation, le développement, et la dégradation plus ou moins poussée des constructions biologiques .

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

INCIDENCE DES PROCESSUS DE SQUELETTOGENESE SUR LA STRUCTURE ET LA COMPOSITION DE QUELQUES CARBONATES BIOGENIQUES

J.P. CUIF

Laboratoire de Pétrologie sédimentaire et Paléontologie - Université PARIS XI-ORSAY

L'utilisation du carbonate de calcium comme phase minérale est incontestablement la solution la plus largement utilisée par les organismes qui ont développé un processus de biominéralisation. On sait en outre que les modalités de mise en place de ce matériel minéral sont remarquablement variées à travers les divers Embranchements d'Invertébrés, et très précisément contrôlées sur le plan biologique : chaque taxon a développé un processus qui lui est propre, aboutissant de ce fait à des structures porteuses d'informations très appréciables dans diverses orientations de recherche.

Le caractère constamment cristallin de ces matériaux carbonaté a été reconnu depuis très longtemps, mais ont commence seulement à percevoir de façon plus précise la diversité de leurs caractéristiques ultrastructurales, masquées par cette uniformité apparente du comportement optique. La méthode employée pour améliorer notre connaissance de la structure fine de ces biocristaux carbonatés consiste à recherche, à l'intérieur même des unités d'apparence monocristalline, les traces des processus de biominéralisation par lesquelles elles ont été progressivement élaborées.

Cette méthode se développe en trois étapes.

- Une première phase de type **topographique**, essentiellement basée sur la réalisation de préparations concernant sélectivement la phase minérale ou le composant organique des biocristaux, et qui vise à établir la répartition globale des deux composants, telle qu'elle résulte des cycles de minéralisation succcessifs.

- Un seconde type de préparations concerne l'établissement de la **composition biochimique** des matériaux organiques asociés aux carbonates biogéniques. Elle consiste à fractionner cette phase organique, en utilisant surtout la méthode chromatographique, en vue d'obtenir les renseignements les plus précis sur chaque composant.

- Une troisième phase, utilisant ces résultats biochimiques, devrait permettre une analyse structurale beaucoup plus fine des cristaux biogéniques, en évitant de rompre la liaison entre carbonate et composés organiques, inconvénient majeur des types de préparation pratiqués dans la phase initiale.

A chacune de ces étapes, les éléments d'information acquis permettent d'envisager l'insertion de cette recherche dans des questions d'ordre biologique (relations phylogénétiques, paléoécologie), mais contribuent également à préciser les questions relatives aux modalités de diagenèse de ces matériaux carbonatés.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Production annuelle de coquilles par *Anadara Senilis* (Mollusque ouest-africain). Application à l'interprétation des amas coquilliers fossiles.

J.P. DEBENAY, Laboratoire de Géologie, Université du Maine, 72017 Le Mans.

Les Anadarinae (Mollusques lamellibranches) sont présents dans la plupart des écosystèmes paraliques actuels des régions tropicales. *Anadara Senilis* en est le représentant sur les côtes d'Afrique de l'Ouest, où cette espèce a proliféré au maximum de la transgression nouakchottienne, vers 5500 ans B.P. Au Sénégal, *A. senilis* est présente dans les lagunes et estuaires situés au sud de Dakar où elle est exploitée pour la consommation locale. Ces peuplements localisés semblent cependant être des peuplements reliques si on les compare aux accumulations naturelles des terrasses nouakchottiennes ou aux Kjökkenmöddings, accumulations anthropiques nombreuses dans tous les estuaires sénégalais et dont l'édification s'est arrêtée entre 700 et 500 ans B.P.

L'interprétation de ces dépôts fossiles qui représentent des masses et des volumes de coquilles considérables, peut être faite à partir de l'étude des peuplements actuels. Deux générations d'*A. senilis*, nées en 1984 et 1986, ont été suivies dans une lagune où le ramassage, peu actif, ne perturbait pas leur développement (Debenay *et al.*, 1987), la combinaison de ces observations permettant de suivre la croissance sur une durée totale de 3 ans. Cette croissance, mesurée suivant une des côtes médianes de la coquille peut être exprimée par une loi linéaire : $D = 1{,}303 + 0{,}028\ J$, où D est la distance mesurée et J la durée en jours (fig. 1). Elle n'est cependant pas constante et un ralentissement marqué intervient pendant la période la plus froide, de janvier à mars. Avec le temps, la densité du peuplement diminue en raison de la mortalité, de la prédation et parfois, dans une moindre mesure, de la migration de certains individus (fig. 2). En tenant compte des mortalités successives et de la vitesse de croissance, il a été possible d'estimer la production de coquilles à 85 t/ha/an alors que le volume des coquilles dissociées serait de 96 m^3/ha/an dans les zones favorables au développement de ce mollusque. Ceci correspondrait à un dépôt annuel de 1 cm d'épaisseur. Des accumulations actuelles en couches de plusieurs centimètres d'épaisseur ont pu être observées.

Les dépôts les plus importants se sont mis en place au maximum de la transgression nouakchottienne. A cette époque, les nombreux golfes côtiers et estuaires envahis par la mer étaient favorables au développement des *Anadara*. Le même phénomène a été observé dans d'autres régions et en particulier au Japon où *A. granosa* a connu son maximum de développement pendant la transgression de Jömon (6500 B.P.) (Koïke, 1986). Les chiffres obtenus avec les peuplements actuels montrent que la terrasse nouakchottienne, dont l'épaisseur moyenne, au sud de Dakar, est d'environ 50 cm, aurait pu, théoriquement, se mettre en place en un peu plus de 50 ans. Ces chiffres devront cependant être précisés par la prise en compte d'autres paramètres tels que l'épaisseur des coquilles qui était plus grande au Nouakchottien qu'à l'actuel, les phénomènes de transport et d'accumulation qui ont pu jouer pour la formation des terrasses, et le fait qu'une accumulation de coquilles est défavorable au développement des générations suivantes.

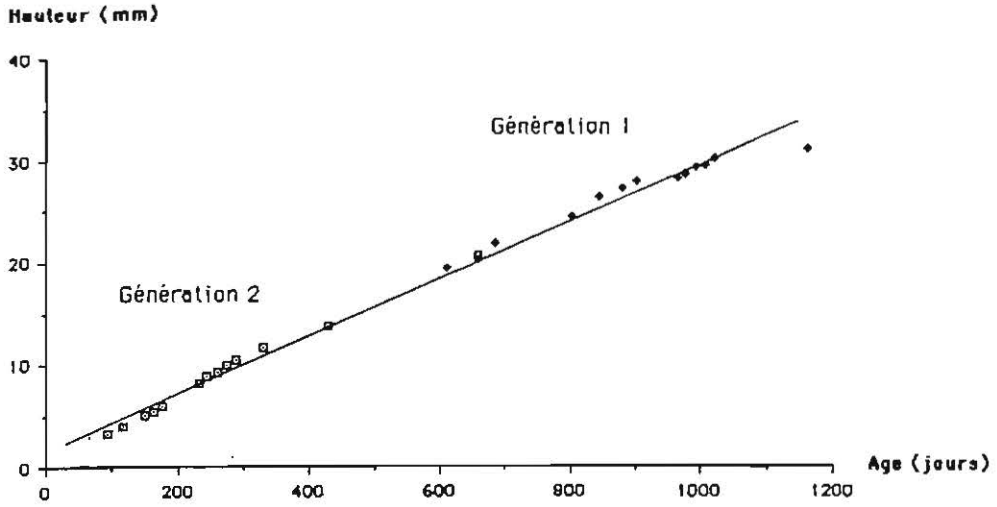


Fig 1 :
Croissance d'*Anadara senilis*. Population 1 née en 1984, population 2 née en 1986.

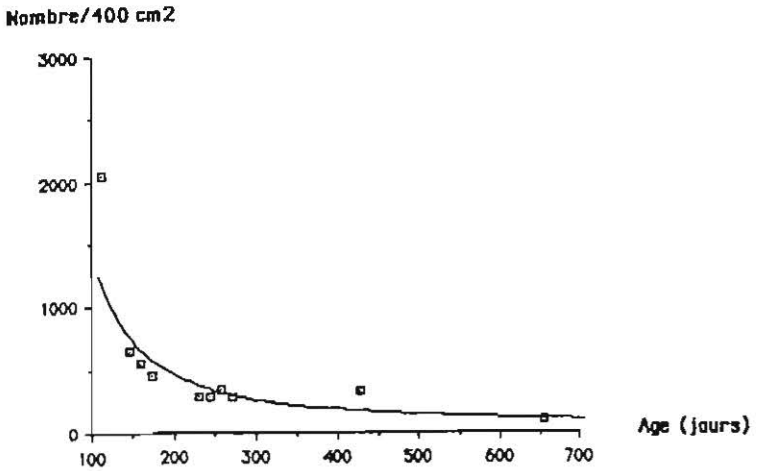


Fig 2 :
Appauvrissement du peuplement d'*Anadara senilis* en fonction du temps.

La régression qui a suivi, associée au colmatage des golfes et estuaires par les sédiments détritiques, a réduit les zones favorables au développement d'*A. senilis*. La mangrove, qui a localement recouvert la terrasse, souligne ce changement d'environnement. Des zones favorables ont cependant subsisté dans les estuaires, exploitées par les populations locales. Un des amas résultant de cette exploitation, celui de Dioron Boumak dans l'estuaire du Saloum, au sud de Dakar, aurait été constitué au rythme de 1000 m^3 de coquilles par an, essentiellement *A. senilis* (Descamps *et al.*, 1974). Ce volume aurait pu être obtenu par l'exploitation de 22 ha de zones à forte densité, identiques à celles observées actuellement. L'avancé rapide de la mangrove (Vieillefon, 1970) réduit de plus en plus les zones favorables.

Références.

DEBENAY J.-P., BELLION Y. & HEBRARD L. (1987).- La biologie d'un mollusque actuel (*Anadara senilis*) appliquée à la paléontologie du Quaternaire récent du bassin sénégalo-mauritanien. *C.R. Acad. Sci.* Paris. t. 305, série II : 807-810.

DESCAMPS C., THILMANS G. & THOMMERET Y. (1974).- Données sur l'édification de l'amas coquillier de Dioron Boumak (Sénégal). *Ass. Sénégal. Et. Quatern. afr.* Bull. liaison n° 41 : 67-84.

KOIKE H. (1986).- Jömon Shell Mounds and Growth-line Analysis of Molluscan Shells. *In* Windows on the Japanese Past : Studies in Archaeology and Prehistory (R.J. Pearson ed.) : 267-278.

VIEILLEFON J. (1970).-Le problème des repères stratigraphiques quaternaires en Casamance (Sénégal). *Ass. Sénégal. Et. Quatern. afriq.* Bull liaison n° 26 : 13-23.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

BIOCONSTRUCTIONS DE LA REGION DE CABORCA (NORD OUEST DU MEXIQUE - CAMBRIEN INFERIEUR)

F. DEBRENNE - CNRS, Institut de Paléontologie, Paris
A. GANDIN - Institut des Sciences de la Terre, Université de Sienne

Au nord ouest du Mexique, dans l'état de Sonora, près de la ville de Caborca, le Protérozoïque fossilifère, et notamment le Cambrien, affleure sur plus de 3000 m. d'épaisseur. Notre étude porte essentiellement sur les bioconstructions à Algues et Archéocyathes qui se développent dans une partie de la Formation de Puerto Blanco, et tout spécialement sur les édifices de la localité de Cerro Rajon. Nous étendrons la discussion à quelques localités voisines pour comparaison.

La Formation de Puerto Blanco est composée de siltstones, grès et calcaires intercalés. Les récifs apparaissent à plusieurs niveaux, deux à Cerro Rajon. La bioconstruction inférieure est un petit bioherme de 5 m. d'épaisseur, avec faciès siliciclastique. La partie supérieure par contre comporte un faciès carbonaté d'une trentaine de mètres formant falaise dans lequel se différencient des masses construites, interdigitées avec des grainstones, des packstones et des grainstones à oolites.

Le bioherme inférieur est composé d'une charpente d'Archéocyathes et de Renalcis; deux formes coloniales branchues d'Irregulares, associées aux Renalcis, sont les bioconstructeurs principaux. Dans le remplissage des cavités squelettiques des bioclastes organiques sont observés (Trilobites, Chancelloria, Brachiopodes, Hyolithes). La boue et les bioclastes ne sont pas des figures communes dans cet édifice. Par contre, le ciment marin est abondant. Ces caractéristiques alliées aux formes branchues des constructeurs suggèrent un environnement en milieu de haute énergie.

La bioconstruction supérieure est différente. Elle comporte des biostromes dans un faciès oolitique. Leur construction est principalement le fait de Renalcis, Epiphyton et de croûtes de Girvanelles. Les Archéocyathes sont disséminés dans la charpente algaire ou se regroupent en petits buissons. Accessoires pour la construction elle-même, ils sont plus diversifiés taxonomiquement que dans le bioherme inférieur. En volume les Irréguliers branchus prédominent mais les Réguliers coniques, de petite taille, sont nombreux et appartiennent à des genres variés.

Des fragments de Trilobites, d'abondantes plaques d'Echinodermes, des Chancelloria et des Hyolithes sont concentrés dans le sédiment de remplissage qui est bien développé ici. Le ciment marin est rare, tandis que la

blocky calcite d'eau douce est commune. Le nombre élevé de cônes isolés d'Archéocyathes, la prédominance des sédiments internes sur le ciment et la fréquence des croûtes de Girvanelles, évoquent un environnement de basse énergie. Le fait que les constructions présentent des interdigitations avec des grainstones oolitiques - qui les recouvrent aussi, indique qu'elles se développaient derrière une barrière oolitique.

Les bioconstructions de Puerto Blanco sont d'âge Botomien. Elles se développent en deux types de milieu de déposition: le récif inférieur, petit, est formé dans un milieu de haute énergie, le biostrome supérieur se développe derrière une barrière oolitique dans une eau tranquille en milieu marin normal.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

BIOSÉDIMENTOLOGIE et BRACHIOPODES actuels.

EMIG Christian

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

L'utilisation des caractéristiques des coquilles de Brachiopodes (fossiles) par les sédimentologistes dans l'interprétation de (paléo)environnements concerne généralement la forme, l'orientation ou le contenu des coquilles pour déterminer vitesse et direction des courants ou énergie hydrodynamique, vitesse ou condition de sédimentation, bathymétrie ou milieu de vie... Au contraire, les processus d'altération post-mortem des coquilles n'ont fait l'objet que de quelques travaux et, pourtant, ils provoquent:

* une importante perte taphonomique;
* un apport en matériel organogène aux sédiments.

La synthèse des connaissances actuelles conduit à trois types d'altération de la coquille des Brachiopodes, dont seuls les deux premiers contribuent à un apport organogène:

* Amollissement et fragmentation structurale (ex: *Terebratulina retusa*);
* Fragmentation mécanique et dissolution (ex: *Gryphus vitreus*);
* Dégradation bio-mécanique (ex: *Lingula*).

Ces processus sont fonction de la structure de la coquille (en une ou deux couches calcitiques), de la composition (en matériel organique et inorganique) et des conditions environnementales (favorisant ou ralentissant, ou modifiant ces processus d'altération).

L'importance et l'intérêt des processus d'altération et leurs conséquences et ceux des brachiopodes fossiles devraient susciter des recherches futures.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

BILAN GLOBAL DES ACCUMULATIONS ORGANOGENES POST-GLACIAIRES

Hugues FAURE

L.G.Q. CNRS, Case 907, Univ. Aix-Marseille,13288 Marseille Cédex 9

Pierre GIRESSE

C.R.S.M., Université, 66025 Perpignan

Paolo A. PIRAZZOLI

CNRS, 16 rue de la Grange Batelière, 75009 Paris

Bernard THOMASSIN

C.O.M. CNRS UA 41, Station Marine d'Endoume, 13007 Marseille

Une sédimentation continentale et margino-littorale active et riche en carbone organique (tourbes, sapropels, matière organique des sols, carbonates variés récifaux et de plateaux) accompagne généralement le retour à un état "interglaciaire" du globe après un maximum glaciaire caractérisé, lui, par la rareté du carbone biologique. L'extension de la végétation continentale a été alors favorisée par le recul des glaces et celui des déserts, par l'amélioration du climat, la remontée des nappes aquifères, la progradation des deltas. La production biologique océanique est de son côté influencée par l'affaiblissement des upwellings, le réchauffement des eaux côtières, la montée du niveau de la mer, et l'invasion des estuaires.

L'exemple de la sédimentation au cours du dernier optimum post-glaciaire (environ entre 12.000 et 2.000 ans B.P.) après la dernière grande extension glaciaire (supposée à 18.000 ans B.P.) permet de tenter une première quantification de la masse de matière organique accumulée et donc du carbone soustrait aux réservoirs atmosphérique et océanique.

Le réchauffement rapide ("abrupt termination") vers 13.500 ans B.P. a été accompagné d'une expansion biologique marquée par la reconquête de la végétation continentale sur les zones précédemment englacées et par une tentative d'invasion des déserts tropicaux par des savanes. On peut calculer que la biomasse globale (le carbone fixé dans la végétation vivante) a certainement plus que doublé et peut-être triplé entre 14.000 et 6.000 ans B.P. (passant de 290 + ou - 130 à près de 900 ou 1.000 Gt de carbone (Gt = Gigatonne = 10^{15} g), en se basant sur une valeur actuelle admise de 560 Gt de carbone.

En milieu marin, la zone intertropicale connaît une accumulation importante de carbonates dans les systèmes bioconstruits. On peut calculer le stock de carbone ainsi fixé durant cette période par deux approches indépendantes :

1°) La productivité moyenne de 8 mol/m^2/an conduit à une accumulation de 720 Gt de carbone en 10.000 ans (que la bioérosion réduit sans doute de 10 % environ).
2°) L'estimation du volume des récifs construits durant la même période donne un poids de 612 Gt de carbone. On peut penser que le réservoir de carbone que représentent les carbonates récifaux construits depuis le dernier maximum glaciaire est voisin de 650 Gt. Les autres carbonates (algues calcaires des plateaux, herbiers, organismes, sédiments, etc.) non chiffrés ici représentent peut-être au total une masse comparable.

La remontée du niveau de la mer a aussi favorisé la sédimentation dans les plaines côtières, les deltas et les estuaires, et la préservation de la matière organique par l'élévation des nappes aquifères. La mise en évidence depuis une dizaine d'années de l'abondance dans les zones tropicales des tourbes et autres sédiments organiques qui s'ajoutent aux tourbes déjà connues des zones froides et tempérées, permet de chiffrer de 5 à 8 millions de Km^2 les surfaces favorables à l'accumulation de matière organique continentale en milieu anaérobie dans le monde au post-glaciaire (principalement à l'Holocène). Les calculs effectués donnent comme résultats provisoires une masse totale de carbone organique biosédimentaire accumulé de l'ordre de 550 + ou - 300 Gt sur les continents et leurs marges depuis la dernière glaciation (non compris le carbone des sols). Cette masse de carbone est supérieure à la masse de carbone du CO_2 atmosphérique de l'époque glaciaire (400 Gt).

Ces chiffres, même provisoires, confirment que le carbone de la biosphère et des sédiments ne peut venir que du réservoir océanique et que l'atmosphère constitue un réservoir de transit dans le cycle biogéologique du carbone.

Cette évidence, issue du modèle quaternaire, est peut-être applicable aux expansions biologiques massives du Carbonifère et du Mésocénozoïque. Elle implique d'intensifier les études sur les stocks et flux sédimentaires, sur les temps de résidence et de transit, sur les vitesses d'accumulation, de conservation et de destruction des stocks de matière aux différentes échelles de temps, ainsi que sur les variations de ces paramètres.

Mots clés : Bilan global - Message sédimentaire - Cycle du Carbone - Réservoir continental de carbone - Stock de carbonate corallien - Tourbes - Sapropel - Matière organique des sols - Relations climat/hydrosphère et CO_2 atmosphérique.

Travail réalisé avec l'aide du CNRS et de l'INSU (DBT - Thème n°2).

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Influence des populations de Lanice conchilega (P.) (Annélide polychète) sur la sédimentation sableuse intertidale de deux plages bas-normandes

FERAL Pierre
Laboratoire de Géologie marine, Université de Caen

L'étude des processus biosédimentaires dans la frange sableuse intertidale a été effectuée à partir de l'analyse des interactions de l'Annélide polychète Lanice conchilega avec son substrat sableux. Le suivi régulier de deux stations de référence, situées à Géfosse (baie de Seine, baie des Veys) et à Gouville-sur-Mer (golfe normand-breton, côte ouest du Cotentin), a permis de comparer ces interactions dans deux sédiments respectivement sablonneux et sablo-graveleux.

Les populations de Lanice conchilega interviennent sur la sédimentation locale en fixant une part importante du sédiment sableux pour édifier leur tube. La fraction arénacée, rendue ainsi sédentaire, est triée par la lèvre supérieure constructrice. La granulomètrie moyenne est étroitement corrélée aux dimensions de cet organe édificateur et dépend de l'âge du ver, estimé par la mesure du diamètre intérieur du tube.

Ces populations constituent également un piège à sédiment vis à vis des particules silto-sablonneuses en transit, et le devenir de cette composante captée est tributaire de l'évolution ultérieure de la population des vers. Le bilan sédimentaire est globalement positif dans les secteurs fortement peuplés et se traduit par une surélévation d'une vingtaine de cm par rapport à l'environnement proche.

Lanice conchilega enregistre, enfin, la plupart des évènements hydrosédimentaires qui affectent son support sableux. Ce polychète constitue donc un marqueur potentiel.

Mots clefs : biosédimentologie, Lanice conchilega, Annélide polychète sédentaire, sédimentation intertidale, hydrodynamique.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE – MARSEILLE 10–11 OCTOBRE 1988.

SÉQUENCES D'ACCUMULATIONS BIOSÉDIMENTAIRES CONTROLÉES PAR LES VARIATIONS D'ÉPAISSEUR DE LA TRANCHE D'EAU : exemple d'âge Bathonien supérieur - Callovien inférieur en Bourgogne

par M. FLOQUET*, J.Cl. MENOT** et A. PASCAL*

• Le système sédimentaire «Pierre de Dijon - Corton» au sens de Floquet et al. (à paraître, 1989), d'âge Bathonien terminal (zone à Discus, sous-zone à Discus) et Callovien basal (zone à Macrocephalus, sous-zone à Kamptus), épais de 10 à 15m, est organisé en séquences de dépôt qui apparaissent analogues sur l'ensemble de la Bourgogne, au moins.

• Les séquences dont le nombre oscille en général de 6 à 12 et dont l'épaisseur varie le plus souvent de 1 à 3 - 4 m sont constituées par des calcarénites oo-bioclastiques, des calcaires micritiques à phase argileuse, des constructions de madréporaires. Les calcaires micritiques renferment une abondante faune benthique de brachiopodes, pélécypodes, gastropodes, bryozoaires...

• Une des séquences les plus complexes et qui sert de référence (Floquet et Menot, 1984) montre les termes suivants, du bas vers le haut :

- (a) oo-biosparite à débris de lamellibranches et madréporaires peu abondants;
- (b) bio-oosparite à colonies massives de madréporaires en position de vie, d'abord de taille centimétrique puis métrique ;
- (c) micrites (80 à 88 % de $CaCO_3$) et micrites argileuses (70 à 80% de $CaCO_3$) à rares bioclastes mais riches en térébratules à la base, puis pholadomyes et enfin digonelles au-dessus. Quelques ammonites sont présentes ;
- (d) biomicrites à petites digonelles, plagiostomes et constructions métriques de madréporaires localisées ;
- (e) bio-oomicrites et bio-oosparites à débris de lamellibranches et polypiers présentant localement au sommet un ciment sparitique précoce. Ces faciès sont latéraux par rapport au sommet des constructions à madréporaires ;
- (f) une surface perforée horizontale recoupe aussi bien les biomicrites (d) que les bio-oomicrites ou bio-oosparites(e). Elle s'accompagne de phénomènes de dissolution précoce de certains éléments, notamment des polypiers.

→ - Les changements de faciès, progressifs, traduisent l'évolution suivante : (a) et (b) marquent le passage d'un milieu supra à intertidal vers un milieu infratidal ; (c) représente le milieu infratidal le plus ouvert soumis à des apports terrigènes ; avec (d) la diminution de ces apports permet à nouveau le développement des colonies de madréporaires et en position latérale la croissance des plagiostomes et des digonelles ; enfin (e) correspond au démantèlement partiel des bioconstructions et à l'étalement de matériel bioclastique et oolitique en milieu infratidal proche de l'émersion ou émergeant. Celle-ci est probablement marquée par la surface de troncature (f) et les phénomènes d'érosion et de dissolution qui l'accompagnent.

→ - Une telle séquence est donc caractérisée par un approfondissement initial relativement progressif de (a) à (c) puis par une diminution de profondeur non moins progressive jusqu'à émersion de (d) à (f). Il s'agit en fait d'une biséquence «positive - négative» faiblement asymétrique.

• La même logique biosédimentaire se retrouve pratiquement dans toutes les séquences. Presque chacune d'elles débute par un niveau de remaniement lié à l'approfondissement et se termine par une surface durcie et perforée, souvent associée à une troncature des dépôts, liée à la diminution de profondeur (Javaux, 1988). Les commutés d'organismes benthiques, de brachiopodes notamment, jalonnent fidèlement les variations d'épaisseur de la tranche d'eau (Garcia, 1988). Les faibles tranches d'eau, aussi bien lors des remises en eau que lors des diminutions de profondeur, sont colonisées par *Burmirhynchia elegantula* ; les tranches d'eau un peu plus épaisses sont habitées par les communautés à madréporaires et *Cererithyris nutiensis* lors des approfondissements, puis par les communautés à madréporaires-*Digonella divionensis* - *Plagiostoma subcardiiforme* lors des diminutions de profondeur. Les différences majeures entre les séquences résident dans le développement plus ou moins marqué ou dans l'absence de tel ou tel terme litho- et biofaciologique. Cependant, de façon générale du bas vers le haut du système «Pierre de Dijon - Corton», les termes oo-bioclastiques de faible tranche d'eau perdent de l'importance au profit des termes micritiques fossilifères de tranche d'eau épaissie.

* Centre des Sciences de la Terre - U.A. n° 157 - Université de Bourgogne - 6, Bd Gabriel 21100 DIJON (France)
** Centre des Sciences de la Terre - Université de Bourgogne - 6, Bd Gabriel 21100 DIJON (France).

• Les corrélations montrent que la plupart des approfondissements des bases de séquences se retrouvent à l'échelle de la région et donc qu'ils sont couplés à des évolutions transgressives ; de même la plupart des diminutions de profondeur sont couplées à des évolutions régressives. Les mises en hauts niveaux marins relatifs ou «*onlaps*» apparaissent relativement rapides (niveaux de remaniement et condensation en base de séquences). Les diminutions de profondeur, dans les hauts niveaux marins relatifs, sont commandées par les remblayages biosédimentaires («régressions sédimentaires» ou «*offlaps - toplaps*») et peuvent être soit relativement lentes (dépôt des micrites argileuses et bioconstructions de madréporaires), soit beaucoup plus rapides (édifications et migrations de «vagues sableuses» ou «*sand-waves*» oo-bioclastiques). Quoiqu'il en soit, le temps nécessaire pour que se fassent les accumulations biosédimentaires préservées (quelques milliers d'années ?) est minime par rapport à la période considérée (1,5 à 2 millions d'années). L'essentiel du temps écoulé se situe au niveau des discontinuités entre les séquences et correspond à des vacuités biosédimentaires. Celles-ci sont sans doute liées à des bas niveaux marins relatifs voire à des mises hors d'eau générales. Les érosions au toit des séquences se feraient lors des baisses du niveau marin («*downlaps*»). Les différences de nombre et d'épaisseur des séquences dériveraient de ces érosions.

• Les genèses et les récurrences de telles séquences d'accumulations biosédimentaires, les érosions répétées, découlant des approfondissements et des diminutions de profondeur, le tout à l'échelle au moins régionale, ne peuvent pas s'expliquer uniquement par des variations de la subsidence locale. Un facteur de contrôle externe doit se surimposer : probablement l'eustatisme attaché à l'évolution tectonique de la Téthys. Finalement le très faible bilan sédimentaire carbonaté, à 60-80% d'origine biologique, sur la plate-forme bourguignonne au Bathonien final - Callovien basal, pourrait n'être que la conséquence d'oscillations eustatiques.

• Références

FLOQUET M. et MENOT J.Cl. (1984) – Comblements successifs d'une plate-forme superficielle par des sables oolitiques et bioclastiques. Exemple dans le Jurassique moyen de Côte-d'Or (Bourgogne - France). *Résumé Comm. 5ème Congr. Eur. Sédim.*, Marseille, 9-11 avril 1984, p. 175-176, 2 fig., Marseille.

FLOQUET M., LAURIN B., LAVILLE P., MARCHAND D., MENOT J. Cl., PASCAL A. et THIERRY T. (à paraître en 1989) – Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge Bathonien final - Callovien. *Bull. Centre Rech. Expl. Prod. Elf Aquitaine*, Pau.

GARCIA J.P. (1988) – Dynamique des communautés benthiques à brachiopodes et variabilité morphologique le long des séquences sédimentaires (Bathonien supérieur - Callovien inférieur). Région de Buffon, Côte-d'Or. *Diplôme d'Études Approfondies*, Centre des Sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne, Dijon, 28 p., 16 fig.

JAVAUX C. (1988) – Cycles sédimentaires et variations du niveau marin dans les calcaires du Bathonien terminal - Callovien de la région de Buffon (Côte-d'Or). *Diplôme d'Etudes Approfondies*, Centre des Sciences de la Terre de l'Université de Bourgogne, Dijon, 30 p., 23 fig.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LE CONTROLE CLIMATIQUE ET ASTRONOMIQUE DE LA SEDIMENTATION BIOGENE ET SON EXPRESSION LITHOLOGIQUE.

Alain Foucault
Laboratoire de géologie
Muséum national d'histoire naturelle
43, rue Buffon, 75005 PARIS

La sédimentation marine montre très fréquemment des variations cycliques. Une de leurs manifestations les plus apparentes est, dans les sédiments, l'alternance de niveaux où dominent les composants terrigènes (argiles ou silts) et des niveaux où dominent les composants biogènes, soit carbonatés (foraminifères, nannoplancton), soit siliceux (radiolaires, diatomées).

Pour le Quaternaire, des cycles de fluctuation des carbonates ont été mis en évidence dans le Pacifique par Arrhenius (1952), puis observés sur de très nombreuses carottes océaniques. Il a été montré (Hays et al., 1969) qu'il existait des corrélations très étroites entre ces variations et celles du $\delta^{18}O$ mesuré dans les tests des foraminifères participant à la sédimentation, ce dernier paramètre traduisant surtout, à cette époque, l'influence du stockage des eaux douces dans les inlandsis polaires.

Or, également pour le Quaternaire, on a pu, grâce à un modèle simple (Imbrie et Imbrie, 1980), constitué par une équation différentielle du premier ordre, calculer les variations du $\delta^{18}O$ à partir de celles de l'insolation, elles-mêmes obtenues à partir des paramètres de l'orbite terrestre (Berger 1978), conformément aux idées de Milankovitch (1920).

Il ressort donc de cet ensemble de faits que, au moins dans certaines conditions et pour la période considérée, les variations des proportions des constituants biogènes et terrigènes dépendent étroitement de l'évolution des climats, elle-même contrôlée par l'orbite terrestre.

Pour les temps anté-quaternaires, on connaît aussi des variations du même type. Elles sont notamment illustrées par l'existence de doublets de bancs de calcaires et de marnes, ou de radiolarites et d'argiles, dont le temps moyen de dépôt est celui de la précession des équinoxes (de l'ordre de 20 000 ans).

Il est cependant important de souligner que ces observations sont toutes basées sur la considération des proportions relatives des constituants, généralement exprimées par le taux de carbonate du sédiment. Or celui-ci dépend de deux quantités, susceptibles de varier indépendamment, qui sont les flux (rapports des masses déposées par unité de temps et par unité de surface) respectifs des deux catégories de constituants (compte tenu, éventuellement, de quantités négatives correspondant une déflation ou à une dissolution).

Il ne semble donc pas indiqué, dans le cas général, de tenter de rendre compte directement de l'expression lithologique de la sédimentation biogène, puisque celle-ci reflète les proportions des constituants. C'est plutôt en cherchant à représenter, par des modèles adéquats, les contrôles respectifs des différents flux sédimentaires que ce but pourra être atteint.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

QUELQUES ASPECTS DE LA BIOTURBATION DES SEDIMENTS PROFONDS AU LARGE DE LA NOUVELLE CALEDONIE.

Christian GAILLARD

Centre de Paléontologie Stratigraphique et Paléoécologie
UA n° 11 CNRS - Université LYON 1.
27-43 bd du 11 Novembre - 69622 VILLEURBANNE Cedex FRANCE.

Ce travail présente les premiers résultats de l'étude des traces biologiques et de la bioturbation dans les fonds bathyaux situés au large de la Nouvelle-Calédonie. Toutes les données ont été acquises lors des missions pluridisciplinaires Biologie/Géologie BIOCAL (1985, N/O Jean Charcot) et BIOGEOCAL (1987, du N/O Coriolis). Elles concernent plus particulièrement un transect Thio-Lifou qui traverse le bassin des Loyauté. Les observations ont été faites principalement sur carottes USNEL et KULLENBERG.

Un premier inventaire et quelques réflexions sur la répartition des traces biologiques de surface sont proposés. Certaines correspondent à des ichnogenres peu ou pas connus dans les fonds océaniques actuels mais fréquents dans les séries marines profondes fossiles (*Paleodictyon, Urohelminthoida*). Leur intérêt en tant qu'indicateurs bathymétriques paraît confirmé.

Contrairement aux milieux pélagiques francs, la bioturbation paraît très variable du point de vue quantitatif. La vie benthique est en effet assez fréquemment perturbée par la mise en place de turbidites et, près du talus de Nouvelle Calédonie, de coulées boueuses. L'importance de la bioturbation est directement liée à ces perturbations sédimentaires. La bioturbation semble contrôlée par l'épaisseur des dépôts turbiditiques, leur fréquence, la taille et la forme des éléments et l'existence, ou non, d'une phase d'érosion préalable. Le rôle perturbateur de la bioturbation a pu être analysé au niveau de l'effacement des contacts hémipélagite/turbidite et de la disparition de certains niveaux turbiditiques peu épais. Les observations réalisées et les conclusions qui en découlent montrent l'intérêt de l'étude de la bioturbation actuelle dans un tel bassin, pour l'analyse des séries fossiles où alternent turbidites et hémipélagites.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988

Aperçu de la biodégradation des tests de Brachiopodes Actuels- Conséquences lors de la fossilisation

Danièle GASPARD

Université Paris-Sud Département des Sciences de la Terre, Bât. 504- 1er étage, F. 91405 ORSAY Cedex.

Contribution aux travaux de l'U.A. n° 157 du C.N.R.S., Université de Bourgogne, Dijon.

Des dragages effectués sur des sites variés actuels entre 120 et 300m de profondeur correspondant à des conditions de milieux différents nous ont permis d'observer des coquilles de Brachiopodes, animaux benthiques, qui ne présentent pas toujours un état de 'fraicheur' escompté pour des actuel

Des exemples sont pris chez les Terebratulida des côtes d'Ecosse (1), de Méditerranée (2), de Nouvelle Calédonie (3)... Il s'agit entre autres de *Terebratulina retusa (1,2), Gryphus vitreus (2), Frenulina sanguinolenta (3), Campages furcifera (3)*...

Les coquilles de ces brachiopodes présentent des signes de détérioration dûe à la dégradation plus ou moins rapide de la matière organique que contient l'exosquelette. Les microorganismes, champignons et surtout bactéries, qui utilisent comme ressource trophique la matière organique, concourent à cette détérioration. La présence d'une couche tertiaire prismatique interne de par sa position (en retrait par rapport à la couche fibreuse), son épaisseur et sa structure (absence de matrice organique) fragilise le reste de la coquille qui se trouve souvent amputée de sa partie antérieure plus fine et rapidement cassée.

En conséquence nous observons, dans le sédiment ou à sa surface, des accumulations de fragments de coquilles, des paquets de prismes ou de fibres et des éléments séparés. Ces unités viennent enrichir le sédiment à des dégrés divers.

Il est intéressant de tenir compte de la manière dont la coquille est structurée et dont les éléments sont fabriqués au cours du processus de biominéralisation afin de mieux comprendre les voies d'accès de la biocorrosion ou de la biodégradation des coquilles (Gaspard, 1985, 1988, Williams, 1971).

Le matériel actuel observé à divers degrés de détérioration, en différents lieux, nous donne des états mais pas des étapes chronologiques de la dégradation. On peut envisager d'aborder le processus en cause en observant les accumulations et l'état dans lequel on retrouve les coquilles fossiles en particulier celles des espèces du Crétacé (*Moutonithyris dutempleana, M. obtusa, Sellithyris cenomanensis, S. sella, Phaseolina phaseolina*) avec lesquelles un parallèle avec les actuelles peut être fait. L'expérimentation au laboratoire, sur les actuels, aide parfois à faire le lien entre

un début de détérioration des coquilles actuelles et l'état fossile ('ramollissement' des coquilles, Collins 1985 ; phénomène de 'macération', Alexandersson, 1979).

Une connaissance préalable de la structure et de la microstructure des tests nous permet de comprendre pourquoi un test fragilisé par une attaque en force des microorganismes , au niveau des membranes organiques, va permettre soit la dissociation et l'éparpillement des éléments après disparition de la matière organique, soit une précipitation de calcite dans les liserés laissés vides. Dans ce dernier cas les microorganismes sont susceptibles de pouvoir mobiliser du CO_3Ca qui vient de la coquille même et de le reprécipiter dans les interstices nouvellement créés (Jones, 1988). Une silicification se manifeste parfois dans certaines parties de la coquille sans tenir compte de la conformation des éléments. Nous observons à l'état fossile le résultat de l'évolution qui se manifeste progressivement.

Les processus mis en cause se mettent en place le plus souvent immédiatement après la mort de l'animal. Ceci est plus difficile du vivant de l'organisme grâce aux moyens de défense et plus précisément aux produits qui lubrifient la surface externe de la coquille en empruntant les tubules de la brosse caecale chez les formes ponctuées (Owen & Williams, 1969; Curry, 1983).

Les framboïdes de pyrite et plus généralement les agrégats ferrifères que l'on observedans la lumière des ponctuations à cause de la présence de matière organique (restes de caecum épithélial), se développent en faisant éclater les structures. Ils contribuent à éparpiller la coquille dans le sédiment. Chez les brachiopodes actuels, récemment morts, ces agrégats se manifestent déjà sous forme de tâches brunâtres que l'on reconnait chez bien d'autres groupes, notamment les Crinoïdes (Gaspard & Roux, 1974 ;Ameziane-Cominardi & Roux, 1987).

Toutes ces observations mettent l'accent sur la diagenèse plus ou moins précoce des coquilles de Brachiopodes et des accumulations correspondantes et sur la manière dont ces dernières ou leurs débris contribuent à enrichir, à des échelles diverses, le sédiment qui les a supporté.

Références

E.T. Alexandersson 1979.- Sedimentology, 26 : 845-852 .
N.Ameziane-Cominardi & M. Roux 1987.-C.R.Ac.Sc.305,ser.II: 701-705.
M. Collins 1985.-Biostratigraphie du Paléozoïque. 4 : 209-218.
G. Curry 1983 .- Lethaia. 16 : 119-127.
D. Gaspard 1985.- Biostratigraphie du Paléozoïque. 4 : 77-83.
D. Gaspard 1988.- Cahiers du C N R S .
D. Gaspard & M. Roux 1974.- Geobios. 7(2) : 81-89.
B. Jones 1988.- Bulletin of Canadian Petroleum geology 36(2) : 191-201.
G. Owen & A. Williams 1969.- Proc. Roy. Soc. London. B, 172 : 187- 201.
A. Williams 1971.- Smisth. Contr. Paleobiol. 3.:47-67.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Dynamique biosédimentaire des bancs à rudistes dans un environnement pérideltaïque : le Santonien de la Cadière d'Azur (S.E. France).

Danièle GROSHENY & Jean PHILIP*.

Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie & U.A.1208 CNRS-Université de Provence St-Charles - 3,Place V.Hugo -13331 Marseille Cedex 3.

La formation à rudistes de la Cadière d'Azur constitue un corps sédimentaire carbonaté lenticulaire, intercalé dans une série marno-sableuse déposée dans un environnement pérideltaïque.

Une analyse biosédimentaire détaillée a été entreprise dans le but de comprendre les modalités d'établissement et de développement de la sédimentation carbonatée. On a effectué une comparaison de l'évolution de divers paramètres sédimentologiques (carbonates, minéraux argileux, quartz, glauconie) et biologiques (macro et microfaune (flore), bioconstructions, biophase).

L'installation et le développement de la formation carbonatée sont la conséquence d'un ralentissement de la sédimentation terrigène et d'une diminution de la profondeur. Les rudistes et les organismes microbiens jouent un rôle prépondérant dans le dépôt des carbonates et leur diagénèse précoce.

Des comparaisons sont établies avec des milieux analogues du Crétacé supérieur et de l'Actuel. Les bancs à huîtres de la zone intertidale présentent certaines ressemblances morphologiques avec les bancs à rudistes de la Cadière. L'observation de phénomènes de dissolution précoce de l'Aragonite des Hippurites est un argument qui atteste de la faible profondeur de développement de certaines bioconstructions, voire de leur émersion périodique. L'allongement et l'inclinaison des Hippurites sont interprétés comme une adaptation à l'hypersédimentation, à l'instabilité des substrats et aux courants dominants.

La production carbonatée est cyclique et sous le contrôle de facteurs eustatiques et climatiques; elle est essentiellement autochtone.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Sels nutritifs et biosédimentation

L. HOTTINGER, Geologisch-paläontologisches Institut
der Universität Basel.
CH- 4056 Basel - Bernoullistrasse 32.

Depuis le moment où les surfaces émergées de la terre furent recouvertes par la couverture végétale retenant la plupart des produits nutritifs de la dégradation érosive de l'écorce terrestre, la concentration des sels nutritifs dans les océans dépend largement du dessin des courants répartissant les nutrients limités qui sont libérés par la dégradation de la matière organique par l'action des organismes microbiens. La limitation des nutrients dans les océans força les organismes à se partager les produits primaires également limités. Par conséquent, la croissance des organismes et des populations se transforma d'un accroissement exponentiel en croissance logistique. En même temps, la diversité des communautés augmenta afin de mieux exploiter les inégalités de la répartition des ressources dans l'espace et dans le temps. La conception écologique de stratégies de vie r (opportuniste) et K (adaptée à un régime de ressources limitées) est utile pour comprendre la réaction différenciée de la vie vis-à-vis du degré de restriction des ressources. Developpé en milieu oligotrophe, la stratégie K demande à l'individu une lente croissance durant une longue vie, une protection d'une progéniture restreinte en nombre et des stratégies hautement spécialisées pour la division du travail au sein d'une communauté diversifiée comme celle des récifs.

Chez les organismes à système nerveux et à structures de comportement relativement simples, la morphologie remplit un rôle d'importance croissante dans les stratégies K de plus en plus poussées. Le moyen le plus important pour assurer une forme permanente fonctionelle à un organisme à longue durée de vie est la formation de parties dures par biominéralisation. Les coquilles carbonatées des rhizopodes et des mollusques et l'endosquelette calcitique des échinodermes représentent des structures morphologiques fonctionelles permanentes réalisées à des frais minimes de matières organique consommatrice de nutrients fixée dans la coquille et soustraite au recyclage.

A quelques exceptions près, toutes les roches carbonatées constituant aujourd'hui une partie importante de l'écorce terrestre, sont d'origine biologique, leur contenu de fossiles reflectant la vie des temps géologiques passés. Cependant, le taux de sédimentation calcaire et le taux de préservation des espèces fossiles au cours de l'histoire géologique sont fortement biaisés par la fertilité des océans : tandis que dans les eaux oligotrophes des stratèges K producteurs de coquilles ou de squelettes se développent, les eaux entrophes abondent en organismes r opportunistes, le plus souvent sans parties dures, dont la chance d'être conservés comme fossile est nulle. En même temps, le taux de sédimentation calcaire diminue rapidement par manque de production de grains. Les soit-disant crises biologiques mineures et majeures délimitant les époques classiques de l'histoire de la terre ne traduisent par la diminution spectaculaire de la diversité des communautés fossiles en fait que des "pollutions" périodiques des oceans par des concentrations accrues de nutrients, éliminant les stratèges K au profit des stratèges r non fossilisables. A chaque fois, il faut environ dix millions d'années pour que les complexes génétiques nécessaires à la réinstallation des stratèges K soient reconstitués. Ces processus de reconstitution génétique pourraient constituer un facteur important dans la cyclicité apparente de l'histoire de la vie. Celle-ci ne sera vraiment comprise qu'au moment où l'on saura davantage sur les facteurs secondaires modifiant dans le détail le schéma grossier brossé ici, par exemple sur le rôle antagoniste des cyanobactéries pour la fixation du nitrogène de l'atmosphère en milieu oligotrophe et leur reflet dans les micrites ou sur le vrai rôle de la symbiose végétale-animale dans la biominéralisation.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Bioconstructions dans le rift oligo-miocène de Limagne (Massif Central, France) : rôle des phryganes .

par Marguerite Hugueney * et François Escuillé*

Résumé : Dans l'actuelle plaine de Limagne d'Allier se dressent de petites collines ou des buttes formant relief dans la topographie et désignées localement sous le nom de "turaux ". Ces "turaux" correspondent à des édifices stromatolitiques construits dans les lacs qui occupaient à l'Oligocène et à l'Aquitanien le rift, alors en activité, de la Limagne . Plus résistants que les sédiments environnants, ils ont été isolés par l'érosion . Ils ont joué et continuent à jouer un rôle économique important comme matériau de construction et pour la fabrication des chaux et ciments . En tant que gisements des faunes de vertébrés de Limagne (en particulier celles dites de "Saint-Gérand-le-Puy") ils sont paléontologiquement mondialement connus .

Donsimoni et Giot (1) ont reconstitué un modèle paléogéographique des divers milieux sédimentaires où pouvaient se développer ces stromatolites . Bertrand-Sarfati et al. (2) ont montré le rôle des algues, particulièrement des Cyanophycées, dans ces constructions qui revêtent des formes extrêmement variées et souvent chaotiques dont les plus frappantes sont des boules à surface mamelonnée pouvant avoir plus d'un mètre de diamètre, à l'origine du nom évocateur de "Calcaire en choux-fleurs", ou des colonnes atteignant jusqu'à une dizaine de mètres de hauteur . Ces "choux-fleurs" et ces colonnes sont principalement constitués de tubules de 2 à 3 cm de long et environ un centimètre de diamètre recouverts de coquilles de petits mollusques et très semblables aux fourreaux, ou indusies, des larves de phryganes actuels, d'où le nom de " Calcaire à indusies" ou, plus communément, "Calcaire à phryganes" . Cependant, comme le faisaient remarquer Bertrand-Sarfati et al.(2), un doute subsistait car jamais aucun de ces insectes n'avait été signalé dans les sédiments environnants . Récemment, une nymphe de phrygane fossilisée, avec des restes du fourreau adhérant encore, a été trouvée dans la carrière de Montaigu-le-Blin, les Pèrards ; l'encroûtement empêche malheureusement de voir les caractères diagnostiques fins . Cette forme devrait appartenir à la famille des Limnophilidés, famille qui, actuellement, construit ses indusies avec des coquilles de mollusques .

Il est remarquable qu'après 150 ans d'exploitation et de recherches par plusieurs générations d' amateurs et de scientifiques, les carrières de "Saint-Gérand-le-Puy" soient toujours à l'origine d'importantes nouveautés scientifiques .

(1) DONSIMONI M. & GIOT D. (1977) - Les calcaires concrétionnés lacustres de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitanien de Limagne (Massif Central) . Bull.Bur.Rech.géol.min., Paris, (2), 1/2.

(2)BERTRAND-SARFATI J., FREYTET P. & PLAZIAT J.C.(1966) - Les calcaires concrétionnés de la limite oligocène-miocène des environs de St-Pourçain-sur-Sioule (Limagne d'Allier) . Bull.Soc. géol. Fr., Paris, (7), VIII/5 .

* Centre de Paléontologie stratigraphique et de Paléoécologie de l'Université Claude-Bernard, Lyon I(UA 11), 27-43 bvd du 11 nov.,69622 VILLEURBANNE Cedex .

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

BIOSEDIMENTOLOGIE DES FORMATIONS CARBONATEES OLIGO-MIOCENES DU PACIFIQUE NORD-EST

Marie-Christine JANIN

Univ. PARIS VI, CNRS, Stratigraphie
4, Place Jussieu (T15 E4)
75 252 - PARIS Cédex 05

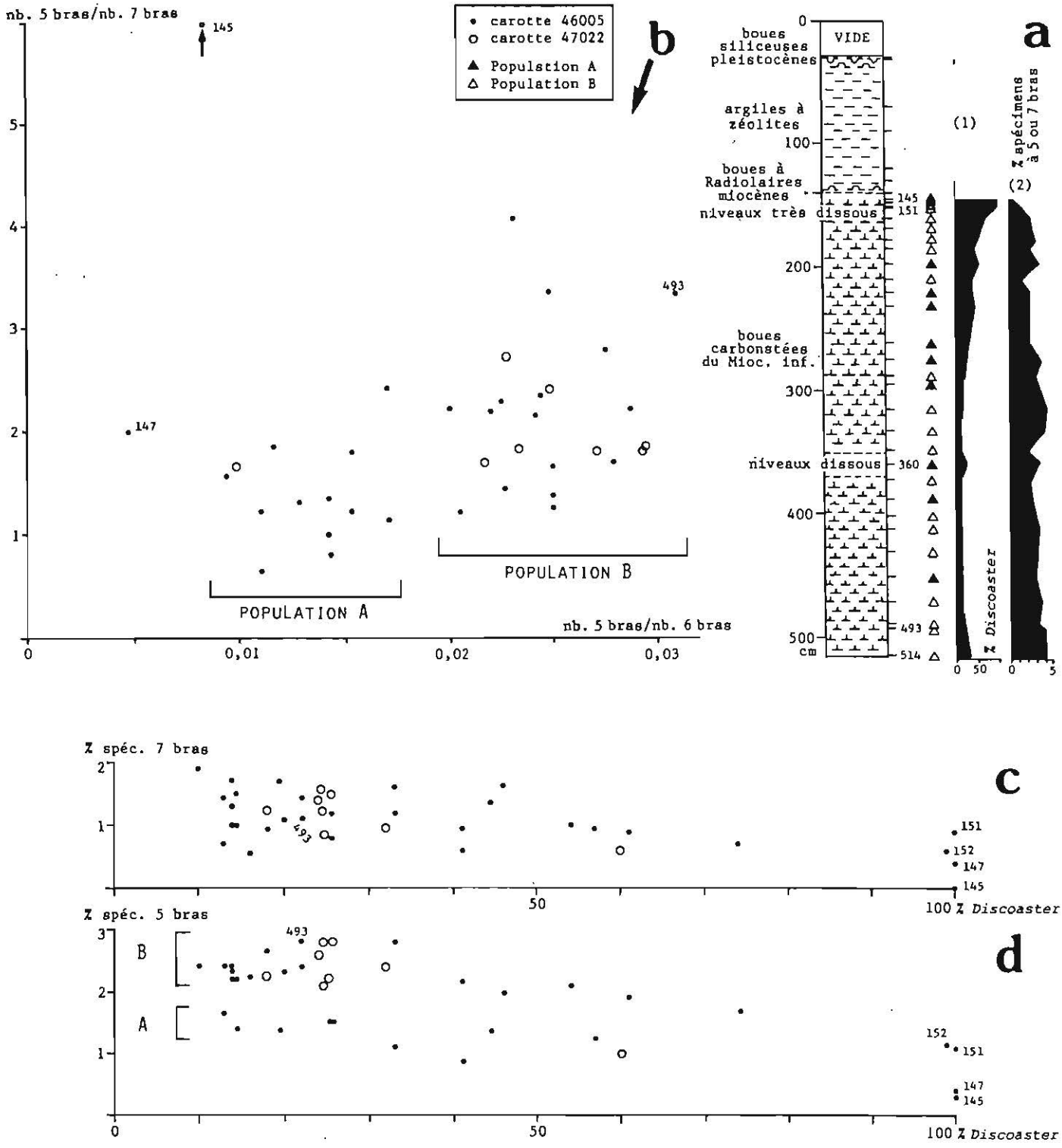
Dans le Pacifique nord-est (zone Clarion-Clipperton), l'Oligocène et la base du Miocène sont représentés par 100 à 200 m de boues à nannofossiles calcaires faiblement indurées (Formation des Marquises), alternant par endroits avec des faciès plus siliceux, qui résulteraient d'une dissolution partielle des carbonates avec enrichissement en Radiolaires (série cyclique de la Formation de Clipperton). Ces boues passent brutalement à des argiles à zéolites azoïques et d'âge inconnu, surmontées de niveaux superficiels à Radiolaires et Diatomées plio-pleistocènes (fig. a). Le changement de faciès majeur (carbonates/argiles) s'effectue souvent en quelques cm, et semble synchrone du début de croissance des nodules polymétalliques, particulièrement nombreux dans cette région (1). Il reflète des modifications considérables des conditions paléocéanographiques, dont l'âge et les causes restent à préciser.

L'étude de ce passage boues carbonatées/argiles à zéolites a été entreprise à partir de deux carottes prélevées par carottier Küllenberg dans le secteur 14° 35' N et 130° 40' W, lors des campagnes NIXO 46-47 (1986) de l'IFREMER (2). Dans les deux carottes, longues de 514 et 425 cm, le passage se situe vers 130-150 cm au-dessous de la surface, les boues carbonatées sous-jacentes montrant déjà des indices de forte dissolution à divers niveaux. Un échantillonnage serré a pu être réalisé, à intervalles de 0,5 à 20 cm selon la fréquence des variations de faciès visibles à l'oeil nu (37 échantillons pour la carotte 46005 (fig. a) et 55 pour la 47022). Pour chaque échantillon, un dosage calcimétrique a été effectué, ainsi qu'une analyse statistique des associations de nannofossiles calcaires observées sur frottis au microscope optique:

- évaluation des proportions relatives d'astérolithes (Discoaster gr. deflandrei en majorité), placolithes (Reticulofenestra spp., Coccolithus pelagicus et rares Calcidiscus gr. leptoporus et Coronocyclus gr. nitescens), sphénolithes et Triquetrorhabdulus, par comptage de 500 à 800 spécimens par lame,
- évaluation des proportions d'individus à 5, 6 et 7 bras au sein des Discoaster, par comptage de 1000 à 1200 astérolithes par lame,
- évaluation des proportions relatives des Reticulofenestra et C. pelagicus, par comptage de 700 placolithes par lame.

Ce travail permet, dans un premier temps, de définir les effets de la diagenèse sur les associations de nannofossiles calcaires: il montre en particulier que la proportion des Discoaster, nannofossiles les plus résistants, est un bon indice du degré de dissolution du sédiment, et que les astérolithes à 5 et surtout 7 bras sont plus fragiles que ceux à 6 bras (fig. b-d). Dans un deuxième temps, et compte tenu de la dissolution différentielle des diverses formes, des variations d'abondance propres à chaque espèce sont mises en évidence, avec, pour les Discoaster, l'alternance de deux populations A et B, distinctes par leur teneur en spécimens à 5 bras (fig. b, d). Les mêmes variations de nannoflore s'observent dans les deux carottes, permettant

de les corréler. Ces résultats montrent que les boues à nannofossiles se sont accumulées avec des taux de sédimentation très variables selon les points, et n'ont subi qu'une faible homogénéisation verticale, en dépit de la bioturbation de la colonne, attestée par la présence de nombreux terriers.



Références bibliographiques

(1) M.-C. JANIN (1987). - Micropaléontologie de concrétions polymétalliques du Pacifique central. - Mém.Soc.géol.Fr., Paris, nlle. sér., 152, 315 p.

(2) R. LE SUAVE, M. VOISSET et al. (1987). - Mise en évidence de phénomènes tectoniques et érosifs récents en domaine intraplaque profond, à l'aide du S.A.R. - C.R. Acad. Sc., Paris, II, 305, pp. 1211-1216.

(3) M.-C. JANIN (en préparation). - Variabilité morphologique des Discoaster: signification biologique et écologique. - C.R. Acad. Sc., Paris.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

BIOSEDIMENTOLOGIE DES PHOSPHATES : LES DONNEES ACTUELLES

Michel LAMBOY
Université de ROUEN

Depuis longtemps, on sait que certains organismes, invertébrés et vertébrés, fixent le phosphore dans leur test ou leur squelette et que quelques gisements de phosphates correspondent à des accumulations de fragments de ces tests ou squelettes.

Des constructions stromatolitiques phosphatées sont à l'origine d'importants gisements d'âge précambrien et cambrien ; d'autres sont associées, de façon plus modeste, à des hard grounds d'âge crétacé dans le bassin de Paris et sur la marge nord de la Tethys.

Les grands gisements crétacés et tertiaires de la marge sud de la Tethys et des bassins périatlantiques sont constitués, pour l'essentiel, de phosphates en grains ; les phosphorites sous marines actuelles et récentes sont surtout composées de nodules. Les mécanismes de formation et de concentration des grains dans le premier cas, les mécanismes de formation des minéraux apatitiques dans les deux cas, sont très discutés ; cependant, pour chaque étape, l'existence et l'ampleur de processus biologiques sont de plus en plus envisagées.

Des restes microbiens phosphatés sont reconnus au microscope électronique à balayage (M. E. B.) dans les nodules et les grains. Ils correspondent surtout à des bacilles et à des colonies microbiennes à surface bothryoïdale ; des formes filamenteuses, des tubules cyanobactériens et d'autres formes sont aussi signalés. Les bacilles ressemblent à ceux observés dans les expériences de précipitation bactériennes de phosphate. Bacilles et bothryoïdes sont bien reconnaissables grâce à leur forme lorsqu'ils sont situés dans des cavités ; lorsqu'ils se trouvent au contact d'éléments dont l'organisation géométrique est repérable au M. E. B. (tests de foraminifères, diatomées, radiolaires, fragments de squelettes d'échinoderme), ce sont les moulages réalisés qui les rendent reconnaissables ; la dissolution fréquente des tests favorise les observations.

L'étude précise des modalités de la phosphatogenèse au sein de "supports" repérables au M. E. B., l'analyse des micro et nannostructures, la comparaison d'observations en plaque mince en surface polie et au M. E. B., incitent à penser que la phosphatisation microbienne est le processus primordial dans la plupart des grains de phosphate des gisements du Nord et de l'Ouest de l'Afrique, ainsi que, probablement, dans les nodules sous marins. L'épigénie de carbonates serait insignifiante. Il reste cependant à préciser le rôle actif des microbes dans la seule nucléation ou dans la précipitation du phosphate.

Les phosphates en grains sont souvent associés à une intense bioturbation ; quelquefois, la présence des grains de phosphate est limitée au remplissage des bioturbations. Ce dernier cas est observé dans les craies phosphatées du Bassin de Paris dont les grains présentent un cortex laminé de phosphate anisotrope entourant un nucleus de craie non ou peu phosphatisé. Des arguments pétrographiques et microstructuraux font assimiler ces cortex aux lamines stromatolitiques des hard grounds : ces grains seraient des microoncolites, et leur nucleï d'anciennes pelotes fécales. Dans les phosphates tunisiens, très bioturbés, les grains isotropes résulteraient pour l'essentiel d'une phosphatisation bactérienne de pelotes fécales dans lesquelles les "supports" minéraux initiaux auraient été dissous.

Ainsi, dans le cas des phosphates en grains, les organismes responsables de la bioturbation pourraient contrôler la production et l'accumulation des grains, alors que les communautés microbiennes influeraient sur le rendement de la précipitation du phosphate.

La biosédimentologie des phosphates doit s'appuyer sur les données relatives à la microbiosédimentologie de ces roches. Etant donnée la taille réduite des structures microbiennes, les observations au M. E. B. sont les plus instructives ; malheureusement, peu d'entre elles sont transposables en plaque mince. Cela explique que la compréhension des processus biologiques et de leur ampleur dans la phosphatogenèse soit encore incomplète.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LES DIATOMITES DU GRAND NAFUD (Arabie Saoudite)

par Y. M. LE NINDRE* et C. GIGOT*

Durant l'ère quaternaire, les déserts de sable de l'Arabie Saoudite ont vu, au rythme des oscillations climatiques, alterner des périodes humides où se sont formés des lacs et des marécages, et des périodes arides pendant lesquelles les dépôts éoliens commençaient à donner à ces régions leur physionomie actuelle.

La phase pluviale principale est contemporaine de celle des grands lacs de l'Afrique orientale et se situe au Pleistocène entre -36 000 et -24 000 ans (Abhé II et Abhé III).

Le grand Nafud, au Nord de l'Arabie Saoudite, occupe une superficie de 70 000 km2, il est couvert dans sa partie occidentale de dunes barkhanoïdes inter-connectées. Dans les creux interdunaires, le recouvrement actuel laisse parfois apercevoir des dépôts plus anciens éoliens et lacustres d'âge pleistocène supérieur (-30 000 ans) et holocène (-9 000 ans).

Depuis 1982, par étapes, deux secteurs représentant sensiblement le quart sud-ouest ont été explorés à la suite de la découverte par l'U.S.G.S. d'un indice de diatomite de qualité industrielle.

Grâce à différentes techniques : photo interprétation, exploration héliportée, étude des flores, etc., une caractérisation des faciès, des hypothèses paléogéographiques, des corrélations avec les phases climatiques du quaternaire et divers dépôts de diatomites en Afrique et en Arabie ont pu être formulées. C'est ainsi qu'ont été distingués des marécages à graminés, des dépôts marginaux peu profonds, des domaines plus ouverts à eau fraîche et plus profonde.

La mise en évidence des faciès lacustres ouverts à diatomées euplanctoniques, en raison de la faible épaisseur actuelle des sédiments et d'une dispersion extrême des affleurements pose le problème de l'érosion et du recouvrement des formations lacustres au cours des phases arides qui ont suivi leur mise en place.

- L'âge des dépôts (aux environs de -30 000 ans),
- le domaine de sédimentation défini sur des critères sédimentologiques, (milieu lacustre ouvert),
- la composition de la microflore (formes euplanctoniques).

sont autant de facteurs favorables à l'existence de diatomites de haute pureté.

*B.R.G.M. - B.P. 6009 - 45060 ORLEANS cédex

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

BRYOZOAIRES ET PROCESSUS SEDIMENTAIRES

Pierre MOISSETTE

Centre de Paléontologie Stratigraphique et Paléoécologie de l'Université Claude-Bernard Lyon I associé au CNRS (UA-11), 69622 Villeurbanne Cedex et Laboratoire de Paléontologie Evolutive et d'Ecostratigraphie, Institut des Sciences de la Terre, Université d'Oran, 31100 Es Senia, Algérie.

Les Bryozoaires sont des Invertébrés coloniaux et benthiques, presque tous marins et à squelette calcaire. Leur rôle dans les sédiments serait probablement négligeable si la faible taille des individus (un millimètre environ) n'était compensée par les dimensions relativement importantes des colonies (plusieurs centimètres).

Les Bryozoaires sont tout d'abord conditionnés par les facteurs du milieu, parmi lesquels le type de substrat et le taux de sédimentation sont souvent prépondérants. Plus ou moins liés à la bathymétrie, ces facteurs interagissent avec l'hydrodynamisme pour déterminer la répartition des espèces et, de manière plus fondamentale encore, des formes zoariales ou formes de croissance des colonies. Chaque assemblage de Bryozoaires (actuel ou fossile) reflète donc théoriquement, par les proportions des différentes formes zoariales, les conditions qui règnent (ou règnaient) en un lieu donné.

A leur tour, les Bryozoaires vont pouvoir constituer une fraction plus ou moins importante du sédiment. Dans de nombreux cas on obtiendra des accumulations, où les restes de Bryozoaires seront mélangés à ceux d'autres groupes d'organismes, après un transport de durée variable. Assez souvent aussi, les Bryozoaires participeront à titre accessoire à des constructions récifales, le bâti étant formé d'algues calcaires et/ou de coraux hermatypiques. Beaucoup plus rarement, les Bryozoaires pourront constituer à eux seuls ou à titre principal des édifices de différentes tailles qui modifieront alors autour d'eux plus ou moins profondément les conditions du milieu, notamment celles ayant rapport à la sédimentation. Un cas particulier enfin de l'action des Bryozoaires sur le sédiment est celui des "ectoproctalithes" où, par analogie avec les rhodolithes des Algues Corallinacées, les Bryozoaires (ou Ectoproctes) forment de nombreuses couches concentriques successives de cellules autour de substrats divers (fragments squelettiques, graviers...) qu'ils enveloppent progressivement.

Ainsi, les Bryozoaires, après avoir subi l'influence du sédiment, vont en retour agir sur lui en fournissant aux fonds marins des volumes plus ou moins importants d'éléments squelettiques calcaires. Ceux-ci, suivant les espèces, les conditions du milieu, la taphonomie et les époques géologiques seront de natures différentes: constructions, apports secondaires aux constructions ou simplement débris.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LA BIOSEDIMENTOLOGIE . INTRODUCTION.

Jean PHILIP*.

Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie & U.A.1208 CNRS - Université de Provence St-Charles - 3, Place V.Hugo - 13331 Marseille Cedex 3.

Le rôle des organismes dans les processus sédimentaires (Biosédimentologie) a été reconnu depuis longtemps. Les organismes contrôlent les phénomènes de sédimentation de plusieurs façons.

D'abord en fixant les éléments minéraux (majeurs ou en traces) dans leur squelette ou leur tissu (biominéralisation); les processus de squelettogenèse sont importants à considérer dans la mesure où ils déterminent le potentiel de production biogène des organismes et les modalités de leur fossilisation au cours de la diagenèse.

Par leurs actions biologiques les organismes peuvent être également responsables de la précipitation minérale dans leur environnement immédiat (bioprécipitation); deux actions interviennent : le métabolisme microbien et la photosynthèse.

Le bioconcrétionnement est un processus où l'organisme, une fois son squelette constitué, à la propriété de se fixer sur un substrat (meuble ou dur) par adhérence, de le recouvrir par addition de couches successives, de s'y maintenir et de s'y fossiliser.

Dans les processus de biostructuration les organismes interviennent en piégeant les particules sédimentaires soit passivement, soit activement (par l'intermédiaire de mucus, filaments, etc...).

Les bioconstructions sont des corps sédimentaires complexes issus de l'activité constructrice interactive d'organismes, sans préjuger : ni de leur nature systématique, ni de leur activité constructrice, ni de la géométrie des corps sédimentaires ainsi constitués.

Enfin les biodestructions rassemblent tous les processus par lesquels les organismes détruisent (bioérosion ,biocorrosion) ou modifient (bioturbation) les structures organiques ou sédimentaires.

Les interactions constantes entre les organismes et leur environnement, le rôle de la Biosphère dans les processus et la production sédimentaires aux différentes échelles du temps et de 'espace, conduisent à définir des systèmes biosédimentaires et à décrire leur évolution au cours des périodes géologiques.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Rapport entre la morphologie des édifices stromatolithiques et leur contexte tectonique : exemples miocènes de la Mer Rouge

Bruce H. PURSER, Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléotologie, L.A. 723, Université Paris-Sud, Bât. 504, F-91405 ORSAY Cedex

Les sédiments marins du Miocène inférieur, qui affleurent le long de la côte NW de la Mer Rouge (Egypte), ont été déposés sur un fond souvent modifié par la tectonique du rift de telle sorte que les édifices stromatolithiques se sont développés sur les substratums aussi bien subhorizontaux que subverticaux. Leur morphologie, très variable, dépend de plusieurs facteurs.

Les fonds subhorizontaux à carbonates fins, riches en pellets, qui caractérisent la partie sommitale de nombreuses plateformes miocènes (ex. Abu Shaar), comportent des niveaux stromatolithiques composés de petits dômes chacun large d'une vingtaine de centimètres. Les dômes, liés latéralement pour former une couche bombée, s'empilent verticalement en colonnes. Vu en coupe , le système dômal se caractérise par un relief très modeste de l'ordre de 10cm. Les dômes, parfois très vaguement alignés, sont le plus souvent répartis de façon quelconque. Les tapis stromatolithiques ne montrent aucune trace de dessication.

Les fonds légèrement inclinés, formés par l'accrétion latérale des talus et des cônes sous-marins, sont fréquents. Dans au moins deux endroits les dômes stromatolithiques, hauts d'un mètre environ, se sont disposés sous forme de rides parallèles, orientées légèrement obliques par rapport à la pente. Très semblables aux rides stromatolithiques récentes de la Baie des Requins (W. Australie), leur morphologie témoigne d'un hydrodynamisme, plutôt élevé, des courants parallèles ou faiblement obliques par rapport à la zone littorale.

Les fonds subverticaux bordent les façades latérales des nombreux blocs structuraux et constituent ainsi un élément morpho-structural typique de la série néogène de la Mer Rouge. Leur inclinaison évolue en fonction de l'empilement des talus sédimentaires : les plans de faille à disposition subverticale, sont progressivement enfouis par des détritus provenant de la plateforme située au-dessus de telle sorte que les talus, soutenus par une lithification synsédimentaire, sont inclinés à des angles variant entre 50 et 10°. Leur pendage n'est que faiblement modifié par la tectonique ultérieure. Les surfaces, quelque soit leur inclinaison, portent souvent des couches stromatolithiques à morphologie très variable :

- sur les façades protégées par la présence d'autres plateformes proches (ex. Ras Honkorab), le substratum est revêtu de lamines algaires, sans dômes qui remontent, les surfaces inclinées de façon continue, sur une hauteur d'au moins 15m. Les lamines sont parfois disloquées et les brèches qui en résultent sont accumulées au pied du talus ;

- sur les façades moins protégées (ex. Gebels Esh Malleha et Abu Shaar), les surfaces subverticales portent des couches stromatolithiques dont la morphologie est bien particulière. En effet, l'unité élémentaire est une protubérance, large d'environ 5cm et longue d'une vingtaine de centimètres, dont l'axe principal est disposé orthogonalement au substrat. Chaque colonne, subovoïde en plan, est recourbée (comme une banane) vers le bas de la pente. Cette polarité nette exprime, de toute évidence, les effets de la pesanteur. Les colonnes courbes élémentaires, très serrées les unes contre les autres, se regroupent sous forme de mégadômes, très plats, larges de 5m environ, plaqués contre le substratum fortement incliné. L'ensemble stromatolithique est situé au pied d'un talus dont le dénivellement total est au moins 100m. Il remonte le talus, de façon continu, jusqu'au moins 20m de hauteur. Les nombreuses perforations effectuées par des lamellibranches lithophages qui affectent certains dômes, témoignent d'un milieu franchement marin ;

- plus haut sur les pentes raides, à quelques 50m au-dessus du pied - et pas forcément en continuité avec les stromatolithes inférieurs -, les morphologies stromatolithiques évoluent ; les colonnes et des petits dômes, hauts de 2 à 5cm, sont nettement plus courts que ceux des édifies inférieurs. D'autre part, bien que développés sur des substrats inclinés à 40-50°, chaque colonne, redressée verticalement par rapport au substratum, ne montre aucune courbure : elles sont droites. L'absence d'effets de la pesanteur tient probablement à la longueur très modeste des colonnes. Enfin, vers le sommet de la pente, à environ 80m au-dessus du pied, les stromatolithes passent latéralement, dans la même couche, à des concoïdes. Cette évolution verticale, en fonction de la hauteur sur la pente, reflète, semble-t-il, une augmentation progressive de la dynamique. Il est également intéressant de constater que les édifices inférieurs se sont formés dans une profondeur d'eau d'au moins 50m.

Une tectonique synsédimentaire modifie précocement la morphologie de nombreux niveaux stromatolithiques :

- les lamines algaires, sans relief au début, sont par la suite glissées lors de secousses sismiques pour former des dômes bréchifiés dont la hauteur peut atteindre 10m ;

- des dômes algaires, développés sur des fonds légèrement inclinés (5°) sont déformés en champignon à la suite d'une remobilisation du substratum non lithifié.

Conclusion : Les édifices stromatolithiques néogènes de la Mer Rouge montrent des morphologies, souvent spectaculaires, qui varient en fonction de plusieurs facteurs : l'intensité et la polarité de la dynamique des courants marins, la pesanteur et l'instabilité tectonique du fond. Ces facteurs sont, en partie, liés à la morphologie marine et, de ce fait, à la dynamique du rift.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Biosédimentologie des algues calcaires dans le Murghabien supérieur du Jebel Tebaga (Permien de Tunisie)

par S. RAZGALLAH*, D. VACHARD** & M. CHAOUACHI*

* Faculté des Sciences, Dept. Sciences de la Terre, Campus Universitaire, 1060 Tunis (Tunisie)

** U.S.T.L. Flandres Artois, Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléobotanique, GRECO 7 du CNRS, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex (France)

INTRODUCTION

Les algues permiennes se rencontrent sous de multiples formes au Jébel Tebaga : constructions plus ou moins particulières, accumulations "biostromales", constructions de Spongiostromides, accumulations de thalles. Seuls les vrais stromatolithes semblent faire défaut. Les constructions particulières sont de deux types : les CAC et les PAP.

I.- Les CAC

Le nom signifie Calcisponges-Algal-Cement Reefs. Nous signalons pour la première fois au Jebel Tebaga ce type de constructions reconnues en Yougoslavie et au Capitan Reef (Flügel *et al.* 1984).

Les trois ensembles de composants sont bien développés au Tebaga. La faune de Spongiaires est composée de Chaetetides et de Sphinctozoaires variés (*Permosoma*, *Sollasia*). Les Algues sont surtout des *Archaeolithoporella* (algue bleue plutôt qu'algue rouge ; Razgallah & Vachard, à paraître) avec des *Tubiphytes* et de très rares *Koivaella*. Exceptionnellement on trouve des endostromatolithes bactériens minéralisés : *Tharama* et *Renalcis* (Vachard & Razgallah 1988). Les ciments qui complètent "l'association" sont des ciments bothryoïdaux typiques.

Le développement algaire s'organise selon une séquence biologique (Razgallah, Chaouachi, Vachard & M'Rabet 1987). Sur un substrat dur composé par des squelettes de Calcisponges se fixent d'abord des lamines serrées d'*Archaeolithoporella*, puis quelques ampoules ou calottes de *Tubiphytes*, puis des lamines moins serrés d'*Archaeolithoporella* montrant l'alternance caractéristique du genre. Cette algue prend ensuite une "structure vésiculeuse" de stromatolithe. Après quoi les croûtes d'*Archaeolithoporella* deviennent mamillaires et recristallisent souvent en microsparite ou en sparite. Une séquence diagénétique se joint alors à la séquence biologique. Enfin les lamines peuvent adopter une disposition concentrique et former des tébagites (Razgallah & Vachard, op. cit.). Les ciments bothryoïdaux s'intercalent à n'importe quel stade de la construction. Les CAC sont parfois soumis à émersion et recreusés de petits karsts littoraux remplis de spéléothèmes finement stratifiés.

II.- Les PAP (à PArachaetetes et Phylloïdes)

Un autre type de constructions, particulier au Tebaga, est formé par une armature de *Parachaetetes* plus ou moins buissonnants entourés par des algues phylloïdes de type *Ivanovia*. Ces dernières sont en fait un stade diagénétique d'*Archaeolithophyllum* (Vachard, Razgallah & Chaouachi, à paraître).

La construction montre une forte proportion de boue piégée entre les organismes rameux et columnaires. On peut donc dire que le PAP est une combinaison de bindstone au niveau des Phylloïdes, de framestone pour les parties massives des *Parachaetetes* et de bafflestone pour les parties terminales digitées en "bouffées de pipe" de cette algue. Dans ces constructions, les Spongiaires sont rares, alors qu'elles abondent dans les équivalents latéraux du PAP. Une concurrence écologique entre *Parachaetetes* et Spongiaires est possible.

III.- Autres accumulations

1 - Les accumulations "biostromales" à *Ottonosia*

Des bancs entiers de ces nodules cyanolithiques existent à Halk el Djemmel et à Dar Njana. Ils peuvent être en relation avec des estuaires fluviatiles.

D'autres biopisolithes algaires appelés *Osagia* doivent être révisés. Ils sont dispersés dans les wackestones bioclastiques et les marnes.

2 - Les coussins à Spongiostromides et *Koivaella*

Ce cortège floristique indique un milieu marin très peu profond de l'étage infralittoral supérieur ou intertidal.

3 - Les prairies à algues rouges et vertes

Divers grainstones sont des accumulations d'algues ayant formé des prairies sous-marines. On trouve d'abondantes algues rouges Gymnocodiacées et des Dasycladales variées. Ce sont probablement les plus riches microflores algaires téthysiennes et les mieux conservées (bifurcations intactes, articles en connexion, rameaux médullaires, voire spores in situ). Ces faits sont en relation avec une bonne conservation locale de l'aragonite d'origine (Chaouachi, M'Rabet & Razgallah 1987).

Cette association algaire caractérise un dépôt du type "sables grossiers sous l'influence de courants de fond", retenu dans les dédales d'une algueraie ou juste à la lisière de celle-ci. Ce type de sédiment rappelle les sables actuels de l'Herbier à Posidonies en Méditerranée.

Bibliographie

M. Chaouachi, A. M'Rabet & S. Razgallah (1987), *8th IAS Regional Meeting Sedimentology*, Tunis, Abstracts : 143-144.

E. Flügel, V. Kosansky-Devidé & A. Ramovs (1984), *Facies*, 10 : 179-256.

S. Razgallah, M. Chaouachi, D. Vachard & A. M'Rabet (1987), *8th IAS Regional Meeting Sedimentology*, Tunis, Abstracts : 422-423.

S. Razgallah & D. Vachard, *Palaeontographica*, B, à paraître.

D. Vachard & S. Razgallah (1988), *C.R. Acad. Sc. Paris*, 306 : 1137-1140.

D. Vachard, S. Razgallah & M. Chaouachi, *Revue Paléobiologie*, à paraître.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LES SEDIMENTS CARBONATES DE LA PLATEFORME CONTINENTALE DE L'ETAT DU CEARA - NORD-EST DU BRESIL.

George Santander SA FREIRE & Jader ONOFRE DE MORAIS.

Laboratoire de Géologie Marine et Appliquée - Université de Nantes
2, rue de la Houssinière - 44100 NANTES CEDEX 03.

La plateforme continentale de l'Etat du Ceara est relativement étroite et peu profonde (< 70 m). La couverture sédimentaire récente est formée de faibles apports terrigènes et d'une énorme masse biodétritique carbonatée, dont certaines parties présentent un réel intérêt économique.

Les études sur la composition des sédiments récoltés pendant les opérations GEOMAR XVIII (1981) et GEOMAR XXI (1983) nous ont permis de différencier cinq associations carbonatées : maerl, sables et/ou graviers d'articles d'Halimeda, mollusques, foraminifères planctoniques et Vermétides.

Il y a prédominance de maerl, sables et/ou graviers de Halimeda à partir de 25 mètres de profondeur. Ces bancs d'algues ont une épaisseur importante en bordure de la plateforme et plus réduite à proximité du littoral. L'épaisseur maximale trouvée par géophysique correspond à 20 000 secondes, soit environ 21 mètres.

Cette étude a permis la compréhension des processus d'accumulation des algues en fonction de l'évolution morphologique et paléogéographique (paléovallées) ainsi que géochimiques (variations des teneurs en carbonate, calcium, magnésium, silice, etc...).

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

IMPORTANCE DES PHENOMENES BIOSEDIMENTAIRES AU MESSINIEN DANS LES BASSINS PERIPHERIQUES DE MEDITERRANEE OCCIDENTALE: UN BILAN

J.P. SAINT MARTIN* et J.M. ROUCHY**

* Université de Provence, Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie, 3 Place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 3

** Laboratoire de Géologie, Muséum national d'Histoire naturelle, 43, rue de Buffon, 75005 Paris

Pendant le Messinien, les bassins périphériques de Méditerranée occidentale sont le siège d'une production biologique élevée participant à la formation de divers types de sédiments qui mettent en jeu des processus de bioconstruction et de bioaccumulation dont l'importance est attestée par le volume de sédiments produits.

Dès le fin du Tortonien, un réaménagement paléogéographique entraîne dans les bassins marginaux (Afrique du Nord, Espagne, Italie...) la constitution de plates-formes, parfois très étendues (bassin du Chélif en Algérie), sur lesquelles se développe une sédimentation carbonatée diversifiée. Les relations spatio-temporelles entre les principaux types de bioconstructions aux composantes multiples (Rhodophycées, Sclèractiniaires, Cyanophycées-Bactéries, Annélides) et les dépôts bioclastiques, sont analysées; les processus plus spécifiquement associés aux formations récifales coralliennes (squelettogenèse, biodégradations, accumulations biodétritiques...) sont également envisagés. Vers le bassin, se forment des dépôts de laminites à diatomites dont la signification n'est pas uniforme et qui enregistrent les changements hydrologiques depuis les circulations océaniques actives vers un confinement croissant. Les rapports entre sédimentation carbonatée de plate-forme et sédimentation diatomitique sont définis.

L'étude de quelques exemples représentatifs (bassin du Chélif en Algérie, Melilla au Maroc, Sorbas en Espagne) permet d'évaluer l'importance respective des phénomènes biosédimentaires majeurs et celle des facteurs locaux et généraux qui les contrôlent. L'impact des modifications de l'environnement est apprécié au niveau des réponses biologiques (constructions, proliférations) et des dépôts correspondants. Les différents processus mis en jeu et leur chronologie sont synthétisés dans un diagramme qui dégage le cadre évolutif messinien en fonction des divers paramètres interactifs: climat, eustatisme, hydrodynamisme, tectonique...

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

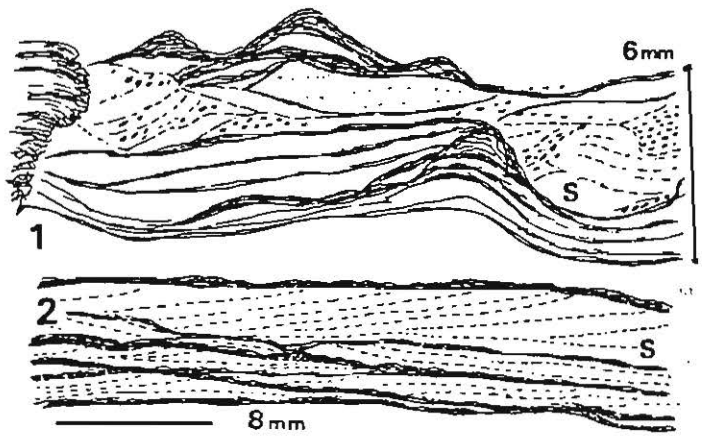
Mécanismes d'accroissement des stromatolites infralittoraux du Congo (Protérozoïque supérieur).

Janine Bertrand-Sarfati et Raphaël Milandou, Centre Géologique et Géophysique, USTL, 34060 Montpellier, France.

La partie supérieure du Système Ouest congolien, Protérozoïque supérieur, repose en discordance majeure sur le socle du Chaillu (2500 Ma) dans la région du Niari, Congo, où a été effectuée notre étude. Le "Schisto-calcaire" est un groupe essentiellement carbonaté qui correspond assez bien au modèle de dépôt du Golfe Persique : rampe carbonatée avec des shales argilo-carbonatés marins, des calcaires rubanés avec des stromatolites et un haut-fond oolitique, passant sur le continent à un réseau de sabkha et de tidal flat.

Les stromatolites dont le développement est le plus impressionnant sont associés aux calcaires rubanés.

Les stromatolites. Ils ont été repérés dans toute la zone étudiée, sur 50 km (NE-SO) et 15km (SO-NE). Ils présentent le même type d'organisation en lame mince et en affleurement, avec une intéraction très grande entre activité microbienne et sédimentation.



A l'échelle de la lame mince, les lamines microbiennes, tapis micritiques fins, à vides ultérieurement,cimentés sont planes ou avec des reliefs faibles mais positifs qui définissent des microcolonnes (cônes de 1-2 cm de haut et 2-3 cm de diamètre), leur superposition est très anarchique (Figure 1).

Le sédiment intervient de trois manières différentes

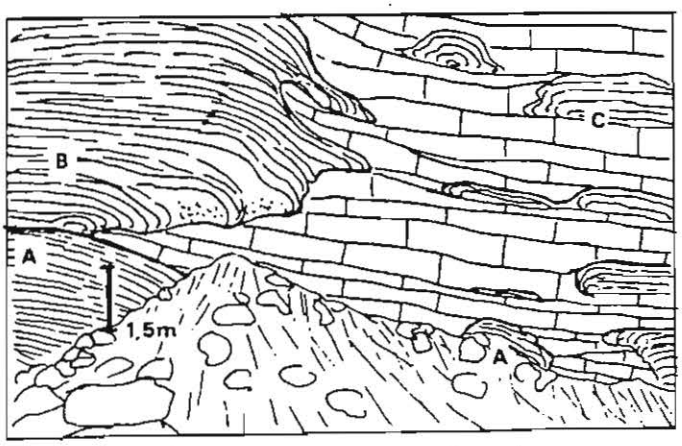
1) dans la lamine microbienne, par piégeage dans le tissu microbien. Les éléments de la taille du silt sont rares, l'essentiel est une boue dont il est difficile de dire si elle est piégée ou précipitée in situ.

2) toujours de manière passive, par dépôt comblant les dépressions laissées par les reliefs centimétriques, dus à la croissance stromatolitique (Figure 1, S).

3) de manière dynamique, rides de matériel très fin, colonisées et stabilisées par des lamines microbiennes (Figure 2, S).

A l'échelle du banc, les stromatolites sont des masses à faible relief (parfois sur 100m de long et 15 m de haut). Des dômes stromatolitiques, hémisphériques et juxtaposés apparaissent au dessus des calcaires rubanés et deviennent très rapidement d' énormes constructions à laminations planes. En bordure de ces masses, les lamines sont très emboitantes, formant des demi-dômes, de 40 à 90 cm de haut à relief synoptique relativement faible (20-30 cm). Les dépressions de la surface sont remplies par des dépôts de boues carbonatées à rares oolites remaniées ou à débris encroutés, ces derniers depôts, plus énergiques sont parfois en onlap partiel sur les dômes.

La Figure 1 montre l'organisation spaciale de ces masses :



dans les dépressions de la surface du stromatolite A, se déposent par gravité des sédiments, qui sont en onlap. Cependant d'un point resté à l'interface, la croissance reprend : le stromatolite B s'étale au dessus de ces sédiments. Les stromatolites C représentent des expansions latérales de stromatolites du même type vus en coupe, perpendiculairement à A et B et s'élargissant vers l'avant ou vers l'arrière du plan de la coupe.

Milieu de dépôt. Les stromatolites se trouvent situés dans un système de faciès progradant, entre les calcaires rubanés et le haut fond oolitique. Les calcaires rubanés, à grain fin, sont marins en microséquences de comblement à rares stratifications obliques de tempête. Sous les premiers dômes stromatolitiques, ils contiennent des lentilles de conglomérats monogéniques à galettes. Les stromatolites se developpent dans un environnement de faible énergie, mais où l' apport de sédiment est important. Le dépôt de silts carbonatés et quartzeux, en grandes obliques, qui correspond à une augmentation d'énergie de l'environnement, induit la fin de la construction stromatolitique. Le dépôt de ces sables est suivis par celui d'oolites qui correspondent à un haut-fond, à nombreuses traces d'émersion. Les stromatolites sont donc inclus dans une rampe carbonatée, plutôt à la partie supérieure mais toujours en zone infralittorale. La caractéristique de ces stromatolites est l' interaction entre l'activité microbienne et l'apport sédimentaire. De surcroît des pauses se manifestent par des surfaces plus argileuses où des stylolites se développent ultérieurement.

Conclusions. Ces stromatolites présentent plusieurs originalités :
1) ils ne sont jamais columnaires ou pseudo-columnaires, ce qui est très inhabituel pour le Protérozoïque ;
2) ils sont dans un environnement où l'apport sédimentaire est très important, bien que essentiellement sous forme de boues carbonatées.
3) l'origine de la boue carbonatée est incertaine : si elle est entièrement détritique, d'où vient elle ? En réalité, l'activité microbienne joue peut-être un grand rôle : les particules micritiques seraient précipitées in situ dans les tapis microbiens, ceux-ci seraient dissociés avant la cimentation entre elles de ces particules entrainant la production de fines particules, en grande quantité.
4) le jeu alterné de l'activité microbienne et de son inhibition momentanée lors de l'apport sédimentaire de boue est peut-être sous l'influence indirecte des vagues. Le faciès de plus haute énergie que l'on trouve adjacent, dans un modèle de rampe, serait responsable de la mise en circulation de la boue qui se déposerait par décantation, sous la zone des vagues, celle où les stromatolites peuvent survivre.
5) l'exemple est une biosédimentation typique, concurrence et intéraction entre des mécanismes biologiques (microbiens puisque protérozoïques) et sédimentaires, qui jouent un rôle actif en alternance.

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

LE MODELE SEDIMENTAIRE ACTUEL DU LAGON DU PRESQU'ATOLL DE MAYOTTE (SUD-OUEST OCEAN INDIEN) ; INFLUENCE DES APPORTS TERRIGENES SUR LES PEUPLEMENTS ET LEUR IMPLICATION BIOSEDIMENTOLOGIQUE.

THOMASSIN B.A.[1], ARNOUX A.[2], COUDRAY J.[3], FROJET C., GOUT B.[4]
KOUYOUMONTZAKIS G.[5], MASSE J.P.[5], REYRE Y.[6], REYS J.P.[1], VACELET E.[1]

L'Ile volcanique de Mayotte, presqu'atoll typique de l'archipel des Comores, est entourée d'un récif barriére plus ou moins continu selon les secteurs, implanté en bordure de plate-forme délimitant ainsi un vaste lagon (1000 km^2).

Les formations coralliennes trés variées (récif barriére en ruban, récif et pâtés coralliens de lagon, récif frangeant) et l'ensemble du lagon peuvent être subdivisés en complexes récifaux caractéristiques des différents secteurs.

Deux types de complexes récifaux se différencient :

- des portions de barrières récifales continues (au Nord Est et au Sud) où les fonds sont entaillés par des canyons parallèles à la barrière récifale induisant une courantologie tangentielle et délimitant un secteur néritique de fond de baie et un secteur océanique vers le large.
- des portions de barrières récifales ennoyées et discontinues plus ouvertes vers le large et parcourues de canyons transversaux qui drainent directement (au Sud Est) ou indirectement (à l'Ouest , présence dans ce cas de canyon tangentiel) les portions littorales et les fonds de baies.

L'érosion actuelle déverse dans ce lagon une importante quantité de matériel terrigène, qui repris par les courants est dispersé et sédimente principalement entre la côte et les canyons tangentiels.

---

1. Centre d'Océanologie de Marseille,CNRS UA 41, Station marine d'Endoume, Rue de la Batterie aux Lions, 13007 Marseille.

2. Laboratoire d'Hydrologie et de Molismologie aquatique, Faculté de Pharmacie, Université d'Aix -Marseille II, 13288 Marseille Cedex 8.

3. Laboratoire de Géologie, Université de la Réunion, B.P.5, 97490 Sainte-Clotilde.

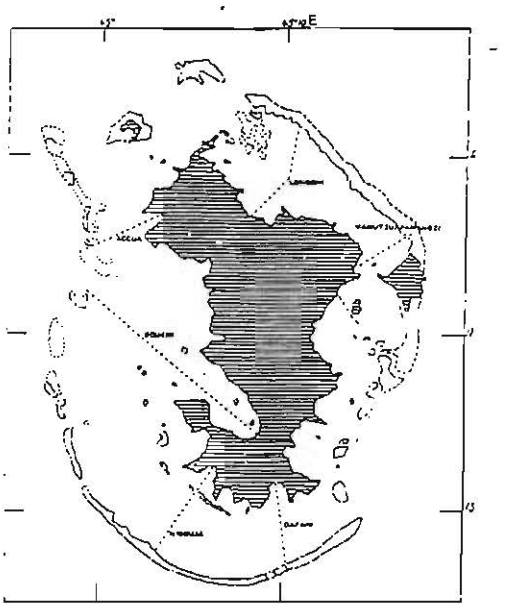
4. Laboratoire d'Hydrobiologie , Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Place E. Bataillon, 34000 Montpellier.

5. Laboratoire de Stratigraphie et de Paléoécologie,CNRS UA 1208, Faculté des Sciences, Université de Provence, 13331 Marseille Cedex 3.

6. Laboratoire de Géologie, Université d'Avignon, 33 Rue L. Pasteur, 84000 Avignon.

Le modèle sédimentaire actuel est saisi sur la base de prélévements réalisés le long de 7 radiales circum-insulaires, depuis le fond des baies jusqu'à la barrière récifale.

Des observations hydrologiques et sédimentologiques les complétent.



Situation des Radiales étudiées

Les descripteurs suivants ont éte pris en compte:

A. Pour tous les sites;

-descripteurs du sédiment ; granulométrie et indices sédimentologiques, calcimétrie, métaux traces, matière organique (matières calcinables , C organique , N total, kérogènes).

B. Pour certaines stations ;

-descripteurs de la matière particulaire en suspension (profondeur de disparition du disque de Secchi, teneur en matière en suspension, teneur en chlorophylle *a* = biomasse de phytoplancton) et décantée sur le fond (poids de la matière décantée, teneur en matiére organique , C organique , N total)

-autres descripteurs du sédiment et des eaux interstitielles (p.H., profil redox, profil C organique , N total, densité bactérienne, distribution des bioclastes et des foraminifères)

L'analyse globale confirme l'existence de deux grands domaines sédimentaires:

- les fonds de sédiments biogènes carbonatés des récifs et des pâtés coralliens, ainsi que les fonds sableux lagonaires ;

- les fonds vaseux terrigènes qui avec l'accroissement de l'érosion terrestre tendent à envahir les baies côtiéres et les zones lagonaires proximales.

La transition entre ces deux domaines apparaît brutale et se localise le plus souvent au niveau des canyons tangentiels.

Par comparaison avec les résultats de la mission ORSTOM de 1959 (GUILCHER *et al.*, 1965) on constatait en 1986 sur l'ensemble du lagon de Mayotte, une augmentation de l'ordre de 5 à 10% des lutites dans le domaine vaseux terrigène et de 5 à 15% dans le domaine sableux carbonaté, d'où les modifications importantes observées dans la dynamique des peuplements et les conséquences sur la sédimentogenèse et la conservation de la matiére organique.

Les observations et prélèvements ont été réalisés au cours des missions : 1983-mission "Acanthaster" (Programme CORDET 1981), 1986-mission "Ecomay" (Ministére Environnement & CNRS/PIREN), et "Conséquences des apports terrigènes sur la sédimentation littorale" (Programme CORDET 1985).

COLLOQUE : BIOSEDIMENTOLOGIE - MARSEILLE 10-11 OCTOBRE 1988.

Biosédimentologie des "tacañas", accidents carbonatés bioclastiques du charbon bachkirien de Truébano (León, Espagne)

par D. VACHARD* & S. BECKARY*

* Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois,
Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléobotanique,
GRECO 7 du CNRS, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex (France)

Les "tacañas" constituent un cas particulier de "coal balls", concrétions elles-mêmes assez atypiques, car ce sont des accidents carbonatés nodulaires bioclastiques gisant dans certaines veines de charbon.

Les coal balls sont les plus beaux conservatoires de plantes fossiles "perminéralisées", i.e. préservées avec des détails cellulaires extrêmement fins ; leur étude complète celle des empreintes des schistes houillers.

Les coal balls ne contiennent le plus souvent que des végétaux terrestres, mais il arrive que s'y joignent des Goniatites (exemple anglais de Holmes & Scott 1981), voire des faunes, microfaunes et microflores algaires carbonatées très diversifiées : c'est le cas des tacañas étudiées. Le matériel de la mine Rosario à Truébano (León, Espagne) est à peu près unique, à l'exception peut-être de quelques coals balls américains (Mamay & Yochelson 1962).

Les tacañas forment un puzzle biosédimentologique avec de multiples exemples d'inversions texturelles. En effet on va y trouver :

a) des fragments de végétaux continentaux appartenant aux classiques groupes carbonifères, mais en proportion inhabituelle, les Ptéridospermaphytes l'emportant sur les Lycophytes ;

b) les Algues, Pseudo-algues et Foraminifères qui présentent une association aussi riche qu'en milieu marin et permettent de dater le Prékamien (= sommet du Bachkirien inférieur et du Namurien C) ;

c) des ciments carbonatés de deux types : un ciment précoce isopaquo-radiaxial et un ciment tardif granulaire et drusique ;

d) d'autres éléments d'analyse sédimentaire : figures de compaction et de resédimentation, abondance des pelloïdes, lithoclastes variés, etc.

La juxtaposition de milieux est également paradoxale, car si le dépôt de charbon contenant les tacañas correspond à un environnement classique de "swamp" supradeltaïque (Bowman 1985), les végétaux des tacañas proviennent d'un milieu plus collinéen et peut-être moins humide. Ils sont de taille relativement petite et assez détériorés, à la suite de plusieurs épisodes de transport. Enfin Algues, Foraminifères et certains éléments de macrofaunes comme des Polypiers Rugueux coloniaux indiquent un milieu marin franc, infralittoral et plus ou moins périrécifal. Les ciments carbonatés sont particuliers dans la mesure où le ciment précoce ne correspond à aucun type génétiquement bien connu.

Un scénario explicatif est proposé pour essayer de rendre compte de toutes ces données sédimentaires et paléobiologiques. Il fait appel conjointement à des phénomènes de tsunamis et d'écoulements fluidifiés. Ce scénario n'exclut pas, pour d'autres coal balls, des explications qui évoquaient des phénomènes pédologiques (Erhart, 1962). L'hypothèse de coal balls turbiditiques est également discutée.

Bibliographie

S. Beckary (1988), *Thèse Doct. Univ. Lille*, 194 : 1-403.

M.B.J. Bowman (1985), *An. Fac. Cienc. Porto*, 64 : 117-169.

H. Erhart (1962), *C.R. Soc. Biogéogr.*, 335-336-337 : 21-33.

J. Holmes & A.C. Scott (1981), *Geol. Mag.*, 118, 3 : 307-308.

S.H. Mamay & E.L. Yochelson (1962), *Geol. Surv. Prof. Paper*, 354-1 : 193-224.

LA BIOMINÉRALISATION DES TESTS D'OSTRACODES (AGRADATION-DÉGRADATION) : UNE MANIÈRE D'ENREGISTRER LES ÉVÈNEMENTS PALÉOOCÉANOGRAPHIQUES (PALÉOCLIMATIQUES) GLOBAUX. ASPECT THÉORIQUE ET EXEMPLES CONCRETS.

J.P. PEYPOUQUET ET P. CARBONEL *

Département de Géologie et Océanographie, U.A. 197, avenue des Facultés, Université de Bordeaux I, 33405 TALENCE CEDEX (FRANCE).

Les ostracodes possèdent une carapace qui protège les organes sensibles de l'animal des agressions du milieu extérieur.

La construction peut être considérée comme un "instantané" (24 à 48 heures) pour des géologues, et les données les plus récentes concernant son édification montrent que les éléments constitutifs, et notamment Ca et Mg, sont récupérés directement dans le milieu sans stockage préalable dans l'hémolymphe et l'hépatopancréas.

Les variations de l'architecture de cette carapace (agradation ou surcharge calcaire ; dégradation ou tendance à la lississité du test) semblent influencées par l'état d'équilibre des carbonates dans l'eau au moment de la mue. En conséquence, il apparaît que dans les zones où le contraste climatique est relativement important, il existe une variabilité des morphes d'une même espèce en fonction de l'état sur ou sous-saturant du milieu aquatique dans lequel ils vivent.

C'est ce phénomène de polymorphisme du test qui peut être retrouvé dans les séries sédimentaires marines et lacustres et qui indique les variations des conditions paléoenvironnementales, en liaison avec une paléoclimatologie contrastée (aride - humide).

Nous donnerons des exemples de changements paléoocéanographiques et paléoclimatiques globaux au Quaternaire (lac Titicaca), au Tertiaire (plateforme continentale nord-africaine et pro-delta de la région de Tremp).

Cette méthodologie est applicable au Secondaire et probablement au Primaire.

LISTE DES AUTEURS

ADJAS A.	1
ADOLPHE J-P.	3 & 5
ARNOUX A.	64
BARBAROUX L.	21
BEAUVAIS L.	6
BECKARY S.	66
BLANC J.-J.	7
BLOT Ph.	10
BODERGAT A.-M.	12
BREHERET J.	14
BROCARD Ch.	15
BUROLLET P.-F.	17
CAMOIN G.	19
CARRIO Cl.	21
CASANOVA J.	23 & 25
CHAOUACHI M.	58
COUDRAY J.	64
COURVILLE Ph.	27
CUIF J.-P.	29
DEBENAY J.-P.	30
DEBRENNE F.	32
EMIG Ch.	34
ESCUILLE F.	47
FAURE H.	35
FERAL P.	37
FLOQUET M.	38
FOUCAULT A.	40
FROJET C.	64
GAILLARD Ch.	41
GALLARD E.	3
GANDIN A.	32
GARCIA J.-P.	27
GASPARD D.	42
GIGOT C.	53
GIRESSE P.	35
GOUT B.	64
GROSHENY D.	44
HOTTINGER L.	45
HUGUENEY M.	47
JANIN M.-Ch.	49
KOUYOUMONTZAKIS G.	64
LAMBOY M.	51
LAURIN B.	27
LE NINDRE Y.-M.	53
LOUBIERE J.F.	3 & 5
MASSE J.-P.	1 & 64
MENOT J.-Cl.	38
MILANDOU R.	62
MOISSETTE P.	54
MONTAGGIONI L.	1
NURY D.	25
ONOFRE DE MORAIS J.	60
PARADAS J.	3 & 5
PASCAL A.	38
PHILIP J.	55
PIRAZZOLI P.A.	35

PURSER B. 56
RAZGALLAH S. 58
REYRE Y. 64
REYS J.-P. 64
ROUCHY J.-M. 61
SA'FREIRE G. 60
SAINT-MARTIN J.-P. 61
SARFATI J. 62
SOLEILHAVOUP F. 3 & 5
THIERRY J. 27
THOMASSIN B.-A. 64 & 35
VACELET E. 64
VACHARD D. 58 & 66

LISTE DES PARTICIPANTS

ADOLPHE Jean-Pierre
Géodynamique des Milieux continentaux
Lab.de Géomicrobiologie - Univ. P.& M. Curie
TOUR 16 - 4° étage
4,Place Jussieu
75252 PARIS CEDEX 05.

ARNAUD Annie
Institut Dolomieu
Rue M. Grignoux
58031 GRENOBLE CEDEX

ASO SAMPER Eliseo Javier
Departamento de Ciencias de la Tierra
Carea Petrologia - Universidad Zaragoza
50009 ZARAGOZA (ESPAGNE)

BARBAROUX Lucien
Lab. de Stratigraphie & Paléoécologie
Univerité de Provence - St Charles
3, Place Victor Hugo
13331 MARSEILLE CEDEX 3

BEAUVAIS Louise
26, rue Carnot
92160 ANTONY

BECKARY S.
Université de Lille
Lab. de Paléobotanique
Bât. SN5
VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX.

BLANC Jean-Joseph
Roseraie Borely, F1
Avenue de Hambourg
13008 MARSEILLE

BLOT Philippe
183,Rue du Général Leclerc
94000 CRETEIL

BODERGAT Anne-Marie
Université Claude Bernard
Département Sciences de la Terre
27-43, Bvd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE

BODEUR Yves
Lab. de Géologie - Faculté des Sciences
2, rue de la Houssinière
44072 NANTES CEDEX 03

BREHERET Jean
Lab. de Géologie - Faculté des Sciences
Parc de Grandmont
37200 TOURS

BREYER Ralf
Geologisch-Paläontologisches Institut
der TH Darmstadt
Schnittspahnstr. 9
D - 6100 DARMSTADT (All. Ouest)

BUROLLET Pierre F.
134 Parc de Cassan
95290 L'ISLE ADAM

CAMOIN Gilbert
U.A.12 CNRS- Muséum Histoire Naturelle
8, rue Buffon
75005 PARIS

CARRIO Claude
5,rue Julien JULES
13015 MARSEILLE

CASANOVA Joël
Lab. de Géologie du Quaternaire
CNRS Luminy - Case 907
13288 MARSEILLE CEDEX 9

CIBAJ Irfan
Univ. Sciences & Techniques de Lille
UFR Sciences de la Terre - Dynamique Sédimentaire
et Structurale
59655 VILLENEUVE D'ASCQ

COMBES Pierre Jean
Géologie des Gîtes minéraux -
Univ.Sciences & Techniques du Languedoc
Place Eugène Bataillon
34060 MONTPELLIER

CROUZEL Fernand
Lab. de Géologie-Paléontologie
Institut Catholique
31, rue de la Fonderie
31068 TOULOUSE CEDEX

CUIF Jean-Pierre
Lab. de Pétrologie sédimentaire & Paléontologie
Bât. 504 - Fac. des Sciences
91405 ORSAY

DEBENAY Jean-Pierre
Département de Géologie - Fac. des Sciences
Université du Maine
72017 LE MANS

DEBRENNE Françoise
13, rue du Long Foin
91700 STE-GENEVIEVE-DES-BOIS

EMIG Christian
Station Marine d'Endoume
Rue Batterie des Lions
13007 MARSEILLE

FAURE Hugues
Lab. de Géologie du Quaternaire
CNRS Luminy - Case 907
13288 MARSEILLE CEDEX 9

FLOQUET Marc
Centre des Sc. de la Terre
Université de Bourgogne
6, Bld Gabriel
21100 DIJON

FERAL Pierre
Le Bout Grisard
St-GABRIEL
14480 CREULLY

FOUCAULT Alain
Muséum Histoire Naturelle
43, rue Buffon
75005 PARIS

GAILLARD Christian
Centre des Sciences de la Terre
Université de Lyon 1
27-43 Bvd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE CEDEX

GANDIN Anna
Dpto di Science della Terra
Via delle Cerchia 3
53100 SIENA (ITALIE)

GASPARD Danièle
Université d'Orsay
Bât. 504- Fac. des Sciences
91405 ORSAY

HOTTINGER L.
Geologisch-paläontologisches Institut
der Universität Basel
CH - 4056 BASEL (SUISSE)

HUGUENEY Marguerite
Département des Sciences de la Terre
Université Claude Bernard
27-43 Bvd du 11 Novembre
69622 VILLEURBANNE CEDEX

JANIN Marie-Christine
Université P.& M.Curie
Lab. de Stratigraphie - Tour 15 - 4° étage
4, Place Jussieu
75252 PARIS CEDEX 05

LAMBOY Michel
Laboratoire de Géologie
Fac. des Sciences - B.P.118
76134 MT-SAINT-AIGNAN CEDEX

LE NINDRE Yves-Michel
B.R.G.M. - B.P. 6009
45060 ORLEANS CEDEX

MABIALA MABELE Robert
Lab. de Géologie Marine
2, rue de la Houssinière
44072 NANTES CEDEX 03

MASSE Jean-Pierre
Lab. de Stratigraphie & Paléoécologie
U.A. 1208 CNRS. Université de Provence
St-Charles
3, Place Victor-Hugo
13331 MARSEILLE CEDEX 3

MENOT Jean-Claude
Centre des Sc. de la Terre
Université de Bourgogne
6, Bld Gabriel
21100 DIJON

MOISSETTE Pierre
Université d'Oran - Institut des Sc. de la Terre
B.P. 16
ES SENIA (ORAN) (ALGERIE)

MONTAGGIONI Lucien
Université de la Réunion
B.P. 5
97490 STE CLOTILDE (ILE DE LA REUNION).

PERRET Marie-France
Laboratoire de Géologie-Pétrologie
38 rue des 36 Ponts
31400 TOULOUSE

ROUCHY Jean-Marie
Lab. de Géologie - Muséum Histoire Naturelle
43, rue Buffon
75005 PARIS

PURSER Bruce
Lab. de Pétrologie sédimentaire & Paléontologie
Bâtiment 504- 4 è étage - Fac. des Sciences
91405 ORSAY

RAZGALLAH S
Faculté des Sciences - Dept. Sciences de la Terre
Campus Universitaire
1060 TUNIS (TUNSIE)

SA FREIRE George Santander
Lab. de Géologie Marine & Appliquée
2, rue de la Houssinière
44100 NANTES CEDEX 03

SAINT-MARTIN Jean-Paul
2, rue des Ratraits
94380 BONNEUIL-SUR-MARNE

SARFATI Janine
Centre Géologique & Géophysique
U.S.T.L.
34060 MONTPELLIER

TAUGOURDEAU Josette
Lab. de Micropaléontologie
Tour 15 - 4° 2tage
Université P. & M.Curie
4, Place Jussieu
75252 PARIS CEDEX 05

THIERRY Jacques
Centre des Sciences de la Terre
Université de Bourgogne
6, Bd Gabriel
21100 DIJON

THOMASSIN Bernard
Station Marine d'Endoume
Rue de la Batterie des Lions
13007 MARSEILLE

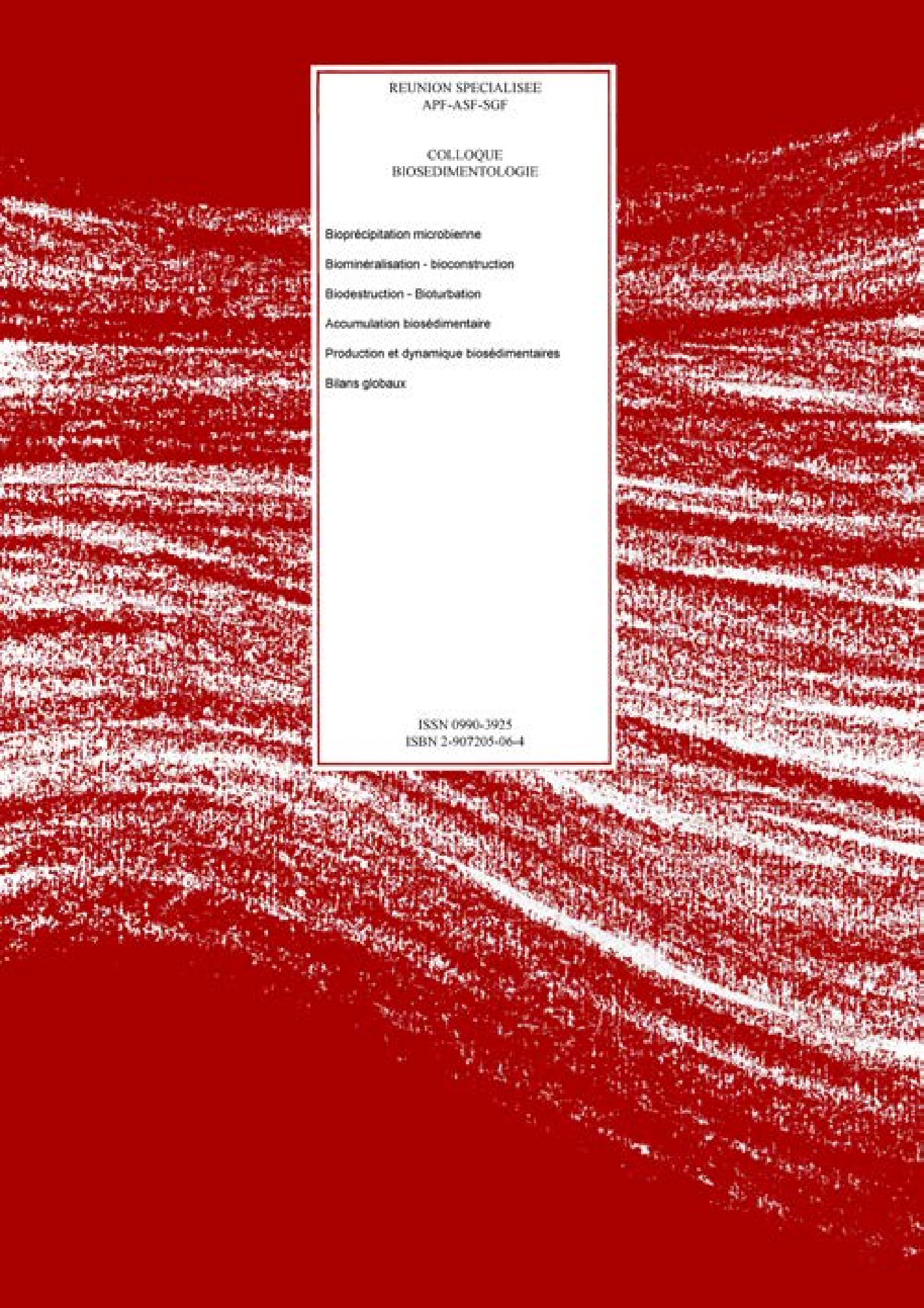
VACHARD Daniel
Université de Lille
Lab. de Paléobotanique
Bât.SN5
VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX.

Ce document a été imprimé par

PHOTOLABO HASSLER

4 rue Dancourt, 77300 Fontainebleau

Dépôt Légal : 4ème trimestre 1988



REUNION SPECIALISEE
APF-ASF-SGF

COLLOQUE
BIOSEDIMENTOLOGIE

Bioprécipitation microbienne

Biominéralisation - bioconstruction

Biodestruction - Bioturbation

Accumulation biosédimentaire

Production et dynamique biosédimentaires

Bilans globaux

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-06-4