Brest, Palais des Congrès, 18-20 novembre 1991

3ème CONGRÈS FRANÇAIS DE SÉDIMENTOLOGIE

LIVRE DES RÉSUMÉS

ASF
ASSOCIATION DES SEDIMENTOLOGISTES FRANÇAIS

3ème Congrès Français de Sédimentologie

Brest, Palais des Congrès

18-19-20 Novembre 1991

PROGRAMME DU LUNDI 18 NOVEMBRE - MATIN

ACCUEIL : à partir de 8h30

9h30 - 10h00 : CEREMONIE D'OUVERTURE

SESSION : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN MILIEU MARIN (paramètres physiques) Salle A

10h00 : CHAPALAIN G. - Détermination d'une loi d'érosion pour un lit stratifié de sédiments cohésifs. p. 73
10h20 : KARLIKOW N. - Modélisation numérique du tassement et de la consolidation d'une vase. p. 175
10h40 : BASSOULET Ph. et LE HIR Ph. - Dynamique des sédiments cohésifs dans un estuaire macrotidal : approches par mesures in situ et modélisation mathématique. p. 23
11h00 : BINET Ch., BEAUCHAMP J. et BADAIRE C. - Déplacement des passes en baie de Somme : essai d'interprétation. p. 39
11h20 : THAURONT F., BERNE S., BOURILLET J.-F., CIRAC P. - Architecture et dynamique des dunes tidales du chenal du Cap-Ferret (bassin d'Arcachon). p. 271
11h40 : BERNE S. - Enregistrement sédimentaire des fluctuations du régime hydrodynamique dans l'embouchure de la Gironde. p. 31

12h20 - 14h00 : PAUSE DEJEUNER

SESSION : BIOSEDIMENTOLOGIE Salle B

10h00 : BADAIRE C., BEAUCHAMP J. et BINET Ch. - Voiles de diatomées et colmatage d'une baie : la baie de Somme. p. 19
10h20 : GUILLOU J.-J., WESTALL F. - Crystallogenèse d'une magnésite d'origine colloïdale, à structure stromatolitique (Pacios, Espagne). p. 153
10h40 : PRUD'HOMME A., VACHARD D. et MANSY J.-L. - Ciments sous-marins et biosédimentologie des calcaires viséens de la formation napoléon, boulonnais (Nord de la France). p. 229
11h00 : WESTALL F. et GUILLOU J.J. - A magnesite stromatolite of lowermost Cambrian age from Pacios, Spain. p. 287
11h20 : TILOT V. - Qui construit les pyramides abyssales ? p. 277
11h40 : ROUX M. et l'équipe CALSUB - Environnements bathyaux en Nouvelle-Calédonie : sédiments et biophases à cachet néritique, dunes hydrauliques. p. 237
12h00 : BUSSON G. et NOEL D. - Le rôle constructeur d'une espèce du nannophytoplancton calcaire (*schizosphaerella punctulata*) dans les calcaires fins pélagiques du Lias p. 63b

12h20 - 14h00 : PAUSE DEJEUNER

SESSION : SEDIMENTS ET EXTENSION Salle C

10h00 : GELI L. - Etude de la dorsale de Mohn, au voisinage de 72°N, en Mer de Norvège et du Groenland : corrélation entre évènements sédimentaires et réajustements tectono-volcaniques, depuis la fin du Miocène jusqu'à l'Actuel. p. 141
10h20 : AUFFRET G.A., NEEDHAM H.D., FOUQUET Y., BOUGAULT H., CAMBON P., ETOUBLEAU J., KERBRAT R. et DAUTEUIL O. - Dépôts volcano-sédimentaires et hydrothermaux au sommet d'un mont sous-marin de la ride médio-atlantique. p. 11
10h40 : ACCARIE H. et RENARD M. - Le manganèse dans les sédiments océaniques anciens : un marqueur de l'activité hydrothermale. p. 1
11h00 : CLAUDE D. - Le flysch gréseux albo-cénomanien de Mixe (Pays Basque, France) : exemple d'un système turbiditique en contexte distensif. p. 81
11h20 : ROLLET J., MONDEGUER A., COUSSEMENT C., REHAULT J.-P. et TIERCELIN J.-J. - Structure and fault development along the Tanganyika rift valley. p. 236b
11h40 : BOUROULLEC J.-L, REHAULT J.-P., ROLLET J. et TIERCELIN J.-J. - Processus sédimentaires et dynamique récente dans le nord du lac Tanganyika. p. 52b

12h20 - 14h00 : PAUSE DEJEUNER

PROGRAMME DU LUNDI 18 NOVEMBRE - APRES-MIDI

SESSION : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN MILIEU MARIN (paramètres physiques) Salle A

14h00 : CASTAING P., COLLINS M., DE RESSEGUIER A., TASTET J.-P., VINCENT C., VOULGARIS G. et WEBER O. - Stratégie d'étude du transport global des sables (suspension et charriage) dans la zone littorale. p. 67
14h20 : AVOINE J. - Utilisation des traceurs fluorescents pour l'étude des mouvements sédimentaires en milieu subtidal. p. 117
14h40 : LEVOY F. - Dynamique sédimentaire intertidale sur la côte ouest du Cotentin : méthodes, techniques et résultats. p. 193

15h20 - 16h20 : SESSION POSTERS

SESSION : RECONNAISSANCE DE CYCLES Salle A

16h20 : DUMAS A. - Diacore - Mesure en continu de la densité des carottes par une méthode non destructive "La Gamma densimétrie". p. 121
16h40 : SCHEERENS S., LE STRAT, PERRIN J., et RAZIN Ph. - Apports de l'Imagerie de Paroi (FMS) à l'analyse strati graphique et sédimentologique des séries mésozoïques du forage Balazuc 1 (Programme Géologie Profonde de la France - Ardèche). p. 251
17h00 : VAN BUCHEM FSP, MELNYK D.H., McCAVE I.N. - Chemical cyclicity and correlation of Lower Lias mudstones using Gamma ray logs, Yorkshire, U.K. p. 283
17h20 : DROMART G., GUILLOCHEAU F., CURIAL A. et ELMI S. - Les séquences du système transgressif Rhétien-Hettangien basal de la bordure ardéchoise. Forage GPF - Balazuc n° 1. p. 115
17h40 : DABARD M.-P. et CHAUVEL J.-J. - Les variations bathymétriques pendant l'Arenig inférieur dans la Montagne Noire (région de Saint-Chinian). p. 97

SESSION : SEDIMENTATION LITTORALE Salle B

14h00 : BIAGI A. et ANDRE J.-P. - Typologie de faciès et dynamique de dépôt des sables coquilliers bioclastiques néogènes de la région de Doue-La-Fontaine (sud du Maine-et-Loire). p. 37
14h20 : THOMASSIN B., ARNOUX A., EL MOUTAKI S., FROGET C., KOUYOUMONTZAKIS G. et LEZINE A.-M.- La dernière transition glaciaire-interglaciaire dans le lagon de Mayotte (Canal de Mozambique, SW Océan Indien) ; premières données sur la sédimentation holocène et les paléoenvironnements. p. 275
14h40 : ROBERT S. - Rôle des séquences d'assèchement/submersion en marais maritimes atlantiques : résultats biosédimentologiques et géomécaniques préliminaires. p. 235
15h00 : DEBENAY J.-P., GUILLOU J.-J., PAGES H. et MOGUEDET G. - Transformation d'un fleuve sahélien en lagune sursalée : vitesse d'évolution du système et marqueurs biologiques. p. 101

15h20 - 16h20 : SESSION POSTERS

SESSION : SEDIMENTATION LITTORALE — Salle B

16h20 : RIERA G., CANALS M. and SERRA J. - High frequency morphosedimentary changes of the modern Ebro River-Mouth. p. 233
16h40 : GAYET J., BABIN P. et FAUGERES J. C. - Hydrodynamique, séquence de comblement et évolution morphologique d'un delta de flot en régime mésotidal (bassin d'Arcachon-France). p. 139
17h00 : CORBAU C., TESSIER B., CLABAUT P. et CHAMLEY H. - Bilan sédimentaire pluri-décennal du littoral dunkerquois. p. 91
17h20 : LOARER R., ARNOUX A., BODENNEC G., MARTIN Y., BONNEFOND J.L. et PAGANO G. - Influence d'un rejet de station d'épuration sur les sédiments littoraux. Le cas de la rade de Toulon (Var). p. 195
17h40 : HALLEGOUET B. et VAN VLIET-LANOE B. - Dynamique périglaciaire des estrans fossiles (fin du stade 5E et plus anciens) du Massif Armoricain. p. 157

SESSION : TECTONIQUE ET SEDIMENTATION — Salle C

14h00 : DROMART G., COURTINAT B., DROUET S. et LAVAL M. - Roches-mères et systèmes transgressifs : analyse comparée de l'Hettangien et du Toarcien de la bordure ardéchoise (SE France). p. 117
14h20 : GIOT D., FROURE F., ELMI S., NAVILLE C., PERRIN J., STEINBERG M. et le Groupe de Projet Ardèche - Influence de la faille d'Uzer sur la sédimentation. Résultats préliminaires du forage de Balazuc (Ardèche). Programme Géologie Profonde de la France. p. 143
14h40 : REVERT J. et DELFAUD J. - Episodes bréchiques et évaporitiques à la limite Oxfordien-Kimméridgien dans le Quercy. Signification géodynamique. p. 231
15h00 : BUROLLET P.-F. - Sédimentation associée à la tectonique en radeaux des marges en distension. p. 63

15h20 - 16h20 : SESSION POSTERS

SESSION : TECTONIQUE ET SEDIMENTATION — Salle C

16h20 : CHAMLEY H., ANGELIER J., TENG L.S. - Expression de la tectonique et de l'environnement dans la sédimentation argileuse plio-quaternaire de Taiwan. p. 71
16h40 : THOMAS R., DELFAUD J., NEURDIN J. et SABRIER R. - Action conjuguée de l'eustatisme et de la tectonique dans le dépôt du complexe deltaïque éocène supérieur-oligocène de Jaca (Espagne). p. 273
17h00 : BONJOUR J.L., BOUILLE S., CALVEZ J.Y., CHANTRAINE J., CHAUVEL J.J., GUERROT C., JANJOU D. et RABU D. - Sédimentation et tectonique à la limite Protérozoïque - Paléozoïque en Bretagne centrale et occidentale (Massif Armoricain) : nouvelles contraintes radiométriques. p. 47
17h20 : IZART A - Genèse des séquences dans le bassin paralique carbonifère du Nord-Ouest de l'Europe. p. 169
17h40 : SEGURET M. - Paradoxe des relations tectonique sédimentation : les discordances sur chevauchement ne datent pas l'activité tectonique - Exemple Sud-Pyrénéen. p. 255

PROGRAMME DU MARDI 19 NOVEMBRE - MATIN

SESSION : RECONNAISSANCE DE CYCLES — Salle A

8h30 : BLANC J.J - Interprétation d'une séquence littorale : le Moghrebien de Tarfaya (Maroc). Analyses d'images appliquées aux ciments et au réseau poreux. p. 41

8h50 : MARZA Ph., SEGURET M. et MEGARD J. - Modèle quantitatif et paramètres des cycles haute fréquence en plate-forme carbonatée inter à supratidale : l'Hettangien de Lodève. p. 207

9h10 : CLERC-RENAUD-MARSSET T. - Enregistrement des périodicités liées à la variation des paramètres orbitaux dans la sédimentation alternante du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (Sierra de Fontcalent, Espagne). p. 83

9h30 : FAGEL N., DEBRABANT P., DE MENOCAL P. et DEMOULIN B. - Les argiles, nouveaux marqueurs paléoclimatiques à haute résolution, dans les sédiments néogènes de la Mer d'Arabie et du Bassin indien central. p. 131

9h50 - 10h50 : SESSION POSTERS

SESSION : RECONNAISSANCE DE CYCLES — Salle A

10h50 : BERTRAND P. et LALLIER-VERGES E. - Sédimentation organique cyclique à courte période dans l'évènement anoxique de la limite Cénomanien-Turonien de l'Atlantique nord-est (DSDP LEG93, site 603 B) : proposition d'un modèle eustatique. p. 35

11h10 : IATZOURA A. et RENARD M. - Géochimie organique de la formation quérécual (Cénomano-turonien, Vénézuéla). Corrélation avec les séquences lithologiques. p. 167

11h30 : BEAUDOIN B. et M'BAN R. - Rythmicité des niveaux riches en matière organique dans le Cénomanien d'Italie centrale. p. 25

11h50 : GIRAUD F., COTILLON S. et SCHAAF A. - Recherche du signal eustatique en domaine pélagique profond par l'étude des variations relatives des flux de matière. Application au Crétacé inférieur des sites 534 DSDP (Atlantique central) et 535 DSDP (Golfe du Mexique). p. 145

12h00 - 14h00 : PAUSE DEJEUNER

SESSION : SEDIMENTATION PROFONDE — Salle B

8h30 : STEINBERG M. - Minéralogie des argiles de l'Océan Atlantique et faciès sédimentaires I : un exemple, le forage 366. p. 261

8h50 : STEINBERG M. - Minéralogie des argiles de l'Océan Atlantique et faciès sédimentaires II : une approche statistique ; et III : et quand on considère un seul faciès. p. 263

9h10 : BOUT V., FAGEL N., DEBRABANT P., CHAMLEY H. et CAULET J.-P. - Origine des minéraux argileux des sédiments néogènes et quaternaires du bassin indien central. p. 55

9h30 : PAUC H. - La nature minéralogique des apports en suspension sur la marge algérienne et leurs relations avec les sédiments. p. 225

9h50 - 10h50 : SESSION POSTERS

SESSION / SEDIMENTATION PROFONDE — Salle B

10h50 : MASSE L., FAUGERES J.-C., MEZERAIS M.-L. et STOW D.V.A. - Contourites quaternaires dans le Bassin sud-brésilien : enregistrement des paléocirculations de fond antartiques (AABW). p. 209

11h10 : MEZERAIS M.-L., FAUGERES J.-C. et MASSE L. - Accumulation de contourites édifiée par l'eau de fond antarctique, au débouché du Vema channel (Bassin sud-brésilien). p. 215

11h30 : HOFFERT M., LE SUAVE R., PAUTOT G., SCHAAF A., COCHONAT P., MOREL Y. et LARQUE P. - Caractérisation, par observations directes à l'aide du submersible "nautile", des structures érosives actuelles des zones à nodules polymétalliques du Pacifique nord équatorial : les "taches grises". p. 161

12h00 - 14h00 : PAUSE DEJEUNER

SESSION : SEDIMENTATION SUR LES PENTES ET DEPOTS GRAVITAIRES — Salle C

8h30 : COCHONAT P. - L'initiation des processus gravitaires récents sur la pente continentale. p. 85

8h50 : BALTZER A., COCHONAT P., PIPER D.J.W. et OLLIER G. - Relation entre les processus de surconsolidation et la présence d'évènements gravitaires sur la marge de Nouvelle-Ecosse au Quaternaire récent. p. 21

9h10 : BERKHLI M., PAICHELER J.C. et VACHARD D. - Dynamique du bassin viséen de Jerada (Meseta orientale - Maroc) : un exemple de mégaséquences volcano-sédimentaires et de turbidites à cachet pyroclastique. p. 29

9h30 : BLANC J.J., DEGIOVANNI C., POYDENOT F., ROUX M. et WEYDERT P. - Analyse multicritères des réseaux aux canyons sous-marins de la Cassidaigne et de Planier (Marseille sud). Interprétation géodynamique. p. 43

9h50 - 10h50 : SESSION POSTERS

SESSION : SEDIMENTATION SUR LES PENTES ET DEPOTS GRAVITAIRES — Salle C

10h50 : DENNIELOU B., MOONS A, DE BATIST M. et MILLER H. - Stratigraphie sismique détaillée et analyse de faciès du lobe oriental du Crary Fan, mer de Weddell, Antarctique. p. 109

11h10 : CREMER M. et MEZERAIS M.-L. - La partie distale de l'Eventail subaquatique du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne). p. 93

11h30 : CIBAJ I., MOUSSINE-POUCHKINE A., IMBERT P. et LEZZAR K.A. - High-density turbidity system : the Campsaur sandstone, paleogenie, Hautes Alpes, France. p. 77

11h50 : OLLIER G. - Répartition et mode de mise en place des dépôts proximaux d'un éventail volcanoclastique sous-marins : exemple du volcan de la Fournaise (Ile de la Réunion). p. 219

12h00 - 14h00 : PAUSE DEJEUNER

PROGRAMME DU MARDI 19 NOVEMBRE - APRES-MIDI

SESSION : SEQUENCES DE DEPOT — Salle A

14h00 : GUILLOCHEAU F., MERZERAUD G., LEJAY A., FRIEDENBERG R. et HOFFERT M. - Modélisation de l'expression stratigraphique des séquences génétiques (20-400 Ka) sur un profil de dépôt offshore/shoreface/plaine côtière. p. 149

14h20 : DUGUE O., RIOULT M., JAN DU CHENE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.-M. et VAIL P.R.- Stratigraphie séquentielle haute-résolution du Jurassique moyen-supérieur dans le bassin anglo-parisien (Normandie, Maine, Dorset). p. 119

14h40 : LAFONT F., ESCHARD R., GUILLOCHEAU F. - Caractérisation de faciès et stratigraphie séquentielle haute résolution : cas d'une côte à faible énergie (exemple des grès de Sabinanigo - Pyrénées espagnoles). p. 183

15h00 : RUBINO J.L., CLAUZON G., GUY L., LESUEUR J.L., CRUMEYROLLE P. et GRANIER B. - Les barres tidales bioclastiques (faciès foramol) : un élément majeur des cortèges transgressifs du Miocène Rhodanien. p. 241

15h20 - 16h20 : SESSION POSTERS

SESSION : SEQUENCES DE DEPOT — Salle A

16h20 : CASANOVA J. et HILLAIRE-MARCEL C. - Chronologie et paléohydrologie des hauts niveaux lacustres quaternaires du bassin Manyara (Tanzanie) p. 65

16h40 : LESUEUR J.-L., RUBINO J.-L. et LENGUIN M. - Le paléogène du bassin d'Apt-Manosque-Forcalquier ; paramètres de contrôle de la sédimentation continentale. p. 189

17h00 : COJAN I. - Séquences de dépôts lacustres en réponse à des fluctuations du bilan hydrologique. p. 89

SESSION : ENREGISTREMENT DES MODIFICATIONS EN MILIEU CONTINENTAL — Salle B

14h00 : SABRIER R., TOUTIN-MORIN N. et DELFAUD J. - Rôle perturbateur du relief dans la genèse des minéraux argileux : exemple des bassins provençaux au Permien supérieur et au début du Trias. p. 245

14h20 : SABRIER R. et GEISLER-CUSSEY D. - L'évolution des argiles : reflet de la pédogenèse dans le poudingue de Jurançon. p. 247

14h40 : HUYGHE A., PRUD'HOMME A. et VACHARD D. - Nouvelle interprétation sédimentologique du banc d'or (bassin franco-belge, Viséen). p. 165

15h00 : BUFFARD R. - Les gisements de fer de la région de Kisanga, Shaba méridional, Zaïre : les traces d'un paléokarst du Protérozoïque supérieur. p. 61

15h20 - 16h20 : SESSION POSTERS

SESSION : ENREGISTREMENT DES MODIFICATIONS EN MILIEU CONTINENTAL Salle B

16h20 : KARRAT L., MACAIRE J.-J., PERRUCHOT A. et COCIRTA C. - Les éléments d'origine basaltique dans les sédiments fluviatiles : influence des divers modes de désagrégation météoritique des basaltes. Exemples pris dans le Moyen Atlas au Maroc. p. 177
16h40 : CHAUVEL J.-J. et DURAND J. - Origine du matériel détritique dans la formation d'Erquy-Frehel (Ordovicien de Bretagne-septentrionale). p. 75
17h00 : BOURQUIN S., CLERMONTE J. et DURAND M. - Les grès de Chaunoy : modalités particulières de la sédimentation triasique dans le Centre-Ouest du Bassin de Paris, à la lumière des données diagraphiques. p. 53

SESSION : SEDIMENTATION SUR LES PENTES ET DEPOTS GRAVITAIRES Salle C

14h00 : ALONSO P., PALANQUES A., CANALS M. et REHAULT J.-P. - The Valencia valley : origin and evolution of a "Mid-Ocean Channel" sea valley type in the northwestern mediterranean. p. 3
14h20 : PALANQUES A., ALONSO B. et LI FARRAN M. - Effects of sea level changes in deep environments : the case of the Valencia trough during the Quaternary. p. 221
14h40 : ROUX M.R., DEGIOVANNI C., BLANC-VERNET L., LE CAMPION J., POYDENOT F., WEYDERT P. - Etudes desparticules en suspension piégées dans le canyon sous-marin de Toulon (France). p. 239
15h00 : HERBOSCH A. - Le Trémadocien du massif du Brabant (Belgique) : turbidites de faible densité et faciès pélagiques associés. p. 159

15h20 - 16h20 : SESSION POSTERS

SESSION : DIAGENESE ET TRANSFERTS DE MATIERE Salle C

16h20 : D JARNIA M.R. - Diagenèse et datations K-Ar des réservoirs de Hassi R'Mel (Algérie) p. 113
16h40 : BENRABAH B. et KERDJIDJ K.M. - Diagénèse des réservoirs triasiques du gisement de Haoud Berkaoui (Sahara Central, Algérie). p. 27
17h00 : MAACHE N. - La diagenèse dans les grès de Dkhissa (Siegenien). Ougarta, Sahara Nord Occidental. p. 201

17h30 - 19h00 : ASSEMBLEE GENERALE DE L'ASF Salle A

PROGRAMME DU MERCREDI 20 NOVEMBRE - MATIN

SESSION : SEQUENCES DE DEPOT — Salle A

9h00 : DEGIOVANNI C. et POYDENOT F. - Présence d'un corps sableux transgressif quaternaire récent sur le plateau continental provençal. p. 105

9h20 : CRUMEYROLLE Ph., LESUEUR J.L., CLAUDE D., JOSEPH Ph. - Compartimentage faciologique et hiérarchie de séquences de dépôt dans un complexe deltaïque : exemple des grès de Roda, Eocène sud-pyrénéen, Espagne. p. 95

9h40 : JOSEPH P., CLAUDE D., CRUMEYROLLE P. et LESUEUR J. - Analyse des corps sédimentaires par visualisation et animation 3D : application au complexe deltaïque de Roda, Eocène sud-pyrénéen, Espagne. p. 173

10h00 - 10h20 : PAUSE

10h20 : ARNAUD-VANNEAU A. et CARRIO-SCHAFFHAUSER E. - Anomalies diagénétiques associées aux limites de séquence dans les P.F. carbonatées éocrétacées du Jura et des chaînes subalpines (SE de la France). p. 7

10h40 : JAVAUX C. et FLOQUET M. - Effets diagénétiques en relation avec les discontinuités sédimentaires - Exemples dans les carbonates de la plate-forme pariso-bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien inférieur. p. 171

11h00 : MALARTRE F. et FERRY S. - Position séquentielle des phases de creusement et de remplissage de vallées. Exemple du Turonien supérieur du massif d'Uchaux (vallée du Rhône). p. 203

11h20 : METTRAUX M., GUILLOCHEAU F. et DOMMERGUES J.-L. : Sédimentologie de séquences de dépôt condensées (2-3.5 MA) : le Sinémurien supérieur - Pliensbachien inférieur de Bourgogne. p. 213

SESSION : DIAGENESE ET TRANSFERTS DE MATIERE — Salle B

9h00 : TERRAB S., BEAUDOIN B., EL KAMALI N. et PINAULT M. - Les nodules carbonatés du passage Cénomano-Turonien du bassin d'Agadir (Maroc). p. 267

9h20 : GUZMAN VEGA M. et DELFAUD J. - La matière organique du Jurassique supérieur au bassin de Tampico-Tuxpan : son évolution en fonction de l'histoire du bassin. p. 155

9h40 : KHATIB R. et ALLOUC J. - Formations post-dépôt dans le Paléocène inférieur de la région du Cap Vert (Sénégal occidental). p. 179

10h00 - 10h20 : PAUSE

10h20 : FAUGERES J.-C., BERNAT M., BOULEGUE J., FOUCHER J.-P. et GRIBOULARD R. - Manifestations superficielles de circulations de fluides sur la terminaison sud du prisme d'accrétion tectonique de la Barbade. p. 133

10h40 : FOUCHER J.P. - Evaluation quantitative des circulations de fluides au sein des prismes d'accrétion de la Barbade et de Nakai. p. 135

11h00 : LAPOINTE Ph. et MAURIN A.-F. - Figures de transfert de fluides. De l'expérimentation à l'observation. p. 185

11h20 : DELFAUD J., SABRIER R., AIT OUALI R. et LAADILA M. - Enchaînement des types pétrographiques et géochimiques de dolomie lors des stades d'évolution tardifs. p. 107

SESSION : SEDIMENTATION DE PLATEFORME — Salle C

9h00 : SCHNEIDER J.-L. - Caractérisation et évolution d'un ensemble volcano-sédimentaire marin : la Formation Obispo (Miocène, Coast Range, Californie centrale, U.S.A.). p. 253
9h20 : LOI A., DABARD M.P., BARCA S., CHAUVEL J.-J. et LEONE F. - Origine des phases minérales des placers de la Formation de Punta Serpeddi (Ordovicien supérieur, SE Sardaigne, Italie). p. 197
9h40 : DE PUTTER Th. - Sédimentologie et paléo-environnement de la formation anhydritique du Viséen supérieur franco-belge. p. 99

10h00 - 10h20 : PAUSE

10h20 : BODEUR Y. - Les calcaires lithographiques du Jurassique supérieur du Causse de Blandas-Montdardier (Languedoc, France) ont été piégés dans des dépressions structuralement induites. p. 45
10h40 : LESUEUR P., TASTET J.-P. et WEBER O. - Les corps sédimentaires de plate-forme issus des apports en suspension de l'Estuaire de la Gironde (France). p. 191
11h00 : TRENTESAUX A., BERNE S. et DE BATIST M. - Etude sismique haute résolution d'un banc sableux tidal. Le Middelkerke Bank - Mer du Nord méridionale. p. 279
11h20 : AUFFRET J.P. - Géométrie externe et interne du complexe sédimentaire sableux du Pas-de-Calais. p. 9

PROGRAMME DU MERCREDI 20 NOVEMBRE - APRES-MIDI

SESSION ; PRINCIPES ET METHODES — Salle A

13h30 : GUILLOCHEAU F. - Stratigraphie séquentielle et diagraphies : identification et corrélation des séquences génétiques (20-400 Ka)- Application au Jurassique du Bassin de Paris. p. 151
13h50 : BERTHAULT G., CROUZEL F. et JULIEN P.-Y. - Significations des cycles en Sédimentologie. p. 33
14h10 : PROUST J.-N. et DEYNOUX M. - Nature, structure et modalités de préservation des séquences élémentaires de dépôt à la limite marin/continental. p. 227
14h30 : SIMON B. - L'évolution actuelle du niveau des mers. p. 259

14h50 - 15h10 : PAUSE

15h10 : SEGURET M. - Erosions à la transition delta/talus et discordances de type I atypiques du bassin d'avant chaîne Sud-Pyrénéen. p. 257
15h30 : ESCHARD R., CRUMEYROLLE Ph., DESAUBLIAUX G., MONTADERT L., F.S.P. VAN BUCHEM - Géométrie et genèse des surfaces de ravinement en cortège transgressif : l'exemple du Campanien du Colorado (Mesa-Verde Group). p. 129
15h50 : HOMEWOOD P.W., CROSS T.A. et GUILLOCHEAU F. - Surfaces d'érosion et séquences génétiques : un piège perfide de l'enregistrement stratigraphique. p. 163

SESSION POSTERS

AUFFRET G.A., KERBRAT R., ONDREAS H. ET VOISSET M. - Caractérisation sédimentologique préliminaire des sites du projet Eumeli (Jgofs-France). p. 13

AUGRIS Cl., ASSOR R., CLABAUT Ph., GROTTE A. et ONDREAS H. - Formations superficielles du plateau insulaire de la Guadeloupe. p. 15

BONNOT-COURTOIS Ch. et LE VOT - La plage des sables d'or (Côtes d'Armor) - Erosion et sédimentation. p. 49

BOURILLET J.-F. - Géomorphologie à partir d'un modèle numérique de terrain (Baie des Anges, Nice). p. 51

BREYER R. - Le Coniacien de la Provence Rhodanienne - Modifications stratigraphiques : rôle des niveaux à rudistes et séquences de dépôt. p. 57

BUATIER M., PEACOR D.R. et O'NEIL J.R. - La transition smectite-illite dans les sédiments du prisme d'accrétion de la Barbade : mise en évidence d'une dissolution-cristallisation à basse température. p. 59

CASTELO BRANCO R.M.G. - Le bassin du Parnaiba-Brésil : cible d'impact des grosses météorites.p. 69

CLABAUT P., AUGRIS C., VICAIRE O., CHAMLEY H. et DEWEZ S. - Corps sableux et transits sédimentaires dans le Détroit du Pas-de-Calais (partie française). p. 79

COCHONAT P., PIPER D.J.W., OLLIER G., BALTZER A., MORRISON M. et LE DREZEN E. - Evolution progressive d'un glissement rotationnel en un courant de turbidite. p. 87

DECONINCK J.-F. - Diversité génétique des minéraux smectitiques dans les craies cénomano-turoniennes du Nord-Ouest de la France : héritage, authigenèse, rôle du volcanisme. p. 103

DI GIOVANNI Ch. et CAMPY M. - Variations de l'enregistrement sédimentaire dans un lac sur substrat calcaire au cours des 12 0000 dernières années. Exemple du Lac de Chaillexon (Doubs, France). p. 111

DUPRET L. et TESSIER B. - Enregistrement d'une dynamique tidale dans la série turbiditique du Briovérien supérieur de la région de Granville (Normandie). p. 123

DURAND M. - Anatomie des éventails terminaux fluviatiles du Trias provençal. Système sédimentaire sous contrôle climatique et tectonique. p. 125

EL KHANCHOUFI A., BEAUDOIN B. et PINAULT M. - Caractères sédimentaires du Numidien du Rif (Maroc). p. 127

GARLAN T., AUFFRET J.-P. et LAIGNEL B. - La carte sédimentologique des abords du Havre et d'Antifer. p. 137

GRUET Y. et SAURIAU P.-Y. - Quelques peuplements malacologiques ayant contribué au comblement du Marais Poitevin actuel (Vendée et Charente-Maritime). p. 147

KOUYOUMONTZAKIS G., ARNOUX A., THOMASSIN B.A. et GOUT B. - Extension de la zone de Sédimentation terrigène dans le Lagon nord-est de Mayotte (Océan Indien occidental) sous l'effet de l'anthropisation récente. p. 181

LE HIR P., BASSOULET P. et SALOMON J.C. - Modélisation du transport sédimentaire. Application au suivi simultané de contaminants et dissous et particulaires. p. 187

M'HAMMDI N., BERNE S., BOURILLET J.F., AUFFRET J.-P. - Architecture d'un banc sableux tidal : le banc de Sercq (Iles anglo-normandes). p. 199

MARCHAL Cl., HILLY J. et BUFFET A. - Modalités d'une sédimentation halitique. Exemple du gisement keupérien de Lorraine-Champagne (NE France). p. 205

McDONOUGH K.J., CROSS T.A., HOMEWOOD P.W., Associated Elves, ARNAUD H., et ARNAUD-VANNAUD A. - Sédiments, Géométries et Architectures dans la Vallée du Combau (S. Vercors, France) : partage différentiel des faciès par l'usine de carbonate. p. 211

MOSTEFAI S. et BEAUDOIN B. - Déformation de nodules barytiques par compaction (Albien du Sud-Est de la France). p. 217

SABRIER R., NEURDIN-TRESCATES J. et DELFAUD J. - Caractérisation du remplissage des bassins intramontagneux. p. 243

SAVOYE B., COCHONAT P., DROZ L. et PIPER D.J.W. - L'évolution de l'éventail sous-marin du Var depuis la crise méssinienne (Alpes-Maritimes, France). p. 249

TESSIER B. - Les dépôts cycliques du domaine intertidal supérieur dans la Baie du Mont-Saint-Michel. p. 269

TROUILLER A., CHAMLEY H., DEBRABANT P., DECONINCK J.-F. et RECOURT P. - Environnements sédimentaires mésozoïques d'après le forage carotte de Montcornet (Aisne). p. 281

VAN RENSBERGEN P., DE BATIST M., BECK Ch. et VAN HEUVERSWYN E. - Aperçu de la structure et du remplissage lacustre du lac du Bourget par sismique haute résolution. p. 285

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LE MANGANESE DANS LES SEDIMENTS OCEANIQUES ANCIENS : UN MARQUEUR DE L'ACTIVITE HYDROTHERMALE (Site 516 F, Leg 72, Ride de Rio Grande, Atlantique Sud)

THE MANGANESE IN ANCIENT OCEANIC SEDIMENTS : A WITNESS OF THE HYDROTHERMAL ACTIVITY (Site 516 F, Leg 72, Rio Grande Rise, South Atlantic)

Hugues ACCARIE *, Maurice RENARD **

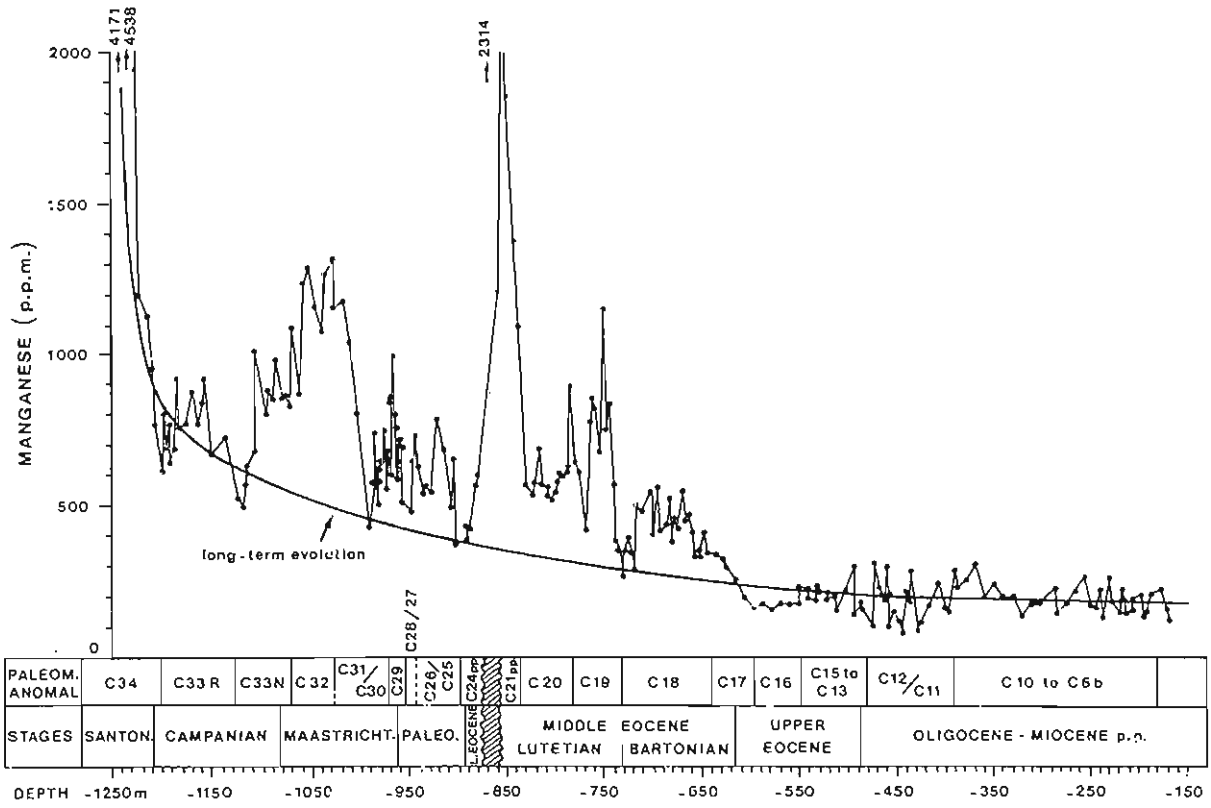
* Ecole des Mines de Paris, Lab. de Sédimentologie, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex

** Université P. et M. Curie, Lab. Géologie des Bassins Sédimentaires et U.R.A. 1315 C.N.R.S. 4 place Jussieu, 75252 Paris Cédex 05

The manganese content of calcareous sediments in Hole 516 F display significant variations from the Senonian to the Early Miocene. The long-term evolution accounts for the hydrothermal manganese input introduced at the oceanic spreading centers. By contrast, the short periods of high manganese content reflect local hydrothermal events.

Le Site 516 F implanté en Atlantique Sud sur la Ride de Rio Grande a traversé entre -150 et -1250 mbsf une série sédimentaire composée pour l'essentiel de boues calcaires à nannofossiles et foraminiféres d'âge Sénonien à Miocène inférieur. Cet ensemble repose sur des basaltes tholéiitiques de la croûte océanique. Le manganèse a été dosé par absorption atomique sur la phase soluble à l'acide acétique N de sédiments calcaires ($50 < \%CaCO_3 < 95$). Les données géochimiques précédemment acquises [1] ont été récemment complétées (250 échantillons au total), ce qui nous donne un point de mesure tous les 4,4 m en moyenne.

La distribution des teneurs en manganèse (Figure) dessine une tendance générale soulignée par une courbe d'allure exponentielle à laquelle se superposent quatre anomalies positives de relativement forte amplitude d'âge Campanien supérieur/Maastrichtien inférieur, Maastrichtien supérieur/Paléocène basal, Lutétien basal et sommital.



Distribution des teneurs en manganèse de la série d'âge Sénonien à Miocène du Site 516 F.

L'évolution à long terme. Les nombreuses études développées dans les domaines océaniques actuels [2-5] révèlent que les circulations hydrothermales le long des dorsales océaniques constituent une des sources majeures des entrées de manganèse dans l'Océan. Elles démontrent également que le taux d'accumulation du manganèse décroît selon une fonction exponentielle avec l'augmentation de la distance à la dorsale jusqu'à atteindre une valeur minimale moyenne à une distance comprise entre 1 000 et 1 500 km. L'évolution à long terme reconnue au Site 516 F souligne une corrélation négative d'allure exponentielle entre les concentrations en manganèse et l'âge du sédiment, ce dernier pouvant être traduit en terme de paléodistance du Site à la ride. Ce profil d'évolution caractériserait alors l'influence des fluides minéralisés émis le long de la dorsale océanique. Cette influence serait significative jusqu'à la fin de l'Eocène moyen, à cette époque le Site 516 F se trouvait éloigné de 1 300 km de la ride médio-atlantique.

Les anomalies au Lutétien. Au cours de l'Eocène moyen la Ride de Rio Grande est le siège d'importantes manifestations tectoniques et volcaniques [6-7]. Au Site 516 F, cette période d'instabilité se marque dans la lithologie par la présence d'un slump de 15 mètres de puissance (à éléments calcaires d'âge Maastrichtien inférieur) surmonté par un ensemble volcanodétritique constitué de niveaux de cendres, de turbidites et de brèches à fragments volcaniques. Des études K/Ar, réalisées sur des biotites prélevées dans les premiers lits de cendres, ont permis de dater un épisode volcanique à 47,4 ± 0,7 Ma contemporain de la forte anomalie géochimique enregistrée à la base du Lutétien (Chron. 21). Les fortes concentrations en manganèse à cette époque seraient les témoins de la circulation de fluides hydrothermaux associée à la phase d'activité volcanique. Une interprétation similaire peut-être envisagée pour les fortes teneurs en manganèse de la fin du Lutétien (Chron. 19).

L'anomalie du Maastrichtien supérieur/Paléocène basal. Au Site 516 F, le substratum basaltique est recoupé par de nombreux filons de celadonites ou de carbonates ayant précipité à partir de la circulation de fluides minéralisés. Les mesures Rb/Sr et $^{87}Sr/^{86}Sr$ réalisées sur ces minéraux remplissant les fractures ont révélé l'existence d'un événement hydrothermal à 68,7± 1,5 Ma [6]. L'augmentation des teneurs en manganèse au Maastrichtien supérieur serait, de fait, l'expression dans les sédiments superficiels de cette activité hydrothermale.

L'anomalie du Campanien supérieur/Maastrichtien inférieur. Des études minéralogiques de la fraction argileuse ont été réalisées sur des Sites forés sur la Ride de Rio Grande (Sites 21 et 357) et dans les domaines voisins (Sites 20 et 356) [8]. Les assemblages argileux des Sites 21 et 357 (le Site 357 étant distant de 36 km du 516 F) montrent une augmentation des pourcentages en illite au dépend de la smectite au cours des périodes du Campanien supérieur/Maastrichtien inférieur et du Maastrichtien supérieur/Paléocène inférieur. Ces deux épisodes d'enrichissement en illite disparaissent clairement vers l'Ouest (Site 356, Plateau de Sao Paulo) tandis que vers l'Est (Site 20), à cause du manque de recouvrement de la série, seule la disparition du second épisode peut être appréciée. Ces évolutions latérales tendent à souligner le caractère local de ces modifications minéralogiques alors restreintes au seul secteur de la Ride de Rio Grande. L'augmentation des teneurs en illite au Campanien supérieur/Maastrichtien inférieur, identifiée sur les Sites 21 et 357, est comtemporaine de l'augmentation des teneurs en manganèse au Site 516 F. Ceci suggère pour ces variations géochimiques et minéralogiques une origine commune telle qu'un événement hydrothermal limité à la Ride de Rio Grande. Cette hypothèse est directement supportée par la coïncidence des augmentations en illite et en manganèse associées à l'événement hydrothermal daté du Maastrichtien supérieur.

En conclusion, cette analyse plaide pour une origine hydrothermale océanique du manganèse présent dans les sédiments du Site 516 F. Elle a également permis de distinguer la part respective des apports de manganèse hydrothermaux d'origine régionale et locale. Par ailleurs d'autres études [9-10] ont montré le synchronisme des fluctuations en manganèse des sédiments pélagiques avec les variations au 2ème et 3ème ordre du niveau marin. Les variations d'apports hydrothermaux de manganèse au Site 516 F ne traduiraient-elles pas des fluctuations eustatiques?

[1] RENARD M., RICHEBOIS G. et LETOLLE R. (1983) - In. Rep. D.S.D.P., vol. 72, pp. 399-419; [2] BOSTRÖM K., PETERSON M.N.A., JOENSUU O. and FISHER D.V. (1966) - J.G.R., vol. 74/12, pp. 3261-3270; [3] LYLE M. (1976) - Geology, vol. 4, pp. 733-736; [4] KLINKHAMMER G.P. (1980) - Chemical Geology, vol. 29, pp. 211-226; [5] EDMOND J.M., VON DAMN K.L., McDUFF R.E. and MEASURES C.I. (1982) - Nature, vol. 297, pp. 187-191; [6] BARKER P.F. (1983) - In. Rep. D.S.D.P., vol. 72, pp. 953-976; [7] COMBOA L.A.P. and RABINOWITZ P.D. (1984) - Marine Geology, vol. 58, pp. 35-58; [8] ROBERT C. (1981) - Paleo. III, vol. 33, pp. 311-325; [9] ACCARIE H. et RENARD M. (1989) - C.R.Acad. Sci., t. 309, pp. 1679-1685; [10] ACCARIE H. et RENARD M. - Données inédites.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

THE VALENCIA VALLEY: ORIGIN AND EVOLUTION OF A "MID-OCEAN CHANNEL" SEA VALLEY TYPE IN THE NORTHWESTERN MEDITERRANEAN

Alonso, B.[1]; Palanques, A.[1]; Canals, M.[2], and [3], Rehault, J.P., 1, Instituto de Ciencias del Mar, CSIC, Paseo Nacional s/n, 08039 Barcelona, Spain; 2, Grup de Geologia Marina, Departament de Geología Dinámica, Universitat de Barcelona, 08071 Barcelona, Spain; 3, Departement des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, 29287 Brest, France.

Abstract

Since late Miocene times, the morphological and sedimentological evolution of the Valencia Valley has been controlled mainly by sediment supply fluctuations and submarine retrogressive erosion, both linked to relative sea level changes. The tectonic controls have been significant only locally.

Introduction

The Valencia Valley, ascribed to the "mid-ocean channels" sea valley category (Carter, 1988; Alonso et al., 1991), develops between the north Balearic and the east Iberian continental margins (Fig. 1). The origin and the Plio-Quaternary evolution of the Valencia Valley have been controversial. Considered as tectonically controlled, a significant amount of new data obtained the last three years into the Valsis Project, together with the detailed re-examination of ancient questions that idea. This contribution deals on morphology, seismic sequences, and surface sediments of the Valencia Valley and surrounding areas, and aims to give new insights on its origin and evolution.

Morphology

Three main segments have been distinguished into the Valencia Valley: upper, middle and lower. In the upper segment, the valley incision which is 30 m deep and slightly U-shaped, locates just at the base of the Balearic slope (Fig. 2, profile AA´). Few small tributaries merge into the upper segment of the Valencia Valley (Fig. 1). The middle valley segment is also U-shaped, with walls ranging between 120 and 380 m high (Fig. 2, profile BB´). Within this middle segment, the Ebro slope and base-of-slope are incised by several small canyons, but at present only one of them, Oropesa Canyon, tributes directly into the Valencia Valley. Slumps and crevasse splay deposits develop on the right side of the Valencia Valley in the junction zone with the Oropesa canyon (Alonso et al., 1985). Both in the upper and middle segments, the Valencia Valley trends SW-NE (Fig. 1). The lower segment course of the Valencia Valley is disturbed by three volcanic outcrops creating an uneven morphology. Moreover, three well developed submarine canyons (Foix, Arenys and Blanes) coming from the east Iberian margin joint the Valencia Valley in this lower segment. Near the junction

with the Foix Canyon (Fig. 2, profile CC´), the Valencia Valley cross section changes to V-shaped, the topography becomes extremely complex (slumps, undulating waves, gullies) and the valley walls reach heights up to 400 m (O´Connell et al., 1985). Downstream, the valley exhibits a levee-flanked meandering course and recovers its U-shaped cross section (Fig. 2, profile DD´). At the end of the lower segment, the Valencia Valley becomes flatter (<50 m of relief), flowing out into the Provencal Basin (Fig. 1). The total length of the Valencia Valley exceeds 400 km.

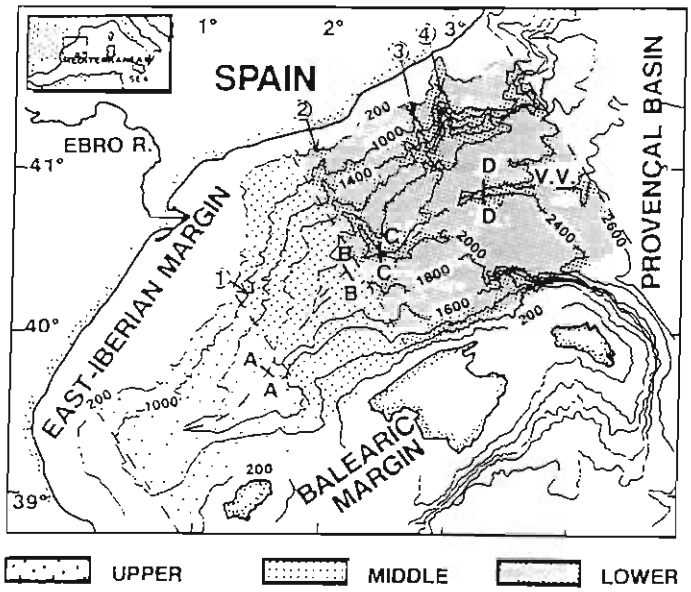


Figure 1. Bathymetric map showing the three main morphological segments (upper, middle and lower) in the Valencia Valley. Contours are in meters. Legend: 1, Oropesa Canyon; 2, Foix Canyon; 3, Arenys Canyon; 4, Blanes Canyon; V.V., Valencia Valley. Letters (A, B, C, D) refer to seismic profiles shown in Fig. 2.

Seismic Sequences Analysis

Three seismic sequences (lower, middle and upper) have been identified in the Plio-Quaternary deposits where the Valencia Valley is incised (Fig. 2). At the flanks of the Valencia Valley, the lower sequence (250 ms of mid thickness) shows transparent facies. The middle sequence (150 ms of mid thickness) is defined by alternating continuous and discontinuous stratified facies. The upper sequence (200 ms of mid thickness) is composed by regularly stratified facies, locally interrupted by wavy and transparent facies. In the upper and middle segment of the Valencia Valley floor, these seismic sequences are mainly composed by irregular stratified facies. A significant change on the facies filling the Valencia Valley occurs below the lower segment course, where chaotic facies evolve downstream to some sets of short discontinuous (Fig. 2, profile CC´) and strong reflectors interpreted as channelized units (Fig. 2, profile DD´).

The ancestor of the modern Valencia Valley is entrenched into the Messinian surface, over which the Plio-Quaternary deposits have been accumulated (Fig. 2, profiles BB´ and CC´). This paleo-Valencia Valley is roughly parallel to the present valley (Palanques and Maldonado, 1983), with the exception of the upper segment where the paleovalley axis is displaced 20 km westernwards of the modern valley axis (Alonso et al., 1990). The Messinian unconformity shows evidences of ancient tributary systems draining the east Iberian (Palanques and Maldonado, 1983) and the Balearic margins (Escutia and Maldonado, 1990).

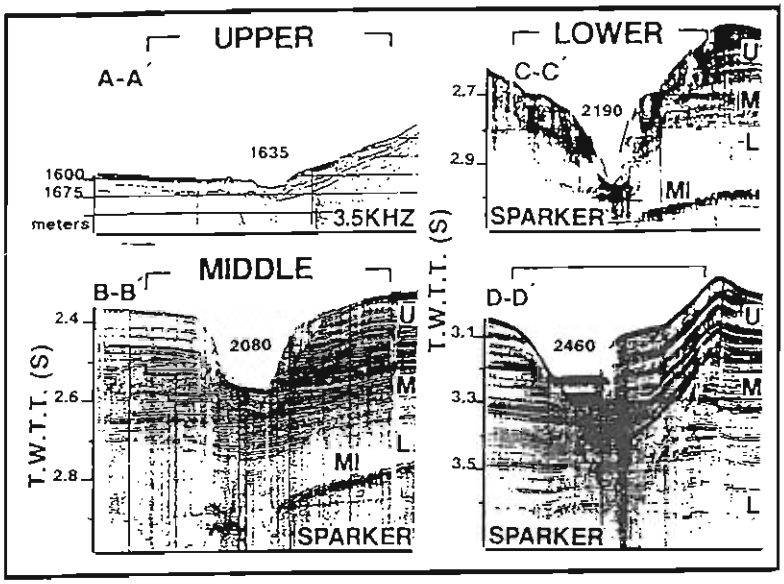


Figure 2. Cross seismic profiles of the Valencia Valley showing its Plio-Quaternary morphological evolution and seismic sequences. Legend: M, Messinian unconformity; L, lower sequence; M, middle sequence; U, upper sequence. Depth of the Valencia Valley in meters. For location of the seismic profiles see Fig. 1; T.W.T.T. (S): two-way travel time, in seconds.

Geological Significance

The morphosedimentary features of the Valencia Valley are in accordance with those described for turbidity current systems of mid-ocean channels. In the Valencia Valley, these features result from erosional/depositional processes, including turbidity currents and sand flows, which were active during the Pleistocene times. Slumping and mass-failure processes, probably triggering turbidity currents, have been detected recently in the continental slope around the head of the Valencia Valley. These currents can be the cause for the incision forming the Valencia Valley upper segment. World-wide, the turbidity currents are identified as one of the primary processes in the formation of mid-ocean channels (Carter, 1988). The formation and the evolution of the Valencia Valley are probably controlled mainly by sedimentary processes, although locally a less important tectonic control can subsist conditioning the direction and some inherited morphological features of this valley. As an example, it has been observed that the depth of the valley incision and the wall gradients increase at the upper course of the lower segment where a morphological rejuvenation of the valley seems to exist at the junction zone with the Foix Canyon (Fig. 2, profile CC´). This rejuvenation can be related to an increase of the activity of the erosional processes linked with a tectonic control as is suggested by the presence of volcanic terrains and the Foix Canyon itself which has a tectonic origin.

Surface Sediments

Turbidite muds are the dominant deposits all along the sides of the Valencia Valley, although some interbedded layers, 2 to 10 cm thick, appear in the lower course flanks. Regarding the valley floor, some cores taken in the lower segment valley floor of the Valencia Valley show thick (50 to more than 200 cm) beds of sorted sand alternating with some thin layers of hemipelagic muds. In most of the small tributaries of the upper and middle segments, the valley floor is covered by muds, whereas in some of the well developed canyons feeding at the Valencia Valley lower segment, thick gravels intercalated with muds recover the canyon floor (Palanques and Maldonado, 1983).

Since Messinian times, three major events characterize the growth patterns of the Valencia Valley: A, incision of the paleovalley during the Messinian and development of a paleodrainage system partially controlled by the tectonism; B, dominant hemipelagic sedimentation and fill during the early Pliocene; C, formation of new, small size, canyons in the east Iberian margin, reactivation of some of the Messinian valleys and development of turbidite systems where mass-failure and grain flow deposits also accumulated alternating with hemipelagites during the late Pliocene-Pleistocene.

References

Alonso et al., 1985. Geo-Mar. Lett., 5: 141-148.
Alonso et al., 1990. Mar. Geol., 95 (3/4): 313-331.
Alonso et al., 1990. Mar. Geol., 95 (3/4): 353-377.
Alonso et al., 1991. AAPG Bull., July, (in press)
Carter, 1988. Basin Res., 1: 41-54.
Escutia and Maldonado, 1990. Terra Abst., 2: 112.
O'Connell et al., 1985. Geo-Mar. Lett., 5: 149-156.
Palanques and Maldonado, 1983. Com. X Congr. Nac. Sed.GES. 8.28-8.31.
Palanques and Maldonado, 1985. Acta Geol. Hisp., 20: 1-19.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ANOMALIES DIAGENETIQUES ASSOCIEES AUX LIMITES DE SEQUENCE DANS LES PLATES-FORMES CARBONATEES EOCRETACEES DU JURA ET DES CHAINES SUBALPINES (SE DE LA FRANCE)

RELATIONSHIPS BETWEEN DIAGENETIC ANOMALIES AND SEQUENCE BOUNDARIES ON LOWER CRETACEOUS CARBONATE PLATFORMS OF THE JURA AND THE SUBALPINE CHAINS (S.E. FRANCE)

A. ARNAUD - VANNEAU* et E. CARRIO - SCHAFFHAUSER**

* Institut Dolomieu, 15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble
** L.G.I.T. - I.R.I.G.M., Domaine universitaire, BP53X 38042 Grenoble

Three kinds of diagenetic anomaly structures associated to three sequence boundaries on the lower Cretaceous carbonate platforms are studied. Each of these presents a specific nature because it develops in different climatic conditions and for a position of the sea level typical of the concerned sequence boundary.

Dans les carbonates de plate-forme, les limites de séquences de dépôt (*sensu* Vail *et al.*, 1987) sont souvent associées à des périodes d'émersion plus ou moins longues qui conduisent à des diagenèses précoces de nature inhabituelle. Nées dans ce contexte, les anomalies lithologiques continuent à jouer un rôle pendant toute la diagenèse tardive. Quelque soit leur nature, elles conduisent toujours à l'apparition d'une porosité plus ou moins importante dans des calcaires de plates-formes où, généralement, les espaces poreux sont réduits ou inexistants. De plus, chaque limite de séquence semble caractérisée par un type particulier d'anomalies diagénétiques dont nous présenterons ici trois exemples.

Au Berriasien supérieur, la limite de séquence SbB5 est très souvent soulignée par des niveaux à traces de racines. Celles-ci montrent toute une succession de remplissages et de cimentations géodiques préservant un vide central. Une porosité de cavité se développe ici en relation avec une activité biologique liée à l'émersion (vides laissés par les racines).

Au Barrémien supérieur (formation des Calcaires urgoniens), des successions de phases de dolomitisation et de dédolomitisation très importantes, toujours liées à un développement stylolitique, caractérisent la limite de séquence SbB4. Dans ces niveaux, apparaît également un paléokarst, de sorte qu'une liaison entre une karstification précoce et des remplissages dolomitiques est à envisager. Dans cet exemple, la porosité est subordonnée aux processus de dédolomitisation et de karstification.

Au Bédoulien, la limite de séquence SbA1 est associée à des niveaux stratiformes montrant une très forte porosité matricielle (ϕ = 16%). Ces niveaux sont encadrés de part et d'autre par des calcaires de même faciès, mais dans lesquels la cristallisation et la cimentation sont complètes et la porosité pratiquement inexistante (ϕ = 1%). Cette porosité résulterait soit de l'absence des derniers stades de cristallisation, soit d'une dissolution secondaire. Dans la première hypothèse, la présence de fluides interstitiels expliquerait l'arrêt des derniers stades de cimentation. La porosité est ici de type intergranulaire et résulte d'une évolution diagénétique incomplète du sédiment.

Chaque limite de séquence montre donc des figures diagénétiques particulières. Cette diversité est due, non pas à un développement de ces anomalies dans des milieux lithologiques différents, mais à une évolution dans des environnements correspondant à des abaissements du niveau marin plus ou moins importants et à des conditions climatiques différentes.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

GEOMETRIE EXTERNE ET INTERNE DU COMPLEXE SEDIMENTAIRE SABLEUX DU PAS-DE-CALAIS.

EXTERNAL AND INTERNAL GEOMETRY OF EASTERN CHANNEL SANDS

J.P.AUFFRET
Laboratoire de géologie marine, Université de Caen, 14032 Caen cédex

Eastern Channel sands of the Strait of Dover can be considered as modern analogs of platform tidal sand reservoirs units. Their bed forms and internal structures have been studied by side scan sonar imagery and high resolution seismic reflexion profiles.

La couverture sédimentaire sableuse holocène de la Manche orientale constitue un complexe où se rencontre la juxtaposition d'unités morpho-sédimentaires pouvant être considérées comme des analogues actuels de réservoirs gréseux. Leur spécificité est de se développer sous un régime de marée d'amplitude exceptionelle (macrotidal).

Les critères permettant de différencier les principales unités formant ce complexe sédimentaire sont surtout morphologiques car le sédiment est principalement constitué de sable moyen à fin, homogène.

Les formes sédimentaires de surface ont été étudiées par sonar latéral et l'épaisseur de la couverture sableuse ainsi que sa structure interne par réflexion sismique à haute résolution; l'épaisseur est faible (moins de 10m) sur la plus grande partie de sa surface. Sur ce drapage, les dunes transverses, les bancs linéaires longitudinaux, et le prisme littoral sont des constructions plus épaisses contrôlées par la dynamique sédimentaire.

1-*Le drapage sableux du large* constitue une couverture continue au voisinage des formes construites et discontinue en bordure du corps sédimentaire. Sa surface porte des structures longitudinales (rubans) et transverses (rides et petites dunes).

2-*Le prisme littoral* atteint son maximum d'épaisseur (30 à 40m) au niveau des cordons de dunes ou de galets de la barrière littorale active. Il est constitué de trois unités qui sont, du large vers la falaise :

a-Un biseau prélittoral submergé, portant des barres obliques d'avant-côte dont l'élévation propre est inférieure à 10m.

b-La barrière littorale active culmine au niveau d'un cordon de sable (dunes littorales) ou de galets (pouliers). La plage constitue la façade externe intertidale soumise aux houles de cet ensemble dont l'élévation peut dépasser 15m au dessus du niveau moyen des mers.

c-La baie, le marais maritimes et le bas-champ constituent les environnements d'arrière cordon dont l'étude ne sera pas reprise.

3-*Les dunes hydrauliques du large* sont des formes transverses au courant de marée dont l'élévation dépasse fréquemment10m pour une longueur d'onde de 100 à 200m. Ces constructions sont de forme, de taille et de sinuosité très variées en Manche orientale.

4-*Les bancs linéaires du large* sont des contructions longitudinales dont l'élévation atteint 30 à 40m, largeur et longueur atteignant respectivement 3 et 30km.

Les structures sédimentaires observées sont généralement conformes à l'asymétrie de forme des corps sableux étudiés. Le litage oblique progradant est une règle générale.

Le prisme littoral marin se caractérise par une stratification à faibles ondulations et des terminaisons en onlap vers la côte et en downlap vers le large. Cette disposition se diversifie en environnements intertidaux fluvio-marins où s'impose la migration des chenaux.

Les bancs linéaires du large ont un profil transverse généralement asymétrique et une structure interne où dominent les réflecteurs obliques. Leur disposition est parallèle ou polyphasée à divergente selon les étapes successives de la construction du banc.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DEPOTS VOLCANO-SEDIMENTAIRES ET HYDROTHERMAUX AU SOMMET D'UN MONT SOUS-MARIN DE LA RIDE MEDIO-ATLANTIQUE

VOLCANOCLASTIC AND HYDROTHERMAL DEPOSITS ON TOP OF A MID-ATLANTIC RIDGE SEAMOUNT

G. A. AUFFRET, H. D. NEEDHAM, Y. FOUQUET, H. BOUGAULT,
P. CAMBON, J. ETOUBLEAU, R. KERBRAT,
Ifremer / Centre de Brest BP 70, 29280 Plouzané Cédex (France)
O. DAUTEUIL
Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, Université de Rennes

During the Sigma cruise of the R. V. l'Atalante in June-July 1991 we obtained a 1.8 meter long core from the top of a seamount lying in the axial zone of the MAR at 20°N, 45°39W, which had been previously located on a R. V. Jean Charcot cruise. The presence of indurated crusts and iron rich surface sediment is attributed to local, past or recent, Fe-Mn type, low temperature hydrothermal activity.

Lors de la campagne Sigma (juin-juillet 1991-programme franco-américain FARA) du N. O. l'Atalante, nous avons procédé, entre autres objectifs, à la reconnaissance de la couverture sédimentaire en quatre transects de la ride médio-atllantique, ce dans le cadre de la préparation d'une étude de la distribution spatio-temporelle de traceurs de l'activité hydrothermale (projet de campagne Géofar).

Le début de l'un des transects fut situé par 20°30'N et 45°39'W où lors d'une précédente campagne du N. O. J. Charcot un mont sous-marin avait été localisé au voisinage de l'axe de la dorsale. Ce mont sous-marin s'élève à une altitude de 2000 mètres au-dessus des zones limitrophes les plus profondes. Les données obtenues au moyen du nouveau sondeur Simrad EM 12 montrent que son sommet est caractérisé par un ensellement, avec un col de direction N 10°, dominé à l'est et à l'ouest, d'une dénivelée de 40 à 50 mètres, par des reliefs culminants à 1920 mètres.

Un profil sismique obtenu au moyen de deux canons à eau (80cu.in.) et un enregistrement écho-sondeur 3.5kHz orientés dans l'axe du col, montrent des réflecteurs acoustiques dans les premières dizaines de mètres du fond marin.

Un carottage Küllenberg réalisé au niveau du col a permis de prélever une carotte de 1,80 mètre comprenant du sommet à la base:
-une boue métallifère caractérisée par une teneur en fer (Fe_2O_3) de 30%, une teneur en manganèse (MnO) de 4% et une teneur en silice de 38%.
-un dépôt volcanoclastique graveleux constitué d'un mélange de fragments de basaltes, de verre volcanique et de croûtes de couleur noire ou rougeatre ; avec présence de rares ptéropodes.
-dans l'ogive, des fragments de basalte de plusieurs centimètres, certains d'entre eux comportant une surface vitreuse d'épaisseur millimètrique.

Nous interprètons de manière préliminaire la partie basale de cette carotte comme un dépôt gravitaire pouvant avoir été initié par des mouvements tectoniques. La présence de sédiment métallifère(Fe, Mn) de surface et de sédiments indurés sont des indices d'une activité hydrothermale ancienne ou récente. Compte tenu de la situation topographique du dépôt et de la hauteur de diffusion potentielle des émissions hydrothermales, la source des sédiments métallifères ne peut être située au niveau du plancher interne actuel de la vallée du rift, elle pourrait donc être locale.

L'existence d'une activité hydrothermale dans le contexte morphologique de monts sous-marins a été effectivement établie dans divers domaines physiographiques de l'océan Pacifique, mais il s'agirait ici, à notre connaissance, de la première observation d'un tel cas dans la zone axiale de la ride médio-atlantique. Ce site constitue donc d'emblée une cible pour de futures investigations.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE PRELIMINAIRE DES SITES DU PROJET EUMELI (JGOFS-FRANCE)

PRELIMINARY SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISATION OF THE EUMELI PROJECT SITES (JGOFS-FRANCE)

POSTER

G. A. AUFFRET, R. KERBRAT, H. ONDREAS, M. VOISSET
Ifremer / Centre de Brest BP 70, 29280 Plouzané Cédex
A. COUTELLE, C. LE CANN
Université de Bretagne Occidentale, 29287 Brest Cédex
J. F. GAILLARD
Institut de Physique du Globe, 75232 Paris Cédex 05
C. MULLER
6bis rue Haute, 92500 Rueil-Malmaison
J. L. REYSS
CFR, 91198 Gif sur Yvette Cédex

One objective of the international program JGOFS (Joint Global Oceans Fluxes Study) is the evaluation at a global scale of particulate matter fluxes from production in the ocean surface layer to burial into the sediment historical record. Only in sites where a pelagic sedimentation regime prevails, can we expect to be able to model the complexity of the numerous biogeochemical processes involved. In this context we present a preliminary sedimentological description of the EUMELI project sites.

Pendant toute l'histoire géologique de la Terre, les flux de matière dans l'océan ont varié en fonction des modifications naturelles de l'environnement : tectonique, morphologie des bassins, climat, circulation océanique...
Dans ce contexte l'objectif de la campagne EUMELI1 était d'identifier à l'intérieur de "sites" présélectionnés dans des zones "biogéochimiques" (eutrophe, mésotrophe, oligotrophe), des stations ou la stabilité des sédiments à l'échelle du millénaire, devrait permettre une modèlisation.
Ces études doivent concerner trois situations :

- une situation oligotrophe, conduisant à une production minimale de particules dans la zone superficielle ;
- une situation eutrophe, conduisant au résultat inverse ;
- une situation mésotrophe, c'est-à-dire intermédiaire.

Ces trois situations doivent être étudiées, autant que faire se peut, en gardant "constant" le plus grand nombre de paramètres possible : les sites devaient donc être situés à des latitudes voisines, afin que les forçages physiques liés à la climatologie soient similaires.

Site oligotrophe

Le site oligotrophe est situé sur le plateau abyssal du Cap Vert,par 21°N et 31°W, à une profondeur moyenne de 4.600 mètres. Il est caractèrisé par l'alternance de sillons à fond plat (25 km pour leur plus grande longueur, pour une largeur de 2 à 5 km), séparés par des crêtes plus aiguës (1 à 3 km de largeur et 21 km de longueur pour la plus longue).

Les sédiments superficiels sont des boues à foraminifères et nannofossiles de couleur beige claire dont le taux de sédimentation dans la carotte KG01 est de 0.5cmka^{-1}. La carotte Küllenberg KS01 présente quant à elle une stratigraphie caractérisée par la présence au niveau 9cm d'un hiatus sédimentaire (d'une durée de 400ka) mis en évidence par les assemblages de nannofossiles et les datations isotopiques. Il conviendra de préciser l'extension spatiale de ce hiatus, probablement en relation avec une instabilité sédimentaire confinée à la périphérie nord-est de la station.
Du point de vue géochimique le résultat le plus remarquable concerne la silice dissoute ; les teneurs à 30cm de profondeur (KG02) sont inférieures à 80µMl^{-1}. Ce paramètre considéré comme un bon indicateur de la productivité atteint ici une valeur particulièrement basse qui confirme le caractère oligotrophe du site

Site mésotrophe

Le site mésotrophe est situé sur la terrasse du Cap Vert, à une profondeur moyenne de 3.300 mètres. Il présente les caractéristiques d'un glacis de direction générale SW-NE, de gradient moyen : 0,125%. Les profils SAR témoignent de l'absence de structures sédimentaires affectant la surface, ceci est confimé par les données du sondeur de sédiment qui montrent des réflecteurs parallèles et continus. La série lithologique prélevée par carottier de surface consiste en une alternance de boues calcaires et de boues marneuses à nannofossiles avec de rares diatomées ; le taux de sédimentation pour la zone de nannofossiles NN2I , (0 à 280.000 ans BP) est de 15mmka-^{1}, taux confirmé par les mesures radiochronologiques (Th230 et Pa231) sur les carottes KS02 et KG03.
La teneur en silice dissoute dans les eaux interstitielles atteint environ 250µMl^{-1} à 30cm de profondeur dans la carotte KG03

Site eutrophe

Le site eutrophe au large de la côte mauritanienne est situé sur un éperon sédimentaire de grande ampleur, orienté N265°, qui s'étend de 760 mètres de profondeur au nord-est, jusqu'à 2300 mètres au sud-ouest. Le long de cette structure, de 800 à 1300 mètres la pente moyenne est de 1,33% puis au-delà de 1300 m, de 3,3% .Le flanc sud de l'éperon est affecté par des sillons de direction oblique par rapport à la pente, d'une profondeur moyenne de 6 mètres et espacés environ de 200 mètres.
Les profils SAR révèlent un fond très monotone, très régulier et non perturbé. Le sondeur à sédiments montre clairement la présence de couche de 5 à 7 m surmontant un réflecteur acoustique marqué. Le sédiment superficiel est une boue marno-siliceuse à foraminifères (la fraction siliceuse est constituée de radiolaires et diatomées).
Le taux de sédimentation de la carotte KG 06 estimé par mesures isotopiques est de 4,4 cm ka^{-1}, cette estimation est en accord avec la distribution des nannofossiles. La teneur en silice dissoute dans les eaux interstitielles atteint 350µMl^{-1} à 30cm de profondeur dans les carottes KG06 et 08.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

FORMATIONS SUPERFICIELLES DU PLATEAU INSULAIRE DE LA GUADELOUPE

SURFICIAL GEOLOGY ON THE INSULAR SHELF OF GUADELOUPE (French West Indies)

POSTER

Claude AUGRIS (1), Richard ASSOR (2), Philippe CLABAUT (3), Alain GROTTE (4), Hélène ONDREAS (1)

(1) IFREMER - Département Géosciences marines, BP 70, 29280 - Plouzané Cedex
(2) Université des Antilles et de la Guyane, BP 592, 97167 - Pointe-à-Pitre Cedex
(3) 14 rue Paul Doumer, 59110 - La Madeleine
(4) IFREMER - Département Océanographie spatiale, BP 70, 29280 - Plouzané Cedex

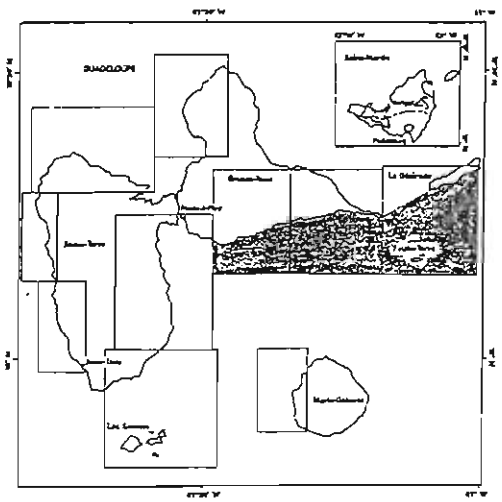
Surficial geology and detailed submarine morphology of the insular shelf of Guadeloupe (French West Indies) have been mapped using different techniques as side scan sonar, echosounder and sediment grab. SPOT satellite view has permitted the study of the coastal zone.

Three of the ten maps (scale : 1/25 000), showing the shelf off Grande-Terre Island are presented. The coral reefs, calcareous sands and beach rocks are the main facies of this domain.

Les fonds marins du plateau insulaire de l'archipel guadeloupéen, élargi à Saint Martin, ont fait l'objet d'une reconnaissance détaillée, à l'aide de techniques complémentaires comme le sonar à balayage latéral, la bathymétrie, les prélèvements de sédiments à la benne et les prises de vue. En complément, les images fournies par le satellite SPOT ont permis de cartographier la frange littorale. Les résultats obtenus ont été regroupés sous forme de dix cartes au 1/25000.

La façade Sud de la Grande-Terre, composée de trois feuilles présentées ici, montre un plateau largement développé ; il englobe le Banc des Vaisseaux, les îles de Petite Terre et l'île de La Désirade. A l'image de la partie insulaire, sa morphologie est tabulaire ; les principaux reliefs sont les barrières coralliennes parallèles à la ligne de côte. Les sédiments environnants sont uniformément des sables biogènes (coralliens et/ou coquilliers), certains secteurs pouvant être modelés en surface par des mégarides de houle.

Un faciès particulier, le grès de plage ("beach-rock"), a été identifié. Il se présente sous forme d'une croûte pluri-décimétrique de sable calcaire. Il peut occuper des surfaces de quelques dizaines à plusieurs centaines de m^2, à des profondeurs toujours inférieures à15 m.



3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

UTILISATION DES TRACEURS FLUORESCENTS POUR L'ETUDE DES MOUVEMENTS SEDIMENTAIRES EN MILIEU SUBTIDAL

FLUORESCENT TRACERS FOR SEDIMENT MOVEMENT STUDIES

J. AVOINE

Laboratoire de Géologie marine - Université de Caen, Esplanade de la Paix, 14032 Caen Cedex

Sediment dynamics is difficult to quantify in subtidal environments. When theoretical transport rates are calculated from current velocities and grain sizes, direct measurements can be obtained with labelled sediment used as tracer. Estimations of bedload transport were made using fluorescent tracer techniques, at two locations in the Bay of Seine, showing a dominant transport oriented from offshore to onshore under combined tide and wave currents. The main conclusion of this study is that fluorescent tracers are capable of providing good estimations of sand movement in shallow waters.

La quantification des mouvements sédimentaires pose de nombreux problèmes en domaine subtidal. Pour estimer les transits tractés, des méthodes de calcul et des techniques in situ ont été développées. Les formules de transport reliant la vitesse des courants à la granulométrie des sédiments en place permettent une approche théorique. Les mesures expérimentales s'appuient sur le déploiement de pièges à sables et surtout sur l'utilisation de sédiments marqués utilisés comme traceurs. Les principaux résultats de deux expériences menées en Baie de Seine à l'aide de sables fluorescents sont exposés. Ils montrent l'intérêt de cette méthode.

Introduction

Le suivi de sables marqués est une technique peu usitée en milieu subtidal, en comparaison du domaine intertidal où de telles expérimentations sont fréquentes. A côté des traceurs magnétiques à caractère anecdotique, les expériences de traçage mettent essentiellement en oeuvre des sables radioactifs, plus rarement fluorescents (Jolliffe, 1963; Lees, 1979, 1981; Le Gorgeu et Boillot, 1964). Les traceurs radioactifs sont d'un grand intérêt pour leur facilité de détection, ne nécessitant pas d'échantillonnage direct ni de traitement ultérieur en laboratoire. Ils sont cependant de moins en moins utilisés, du fait de risques potentiels pour la santé qui incitent à restreindre les quantités employées, de la difficulté de leur manipulation demandant l'intervention de laboratoires spécialisés, et de leur coût élevé.

Les traceurs fluorescents présentent plusieurs avantages par rapport aux traceurs radioactifs. Les volumes mis en oeuvre sont généralement importants, aussi les mouvements observés sont-ils davantage représentatifs. Il est possible d'utiliser des sédiments naturels peints qui reflètent fidèlement la granulométrie des sédiments dont on veut étudier la dynamique. Le comportement différentiel de différentes fractions granulométriques peut être étudié par l'emploi de plusieurs peintures fluorescentes ou par tamisage des échantillons après leur prélèvement. La profondeur d'enfouissement du traceur peut être appréciée directement par carottage. De plus, l'utilisation de sables fluorescents est relativement peu onéreuse.

En contrepartie, le comptage fastidieux des grains fluorescents, et la nécessité de mettre en oeuvre une grande quantité de traceur, expliquent le faible développement de cette technique. Aussi, afin de juger de la valeur des traceurs fluorescents dans les études de dynamique sédimentaire en milieu subtidal, deux expériences ont été entreprises en Baie de Seine en 1989 et 1991 pour visualiser les mouvements sédimentaires des sables fins à moyens par petits fonds, sous l'action conjointe des houles et des courants de marée.

Méthodologie

Dans la première expérience effectuée au large de l'estuaire de la Dives, des sables ont été prélevés par des fonds de - 8 m, puis séparés en trois fractions granulométriques distinctes : 0, 16 - 0, 25 mm, 0, 25 - 0, 50 mm et 0, 50 - 1 mm. Ces trois fractions ont ensuite été peintes à l'aide de peintures fluorescentes de couleur différente, puis mélangées de nouveau pour obtenir au total 420 kg de traceur. L'ensemble a été disposé sur le fond par des plongeurs. Dans la seconde expérience réalisée devant l'embouchure de l'Orne par des fonds de - 6 m, la fraction utilisée allant de 0, 16 à 1 mm a été peinte d'une seule couleur, pour constituer 1100 kg de sables fluorescents. Ce traceur a été immergé à l'aide d'un tube de Ø 160 mm descendant depuis le bateau jusqu'au dessus du fond. Dans les deux cas, la dispersion du traceur a été suivie par des prélèvements périodiques à la benne Shipeck, les échantillons étant ensuite lavés et séchés, avant observation sous éclairage fluorescent pour effectuer le comptage des grains colorés. Dans la deuxième expérience, les échantillons ont été fractionnés en deux classes de taille avant le comptage.

Principaux résultats

Dans la première expérience, l'utilisation de grains de couleur différente devait permettre d'observer le comportement différentiel des sables selon leur taille. Compte tenu de la quantité de traceur utilisée, et de son recouvrement rapide par des sédiments non marqués, les sables fluorescents ont été retrouvés en faible quantité, à l'exception de la fraction 0, 16 - 0, 25 mm qui s'est avérée la plus mobile. Pour cette fraction, des courbes d'isoconcentration ont pu être tracées, mettant en évidence une remontée des sables vers la côte dans le secteur étudié.

Dans la deuxième expérience, la mise en oeuvre d'une quantité importante de sables fluorescents a permis une étude de plus longue durée. La séparation des sables échantillonnés en deux fractions 0, 16 - 0, 50 mm et 0, 50 - 1 mm a montré la grande mobilité des sables fins, comparativement aux sables moyens peu mobiles. Le transport général des sédiments s'effectue là encore en direction de la côte, sous l'action conjuguée des houles et des courants de marée. Une estimation quantitative des transports tractés a pu être faite et comparée aux résultats d'expériences réalisées à l'aide de traceurs radioactifs dans le même secteur. Ces données ont en outre étayé un projet d'utilisation des sables issus des travaux de dragage du chenal de navigation coupant l'embouchure de l'Orne, pour recharger en sable une plage proche actuellement en érosion.

Conclusion

Les expériences réalisées en Baie de Seine ont montré que les traceurs fluorescents constituent un très bon outil pour les études de dynamique sédimentaire en domaine subtidal. Plusieurs facteurs conditionnent la qualité des résultats, notamment la quantité de traceur utilisée, et la qualité de l'échantillonnage qui doit être suffisamment dense et bien positionné. Il est envisagé dans l'avenir de remplacer le comptage manuel des grains fluorescents par une technique automatique permettant un gain de temps sensible et une meilleure précision des résultats.

Références bibliographiques

JOLLIFFE I.P., 1963 - A study of sand movements on the Lowestoft Sandbank using fluorescent tracers. Geog. J., 129 : 480 - 493.

LEES B.J., 1979 - A new technique for injecting fluorescent sand tracer in sediment transport experiments in a shallow marine environment. Mar. Geol., 33 : M95 - M98.

LEES B.J., 1981 - Sediment transport measurements in the Sizewell-Dunwich Banks area, East Anglia, U.K. In: *Holocene Marine Sedimentation in the North Sea Basin* (Ed. by S.-D. Nio, R.T.E. Shüttenhelm and Tj. C.E. van Weering). Spec. Publs int. Assoc. Sediment., 5 : 269 - 281.

LE GORGEU J.P. et BOILLOT G., 1964 - La migration de sables marqués au large de Roscoff (Finistère). C.R. Acad. Sc. Paris, 259 : 4082 - 4085.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

VOILES DE DIATOMEES ET COLMATAGE D'UNE BAIE: LA BAIE DE SOMME

DIATOMS VEILS AND BAIE DE SOMME FILLING

Catherine BADAIRE, Jacques BEAUCHAMP et Christophe BINET

Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Littorale, Université de Picardie, 80039 AMIENS

Veils of benthic diatoms overlay tidal deposits in Baie de Somme. They persist during high waters. They make sediments cohesive and contribute to Bay filling.

Les estuaires sont des zones à trés forte productivité biologique et trés rapidement s'est dégagée la notion de faciès biosédimentaire. En effet, les interactions entre le bios et les sédiments sont variées et peuvent être étudiées à diverses échelles. L'étude qui suit a porté plus spécifiquement sur le rôle joué par les diatomées benthiques (genre Navicula).

Ces algues brunes unicellulaires sont constituées d'une enveloppe siliceuse (frustule) composée de deux parties distinctes de taille inégale et agencées en une petite boite. Les espèces observées en Baie se répartissent en deux populations de taille différente: 10 et 50 μm de longueur. Les diatomées colonisent la surface du sédiment et forment de véritables tapis au sein desquels il a été dénombré jusqu'à 15 10^5 individus/cm^2. La localisation de ces voiles ne dépend pas directement de la granulométrie et de la nature du sédiment mais elle est associée aux conditions hydrodynamiques du milieu.

Ces voiles ont été observés par DEBYSER et CALLAME (1954) et GOULEAU (1975) dans les vasières de Loire Atlantique qui notent leur apparition 30 minutes environ après le début de l'immersion et leur disparition 30 minutes avant le retour du flôt. Les études menées dans les chenaux de marée en fond de Baie de Somme démontrent en fait que ces voiles persistent pendant toute la durée de l'immersion.

A marée basse, les diatomées forment une pellicule à la surface des sédiments où elles se déposent selon leur plan valvaire. Ce voile, trés cohésif, persiste durant le flôt et le jusant empêchant la remise en suspension des particules sous-jacentes. A l'étale de pleine mer et au début du jusant, une partie de la matière en suspension décante, formant une pellicule d'une dizaine de μm d'épaisseur qui recouvre le tapis algaire. Au cours de la période d'émersion, les diatomées retrouvent leur individualité et progressent vers la surface en se déplaçant entre les particules de la crème de vase fraîchement déposée. Lorsqu'elles atteignent la surface, elles reforment un voile en se disposant de nouveau selon leur plan valvaire. Elles exposent ainsi une surface maximale à la lumière pour leur photosynthèse et présentent une prise minimale au courant de flot suivant. Ainsi, à chaque marée, la couche de sédiment déposée par décantation est piégée par ces voiles et protégée de l'action érosive des courants de flôt.

L'ampleur du phénomène, dont l'importance relative reste à quantifier, conduit à lui attribuer, dans le temps et dans l'espace, un rôle dans le comblement de la Baie.

REFERENCES:

DEBYSER et CALLAME. (1954). *Vie et Milieu.*
GOULEAU D. (1975). *Thèse, Univ. Nantes .*

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

RELATION ENTRE LES PROCESSUS DE SURCONSOLIDATION ET LA PRESENCE D'EVENEMENTS GRAVITAIRES SUR LA MARGE DE NOUVELLE-ECOSSE AU QUATERNAIRE RECENT

RELATIONSHIP BETWEEN OVERCONSOLIDATION PROCESSES AND THE OCCURENCE OF GRAVITY EVENTS ON SCOTIAN MARGIN IN THE LATE QUATERNARY

A. BALTZER #, P. COCHONAT §, D.J.W PIPER *, G. OLLIER.§

§ Laboratoire "Environnement Sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, 29280 Plouzané Cédex
# URA 1278 "Genèse et évolution des domaines océaniques", U.B.O., 29287 Brest
* Bedford Institute of Oceanography, P.O. Box 1006, Dartmouth, N.S. B2Y 4A2

Abstract : Late and postglacial sedimentary processes were investigated using the SAR deep towed sidescan sonar, subbottom profiler and insitu geotechnical measurements. Study of simultaneous data sets allows the discrimination of several sedimentary processes on different space and time scales. On the upper slope near Verrill Canyon, regional failures occur at the top of overconsolidated sediment tens of meters subbottom. In contrast, abnormal and spectacular overconsolidation , due to organic binding by Zoophycos burrows, occurs in places on the lower slope in Holocene muds. On the upper slope near the Albatross well, prominent arcuate headscarps in about 400 m water depth, have delicate draînage-like patterns leading downslope. Insitu geotechnical measurements show a surficial sandy facies overlapping recent soft sediments and the fresh sonar images suggest contemporary reworking.

Sur la pente continentale de Nouvelle-Ecosse, les processus sédimentaires sont caractérisés par deux facteurs principaux :

- un important taux de sédimentation
- la présence de nombreux processus d'instabilité gravitaire.

La campagne HUDSAR, réalisée en Juillet 91, a permis une étude plus précise de ces processus grâce à l'acquisition de données telles que les images SAR (Système Acoustique Remorqué), les profils 3,5 Khz des sondeurs de sédiments et les mesures in-situ du module géotechnique.

Sur la pente continentale supérieure (300-600 m de profondeur d'eau) de Verrill Canyon (Fig. 1), des figures de rupture, de glissement et d'érosion (Fig.2) affectent différentes épaisseurs de la couverture sédimentaire (quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Leur profondeur maximum correspond à la présence d'un réflecteur qui matérialise le sommet d'une couche de sédiments surconsolidés. Cette surface, remise à l'affleurement par l'érosion, est constituée d'argiles rouges déposées par les glaciers. On observe par contre, à mi- pente (1350 m), une spectaculaire surconsolidation de la couverture de boue holocène. Cette couche surconsolidée de 0,5 à 1,5 m d'épaisseur recouvre des sédiments normalement consolidés, et semble due à la bioturbation engendrée par des organismes de type Zoophycos.

Dans la zone d'Albatross (Fig. 3), la partie supérieure de la pente présente un schéma totalement différent. Des escarpements de forme arquée, situés à 400 m de profondeur d'eau, constituent le point de départ de délicats réseaux de draînage. De fines turbidites sableuses, canalisées par ces réseaux, ont été identifiées grâce aux mesures géotechniques. D'autre part les données du module et les images SAR révèlent l'existence d'une couche superficielle sableuse recouvrant des sédiments récents, suggérant un remaniement du matériel venant du haut de la pente.

Ainsi, l'étude simultanée de données de haute résolution permet la discrimination de plusieurs processus sédimentaires à différentes échelles dans le temps et dans l'espace. D'anciennes ruptures affectant d'épaisses couches de sédiment sont reliées à une discontinuité stratigraphique et mécanique, mettant à l'affleurement d'anciens niveaux surconsolidés.
Un système récent de draînage superficiel semble corrélé au transport du sable venu du plateau continental.

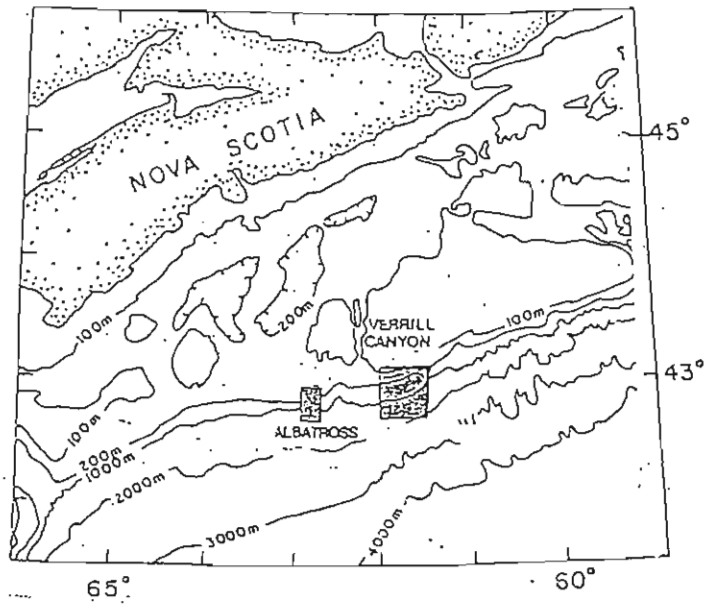
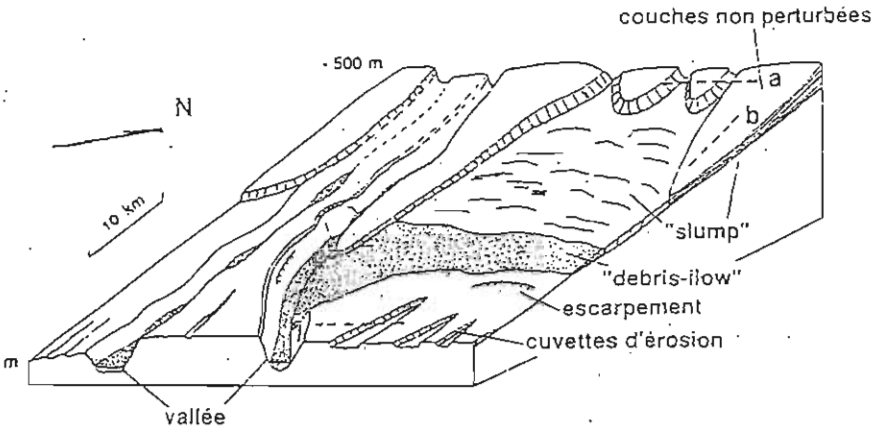


Figure 1: Location des zones étudiées lors de la mission HUDSAR (Juillet 1991), sur la pente continentale de Nouvelle-Ecosse.

Figure 2 : **Processus gravitaires, dans la zone de Verrill Canyon** (d'après Piper D.,1989 et Declerck H., 1990). Les positions des principales images SAR sont représentées par les lignes en pointillés. Les données du sondeur 3,5 Khz mettent en évidence une surface de décollement profonde le long du profil a.
Les mesures géotechniques effectuées le long du profil b révèlent une surconsolidation de la couche sédimentaire superficielle due à la bioturbation.



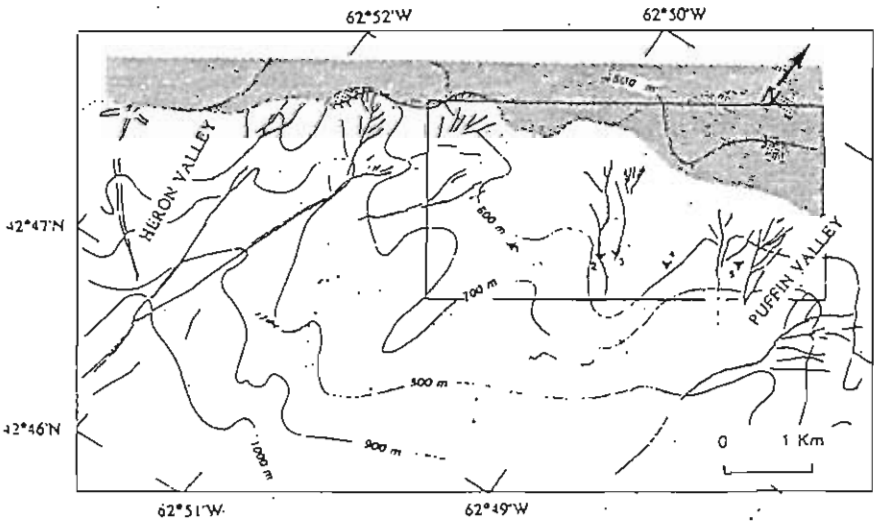


Figure 3 : **Carte interprétative de la mosaïque SAR,** réalisée sur la zone d'Albatross. La trame en grisé délimite les escarpements des têtes des canyons. Le système chenalisé apparaît en trait plein. Les triangles indiquent les positions des mesures in-situ du module géotechnique.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Dynamique des sédiments cohésifs dans un estuaire macrotidal : Approches par mesures *in situ* et modélisation mathématique

Ph. BASSOULLET, P. LE HIR
IFREMER, Centre de Brest, B.P. 70, 29280 Plouzané, FRANCE

Bon nombre d'études menées dans des estuaires macrotidaux (Gironde, Aulne, Seine...) ont mis en évidence le rôle prédominant de la marée sur le contrôle des processus sédimentologiques. Très peu concernent cependant les mouvements sédimentaires (érosion – dépôt) du point de vue de leur quantification avec simultanément l'approche mesures *in situ* et l'approche modélisation mathématique ; celles-ci prenant en compte les propriétés rhéologiques des vases après leur dépôt.

Ce travail a été mené dans l'estuaire de Morlaix, caractérisé essentiellement par des sédiments cohésifs.

. *Les mesures in situ* ont porté sur deux points :

– l'évolution bathymétrique à **long terme** ; un levé a été réalisé et comparé à des documents cartographiques, datant de 50 ans, réalisés par le Service Hydrographique,

– la variation du niveau de vase à **moyen terme** afin d'établir les mouvements saisonniers amont-aval. Ce travail a été principalement exécuté à partir de cotes relevées périodiquement sur de nombreux jalons implantés dans l'estuaire.

. *Le modèle mathématique* de transport de sédiment cohésif comprend plusieurs modèles couplés entre-eux, principalement :

– un module hydrodynamique de courant ; ce dernier intervient dans le terme d'advection des particules mais aussi dans l'évaluation des termes d'érosion et dépôt, par la tension de cisaillement qu'il génère sur le fond,

– un module de résolution de la conservation de la masse de sédiments en suspension tenant compte du transport par les courants, de la chute des particules et des échanges avec le fond par érosion/dépôt,

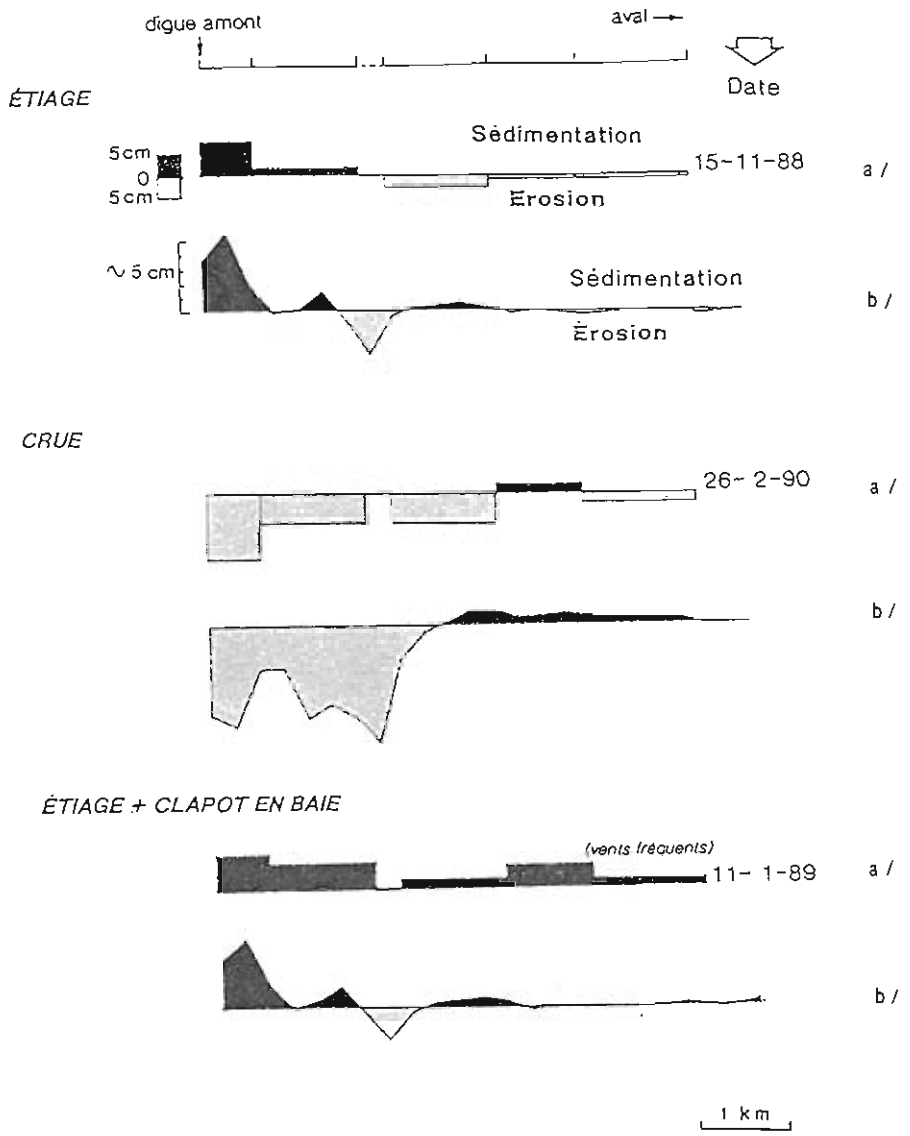
– un module de tassement des fonds de vase, dont le but est de calculer la concentration du sédiment superficiel et sa résistance à l'érosion en tenant compte des phases successives de dépôt, d'érosion, ou même de déshydratation et de réhydratation liées à l'alternance des découvrements et recouvrements en zone intertidale.

Le calcul du courant de marée est moyenné sur la profondeur ; il est réalisé avec un modèle unidimensionnel pour l'estuaire et bidimensionnel horizontal pour la baie. La discrétisation du modèle sédimentologique est conforme à celle du modèle hydrodynamique, sauf dans les estuaires où elle est bidimensionnelle verticale pour tenir compte des stratifications en turbidité.

Le modèle de transport sédimentaire a été calibré essentiellement avec des mesures en continu de courant et turbidité en deux stations de l'estuaire. La dynamique des suspensions est élevée : d'une dizaine de mg/l en baie ou estuaire à pleine mer à quelques g/l à basse mer dans l'estuaire.

. Les résultats

Les bilans sédimentaires à long terme ont montré globalement une faible sédimentation sur 50 années. Par contre, le suivi régulier des niveaux de vase sur deux années a mis en évidence des variations saisonnières importantes (figure). Ces résultats sont reproduits par le modèle mathématique pour trois situations : étiage – crue – étiage + clapot en baie.



Bilan sédimentaire dans l'estuaire de Morlaix pour 3 situations types.

Mise en évidence des zones d'érosion/dépôt (variations relatives) :
a) d'après mesures
b) par simulation

Cette étude a prouvé indiscutablement la complémentarité données terrain/modélisation pour la compréhension synthétique des processus sédimentologiques en zone estuarienne.

La fiabilité de ce type de modèle nécessite un certain nombre de mesures *in situ* afin de rendre cet "outil" prédictif.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

RYTHMICITE DES NIVEAUX RICHES EN MATIERE ORGANIQUE DANS LE CENOMANIEN SUPERIEUR D'ITALIE CENTRALE

CYCLICITY OF THE ORGANIC MATTER RICH BEDS IN THE UPPER CENOMANIAN, CENTRAL ITALY

B. BEAUDOIN et E. M'BAN
Ecole des Mines de Paris - C.G.G.M.-Sédimentologie - 35, Rue Saint-Honoré - 77305 Fontainebleau Cédex

The "Bonarelli level" is preceded by 25-30 centimetric black cherts and organic-rich beds which can be followed on more than 80 km ; they are organized in cycles (20 ka, 100 ka, ...) evolving laterally, as Pliocene mediterranean sapropels.

Le bassin des Marches-Ombrie, et tout particulièrement les affleurements de Gubbio (Fig. 1), constituent depuis vingt ans une référence pour l'étude du Crétacé pélagique européen [ARTHUR et FISCHER, 1977] et notamment pour le passage Cénomanien-Turonien souligné par la présence d'un niveau riche en matière organique, ou niveau **Bonarelli**, [ARTHUR et PREMOLI-SILVA, 1982]. Cet "événement anoxique", désormais globalement corrélé, est matérialisé sur le terrain par une alternance d'argiles noires riches en M.O., et de silex également noirs. Divers auteurs ont indiqué qu'il était précédé [PIERGIOVANNI, 1989] et suivi [MONTANARI, 1979] de quelques niveaux de silex noirs analogues.

Le lever de la coupe de Furlo, sur une épaisseur d'une vingtaine de mètres dans le Cénomanien supérieur sous ce niveau **Bonarelli**, a permis l'identification de 27 **silex noirs** centimétriques associés à des argiles riches en M.O., séparés par des intervalles de calcaire micritique à nombreux joints stylolithiques (Scaglia bianca) comportant de fréquents silex blonds épigénisant des terriers centimétriques anastomosés.

L'analyse des distances entre silex noirs montre une distribution structurée (Fig. 2) à partir d'une épaisseur unitaire (≈ 20 cm) et de ses harmoniques, et particulièrement la quatrième (N = 4). Sur cette base, on peut alors dénombrer 83 intervalles pour une épaisseur de 18 mètres, conduisant à une durée moyenne de l'ordre de 24 ka pour un intervalle unitaire (durée totale du Cénomanien de 6 Ma), qui rejoint les valeurs indiquées pour ce même Cénomanien [SHWARZACHER et FISCHER, 1982 ; DE BOER, 1983 ; CRUMIERE *et al.*, 1991] et rapportées à la composante "précession" des cycles de Milankovitch [BERGER, 1977].

Fig. 1 - localisation

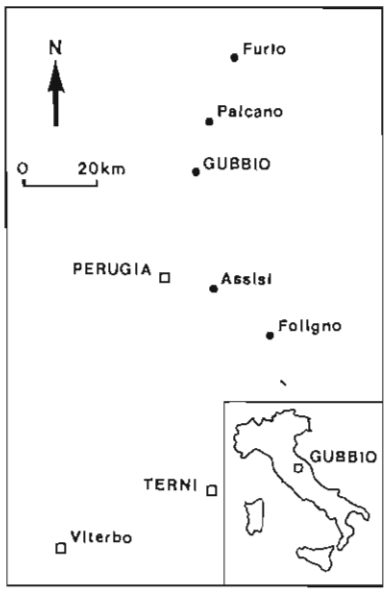
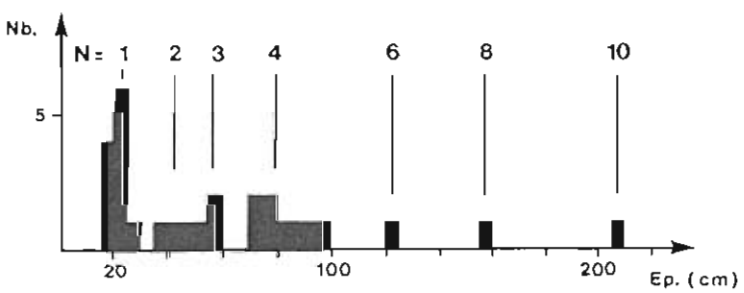


Fig. 2 - distance entre silex noirs, riches en M.O., successifs ; N = ... harmonique



Les coupes levées suivant un profil N-S à partir de Furlo sur une distance de 80 km permettent de corréler ces niveaux silicifiés riches en M.O. (Fig. 3) : de Furlo à Foligno, (Sassovivo) en passant par Palcano, Gubbio (coupe de la Contessa et/ou de la Bottacione) et Assise (Costa del Trex), on observe une diminution régulière du nombre des niveaux noirs : 27 à Furlo, 12 à Foligno. L'analyse spatio-temporelle précise l'analyse harmonique en montrant des rythmes de 4/5 intervalles (≈ 100 ka) assemblés à leur tour.

La modulation des différents rythmes climatiques fondamentaux (20 ka, 100 ka, ...) apparaît donc paléomorphologique. On illustre ici dans le Cénomanien, les idées proposées pour les rythmes des sapropels pliocènes de Méditerranée [HILGEN, 1987], indiquant une moindre abondance dans les zones plus profondes. La multiplication de telles observations permettra de mieux comprendre les modalités de développement des conditions anoxiques aux diverses échelles.

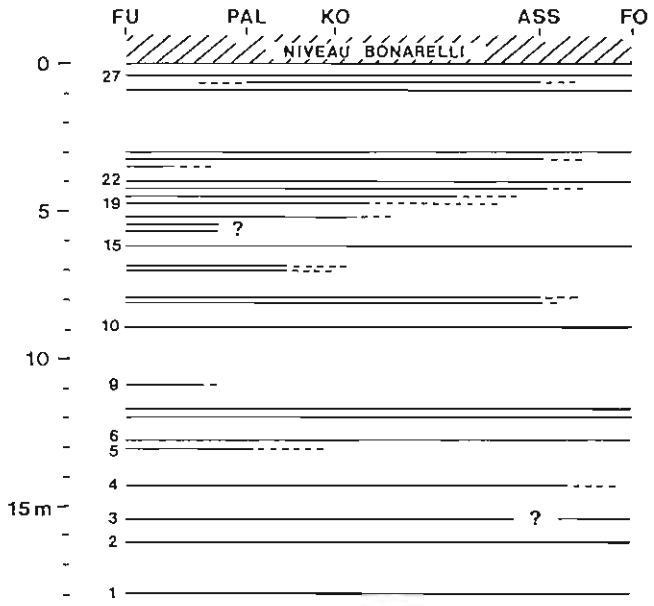


Fig. 3 - Corrélation des silex noirs, et identification des rythmes emboîtés.

ARTHUR M. et FISCHER A. (1977). - Upper Cretaceous Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy. I lithostratigraphy and sedimentology. - *Geol. Soc. Am. Bull., 88, p. 367-389.*

ARTHUR M. et PREMOLI-SILVA I. (1982). - Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. - In Schlanger S. et Cita M., *Nature and origin of Cretaceous carbon rich facies. Acad. Press., p. 7-54.*

BERGER A. (1977). - Support of the astronomical theory of climatic change. - *Nature, 268, p. 44-45.*

CRUMIERE J.P., COTILLON P., SCHAAF A. (1991). - Les événements de la limite Cénomanien/Turonien. *Excursion dans le S.E. de la France. Livret-guide, Grenoble, 113 p.*

DE BOER P. (1983). - Aspects of middle cretaceous pelagic sedimentation in S. Europe. - *Geol. Ultraiectina n°31, 112 p.*

HILGEN F. (1987). - Sedimentary rythms and high-resolution chronostratigraphic correlations in Mediterranean Pliocene. - *Newsl. Stratig. 17 (2) p. 109-127.*

MONTANARI (1979). - Lineamenti sedimentologici della scaglia bianca e della scaglia rossa nelle Marche septentrionale. - *These, Urbino, 289 p.*

PIERGIOVANNI F. (1989). - Eventi lito-biostratigrafici nella scaglia bianca umbro-marchigiana in connessione con l'episodo anossico del Livello Bonarelli (limite cenomaniano-turoniano). - *Bull. Soc. Geol. It., 108, p. 289-314.*

SCHWARZACHER W. et FISCHER A. (1982). - Limestone-shale bedding and perturbations of the earth's orbit. - *Cyclic and Event stratification* (Einsele/Seilacher ed.), *Springer , p. 72-95.*

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DIAGENESE DES RESERVOIRS TRIASIQUES DU GISEMENT DE HAOUD BERKAOUI (SAHARA CENTRAL, ALGERIE)

TRIASSIC RESERVOIRS DIAGENESIS OF HAOUD BERKAOUI FIELD (CENTRAL SAHARA, ALGERIA)

B. BENRABAH* K.M.KERDJIDJ**

* SONATRACH - Centre de Recherche-Boumerdès-Algérie
** Institut Algérien du Pétrole-Boumerdès-Algérie.

The sedimentation conditions and the presence of on eruptive series betwen sandstone reservoir have conditionned the diagenetic evolution of these reservoirs. The first cycle has hundergone a depth diagenesis, while the second cycle has undergone a surface one.

Le gisement d'huile de Haoud Berkaoui est situé dans la province triasique, à 100 km à l'Ouest de Hassi-Méssaoud. Les réservoirs d'une épaisseur d'environ 100 mètres sont subdivisés en deux cycles sédimentologiques bien distincts.

A. Cycle inférieur, épais d'environ 50 m. Il est caractérisé par la présence de bancs de grès plus épais que les bancs argileux. Les structures sédimentaires les plus abondamment rencontrées sont:

- les laminations obliques à fort pendage.
- les stratifications entrecroisées
- les bancs granoclassés.
- de rares laminations convolutes.
- des niveaux pseudo-brechiques, particulièrement dans la partie sommitale des séquences.
- les contacts érrosionnel à la base.

La distribution granulométrique est en "FINING UP" avec un classement généralement mauvais. Toutes ces caractéristiques couplées aux résultats d'analyses pétrographique permettent de conclure à un dépôt de type fluviatile en tresses pour ce cycle .

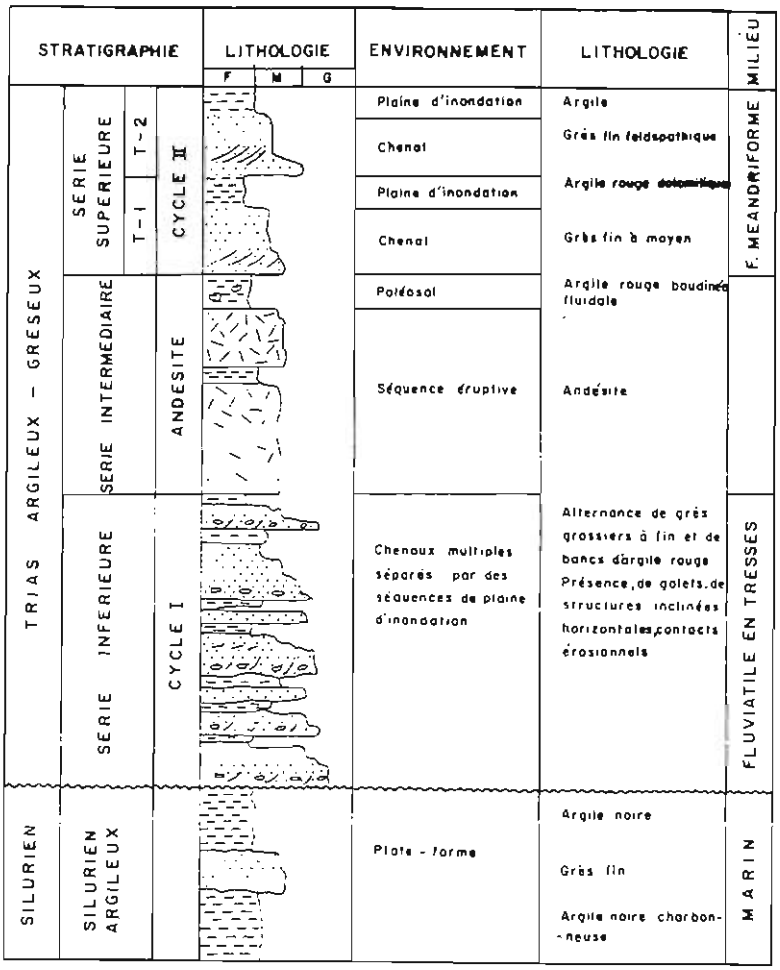
B. Cycle supérieur

Ce cycle est séparé du premier, soit par une séquence éruptive de nature andesitique, soit par un niveau d'argile (6 à 10 m d'épaissseur) brun-rouge, pseudo-brechique, légérement dolomitique à structures fluidales, boudinées et vacuolaires d'origine volcano-sédimentaire qui serait un paleosol (P.BROUSSE 1968).

Ce cycle est traditionnellement subdivisé en deux niveaux lithostratigraphiques, T.1 et T.2.

Le niveau T.1 est généralement composé d'une seule séquence positive d'environ 25-30 m d'épaisseur avec une extention relativement importante. On note une diminution d'épaisseur vers le S-E qui aboutit au Sud de OKN-45 à une disparition totale de ce terme.

Le niveau T.2 atteint son maximum d'épaisseur dans la partie centre-occiddentale du gisement, là où le T.1 est le moins épais. Sur le plan séquentiel, il est formé de 2 ou 3 séquences très différentes sur le plan de la composition pétrogra- phique. L'environnement de dépôt du T.1 et T.2 est du type fluviatile meandriforme. Ces dépôts sont recouverts par d'épaisses séquences argileuses qui passent progressivement à des dépôts évapo- ritiques.



COUPE SCHEMATIQUE DU TRIAS ARGILO-GRESEUX DE HAOUD-BERKAOUI

L'évolution diagénétique des deux cycles sédimentologiques est très différente. Dans le cycle I, ce sont les phénomènes de dia- génèse profonde qui sont prédominant, alors que le cycle II a subi une diagénèse très précoce du fait de la présence de la série andésitique et de l'oblitération des grès originellement poreux par le ciment sulfato-carbonaté (circulation par descend) en provenance des séries sus-jacentes du Trias carbonaté.
Ces conditions sédimentologiques et diagénétiques influenceront la production et l'exploration de ces réservoirs.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DYNAMIQUE DU BASSIN VISEEN DE JERADA (MESETA ORIENTALE - MAROC) : UN EXEMPLE DE MEGASEQUENCES VOLCANO-SEDIMENTAIRES ET DE TURBIDITES A CACHET PYROCLASTIQUE

par

M. BERKHLI*, J.C. PAICHELER** & D. VACHARD*

* Université des Sciences et Techniques de Lille-Flandres-Artois - U.R.A. 1365 du C.N.R.S. : Paléontologie et Paléogéographie du Paléozoïque - U.F.R. des Sciences de la Terre - Laboratoire de Paléobotanique - 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex.

** Université de Reims - Faculté des Sciences - Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires - 51062 Reims Cédex.

Abstract : From the Jerada Basin (Eastern Morocco), volcano-sedimentary sequences are described in the Upper and Uppermost Visean deposits. The idealized succession shows : a basal detritic gradded bedded level with tuff elements ; alternances of siltstones and pelites with any escape water figures ; thinning-up Radiolaria-bearing pelites, and greenish argilites sometimes with fossil traces. There are probably a peculiar type of Bouma sequence.

Le bassin de Jerada est situé à 50 km au Sud d'Oujda. Les formations paléozoïques y apparaissent en fenêtres d'érosion au travers d'une couverture secondaire discordante. Cette "boutonnière" met à l'affleurement un synclinal orienté N70 dont les niveaux inférieurs sont constitués par les terrains viséens discordants sur les schistes satinés du Dévonien. Le coeur de la structure est occupé par les assises du Westphalien C exploitées pour leur charbon.

Durant le Viséen la sédimentation est argilo-carbonatée, marine et peu profonde. Elle est régulièrement perturbée par des manifestations magmatiques (coulées) et par une suralimentation des dépôts en produits pyroclastiques (tufs à cristaux, lapillis, verres ignimbrites, etc.) de chimisme calco-alcalin.

Le log lithostratigraphique (flanc nord du synclinal) met en évidence la succession de trois épisodes volcaniques et volcano-sédimentaires. Seul le troisième présente l'intégralité d'une mégaséquence volcano-sédimentaire.

La succession des termes constitutifs de la mégaséquence est la suivante (du bas vers le haut) :

1) Tufs à cristaux et lapillis.
2) Coulées dacitiques parfois bréchiques.
3) Alternance de tufs (parfois tuffites) et d'argilites.
4) Sédimentation argileuse entrecoupée de barres calcaires dont la fréquence et la puissance augmente vers le sommet.
5) Développement de calcaires oolithiques.

Au sein de cette mégaséquence s'opposent deux types de séquences élémentaires :

Type I : Alternances tufs/argilites générées lors des crises volcano-tectoniques annonciatrices de la mise en place de dacites.

Type II : Alternances calcaires bioclastiques/argilites correspondant au fonctionnement normal du bassin ("bruit de fond"). Elles ne seront pas traitées ici.

Le type I présente le motif suivant (Figure) :

I - Un terme inférieur comprenant du bas vers le haut :

A - Niveau détritique granodécroissant à éléments de tufs.

B - Alternances de lamines planes parallèles plus ou moins grossières (silto-pélitiques) et de lamines fines (pélites). Certaines lamines présentent des structures progradantes. Des figures d'échappements d'eau sont visibles.

C - Pélites granodécroissantes parfois bioturbées et dont certains niveaux contiennent des Radiolaires.

II - Un terme supérieur constitué d'argilites verdâtres pouvant présenter localement des traces de reptation de vers.

La base du terme inférieur est ravinante venant "cannibaliser" parfois totalement le terme supérieur de la séquence précédente.

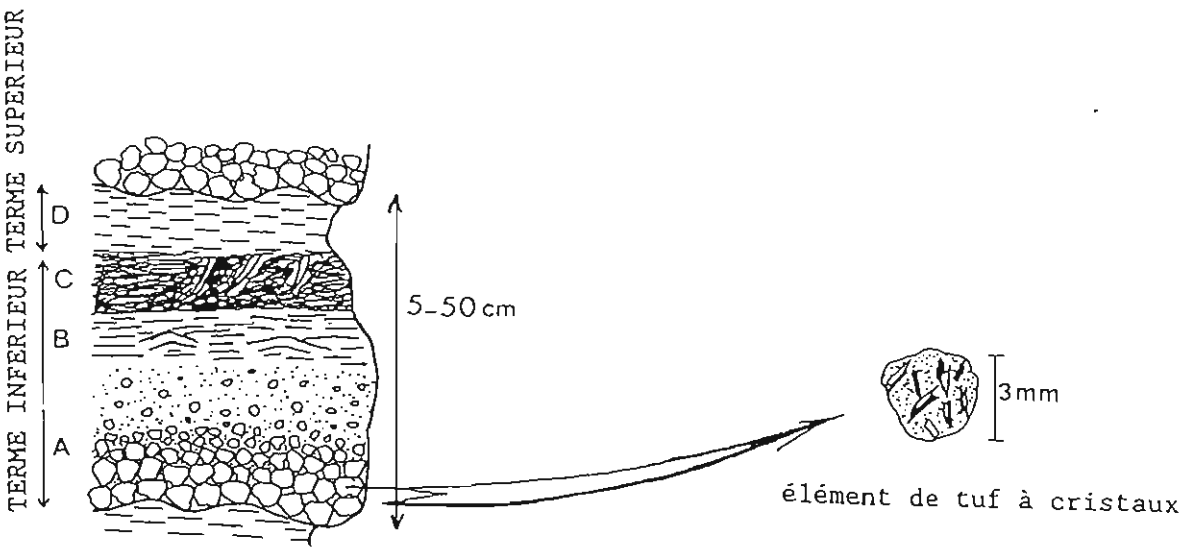
INTERPRETATION.

A la base de la mégaséquence volcano-sédimentaire l'activité volcano-tectonique est à l'origine de la destruction de tufs déjà consolidés (base du terme inférieur) dont les débris sont rabattus vers le bassin, en même temps que les éruptions nourrissent le bassin et son environnement en produits pyroclastiques (cendres).

Le terme inférieur représente toutes les caractéristiques de la séquence de BOUMA (plus ou moins complète).

Les phénomènes accompagnant classiquement les éruptions pyroclastiques (séïsmes et perturbations climatiques) semblent jouer un rôle essentiel dans la formation de ce type de séquence. L'instabilité volcano-sismique mobilisant le matériel et les fortes précipitations engendrées par l'éruption de cendres entraînent ce matériel vers le bassin.

Des courants de turbidités initiés par des variations fortes et rapides de débit et de charge des fleuves (crues) rendraient assez bien compte de ce type de séquences déposées en milieu peu profond, vraisemblablement en bordure de continent durant des périodes de forte instabilité volcano-sismique.



Séquence type I (synthétique)

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES FLUCTUATIONS DU REGIME HYDRODYNAMIQUE DANS L'EMBOUCHURE DE LA GIRONDE

THE SEDIMENTARY RECORD OF HYDRAULIC REGIME VARIATIONS IN THE GIRONDE INLET

S. BERNÉ

Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, 29280 Plouzané Cédex

Abstract : The Palmyre channel, in the Gironde inlet, is covered with large tidal dunes (Ashley, 1990). A zone of "bedload parting" was investigated in 1987 and 1989. This zone exhibits flood dominated bedforms in the upstream part and ebb dominated bedforms in the downstream part, separated by large symetrical dunes. From June 87 to October 89, the zone of symetrical dunes moved 900m headward, despite the bedforms remained roughly stable. The result is that some of the dunes changed of polarity during this period. This changes are recorded by the internal structure of the dunes, which display up to 3 different directions of progradation. A comparison with previous studies and the analysis of stream discharge during the last years indicate that the inversion of sand transport is not related to tidal cycles but to the alterning flood and low water periods.

L'enregistrement des cycles lunaires est une des caractéristiques les plus remarquables des dunes tidales (Visser, 1980). Ce critère a permis de reconstituer les conditions de dépôt de très nombreux corps sédimentaires fossiles.
L'embouchure de la Gironde est le siège d'une forte dynamique tidale (courants près du fond de l'ordre d'un mètre par seconde), à l'origine d'un champ de grandes dunes qui tapissent le fond de la fosse de la Palmyre. Une première investigation géophysique en Juin 1987 avait montré l'existence d'une zone de dunes symétriques, bordées en aval par des dunes de jusant et en amont par des dunes de flot *(Berné et al.; 2ème congrès de Sédimentologie, p. 29-30.)*. Une deuxième campagne sur le même site, menée en Octobre 1989, permet d'analyser les modifications survenues dans la morphologie externe et la structure des dunes, et de proposer un scénario d'évolution de ce secteur.

- Les dunes identifiées en 1987 sont parfaitement reconnaissables en 1989, 28 mois après. La position de leur crête a peu varié, de 20 à 40 mètres vers l'aval selon les cas (Fig. 1).
- La position de la zone des dunes symétriques en 1989 se trouve décalée de 900m vers l'amont par rapport à 1987.
- Ces changements impliquent que certaines dunes, bien qu'ayant peu bougé, ont changé de morphologie : dunes à polarité de flot en 1987 qui deviennent des dunes symétriques ou des dunes de jusant, dunes symétriques qui deviennent des dunes de jusant. Seules les dunes de jusant situées le plus en aval ont conservé leur polarité.
- La structure interne des dunes a enregistré ces modifications. Dans certains cas, on observe jusqu'à 3 séquences de dépôt, avec à la base des réflecteurs obliques de flot, surmontés par des réflecteurs de jusant puis à nouveau des réflecteurs de flot (Fig. 2).

La succession de ces lits obliques d'orientation opposée ne peut en aucun cas être attribuée à l'alternance flot-jusant durant un cycle tidal semi-diurne, ni même à l'inversion des transports résiduels entre période de morte eau et de vive eau (cycles lunaires de 14 jours). La compilation de travaux plus anciens et la confrontation avec les mesures de débit de la Gironde (Fig. 3) indiquent que c'est l'alternance des périodes de crue et d'étiage qui est responsable de ces inversions de polarité. En période de crue, l'embouchure est le siège d'une stratification des masses d'eaux marine et fluviale, et le courant de marée de flot se trouve, paradoxalement, renforcé près du fond. A l'inverse, la période d'Octobre 1989, qui suit un étiage particulièrement prononçé, est marquée par un renforcement de l'effet du jusant, et donc par une "remontée" de la zone des dunes symétriques. En raison de leur grande taille, les dunes réagissent aux modifications des conditions hydrodynamiques avec un "temps de réponse" important. L'enregistrement du signal tidal se trouve ainsi perturbé par les fluctuations saisonnières du débit fluvial, la combinaison des deux phénomènes aboutissant à la formation de stratifications en "méga-chevrons".

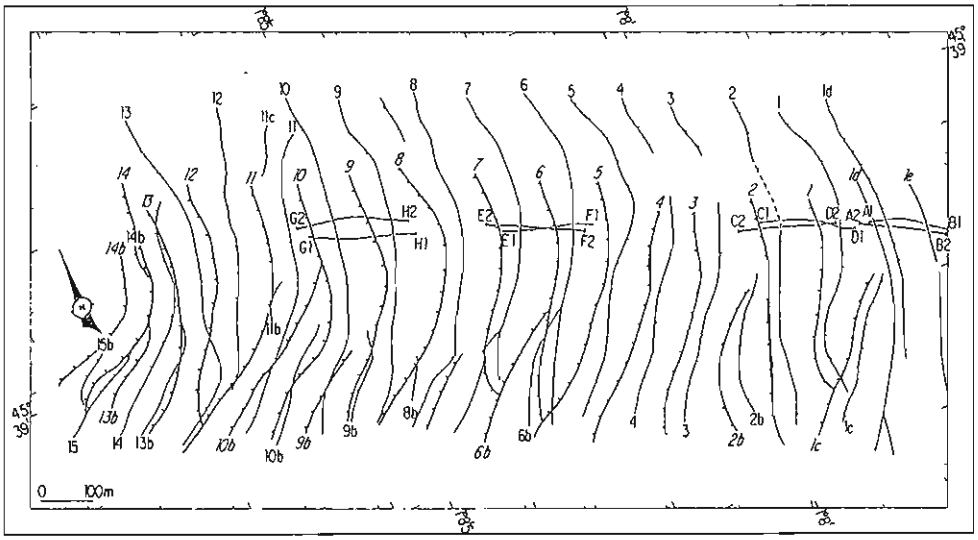
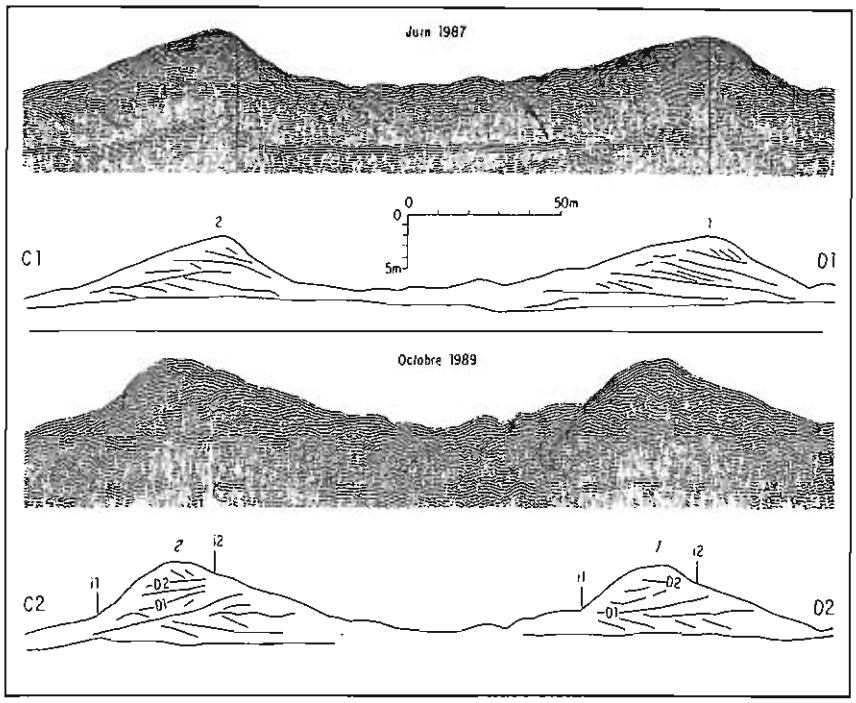


Figure 1 : Polarité des dunes de la zone de la Palmyre en Juin 1987 (traits fins) et en Octobre 1989 (traits gras). Noter l'inversion de polarité des dunes numérotées de 1 à 5 et le passage de formes symétriques à des formes de jusant des dunes 6 et 7.

Figure 2 : Enregistrement dans la structure interne des dunes des inversions des sens de transport résiduel. Chaque phase correspond à une séquence sismique limitée par une discontinuité D_1 ou D_2. La position des profils sismiques est indiquée sur la figure 1.



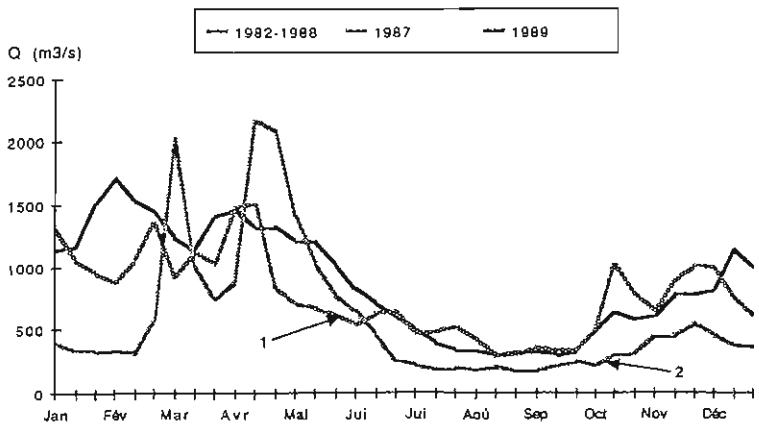


Figure 3 : Débits moyens de la Gironde par période de 10 jours en 1987 et 1989. *Le trait gras représente le débit moyen du fleuve pour la période 1982-1988. La flèche 1 correspond à la date de la première campagne, la flèche 2 à la seconde campagne.(Document établi à partir des mesures aimablement communiquées par P. Castaing).*

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SIGNIFICATION DES CYCLES EN SEDIMENTOLOGIE

SIGNIFICATION OF CYCLES INTO SEDIMENTATION

G. BERTHAULT *, F. CROUZEL ** & P.J. JULIEN ***
* Ancien Polytechnique, ** Institut Catholique, Toulouse,
*** Colorado State University, Fort Collins

The molassic series have aberrant characteristics of which neither the hypothesis of a sedimentation with periodical changes nor the existence of a network of breaks which make coincide stratas of different ages, can report. The experimentation points out that the petrographic classification is only ordered by the mode of deposit and also that a same layer can have been put at different times. It results, for periodical series, a revision of the super-imposition principle.

Etudiant en 1956, les terrains molassiques développés le long du versant nord des Pyrénées, F. CROUZEL, s'est trouvé face aux problèmes des séries répétitives (graviers, sables plus ou moins lités, marnes à grumeaux calcaires et enfin calcaires lacustres). Pour le Miocène seul, on compte 17 séries sur quelques 300 mètres, au pied de la chaîne. Alors le nombre des gîtes fossilifères était relativement réduit, ce qui a permis d'attribuer à chacune un âge relatif.

Cependant des doutes subsistaient sur les mécanismes de dépôts (1978). Les variations d'épaisseur et de granulométrie, les reprises de sédimentation, les solutions de continuité montraient que ce n'étaient pas des strates homogènes, mais des alluvions de cours d'eau divagants, des zones boueuses en déplacement, et des lacs aux rives changeantes. Pouvait-on voir en chacun de ces bancs une phase distincte de sédimentation indépendante, avec des retours périodiques aux mêmes conditions de dépôt ? D'autre part de nombreux gisements nouveaux ont été découverts depuis qui amènent à attribuer des âges différents à certaines parties d'un même banc. Comment l'expliquer ? On a fait appel à des réseaux de faille. Mais il faudrait alors que chaque fois le rejet amène face à face des horizons pétrographiquement analogues, d'âges différents. De plus une faille provoque dans une région un ensemble de perturbations qui l'authentifie (ex. la faille de Barbotan-Les-Thermes). Alors les couches superposées sont-elles homogènes en toutes leurs parties ? Celles-ci sont-elles contemporaines ?

Cette interrogation trouve la solution dans les récentes expériences de G. BERTHAULT (1986 et 1988). Le dépôt en continu, soit à sec, soit en eau calme, d'un mélange hétérogranulaire, introduit un granoclassement vertical donnant l'illusion de lits parallèles à la pente du réceptacle et expliquant la genèse des laminae. Une seconde série d'expériences faites par P.Y. JULIEN, Y. LAN avec G. BERTHAULT (1990) a été réalisée dans un canal à parois de verre où circulait un courant continu chargé de sable noir grossier et sable blanc fin, se déposant sur le fond du canal. A vitesse rapide (70 cm/s.), un dépôt en éventail, comme un delta, apparaît d'amont vers l'aval, essentiellement constitué par les grosses particules. Mais ces dépôts, en branches de delta, rétrécissent la section utile du canal. A débit constant la vitesse du courant augmente et des "laminae" se déposent à nouveau de l'amont vers l'aval. Les deux bancs superposés (lamina inférieure et lamina supérieure) se déposent alors en même temps d'amont vers l'aval. Une dessication des dépôts fera naître des joints pratiquement horizontaux. Ces expériences corroborent les observations faites par Johannes WALTHER (1885, 1893-4) sur les bancs marins juxtaposés en aire de dépôt dans le golfe de Naples.

Dans ces expérimentations on ne peut appliquer le "principe de superposition". Résultant d'un arrangement mécanique, les strates superposées sont contemporaines. Dans le canal de verre, chacun des deux niveaux simultanés est conditionné par les facteurs temps et distance, tout en appartenant au même flux. Le niveau inférieur continue à se déposer en aval, tandis qu'un niveau supérieur se constitue en amont. Les joints ne relèvent pas de la stratification mais de la dessication. Le principe de superposition, toujours valable sur une même verticale, ne peut être appliqué ici à toute l'étendue des niveaux (en séries répétitives). La vraie chronologie devrait être mise en relation avec la succession des épisodes de surrection, d'érosion, de repos, de pluviosité, sur le massif montagneux, processus d'analyse séquentielle à inventer.

F. CROUZEL - 1956 - Bull. Carte Géol. Fr., n° 248, t. LIV, 264 p.
- 1978 - 103° Congrès Soc. Sav. Nancy, Fasc. IV, pp. 269-280.

G. BERTHAULT - 1986 - C.R. Acad. Sc. T. 303, p.
- 1988 - C.R. Acad. Sc. T. 306, pp. 717-724.

P.Y. JULIEN, Y. LAN (& G. BERTHAULT) - 1990 - Engineering Centr. Colorado St. University, Fort Collins, 117 p., 33 fig., 157 photos.

J. WALTHER - 1885 - Geol. Ger. Zeitschr., v. 37, pp. 329-357.
- 1893-94 - Emleitung in die geol. Iena, Verlag, Gustav Fisher, 3 vol., 1055 p.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SEDIMENTATION ORGANIQUE CYCLIQUE A COURTE PERIODE DANS L'EVENEMENT ANOXIQUE DE LA LIMITE CENOMANIEN-TURONIEN DE L'ATLANTIQUE NORD-EST (DSDP LEG 93, SITE 603B): PROPOSITION D'UN MODELE EUSTATIQUE.

SHORT TERM CYCLIC ORGANIC-RICH SEDIMENTATION IN THE CENOMANIAN-TURONIAN BOUNDARY ANOXIC EVENT IN THE NORTH-EAST ATLANTIC (DSDP LEG 93, SITE 603B): AN EUSTATIC CONTROL ?

P. BERTRAND ET E. LALLIER-VERGES

Unité de Recherche en Pétrologie Organique, URA 724 du CNRS, Université d'Orléans, 45067 Orléans cedex 2

During the so-called Cenomanian-Turonian Boundary anoxic Event (CTBE) in the North East Atlantic abyssal areas, the sedimentation has consisted of organic-rich deposits alterning moderate to high organic carbon contents (0,5 to 20 %) , now observed as short term cyclic sequences some tens of centimeters thick. The objective of this study, mainly based on geochemical and petrographic data, is to find a possible explanation of these cycles.

A model is proposed in which sulfate reducing processes in dysaerobic or anoxic deep environments are considered as the major processes affecting the organic matter through its deposition and early diagenesis.

We believe that , in this abyssal paleaoceanographic situation, the cycles are governed by an alternance between dysaerobic and anoxic environments, without a significative influence of variations of both the flux and the genetic type of the organic matter. Contrary to widespread ideas, we think that the lowest TOC values correspond to an anoxic environment, and the highest TOC values to a dysaerobic environment. Such an alternance would be due to eustatic variations, with the high TOC levels deposited during a highstand stage, the low TOC levels deposited during a lowstand stage.

Au cours de l'évènement anoxique de la limite Cénomanien-Turonien (CTBE), dans les zones abyssales de l'Atlantique Nord-Est, la sedimentation a déposé des couches modérèment riches (0,5%) ou très riches (juqu'à 20%) en carbone organique. Ces dépôts constituent des séquences cycliques de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. L'étude présentée, essentiellement fondée sur des données géochimiques et pétrographiques, propose un modèle interprétatif où les processus sulfato-réducteur qui se produisent au cours du dépôt ou de la diagenèse précoce, en environnement dysaérobique ou anoxique, sont considérés comme le

principal mécanisme de dégradation de la matière organique.

Dans une telle situation paléocéanographique abyssale, nous pensons que les cycles observés sont le résultat d'une alternance entre environnements dysaérobique et anoxique, sans influence importante des variations du flux ou du type génétique de la matière organique. Contrairement à des idées largement répandues, il est probable que les niveaux les plus pauvres en carbone organique correspondent à un environnement anoxique qui favorise la dégradation anaérobie dans la tranche d'eau profonde, alors que les niveaux les plus riches correspondraient plutôt à un environnement dysaérobique. Une telle alternance peut être expliquée par des variations eustatiques, les intervalles à forte teneur en carbone organique correspondant à des haut niveaux marins et inversement.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

TYPOLOGIE DE FACIES ET DYNAMIQUE DE DEPOT DES SABLES COQUILLIERS BIOCLASTIQUES NEOGENES DE LA REGION DE DOUE-LA-FONTAINE (SUD DU MAINE-ET-LOIRE)

FACIES TYPOLOGY AND DEPOSITIONAL DYNAMICS OF NEOGENE BIOCLASTIC SANDSTONES IN THE DOUE-LA-FONTAINE AREA (SOUTH OF MAINE-ET-LOIRE)

R BIAGI & J-P ANDRE

Laboratoire de Géologie, Université d'Angers,
2 Boulevard Lavoisier, 49045 Angers Cédex (FRANCE)

Field studies carried on the south-western part of the Faluns deposit area showed firsthy the existing relationships between the varied lithofacies and the cartographic and altimetric localisations, and secondly the faunistic associations. The basal surface of deposits was interpolated and seems to be mainly a complex paleomorphologic surface.

Les faluns de l'Anjou sont des dépôts de sables coquilliers d'âge langhien à tortonien pour l'essentiel, bien que des répliques tardives soient attribuées au début du Pliocène.

Ils sont classiquement interprétés dans le cadre d'une formation s'étendant du Blésois à la Bretagne orientale, et montrant un passage progressif depuis les Sables et Argiles continentaux de Sologne jusqu'aux faciès marins coquilliers de l'Anjou.

Au cours d'une campagne de terrain, localisée dans la région de Doué-la-Fontaine et Martigné-Briand, la visite de plus de 100 carrières souterraines ou de surface a permis de mettre en évidence les grands traits de la mise en place des dépôts miocènes.

Des différences marquées de faciès pétrographiques apparaissent et sont nettement corrélées avec le type des structures de dépôt (chenaux, plages, dunes subtidales, barres d'avant-côte) et avec les associations fauniques.

On met également en évidence l'existence d'un domaine altimétrique (côte NGF actuelle) privilégié pour chaque type de faciès, ce qui semble indiquer l'existence d'un contrôle de la bathymétrie et de la distalité sur le mode de sédimentation.

La surface de base reconstituée correspondrait donc pour l'essentiel à une paléomorphologie.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DEPLACEMENT DES PASSES EN BAIE DE SOMME: ESSAI D'INTERPRETATION

CHANNELS MOVES IN BAIE DE SOMME: TENTATIVE INTERPRETATION

Christophe BINET, Jacques BEAUCHAMP et Catherine BADAIRE

Laboratoire de Sédimentologie et Géochimie Littorale, Université de Picardie, 80039 AMIENS

Channels and sand bars cyclicly move in Baie de Somme. The longshore drift is the main cause.

La Baie de Somme (Littoral Picard) résulte de l'imbrication de plusieurs estuaires dont celui de la Somme et de la Maye. Au sein de cet ensemble, on peut distinguer 3 sous-ensembles qui correspondent à des conditions hydrodynamiques différentes: Baie externe, Baie moyenne et Baie interne. Nous nous intéresserons ici à la Baie externe, c'est-à-dire la zone d'estran la plus à l'ouest et soumise aux conditions hydrodynamiques les plus fortes.

L'étude du déplacement des bancs sédimentaires et des passes a été réalisée à partir de vues aériennes IGN, de cartes anciennes et de documents de la D.D.E. relatifs à la position du chenal de navigation.

Il en résulte que l'on distingue toujours 3 passes, l'une au Nord, l' autre à l'Ouest et la dernière plus au Sud. Ces passes sont plus ou moins obstruées en fonction des années et leur position n'est pas fixe. Les mêmes structures principales sont identifiables sur les vues IGN des campagne de 1975, 1977, 1981 et 1986. Au cours de cette période de 11 ans, on assiste à la remontée le long de la flèche littorale de galets d'un banc sableux dont la surface représente entre 5 et 10 % de la surface de la Baie externe. Cette remontée entraîne la déformation des bancs contigüs, le déplacement de la passe sud vers le Nord et l'activation ou non des passes ouest et nord ainsi que le modelage des autres bancs. Ainsi, c'est l'ensemble de la Baie externe qui est modelée. A la fin de cette periode, le banc initial est incorporé aux autres bancs et la morphologie de la Baie externe redevient semblable à celle du départ; un nouveau banc sableux se met alors en place le long de la flèche littorale.

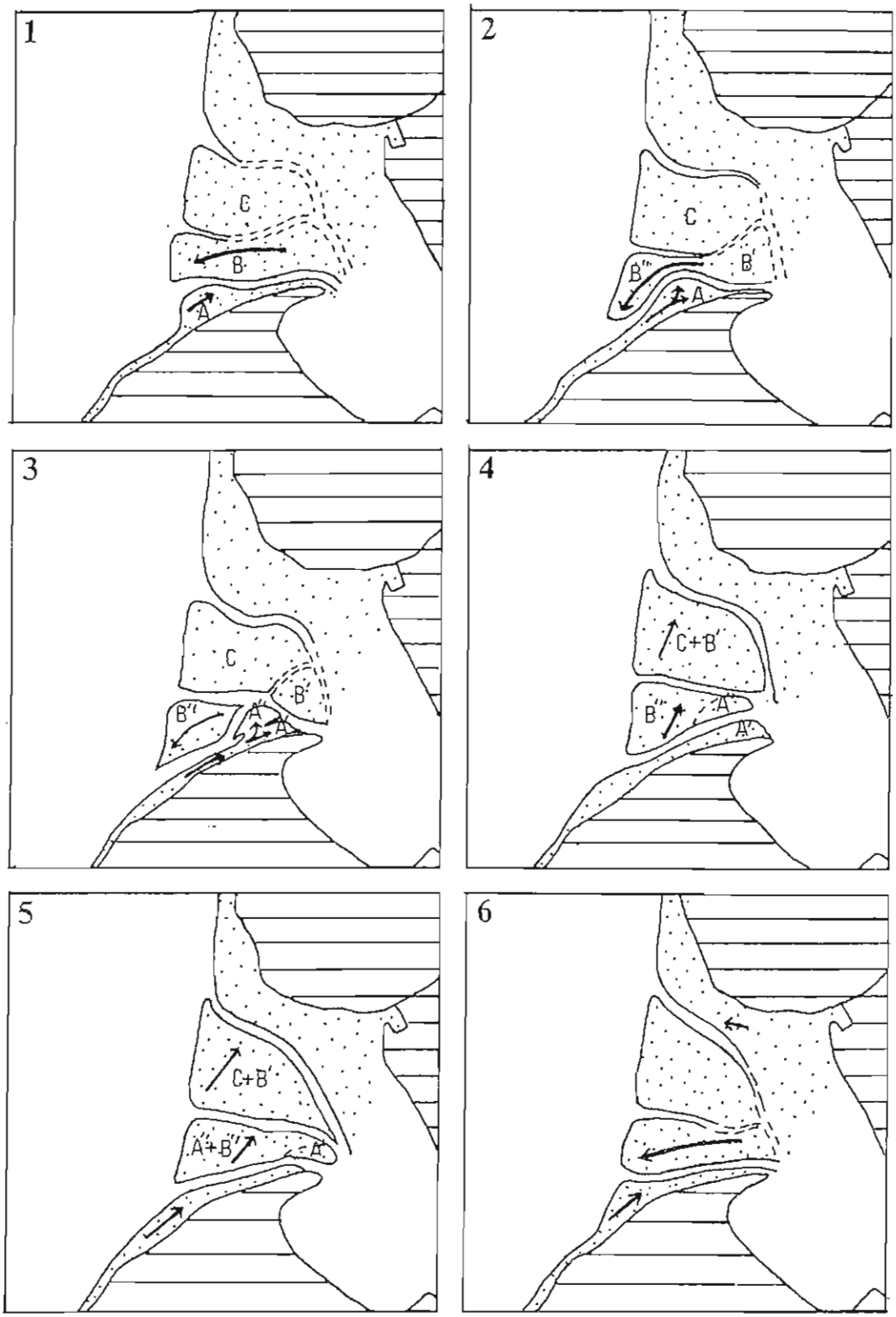
La situation de 1986 est retrouvée sur les vues de la campagne 1965: même disposition globale des passes et des bancs. De plus, il est possible de suivre le déplacement des chenaux de navigation d'après les relevés depuis 1965. Le déplacement entre 1965 et 1975 est trés similaire à celui observé entre 1975 et 1986. Enfin, les documents anciens peuvent tous être interprétés selon le modèle proposé (carte de 1764, 1776, 1835, 1865, 1878, 1945): le déplacement des bancs et des passes dans la Baie externe n'est pas aléatoire mais dépend de la remontée d'un banc sableux le long de la flèche littorale.

On devrait observer une augmentation de la surface totale des bancs; ceci n'apparaît pas. Il faut donc supposer que l'incorporation du banc sableux conduit à un exhaussement du fond sans progradation des bancs vers le large, ou que l'arrivée de sédiment est compensée par un départ équivalent. Ce départ peut se faire (1) vers la Baie moyenne et interne sous l'action du flôt (ce qui expliquerait le colmatage), (2) vers les dunes littorale sous l'action du vent, (3) vers le littoral nord sous l'action de la dérive littorale.

Le moteur principal du déplacement de sable le long de la flèche de galets pourrait être la dérive littorale induite par la réflexion des houles obliques par rapport au trait de côte. C'est elle qui produit le transit des galets vers le Nord. L'action complémentaire des coups de vent et des tempêtes pourrait expliquer les irrégularités du phénomène.

Le modèle proposé permet de prévoir dans ses grandes lignes le déplacement du chenal de navigation et d'apporter quelques éléments de réponse sur le mode de colmatage de la Baie de Somme.

(Figures page suivante)



Mouvement des bancs en Baie externe.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

INTERPRETATION D'UNE SEQUENCE LITTORALE : LE MOGHREBIEN DE TARFAYA (MAROC). ANALYSES D'IMAGES APPLIQUEES AUX CIMENTS ET AU RESEAU POREUX

COASTAL SEQUENCES AT TARFAYA. INTERPRETATION (MOGHREBIAN, MOROCCO). IMAGERY ANALYSIS APPLIED TO CEMENTS AND VUGS-SPACES NETWORKS

BLANC Jean Joseph
O.S.U., Centre d'Océanologie ; Marseille-Luminy, 13288 Cédex 9

The evolutive system of Tarfaya (Moghrebian) into coastal and marginolittoral environments shows a negative trend with some little cycles in a feed-back mechanism. Numerical scanning imagery results explain the cements and vugs-spaces fabrics.

La série du Moghrébien de Tarfaya (Maroc) a été attribuée à un épisode marin transgressif, fin pliocène, débutant par une lumachelle à Pectens surmontée de grès et calcarénites (Choubert, Faure-Murret, Höttinger, 1966). Une assise calcaire, dite "dalle moghrébienne", rapportée au Plio-Villafranchien, surmonte le tout jusqu'à la cote +30 m (Lecointre et Gigout, 1966 ; Ortlieb, 1975).

Les coupes de Tarfaya montrent une séquence complexe avec des oscillations continues, à fréquences variables, passant du milieu marin littoral à des faciès émersifs d'arrière-plage. Des niveaux de tempêtes, cordons et phases éoliennes s'y intercalent.

1 : A la base, sur les marnes du Crétacé supérieur (schistes bitumineux), on observe des marnes sableuses grises, lumachelles et "coquina", biosparudites. Ces horizons infralittoraux sont surmontés de grès attribués à un prisme littoral à bioclastes (échinides), avec oolites brisées, parfois silicifiées, extraclastes (quartz, hornblende, grains de lave, - ces derniers probablement en relation avec le volcanisme des Canaries). La puissance totale est de 4 à 5 m.

2 : Puis, série détritique oscillante (5 à 8 m) : grès du prisme littoral, "beach-rocks", biocalcarénites, grès fins isométriques zonés alternant avec des lumachelles. Au-dessus, on note des ravinements (émersions) avec le dépôt d'éolianites à stratifications entrecroisées. Des récurrences marines sont marquées par un retour des biocalcarénites avec des figures de courants, puis de nouvelles formations de prisme détritique littoral.

3 : La "dalle moghrébienne" surmonte la série oscillante (5 à 7 m). Il s'agit de calcaires hétérogènes : micrites ferrugineuses, biomirudites, intercalées d'éolianites. Ce calcaire présente des cavités résiduelles infiltrées de silts vadoses. Un examen plus détaillé montre la présence de niveaux de tempêtes (calcarénites à blocs remaniés de concrétions coralligènes, cordons encroûtés, biolithites allochtones).

Les phases de cimentations ont été précisées et quantifiées par une analyse d'images numériques. On met en évidence les stades suivants : liserés micritiques, calcite magnésienne, calcite microdrusique ("beach-rock"), calcite phréatique, calcite secondaire (sparite vadose) à porosité intercristalline.

Malgré les cimentations successives, il subsiste un réseau de vides anastomosés et communicants. L'analyse planimétrique des images permet d'évaluer les porosités intergranulaires et moldiques. Les émersions correspondent à une dissolution augmentant les porosités. Ces dernières sont ensuite l'objet d'infiltrations et de colmatages, avec

ciments ferrugineux microstalactitiques, et, enfin, d'une re-dissolution. Les potentialités de migration des flux vadoses paraissent liées aux oscillations du niveau marin et des interfaces phréatiques.

Le système évolutif du Moghrébien de Tarfaya présente deux aspects séquentiels :
1 : tendance émersive continue, à conditions bathydécroissantes, correspondant à un prisme de haut niveau marin et amorçant un cycle "long". On confirme le schéma suivant :

Infralittoral => prisme => * faciès d'avant <-> éolianites * => supralittoral

littoral	↑	plage	↑	adlittoral
	↑	"beach-rocks"	↑	arrière plage
			↑	
	↑	dépôts de tempêtes hautes plages		

2 : boucles de rétroaction où alterne des biosparudites et des éolianites, dessinant des cycles courts (prisme littoral -> haute plage -> éolianites -> érosion -> prisme littoral) probablement corrélés à des variations eustatiques du 2ème ordre.

Les analyses de transitions entre les faciès (ici : 9 "états") démontrent une évolution allant de l'immersion vers une émersion (série négative), puis à des horizons influencés par la pédogenèse (chaînes de Markov, analyse de la contribution du χ 2). La matrice des entropies mutuelles montre, pour le système complet, l'influence décroissante du milieu marin.

L'analyse séquentielle à haute résolution, appliquée à la séquence complexe de Tarfaya (Moghrébien), réalise un exemple d'application des analyses d'images spécifiques aux diagenèses successives et aux porosités.

Ces recherches complètent les données pétrologiques et les observations sur le terrain. La tendance émersive générale et l'existence de cycles courts à haute fréquence sont confirmées par l'analyse des transitions (passages de faciès, chaînes de Markov et entropie). D'où la possibilité de confirmer des variations eustatiques brèves.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ANALYSE MULTICRITERES DES RESEAUX AUX CANYONS SOUS-MARINS DE LA CASSIDAIGNE ET DE PLANIER (MARSEILLE SUD). INTERPRETATION GEODYNAMIQUE.

SUBMARINE NETWORKS ANALYSIS INTO CASSIDAIGNE AND PLANIER CANYONS (SUD MARSEILLES). GEODYNAMIC INTERPRETATION.

BLANC J.J., DEGIOVANNI C., POYDENOT F., ROUX M., WEYDERT P.
Centre d'Océanologie de Marseille-Luminy, O.S.U.,
13288 Marseille Cedex 9

Drainage analysis about a codified incision networks shows a simple clustering model into the submarine canyons axes (Planier and Cassidaigne) in relation to lithological properties, tectonic mechanisms and some deformations to messinian from plio-quaternary times.

Le dépouillement des travaux cartographiques détaillés aux canyons de Planier et Cassidaigne, à la marge continentale de la Provence, permet une analyse des réseaux de collecteurs incisant le substratum (Orsoloni *et al.*, 1983, Vanney, 1977).

Les drains sont collectés par deux axes majeurs entaillant la marge au Sud de Marseille. Ils demeurent indépendants de l'hydrographie quaternaire et actuelle observée au littoral. La phase de creusement essentielle remonte au Messinien (Bourcart, 1952, Bellaiche *et al.*, 1979, Clauzon, 1982), suivie par d'autres stades d'érosion et colmatages liés à l'évolution plio-quaternaire de la marge, en fonction d'un "héritage" lithologique et structural.

Une analyse multicritères a porté sur la hiérarchie des incisions, la direction et la pente des réseaux, les profondeurs actuelles des confluences. La codification de Horton (1945) montre une ordonnance d'agglomération des collecteurs suivant une "magnitude" croissante dont le modèle schématise un "arbre topologique". L'interprétation de ces réseaux traduit des changements de pentes et d'orientation, des contournements d'obstacles (couches dures, failles) en liaison directe ou indirecte avec les modalités d'affaissement de la marge et des niveaux de base successifs.

Le réseau du canyon de la Cassidaigne (ordre 3), très peu évolué, présente une dissymétrie des versants à la partie haute et forte pente (15,5% à 7,5 %; -350 à -1650m), en relation avec un accident important (faille de Ste Croix). En deçà de -1800m, l'axe du drain principal change de direction et passe d'un cours orienté N-S à une déviation vers l'ESE jusqu'à -2280m, longeant l'escarpement oriental du banc des Blauquières, en conformité avec l'orientation majeure des accidents pyrénéo-provençaux. Après une confluence avec le canyon de Planier ("noeud" XIII, -2280m), le cours à pente devenue très faible (0,7%) confirme une orientation W-E ou WNW-ESE. Une relation log-linéaire relie les "magnitudes" des "noeuds" avec le nombre des incisions dès la cote -850m.

Le canyon de Planier et son réseau (ordre 4) drainent une superficie plus importante avec une pente moyenne proche de celle de la Cassidaigne (3,2% pour un développement horizontal de 66,6km). Un cirque de réception montre des pentes maximales à la tête du canyon (13,2% à 9,1%, de -175m à -850m; "noeud" II). Vers l'aval, des inclinaisons assez fortes des collecteurs (8% à 6,1%)

correspondent à des changements de direction (N060 à N141, "noeud" IV),- voire à des recreusements (-1550m à N141)- liés à des flexurations secondaires. A la suite d'une aire colmatée à pentes faibles (-1250m) débute un segment quasi-horizontal (pente 0,2%) conjugué à une nouvelle orientation W-E, proche de la confluence du canyon de la Cassidaigne où l'on peut déceler un niveau de base probable vers -2140m. Le réseau général demeure simple, linéaire avec des embranchements d'ordres 1 et 2.

Deux bassins de réception se dessinent : bassin "Sud-Planier" (drainage en éventail jusqu'au "noeud" VII: -1750m) et après la confluence avec le canyon de Marseille; plus à l'Ouest: bassin "Sud Riou" à drainage ramifié simple à partir d'interfluves dichotomisés en "fourches". Ces derniers coïncident avec un changement d'orientation (WNW-ESE) et une diminution de la pente (1,7% à 0,2%) du collecteur principal (ordre 4).

Les incisions initiales de la Cassidaigne et du Planier ne se raccordent point aux axes de drainage plus ou moins colmatés issus de la régression würmienne, suivis jusqu'à -80m.

Les "arbres" comparés des canyons de Marseille, Planier et Cassidaigne montrent un plan linéaire ou linéaire ramifié évoquant des phases de creusement rapides sur des substrats résistants ou imperméables (couverture calcaire, roches métamorphiques ou cristallines). Les variations de pentes et les changements de directions traduisent des influences lithologiques (contacts) et structurales.

En profondeur, dès -2280m ("noeud" XIII), le réseau présente un cours unique, dévié vers le SE, le SSE, puis vers l'Est. Cette orientation systématique paraît sous la dépendance des rejeux de failles d'effondrement plus tardives de la marge externe, du Messinien au Plio-pléistocène. D'où l'abaissement du niveau de base lors du creusement maximal (Messinien) avec, postérieurement à ce dernier, des rejeux d'accidents orientés W-E ou NNW-SSE, avec établissement de glacis très déformés ("noeuds" IV, V et VI; -1200m, -1300m) antérieurement à l'organisation d'un dernier niveau de groupement des collecteurs à partir de -2140m.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES CALCAIRES LITHOGRAPHIQUES DU JURASSIQUE SUPERIEUR DU CAUSSE DE BLANDAS-MONTDARDIER (LANGUEDOC, FRANCE) ONT ETE PIEGES DANS DES DEPRESSIONS STRUCTURALEMENT INDUITES

THE UPPER JURASSIC LITHOGRAPHIC LIMESTONES OF THE CAUSSE DE BLANDAS-MONTDARDIER (LANGUEDOC, FRANCE) WERE TRAPPED IN STRUCTURALY CONTROLED BASINS

Y. BODEUR

Laboratoire de Biogéologie et Biostratigraphie
2 rue de la Houssinière, 44072 NANTES cedex 03

These lithographic limestones, used for making lithographic prints, are formed by the diagenesis of carbonate mud, trapped in depocentres between strike-slip faults, active during sedimentation.

Les calcaires lithographiques exploités près de Montdardier (Gard) entre 1843 et le début de ce siècle furent, en leur temps, très réputés pour leur excellente qualité (A.L. DONNADIEU, 1868).

Cette formation, dont l'épaisseur totale peut atteindre une cinquantaine de mètres, repose généralement sur des niveaux très riches en térébratules du sommet de l'Oxfordien. Elle passe vers le haut à des calcaires de plus en plus massifs, bioclastiques du Kimméridgien inférieur (Figure 1).

Ces calcaires lithographiques se présentent sous l'aspect d'alternances rythmiques, assez régulières, de petits bancs de mudstone beige foncé, à coeur bleuté, épais de 10 à 30 cm, et de minces niveaux plus argileux, à odeur fétide sous le marteau, présentant une texture grossièrement laminée.

Ils sont extrêmement pauvres en fossiles : très rares débris de térébratules et, tout à fait exceptionnellement, quelques bioturbations.

On y rencontre parfois de petites rides de courant et de grandes stratifications obliques progradant vers l'Est ; ceci indique qu'au moins une partie de la boue vient de l'Ouest.

En lames minces, ils apparaissent comme une micrite très pure, généralement azoïque, montrant de très rares spicules de spongiaires, de très rares ostracodes, et parfois de très petits grains de quartz anguleux probablement d'origine éolienne, et quelques mouchetures de pyrite.

Au microscope électronique, ces calcaires se montrent constitués de cristaux de calcite subhédraux à anhédraux, plutôt isométriques, de dimensions de l'ordre de 1 à 5 micromètres, souvent légèrement empâtés par de l'argile. La microporosité est assez forte pour ce type de roche.

L'origine de cette micrite n'est pas très claire, mais se fit probablement à partir du plancton des eaux de surface (D. NOEL et al., 1991).

Elle s'est accumulée dans une cuvette calme, de profondeur moyenne, relativement isolée du large à l'Est par un haut-fond correspondant à un élément paléogéographique régional appelé "seuil caussenard", actif pendant tout le Jurassique, les unités stratigraphiques s'amincissant à son approche (Figure 2). Le fond de cette cuvette relativement anoxique, devait être également isolé des influences occidentales par le jeu positif de la faille de décrochement de Vissec (O. de CHARPAL et al., 1974).

La formation de ces calcaires lithographiques se distingue donc des autres modèles classiques de dépôt (lagune, lagon...) par l'originalité du réceptacle qui est ici un sillon subsident entre deux décrochements. Celà a été aussi observé ailleurs, de façon concomitante, par A.P. OOST et P.L. de BOER (1991).

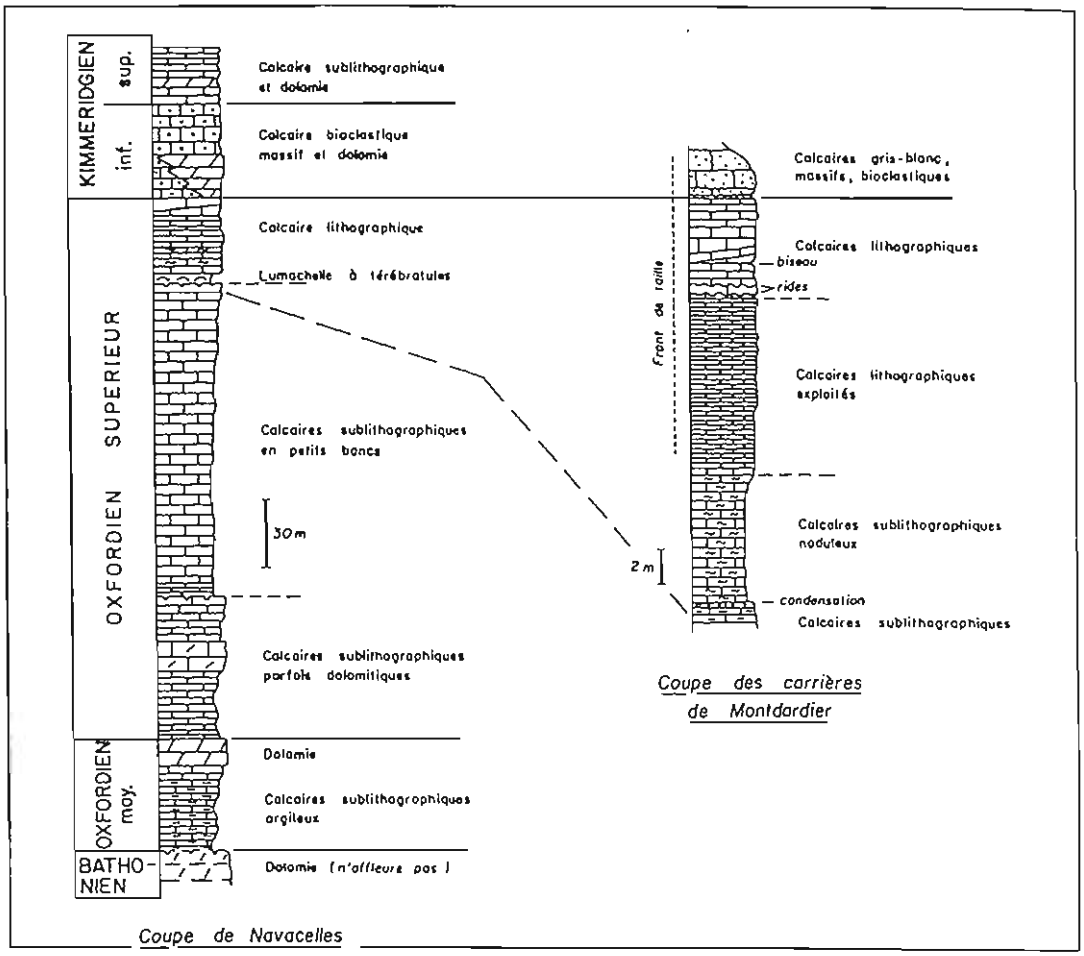


Figure 1 - Série stratigraphique du Jurassique supérieur du Causse de Blandas-Montdardier. Détail de la zone des carrières.
Stratigraphic section of the Upper Jurassic of the Causse de Blandas-Montdardier. Detail of the quarries area.

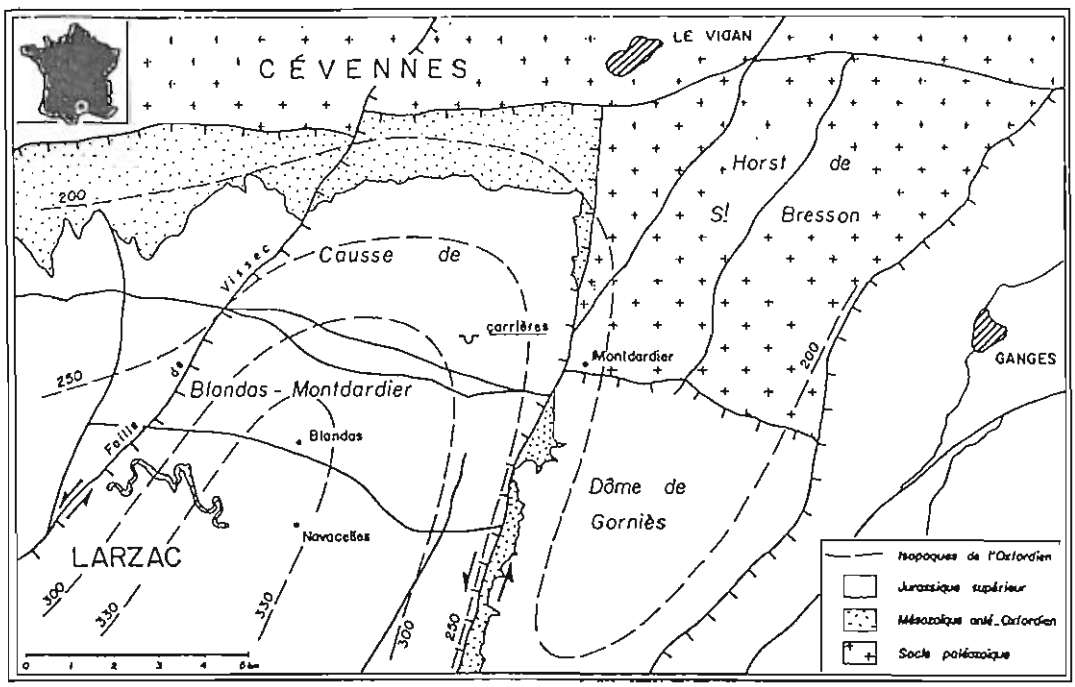


Figure 2 - Situation des carrières de calcaire lithographique de Montdardier, dans leur cadre structural.
Location of the Montdardier lithographic limestones quarries within their structural framework.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SEDIMENTATION ET TECTONIQUE A LA LIMITE PROTEROZOIQUE - PALEOZOIQUE EN BRETAGNE CENTRALE ET OCCIDENTALE (MASSIF ARMORICAIN) : NOUVELLES CONTRAINTES RADIOMETRIQUES.

SEDIMENTATION AND TECTONICS AT THE PROTEROZOIC - PALAEOZOIC BOUNDARY IN CENTRAL AND W BRITTANY (ARMORICAN MASSIF) : NEW RADIOMETRIC CONSTRAINTS

J.-L. BONJOUR [1], S. BOUILLE [2], J.-Y. CALVEZ [3], J. CHANTRAINE [4], J.-J. CHAUVEL [2], C. GUERROT [3], D. JANJOU [3] et D. RABU [4].

1 Lithologic - 80, Avenue des Buttes de Coesmes -F 35700 RENNES
2 C.A.E.S.S.(UPR 4661 du CNRS)-Institut de Géologie-Université de RENNES-Campus de Beaulieu- F 35042 RENNES Cédex
3 B.R.G.M.- B. P. 6009 - F 45060 ORLEANS Cédex 2
4 B.R.G.M.- 10, Rue H. Picherit - F 44300 NANTES.

U-Pb single-zircon dating have been performed on clastic, volcaniclastic and volcanic rocks in Central and W Brittany. These results give new contraints to the interpretation of sedimentary and tectonic events at the Proterozoic - Palaeozoic boundary.

Le Briovérien de Bretagne centrale est principalement constitué de sédiments de nature détritique terrigène, classiquement rapportés au Protérozoïque supérieur. Une épaisse couverture paléozoïque surmonte, en discordance, le Briovérien, l'ensemble ayant été déformé, métamorphisé et recoupé par des venues granitiques lors de l'orogenèse hercynienne. La succession briovérienne, épaisse d'au moins un millier de mètres, est essentiellement constituée par une alternance de grès et de siltites. Quelques hétérogénéités lithologiques viennent rompre cette monotonie : niveaux lenticulaires conglomératiques, rares niveaux carbonatés et localement coulées basiques et minces intercalations volcanoclastiques. La reconstitution de la pile sédimentaire et des variations latérales de faciès reste un exercice difficile, nécessitant un travail cartographique détaillé. A l'échelle de la Bretagne centrale, des variations significatives ont été observées sur la nature des apports détritiques : fraction sableuse et maturité de composition plus importantes vers le sommet de la succession, influences volcanogènes plus marquées dans la partie orientale de l'aire de sédimentation.

Des données sédimentologiques ponctuelles suggèrent, pour le Briovérien de Bretagne centrale, un environnement de dépôt de type turbiditique avec de possibles indices de plate-forme pour les sédiments les plus récents.

Ces dépôts ne semblent pas impliqués dans les déformations liées à l'orogenèse cadomienne et, dans les modèles géodynamiques récents, ils sont interprétés comme résultant du démantèlement de cet orogène, situé plus au Nord (bassins post-orogéniques). Toutefois, cette interprétation est peu contrainte sur le plan chronologique. Les repères dont on dispose actuellement sont les suivants :

- présence d'éléments (phtanites) provenant du remaniement de sédiments (Formation de Lamballe) dont la mise en place est antérieure à 585 - 615 MA, âge du plutonisme syn-tectonique,
- âge arénigien des premières formations paléozoïques discordantes (465 ± 1 MA pour les volcanites associées aux séries rouges initiales de Bretagne occidentale).

Sur la base de ces données on peut envisager pour la mise en place des sédiments briovériens une période située environ entre 615 MA et 465 MA et, de ce fait, chevauchant largement la limite Précambrien - Paléozoïque. Les recherches récentes ont montré, en outre, que les rares traces de vie identifiées (algues, traces fossiles) ne permettent pas d'apporter d'arguments stratigraphiques décisifs.

Afin d'essayer de mieux contraindre le modèle d'évolution géodynamique du Massif armoricain au Précambrien, des datations U-Pb sur monozircon ont été entreprises sur différents types de roches appartenant ou associées cartographiquement à la succession briovérienne :

1.- ***niveaux gréseux (coupe de la Mayenne)***

Deux populations de zircons hérités sont identifiées. La première et la plus importante, fournit des âges compris entre 560 et 590 MA et la seconde un âge à 1740 MA.

Outre des éléments provenant du socle ancien de Bretagne N, daté à environ 1800 MA, le Briovérien de Bretagne centrale renferme donc des éléments dont la source doit être recherchée dans les plutons de la Mancellia.

2.- ***niveaux volcanoclastiques (Baie de Douarnenez)***

Interstratifiés dans les sédiments, ils ont livré des zircons automorphes donnant un âge de 543 ± 7 MA.

3.- ***filons volcaniques acides (coupe de la Mayenne)***

Ils recoupent la succession briovérienne et ont permis d'obtenir des âges compris entre 475 et 485 MA.

Ces données nouvelles et de première importance permettent les conclusions suivantes :
- confirmation du caractère post-orogénique du Briovérien de Bretagne centrale et occidentale qui de plus doit être considéré comme plus récent que le Briovérien du Bocage normand (âge des plutons du Bocage : environ 540 MA),
- âge cambrien probable d'une partie du Briovérien si l'on se réfère aux échelles chronostratigraphiques publiées récemment,
- mise en évidence vers 470-480 MA de nouvelles manifestations volcaniques associées à l'individualisation des bassins paléozoïques en Bretagne centrale. Ces données complètent l'information fournie par la Bretagne septentrionale où ce type de volcanisme s'est mis en place entre 482 ± 10 MA (bassin d'Erquy - Fréhel) et 472 ± 5 MA (bassin de Plouézec - Plourivo).

L'ensemble de ces informations, intégré aux connaissances acquises, montre donc la nécessité de reconsidérer, à l'échelle du Massif armoricain, les schémas portant sur l'évolution sédimentaire et tectonique à la limite Protérozoïque - Paléozoïque.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LA PLAGE DES SABLES D'OR (Côtes d'Armor)

EROSION ET SEDIMENTATION

POSTER

par **Ch. BONNOT-COURTOIS et M. LE VOT**
Laboratoire de Géomorphologie. 15, boulevard de la mer.
35800 DINARD

La seule flèche littorale importante de la côte Est de la baie de Saint-Brieuc se trouve au niveau des Sables d'Or les Pins, entre le Cap d'Erquy et le Cap Fréhel. La plage, ouverte directement au Nord, est bordée par un massif dunaire, qui surmonte la flèche littorale, s'étendant d'Est en Ouest sur une longueur de près de 2 km. Elle isole en arrière d'elle une lagune littorale d'environ 48 ha, dans laquelle débouche la petite rivière de l'Islet et qui est progressivement envahie par la végétation halophile.

La lagune communique avec la mer ouverte par une passe étroite que les courants de marée maintiennent contre l'action des houles. En effet, les houles dominantes de Nord-Ouest dans la région, sont diffractées par les îlots et platiers rocheux nombreux dans la partie Ouest de l'avant-côte, de telle sorte qu'elles prennent une obliquité induisant une dérive littorale d'Est en Ouest. Ce transit alimente l'extrémité Ouest de la flèche alors qu'au contraire, sa racine, située dans la partie orientale de la plage est attaquée directement par les houles et subit de ce fait des érosions importantes. L'équilibre dynamique de la plage se traduit donc par une érosion parfois spectaculaire de la partie centrale et de l'Est de la plage et du cordon dunaire, tandis que l'extrémité de la flèche est en accrétion et que la lagune est en voie de colmatage par les apports sableux.

L'évolution de la partie centrale de la flèche littorale permet d'estimer le recul du massif dunaire à plus d'une dizaine de mètres depuis les années 70. Dans la même période, le niveau du sable a baissé de plusieurs mètres en haut de plage, favorisant ainsi l'attaque des dunes par les vagues. De telles érosions ont provoqué l'effondrement des cabines de bain en juin 1990, et nécessitent la mise en oeuvre de mesures de protection efficaces car la bordure de la falaise dunaire est actuellement à moins d'un mètre de la route côtière.

L'extrémité de la flèche est alimentée par du sable transitant en haut de plage ou remonté du bas de plage où il est stocké dans de grandes rides périlittorales. Les sables de la flèche sont plus grossiers que dans l'Est de la plage et l'action des courants de marée devient prédominante au niveau de la passe d'entrée . Les sables grossiers sont dispersés à la fois vers l'intérieur de la lagune où ils forment un éventail de flot et vers la plage externe où ils s'étalent en un delta de jusant. La granulométrie des sables diminue régulièrement depuis la passe d'entrée jusque vers l'intérieur de la lagune, passant de 800 μm dans la passe à 150 μm dans les zones abritées. Le schorre est envahi par les sables et seules les parties les plus internes de la lagune contiennent une faible proportion de vase (<40 μm).

Des aménagements sont actuellement devenus indispensables pour lutter contre l'érosion de la côte et préserver la végétation dunaire. La fréquentation des dunes a été canalisée par la pose de pieux interdisant le stationnement et d'un réseau de ganivelles dans toute la partie Ouest de la flèche. Les massifs dunaires de l'extrémité de la flèche continuent cependant à être partiellement attaqués, soit directement par les vagues aux pleines mers de vive-eau, soit par la méandrisation du chenal de l'Islet qui ronge la partie interne de la flèche et les petites dunes très récentes qui la surmontent. Sur la plage extérieure, des escaliers ont été posés depuis quelques années mais ils ont été déchaussés en pied et leur équilibre reste précaire.

Au centre et à l'Est de la plage, des mesures plus lourdes doivent être prises pour enrayer le recul de la falaise dunaire. A l'Est, le sentier conduisant au port Barrier, lui-même largement démantelé par l'attaque directe des houles, a été détruit et re-entaillé dans la falaise.Au centre, l'érosion et le recul de la falaise dunaire ayant entrainé l'effondrement des cabines de bain nécessitent la mise en place d'un enrochement sur une longueur de 500 m, accompagné d'un rechargement et d'un remodelage de la dune en arrière.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

GEOMORPHOLOGIE A PARTIR D'UN MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN (BAIE DES ANGES, NICE)

GEOMORPHOLOGY FROM A DATA TERRAIN MODEL (BAIE DES ANGES OFF NICE, FRANCE)

POSTER

J.F. BOURILLET

Laboratoire "Environnements sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, BP.70 29280 Plouzané cédex

The submarine slope off Nice is cut by deep canyons defining a fan-shaped valley. A Data Terrain Model of the area is generated by geostatistical method. The analysis of various outputs, such as 3D bathymetric view, slope gradient chart, vertical profil, provide information about morphological areas, sedimentary transit axis and relative chronology of the canyons.

La marge sous-marine provençale présente, au large de Nice, une vaste dépression en forme d'éventail de 25 km par 20 km dont la pointe est orientée vers le bas de la pente. L'éventail est bordé du Nord-Ouest au Nord par des terrains de l'arc de Castellane, la vallée du Var puis l'arc de Nice, à l'Est et à l'Ouest par les rides sous-marines du cap Ferrat et du cap d'Antibes. Il se prolonge au Sud-Sud-Est par le delta sous-marin profond du Var. La géologie post-messinienne de cette région comprend principalement une phase transgressive de dépôt de sédiments deltaïques pliocènes puis à partir du Pléistocène une phase érosive contrôlée par la tectonique et l'eustatisme (Savoye et Piper, 1991). Une grande quantité de données a été collectée sur cette zone, lors de différentes missions à la mer, permettant une approche quantitative de la morphologie par l'utilisation d'un Modèle Numérique de Terrain et de produits dérivés.

Le document de base est la "Carte Bathymétrique de la Baie des Anges Nice-Cote d'azur" à l'échelle du 1/25.000 ème (Pautot, Monti et Carré, 1981), compilation de données du sondeur multi-faisceaux Sea-beam pour les zones les plus profondes et de données de mono-faisceau pour la partie cotière. Le modèle numérique de terrain est le résultat des opérations de numérisation (scannérisation de la carte papier, vectorisation de l'image tramée), d'étiquettage des vecteurs, d'interpolation par méthode géostatistique (logiciel Bluepack 3D) sans oublier les inévitables étapes de contrôle. A partir des 195.000 sondes appartenant à plus de 2.900 courbes de niveaux, une grille régulière de valeurs bathymétriques au pas de 50 mètres par 50 mètres a été créée sur l'ensemble de la zone ; simultanément le gradient de la pente a été calculé à chaque noeud de la grille directement en fonction des points de sondes. Il est dès lors possible de réaliser un certain nombre de produits : cartes en isocourbes ou en niveau de couleurs, blocs diagrammes filaires ou couleurs, coupes bathymétriques sériées ou le long de chemins spécifiques, etc....

L'analyse morphologique met en évidence 5 axes privilégiés de transit : le canyon du Var à l'Ouest et le canyon du Paillon à l'Est, une vallée centrale encadrée par deux éperons délimitant une vallée latérale orientale et un ensemble de vallées à l'Ouest. D'autres auteurs ont proposé des coupures similaires en bassins versants. L'interprétation d'une carte de pente est délicate ; mais un tel document met en évidence les contours des différentes zones morphologiques (arête, fond de canyon) car ils correspondent à un changement d'inflexion. Ainsi la carte des pentes et les coupes bathymétriques (Fig. 1) soulignent :

- le tracé supposé de la faille du cap Ferrat ,
- une zonation de l'ensemble des 3 vallées, radiale à partir de l'embouchure du fleuve Var. La zone de 0 à -35 mètres correspondant à l'embryon de plateau continental (pente d'environ 2,5°), celle de -35 à -300 mètres avec des pentes supérieures à 15° et des petits canyons faiblement individualisés, celle de -350 à -700 mètres avec des pentes de 10° à 15° et quelques canyons sans continuité avec ceux de la zone supérieure, celle de -700 à -1100 mètres avec des pentes de 5 à 10° et des canyons plus larges puis celle au-delà de -1100 mètres avec de larges canyons à pentes faibles où affleure la surface d'érosion messinienne. Cette zonation est à rapprocher de celle définie par les mesures géotechniques (Cochonat et al., 1991) : sédiments

sous-consolidés à consolidés pour la zone de 0 à -300 mètres, légèrement surconsolidés pour la zone de -300 à -700 mètres et surconsolidés au delà.
La comparaison des coupes bathymétriques radiales à différentes distances de l'embouchure du Var (Fig.2) confirme le manque de continuité des petits canyons entre les profondeurs -300 et -700 m. L'observation des points de confluence entre les différents axes de transit permet de comparer la maturité et le fonctionnement de ces axes. Ainsi la vallée latérale NE se serait arrêtée de fonctionner avant le canyon du Paillon ; la vallée centrale et le Paillon seraient contemporains ; le Paillon et la vallée latérale Ouest se seraient arrêtés avant le Var.

Cette chronologie relative pourrait correspondre à un arrêt progressif, de l'E vers l'O, des apports du fleuve Var postérieurement à la construction du delta pliocène ; le canyon du Paillon, influencé par la vallée NE, aurait continué de fonctionner indépendamment de cette migration.

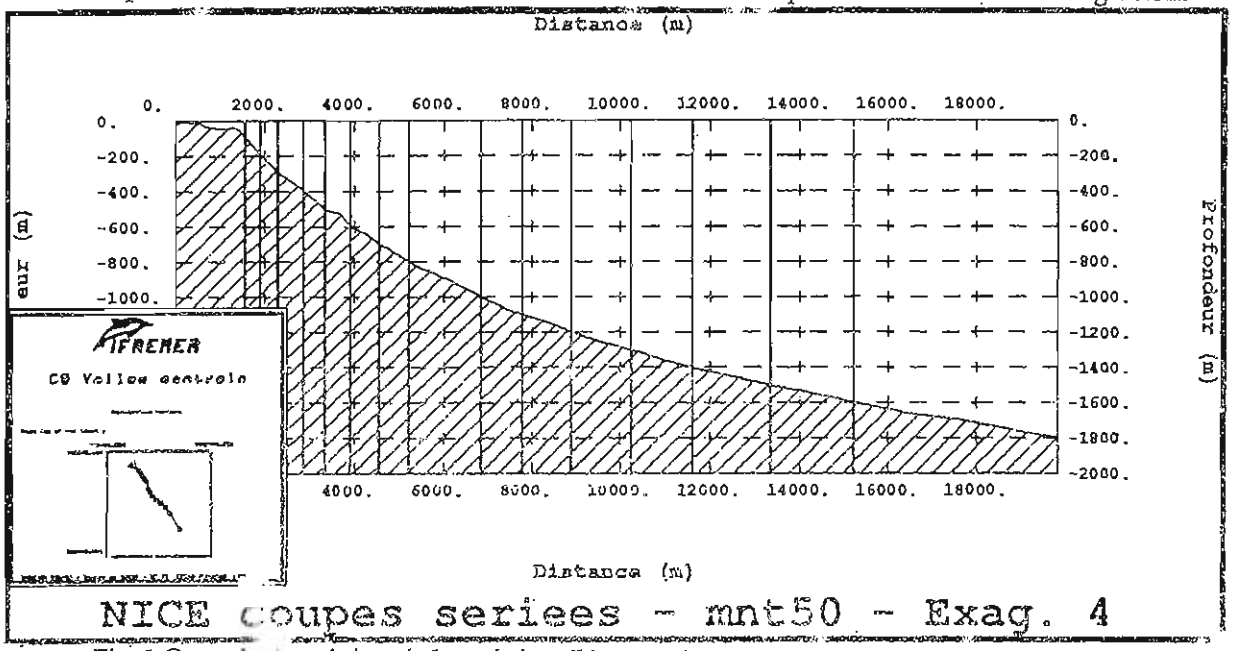


Fig. 1 Coupe bathymétrique le long de la vallée centrale.

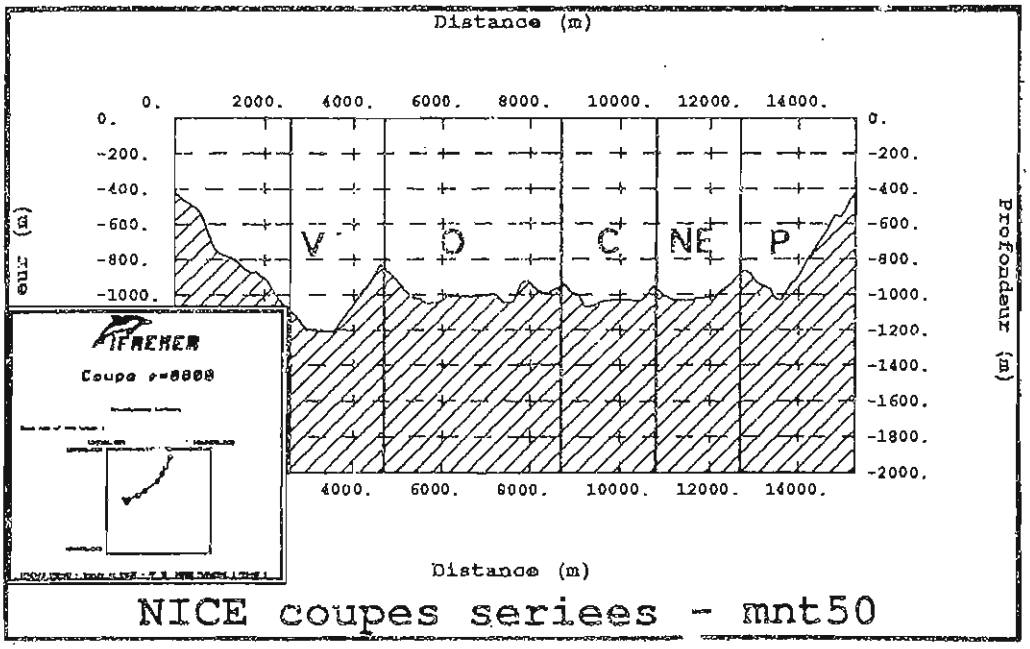


Fig. 2 Coupe bathymétrique radiale à 8000 mètres de l'embouchure du fleuve Var.
Les canyons du Var (V), du Paillon (P) et les vallées Ouest (O), centrale (C) et Nord-Est (NE) sont bien individualisées.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

PROCESSUS SEDIMENTAIRES ET DYNAMIQUE RECENTE DANS LE NORD DU LAC TANGANYIKA

J.-L. BOUROULLEC, J.-P. REHAULT, J. ROLLET et J.J. TIERCELIN

Université de Bretagne Occidentale, URA 1278, GDR DU CNRS,
Département Sciences de la Terre, 6, Avenue le Gorgeu - 29287 Brest

Nous présentons les résultats d'une analyse strati-sismique de profils haute résolution 5 KHz acquis sur un segment du système de rift est-africain où tectonique et hydrothermalisme sont actifs : la partie nord du fossé du lac Tanganyika. La sédimentation lacustre récente et sub-actuelle se répartit sous forme de trois types principaux de dépôts : drapage uniforme des reliefs sous-lacustres, comblement chaotique de dépressions allongées en fond de bassin et enfin de dépôts gravitaires sous forme de cônes et de barres localisées au pied des fortes pentes. Ces trois faciès sédimentaires résultent de processus et dynamiques sédimentaires distincts.

1. Le drapage est réalisé à partir des dépôts organiques saisonniers, associés aux arrivées intermittentes de sédiments argilo-détritiques très fins issus de l'érosion chronique des hauts épaulements du fossé du Tanganyika et du drainage de la plaine deltaïque de la rivière Ruzizi. Ces décharges occasionnelles de vastes prismes turbides, dont la charge organo-détritique circulerait à mi-hauteur dans la colonne d'eau, auraient une large distribution avant de se décanter doucement et uniformément sur la quasi-totalité des pentes et bassins de la zone étudiée.

2. Des séries chaotiques grossières comblent le fond des dépressions allongées. Elles sont interprétées comme des dépôts de bas niveau lacustre issus de la remobilisation des sédiments des reliefs bordiers et des pentes alors peut-être émergées. Leur distribution chenalisée étroite au fond des bassins conduit à invoquer un mode de dépôt lié à des courants de charge denses provoqués par des événements pluviaux catastrophiques. Leur position stratigraphique supporte l'idée que ces périodes annoncent le retour à des conditions climatiques plus humides permettant une nouvelle remontée du niveau lacustre qu'illustrent les drapages argilo-organiques.

3. Les dépôts grossiers au pied des fortes pentes résultent d'écroulements gravitaires en masse, répartis en cônes ou barres de pied de pente, ces dépôts semblent possibles même en période de haut niveau lacustre et traduisent l'instabilité des sédiments en bordure et sur les fortes déclivités. Dans l'une des dépressions étudiées ces dépôts s'organisent en éventails détritiques dont le développement se poursuit de nos jours.

La séquence strati-sismique étudiée nous permet de proposer, pour cette partie du fossé, un schéma d'évolution sédimentaire où tectonique et variations climatiques sont étroitement associées. Trois cycles sédimentaires sont distingués, corrélables à des variations significatives du niveau lacustre au cours du Quaternaire récent. Ainsi, dans la terminaison septentrionale du fossé, où la profondeur actuelle atteint 350 m, trois discordances d'érosion sont enregistrées et interprétées en termes de baisse du niveau lacustre, voire d'émersion de l'ensemble des terrains situés au-dessus de l'actuel isobath 300 m, en relation avec des variations climatiques régionales. L'ampleur des mouvements tectoniques enregistrés dans les sédiments ne semble pas pouvoir, à l'échelle du Quaternaire récent, rendre compte des variations relatives observées du niveau des eaux.

Par ailleurs, une autre activité récente affecte la série sédimentaire. De nombreuses figures superficielles intrusives analogues tantôt à des diapirs, tantôt à des poches de gaz ont été découvertes sur les profils sismiques haute résolution de la partie centrale du bassin de Bujumbura. La décomposition de matière organique semble être à l'origine des enveloppes de réflexion assimilées à des poches de gaz, tandis que la source des matériaux impliqués dans la formation des diapirs est clairement déteminée et se situe au niveau des séquences détritiques de comblement précédemment citées. L'apparition des diapirs est vraisemblablement due à la combinaison de trois phénomènes : la compaction différentielle (sous-compaction des sédiments constituant les séquences de comblement), la forte instabilité tectonique ainsi que la présence et la supression de fluides dont une origine hydrothermale est fortement soupçonnée.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES GRES DE CHAUNOY : MODALITES PARTICULIERES DE LA SEDIMENTATION TRIASIQUE DANS LE CENTRE-OUEST DU BASSIN DE PARIS, A LA LUMIERE DES DONNEES DIAGRAPHIQUES.

GRES DE CHAUNOY : PARTICULARY MODALITIES OF TRIASSIC SEDIMENTATION OF THE WEST-CENTER PART OF PARIS BASIN, BY WELL LOGGING ANALYSIS.

S. BOURQUIN, J. CLERMONTE et M. DURAND
Université de Nancy I, Géologie des Ensembles Sédimentaires, B.P.239,
54506 Vandoeuvre-lès-Nancy

A facio-sequential analysis was carried out 15 wells of the west-center part of the Paris Basin. The Triassic facies was identified and the deposit environment of the Grès de Chaunoy was reconstituted.

L'analyse facio-séquentielle en matrice complexe(1), réalisée sur quinze sondages pétroliers dans le centre-ouest du Bassin de Paris (Bourquin, 1991) a permis de préciser les différentes lithologies traversées ainsi que leur agencement séquentiel en vue de contribuer à la reconstitution des environnements de dépôt triasiques, s'agissant des Grès de Chaunoy en particulier.

Les données des outils diagraphiques suivants ont été utilisées: Densité, Porosité neutron, Sonique, Gamma Ray, Facteur photo-électrique, Pendagemètres, Microscanner et Outil géochimique (U, Th et K).

Les Grès de Chaunoy sont caractérisés par des séquences de type conglomérat-grès-dolomies ou argiles. Les faciès dolomitiques, essentiellement présents à l'Ouest de la zone étudiée, passent latéralement à l'Est à des dépôts plus argileux pouvant ne pas contenir de dolomie. A l'Ouest, au sommet de la formation, ils peuvent être très développés, atteignant parfois 21 mètres (dolomies sommitales). L'outil FMS(2) mis en œuvre pour deux sondages précise que tous les faciès dolomitiques sont bréchoïdes : ils peuvent être constitués de nodules dolomitiques liés par une matrice argileuse ou gréseuse, présenter des microfissures et / ou comporter des fissures ou des poches remplies d'argiles ou de grès ; des intercalations gréseuses ou des lamines plus argileuses peuvent parfois y apparaître. Dans le cas où les faciès dolomitiques sont très développés, des niveaux de dolomies massives ne sont observés que sur des épaisseurs ne dépassant pas 1,5 mètre. En outre, les faciès argileux englobent fréquemment des nodules dolomitiques.

L'aspect hétérogène des faciès dolomitiques, rencontrés dans les parties basale et moyenne de la formation, ainsi que la présence de nodules dolomitiques au sein de faciès gréseux ou argileux évoquent fortement des encroûtements de type pédologique. Des travaux récents (Spötl, 1991) ont par ailleurs montré une origine primaire et continentale de ces

dolomies. Les dolomies sommitales s'inscrivant dans une séquence positive grès-dolomies, les passages latéraux de faciès, ainsi que la présence d'intercalations argileuses et gréseuses sont autant d'arguments pour considérer ces dolomies comme génétiquement identiques à celles, généralement moins épaisses, présentes plus bas dans les Grès de Chaunoy. Ainsi, l'hypothèse retenue est celle d'une formation pédologique de ces dolomies continentales. La présence de dolocrètes sur des épaisseurs importantes résulterait de l'amalgamation de paléosols successifs (Meyer, 1987).

Au sein de la Formation de Chaunoy cinq marqueurs (notés de 0 à 4) ont été mis en évidence ; ils correspondent à la base d'un banc gréseux particulièrement épais et caractérisent ainsi une arrivée de terrigène plus importante. Cependant, à l'Ouest de la zone d'étude, sous le marqueur 2, il est possible d'observer sept séquences conglomérat-grès-dolocrètes, de 2 à 9 m d'épaisseur, corrélables suivant un axe privilégié d'environ 20 km orienté WSW-ENE. L'origine continentale des faciès dolomitiques est un argument en faveur d'un environnement également continental pour les sédiments terrigènes qui leur sont associés. Les observations qui précèdent concernant les corrélations s'accordent mal avec un modèle de dépôts fluviatiles en tresse, anastomosés ou méandriformes. L'environnement de dépôt le plus probable semble du type cône alluvial (Nilsen, 1982). La nature peu conglomératique des faciès gréseux ainsi que la présence de séquences granodécroissantes indiqueraient une situation en partie médiane d'un cône alluvial. La quantité de grès plus importante à l'Ouest, ainsi que la présence de faciès gréseux plus conglomératiques et plus radioactifs (présence de minéraux lourds) montrent que les apports devaient provenir de l'WSW. Sur l'ensemble de la formation de Chaunoy, les pourcentages de grès diminuent globalement de la base au sommet de la formation et les paléosols dolomitiques sont plus développés, traduisant ainsi une mégaséquence positive grès-paléosols.

Bibliographie :

BOURQUIN S. (1991) - Analyse facio-séquentielle par diagraphies du Trias du centre-ouest du Bassin de Paris : apport à la reconstitution de l'environnement de dépôt. Thèse de l'Université de Nancy I, 215 p., 72 fig., 6 tab.

MEYER R. (1987) - Paléoaltérites et paléosols. L'empreinte du continent dans les séries sédimentaires. *B.R.G.M.*, Manuels et Méthodes, n° 13, 164 p., 74 fig.

NILSEN T. H. (1982) - Alluvial fan deposits. *In* : SCHOLLE P. A. and SPEARING D., Sandstone depositional environments. A.A.P.G., Mém. 31, pp. 49-86, 52 fig.

SPÖTL C. (1991) - Diagenesis and pore water evolution of the Keuper sediments in the subsurface of the Paris Basin (France). Inauguraldissertation der Phylosophisch-Naturwissenschaftlichen, Falkultät der Universitat Bern, zur Erlangung der Doktorwürde.

1 - car s'appliquant à des assemblages minéralogiques à plusieurs constituants, et/ou présentant des niveaux hétérogènes ou fissurés, et/ou contenant des hydrocarbures.

2 - Marque déposée par Schlumberger.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ORIGINE DES MINERAUX ARGILEUX DES SEDIMENTS NEOGENES ET QUATERNAIRES DU BASSIN INDIEN CENTRAL

NEOGENE AND QUATERNARY CLAY MINERALS ORIGIN IN THE CENTRAL INDIAN BASSIN

V. BOUT*, N. FAGEL*, P. DEBRABANT*, H. CHAMLEY*, J.-P. CAULET**

* Laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, URA 719 CNRS, Université de Lille 1, 59655 Villeneuve d'Ascq Cédex.
** Laboratoire de géologie, Muséum National d'Histoire Naturelle, URA 723 CNRS, 43 rue Buffon, 75005 Paris.

Mineralogical study of 4 cores drilled between 12°5 and 6° South in the Central Indian Bassin documents the clay sedimentation variations for the last 6 millions years. The results obtained interest the sedimentary evolution during Pliocene and Pleistocene in relation to the Equatorial barrier intensity , the various mineralogical province control and the different clay families sources (particularly the illite and chlorite source directly related to the Gange deep sea fan and the Himalaya denudation). They also give some evidence of the aeolian influence during the late Pliocene and the Pleistocene.

Le Bassin Indien Central est situé au carrefour de l'influence de diverses provinces minéralogiques. Les variations de la sédimentation argileuse au cours des 6 derniers millions d'années ont été étudiées grâce à l'analyse minéralogique de 4 carottes prélevées entre 12°5 et 6°Sud, au voisinage du méridien 80° Est. Ce transect a été étendu vers le Nord jusqu'à 0°5 Sud en se référant aux données minéralogiques du site 717c du Leg 116 ODP (Bouquillon et al., 1990, Proc. ODP Init. Repts, 116, Part B). Les principaux résultats obtenus sont les suivants:

- Trois périodes distinctes sont reconnues dans la sédimentation plio-pléistocène:

  * Le Pliocène inférieur se caractérise par l'alternance de phases d'érosion intense du complexe Himalaya-Tibet, marquées par des apports massifs de minéraux primaires (illite et chlorite), et de phases d'altération pédologique des formations de la plaine Indo-Gangétique traduites par une sédimentation smectitique prédominante.
  * Le Pliocène supérieur correspond à une période où la tectonique himalayenne est plus modérée, et le taux de sédimentation ralenti. cela se manifeste par des cortèges argileux dominés par les smectites alumino-ferrifères, attribuées à d'intenses altérations chimiques à terre.
  * Le Pléistocène s'accompagne d'un accroissement des minéraux primaires (illite et chlorite) et des interstratifiés réguliers, témoins de reprises d'érosion du complexe Himalaya -Tibet.

- L'influence des sources septentrionales et méridionales de minéraux détritiques est étroitement liée à la position et à l'intensité de la barrière hydrodynamique formée par la divergence équatoriale. Cette barrière se renforce à partir du Pliocène moyen. Les influences septentrionales se font clairement sentir jusqu'à 10° Sud. Au delà vers le Sud, la divergence bloque les apports septentrionaux au profit des apports méridionaux.

- Les argiles primaires issues de l'érosion du complexe Himalaya-Tibet sont véhiculées, durant le Pliocène inférieur, au delà de 10° Sud par les turbidites qui atteignent la partie distale de l'éventail profond du Gange. Les venues de ces minéraux primaires alternent cycliquement avec des passées détritiques riches en smectite et en carbone organique, suggérant des variations eustatiques contrôlées par le climat.

- Les sources de smectite semblent varier dans le temps et dans l'espace. Au Pliocène inférieur, les smectites proviennent non seulement de la plaine Indo-Gangétique où les minéraux primaires se sont accumulés et altérés par voie chimique, mais aussi en moindre proportion de la province basaltique du Deccan.

Au Pliocène supérieur où la sédimentation smectitique prédomine, le rôle de barrière de la divergence équatoriale se traduit par une augmentation de l'influence des provinces nourricières australienne et indonésienne, et par l'importance relative des mécanismes d'altération "in situ" du plancher océanique basaltique.

- La divergence équatoriale, qui bloque dans le domaine Sud les influences hydrodynamiques septentrionales, permet aux vecteurs éoliens d'exprimer leur influence dans la sédimentation argileuse: ainsi la fréquence et l'abondance relative des argiles fibreuses, notamment la palygorskite, sont caractéristiques entre 10 et 12°5 Sud du Pliocène supérieur au Pléistocène. Ces argiles fibreuses ont probablement une origine mixte, la province d'Arabie au Nord et la province australienne au Sud-Est.

- L'abondance des kaolinites dans la sédimentation argileuse au delà de 10°Sud reflète l'influence croissante de la province australienne.

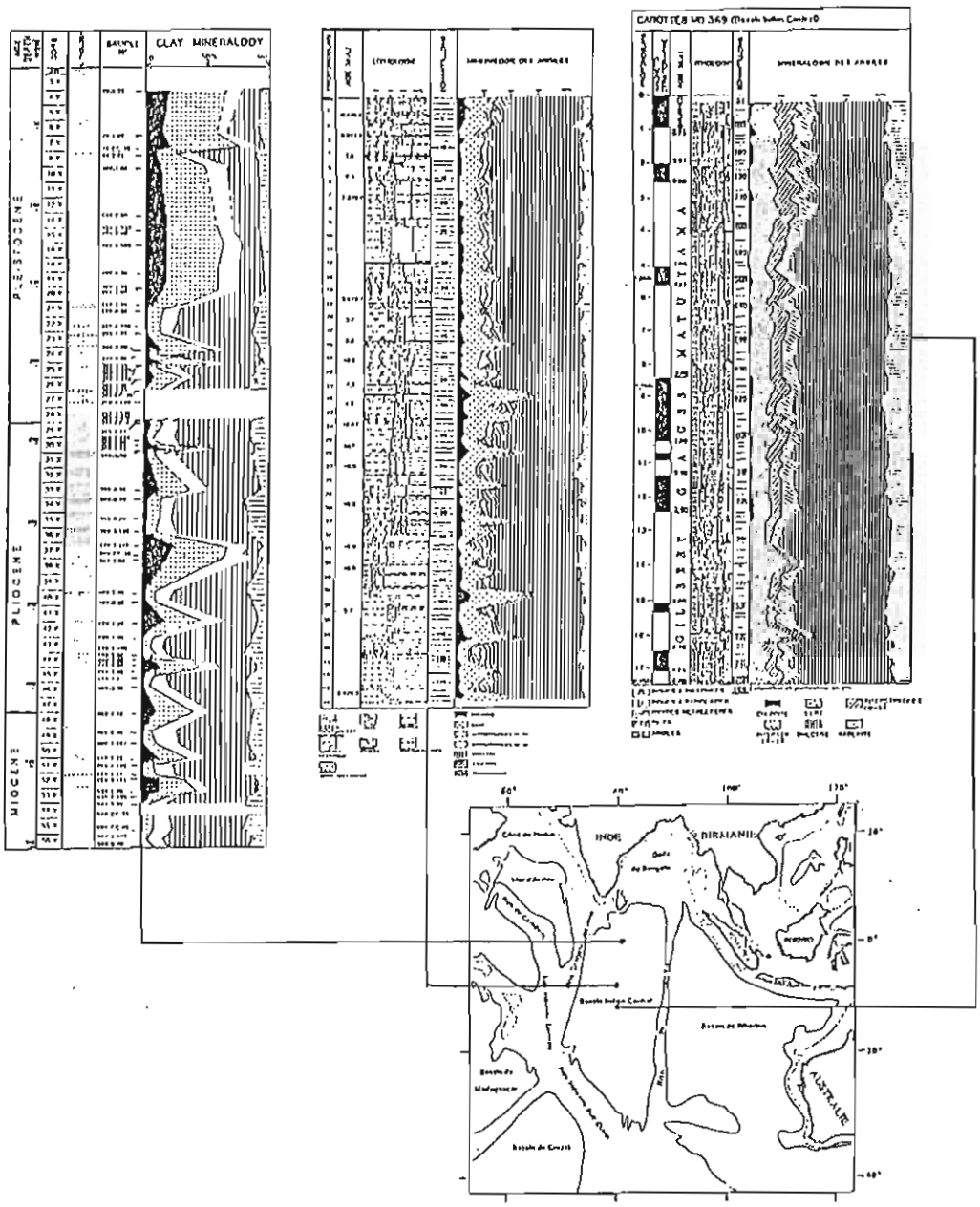


Figure: Localisation, lithologie et minéralogie des argiles de 3 carottes forées dans le Bassin Indien Central:

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LE CONIACIEN DE LA PROVENCE RHODANIENNE - MODIFICATIONS STRATIGRAPHIQUES : ROLE DES NIVEAUX A RUDISTES ET SEQUENCES DE DEPOT

POSTER

R. BREYER
Taubenstrasse 7. D-6078 Neu-Isenburg ou
SDR-Télévision : Redaction 'Sciences' : Wilhelm-Varnholt-Allee 5, D-6800 Mannheim

The Coniacian of the Northern Provence ('Provence rhodanienne') comprises a serie of shallow marine sandstones, marls and carbonates with a thickness up to 250 m in a transgressive-regressive sequence of third order (HAQ, HARDENBOL, VAIL, 1987). Also the deposition area didn't have great extension - it was a gulf at the eastern margin of the "Massif Central", one notices small-spaced facies changes due to deltaic development during the Upper Turonian, yet in time facies is not very variable. Therefore correlation of different localities is difficult. Rudist-bearing beds are the only key horizons and most important for stratigraphic subdivision and reconstruction of the sedimentation history. For the first time a correlation basis for the Coniacian of the Northern Provence on regional scope will be presented.

Les affleurements du Coniacien nord-provençal ("Golfe rhodanien", SORNAY, 1950) se trouvent entre le Massif Central à l'Ouest, le Rhône à l'Est et les rivières de l'Ardèche au Nord et du Gard au Sud (Fig. 1).

Les couches du Coniacien ont une puissance maximale de 250 m. Il s'agit de grès, de grès calcaires, de marnes, de calcaires bioclastiques et de calcaires à rudistes déposés dans un milieu marin peu profond du type plateforme interne. La série représente un cycle de troisième ordre (VAIL *et al.*, 1977 ; HAQ, HARDENBOL, VAIL, 1987), transgressif à la base et régressif vers le haut. Le développement de faciès n'est pas très variable. Sous l'aspect temporel, il est assez homogène. Par contre, dans l'espace, on observe des changements rapides, bien que les passages soient souvent insensibles ; la morphologie de la région envahie par la mer coniacienne était fortement influencée par une phase deltaïque pendant le Turonien supérieur ("Angoumien") (DUCREUX, 1982). Ce delta, issu du Massif Central, a provoqué un relief remarquable.

Une vingtaine de coupes ont été levées dans les localités suivantes : 1) Massif de la Cèze 2) Massif d'Uchaux 3) Massif de Charavel 4) Synclinal de Foissac-Serviers 5) Boisson et 6) les environs de Vagnas (Fig. 1). On a constaté que des corrélations entre les coupes d'une part et entre les différentes localités d'autre part sont presque impossibles. Il manque des niveaux de référence. Seule, l'intercalation des niveaux à rudistes (Hippurites ; Radiolitides) - s'ils sont présents - est d'une certaine valeur pour permettre une subdivision stratigraphique intra-coniacienne et une corrélation "relative" des localités. De même, leurs présence et développement sont les indicateurs de conditions de l'environnement très distinctes. Pour cela, les niveaux à rudistes jouent un rôle important dans la reconstruction des milieux de dépôts pendant le Coniacien et leur interprétation.

S'appuyant sur ces données, une première corrélation du Coniacien de la Provence rhodanienne dans un cadre régional avec les implications sur la séquence de dépôts est présentée. Jusque maintenant, une corrélation n'existait que pour le Coniacien du Massif de la Cèze (Fig. 1).

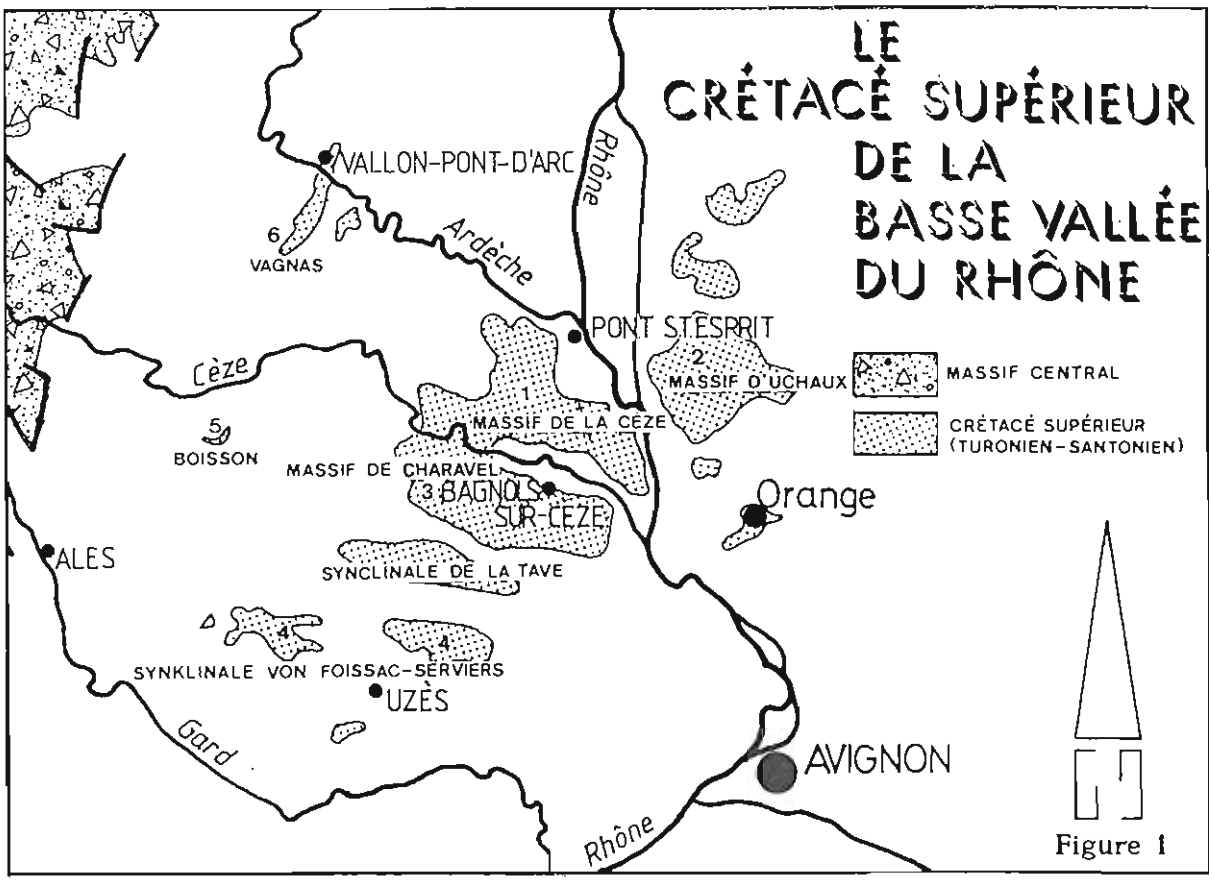


Figure 1

Références :

BREYER R. (1989) - Les associations des rudistes du Coniacien de Gattigues (Gard, SE-France) et leurs significations paléoécologiques dans le contexte sédimentaire. - ASF (Livre Résumés 2ème Congrès Français de Sédimentologie) 10 : 47-50 ; 3 Fig. ; Paris.

BREYER R. (1991) - Das Coniac der nördlichen Provence ("Provence rhodanienne'" - Stratigraphie, Rudistenfazies und geodynamische Entwicklung. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie A, 9 : 337 p. ; 112 Fig. ; 7 Tab. ; 15 Pl. : Frankfurt.

DUCREUX J.L. (1982). - Recherche de concentrations métallifères en domaine paralique et limnique. Le cas de formations du Crétacé supérieur gardois, du Paléogène de Manosque (Alpes de Haute-Provence) et de Saint-Martin-des-Plaines (Puy-de-Dôme). - 439 p. ; 152 + 4 Fig. ; 15 Pl. , 1 Pl. h.t. - Thèse Doctorat 3ème cycle, Fac. Sci. Université Claude Bernard (Lyon I), n° 1137 ; Lyon .

HAQ B.U., HARDENBOL J. and VAIL P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. - Science, 235 : 1156-1167 ; 5 figs.

SORNAY J. (1950). - Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et régions voisines. - Thèse, Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Grenoble 27 : 35-278 ; 31 Fig. ; 7 Pl. ; Grenoble.

VAIL P.R. *et al.* (1977) : Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part, 4 : Global cycles of relative changes of sea level - in : PAYNTON, Ch.E. (Ed.) : Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration : 83-97 ; 7 Figs. ; 1 Tab. ; Tulsa.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LA TRANSITION SMECTITE-ILLITE DANS LES SEDIMENTS DU PRISME D'ACCRETION DE LA BARBADE : MISE EN EVIDENCE D'UNE DISSOLUTION-CRISTALLISATION A BASSE TEMPERATURE

POSTER

SMECTITE-ILLITE TRANSITION IN BARBADOS ACCRETIONARY WEDGE SEDIMENTS :DISSOLUTION-CRYSTALLIZATION AT LOW TEMPERATURE

Martine BUATIER*, Donald R. PEACOR** et James R. O'NEIL**

*Université de Lille I, laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cédex, FRANCE
**Department of Geological Sciences, The University of Michigan, Ann Arbor, MI 48109, USA

Sediments to a depth of 670 m in the Barbados accretionary complex (site 671B Leg 110) and transecting the décollement zone have been studied by transmission and analytical electron microscopy (TEM/AEM). Dominant smectite was observed to form continuous matrix envelopping irregular, large grain of illite, chlorite, kaolinite and mixed layer illite/ chlorite of detrital origin at all depths. The detrital origin of illite is implied by illite-smectite textural relations, well ordered 2M polytypism, and the muscovite like composition. Deeper samples associated with the décollement zone contain small (up to 100Å thick) illite packetss embedded in still dominant subparallele layers of contiguous smectite. Illite is a 1 Md polytype with step-like terminaisons like those seen in hydrothermally grown illite. Depth trend of δD (SMOW) values confirm that the deepest samples, located below the décollement zone, have undergone hydrogen isotopic exchange with sea water at low temperature. The data collectively demonstrate that smectite transforms progressively to illite via a dissolution-crystallization process within a depleting matrix of smectite. These results implie that the high water/rock ratios associated with the décollement zone are significant in promoting reaction at shalow depth and low temperature.

La marge active des petites Antilles se particularise par la présence du prisme d'accrétion de la Barbade qui s'est formé lors de la subduction de la croûte océanique Atlantique sous la plaque Caraïbe. Les structures tectoniques qui se sont développées au front de la zone d'accrétion, favorisent la circulation des fluides à travers les sédiments (Moore, Mascle *et al.*, 1990). Ainsi, le cheminement des fluides est enregistré par les anomalies en température des sédiments et par la géochimie des eaux intersticielles. L'influence des sédiments sur la composition chimique des eaux intersticielles a été discutée dans le volume 110 Ocean Drilling Project (1990). Un mécanisme de déshydratation de la smectite a été proposé pour expliquer l'anomalie négative en Cl des eaux intersticielles des sédiments (dans Moore, Mascle *et al.*, 1990).

L'analyse au microscope électronique à balayage et à transmission (couplée à l'analyse par dispersion des rayons X) de sédiments du site 671B, a permis de caractériser les minéraux argileux présents et d'étudier les éventuels transformations subies par ces minéraux sous l'effet d'une intéraction avec les fluides intersticiels. Cette approche a été complétée par l'analyse isotopique de l'hydrogène de la fraction argileuse.

Les sédiments étudiés sont principalement des argilites à smectite dominante. Les images réalisées au microscope électronique à transmission sur des échantillons de profondeurs variées, montrent que cette smectite forme la matrice continue enveloppant des grains d'illite, de kaolinite, de chlorite et d'interstratifiés illite/chlorite, qui, quant à eux, présentent un contour irrégulier et une taille atteignant parfois une dizaine de micromètres. Ces minéraux sont présents à toutes les profondeurs dans des proportions variées. L'origine détritique de l'illite est confirmée par des relations texturales et par sa composition chimique qui se rapproche de celle

d'une muscovite ou d'une phengite, ainsi que par l'organisation de ses feuillets (elle présente un polytypisme de type 2M).

Les échantillons qui proviennent de niveaux situés sous la zone de décollement, présentent des petites cristallites d'illites d'environ 100-200Å d'épaisseur dont les feuillets sont orientés parallelement à ceux de la matrice de smectite. La diffraction électronique montre qu'il s'agit de polytype 1Md, donc différent des illites détritiques précédemment décrites. La terminaison en fuseau des feuillets de ces cristallites est caractéristique des minéraux d'origine hydrothermale. La composition chimique de ces argiles obtenue à partir d'analyses ponctuelles par dispersion des RX, montre qu'elles sont enrichies en K et en Al par rapport aux smectites encaissantes.

Les valeurs des δD mesurées sur la fraction argileuse d'échantillons venant de profondeurs variées dans le site, montrent que les sédiments situés sous la zone de décollement ont subi des échanges isotopiques d'hydrogène avec l'eau de mer à basse température.

L'ensemble de ces résultats démontrent qu'une transition smectite-illite a lieu dans les sédiments du prisme d'accrétion de la Barbade. Cette transition s'effectue selon un mécanisme de dissolution-cristallisation. Le fait qu'une telle transition soit observable dans des sédiments situés à 600 mètres de profondeur où la température n'excède pas 30 °C, montre que la relation fluide-solide peut être un facteur prépondérant pour activer les transformations de phase argileuses dans les sédiments, et que, par conséquent, la température et l'enfouissement ne sont pas les seules variables dont dépend la transition smectite-illite.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Les Gisements de fer de la région de Kisanga, Shaba méridional, Zaïre : les traces d'un paléokarst du Protérozoïque supérieur.

par R. BUFFARD *

The Kisanga iron caps, southern Shaba, Zaïre : The Upper Proterozoïc paleokarst.traces .

***Abstract** : The Kisanga iron caps southern Shaba, Zaïre, in Kakontwe Limestone is the result to a filling Upper Proterozoïc paleokarst. These ancien karstic traces has been related to a local and temporary emergence of the Likasi district caused by the Kipushi rift structuration during early Lower Kundelungu.*

1-Introduction

Dans une note précédente (Buffard,1984) j'avais décrit les niveaux carbonatés du Shaba (Zaïre) et les formes karstiques superficielles et profondes qui leur étaient associées.Des études ultérieures ont montré que certaines de ces formes spéléologiques ou de leur colmatage relèvent de l'antécédence de paléokarsts d'âge Protérozoïque supérieur.

2 -Les gisements de fer du Shaba méridional.

La plus grande partie des gisements de fer du Shaba méridional se concentre dans la zone plissée shabienne, tronçon de la Chaine Damaro-Katanguienne du Protérozoïque supérieur qui dessine un arc à convexité NE au SE du Shaba (Arc du Shaba).Ils sont localisés essentiellement dans les formations carbonatées du Kundelungu inférieur (Calcaire de Kakontwe) et du Kundelungu supérieur (Calcaire rose équivalent des Dolomies de la Lusele). D'après les données antérieures (Jamotte, 1933, 1950 ; Ancion et Cahen, 1952 ; Tassile Subani, 1972) et nos propres observations, deux grands groupes de gisements ont été distingués :

+ Les gisements méridionaux :

Ils sont situés dans le sud du Shaba méridional aux environs des sources du Lualaba et de la Lufira. Ce sont des "gisements de forme irrégulière dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centaines de mètres". Ils sont inclus presque exclusivement au sein de la Formation de Kakontwe. Dans de nombreux cas, l'encaissant carbonaté ayant disparu par "dissolution" ces gisements forment des reliefs conséquents ou des "pitons isolés" comme le Pic Katumbwana (Jamotte, 1950). Le minerai qui présente une haute teneur en fer de l'ordre de 67% (Ancion et Cahen, 1952) correspond à un mélange de magnétite, de martite et d'oligiste auquel s'ajoutent de la silice et des traces de cuivre, de chrome, de nickel et du vanadium. Pour A. Jamotte (1933, 1950) il s'agit de gîtes d'origine filonienne et métasomatique mis en place à proximité d'intrusions basiques.Ces gisements ferrugineux se répartissent suivant une vaste zone ferrifère (zone ferrifère du Haut Lualaba de Jamotte, 1950) dont la bordure nord est ponctuée d'un chapelet de petits gites minéraux sulfurés à Cu, Pb, Zn et Ag. Il s'agit, pour les plus connus, d'ouest en est, de Kengere, Lombe, auxquels il faut ajouter le gisement cupro-zincifère de Kipushi.

+ Les gisements septentrionaux :

Il s'agit des gisements de Kisanga et de Katinda implantés directement sur la bordure nord de la formation du Kakontwe.

Le gisement de Kisanga reconnu dès 1906 se situe sur la fermeture périclinale du synclinal de Kisanga, constituant le flanc sud de l'anticlinal de Kambove se prolongeant vers l'Ouest par une structure faillée chevauchante ; une stratigraphie sommaire a pu être établie : Sous une tranche de latérite et d'éluvions limonitiques épaisse de 2 à 10 mètresd'épaisseur, le corps ferrugineux principal se compose d'un à deux horizons limonitiques à structures massives ou bréchiques (5 à 20 mètres de puissance) séparés ou encartés dans des ensembles de schistes argileux bien lités

silteux et graveleux (présence de grains et de fragments de quartz) vers sa partie inférieure. L'ensemble minéralisé repose sur les couches marno-dolomitiques du Kakontwe inférieur. L'encaissant correspondant au Kakontwe moyen a généralement disparu ou ne subsiste qu'à l'état de lambeaux fortement karstifiés en bordure du gisement.

Le gisement de Katinda "petite colline de limonite et d'hématite, longue de 400 mètres et large de 100 mètres" (Francois, 1974), à environ 20 km au SW du précédent se trouve sur la fermeture périclinale de l'anticlinal de Milebi. Son implantation dans le calcaire de Kakontwe est similaire à celle du gisement de Kisanga.

3- Observations et Conclusions :

Le gisement de Kisanga par sa morphologie en poche bien circonscrite au sein du Calcaire de Kakontwe : disposition en niveaux bréchiques superposés et le caractère monominéral du minerai, appartient à un gisement d'origine karstique.L'analyse des horizons bréchiques montre que le minerai a été directement transporté sous forme de fragments indurés jusque dans les réseaux karstiques où il s'est sédimenté alternativement avec des niveaux argilo-gréseux. L'existence de ces dépôts détritiques fins, interstratifiés au minerai a favorisé la circulation des eaux d'infiltration et interstitielles .L'installation ultérieure d'une importante nappe phréatique a constitué une puissante zone oxydée et permis le colmatage puis la cimentation de ces débris oxydés en une brèche cohérente. les concentrations de manganèse et de silice détritique et authigène à la base des niveaux ferrugineux et vers la partie profonde du gisement sont identiques à ceux rencontrés dans les paléoprofils d'altération de type ferralitique.La présence de pyrite vers la base du gisement marque la limite inférieure de la zone oxydée locale. L'interprétation de ces gisements ferrugineux comme des faciès résiduels d'une morphogenèse de climat tropical nécessite une karstification et une pédogenèse très poussées des niveaux calcaires de la Formation de Kakontwe. La karstification s'est développée aux dépens des calcaires microbréchiques du Kakontwe moyen ainsi que dans les niveaux du Kakontwe inférieur dont le caractère évaporitique (Faciès à dolomies gypseuses et anhydritiques) a facilité la formation de vastes poches de dissolution, futurs réceptacles des colmatages ferrugineux. La latérisation et la ferralitisation des marnes noires feuilletées pyriteuses (Faciès Nord) et d'une partie des dolomies cherteuses carbonées (Faciés Sud) du Kakontwe supérieur et des couches du Kakontwe moyen, contemporaine du processus de karstification ont pourvoyé en débris ferrugineux et siliceux les dépressions karstiques existantes et en devenir . Enfin la bréchification souterraine des couches du Kakontwe moyen et supérieur liée aux phénomènes de dissolution des niveaux évaporitiques du Kakontwe inférieur doit être aussi envisagé dans la genèse d'une partie du gisement ; Les brèches de la partie inférieure du gisement : fragments de "schistes" (marnes), de calcaires dolomitiques, de" calcschistes" (calcaires marneux) et débris de silex, très pauvres en éléments ferrugineux signalées par les sondages pourraient leur être rapportées. Les gisements de Kisanga et de Katinda sont donc les témoins de l'émersion du haut fond lié à la structuration du rift de Kipushi séparant celui ci des régions nord de l'arc plissé à la fin du Kakontwe supérieur et au début de la Série récurrente au Protérozoïque supérieur. Ils s'apparentent de par leur mise en place aux gisements de fer provençaux [illegible] et qui concrétisent le bombement varois d'âge Crétacé moyen.

* Laboratoire de Géologie, Université d'Angers-Belle Beille, 49000 ANGERS.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SÉDIMENTATION ASSOCIÉE A LA TECTONIQUE EN RADEAUX DES MARGES EN DISTENSION

SEDIMENTATION RELATED TO RAFT-TECTONICS ON THE DISTENSION MARGINS

Pierre F. BUROLLET
GEA - 1, Place Vieille, 04300 Forcalquier

Raft-tectonics are known along passive margins where the proto-ocean has been the seat of evaporite, and specially halite, deposition. In these cases, fragments of the sedimentary cover may slide slopewards, with tilted blocks and they let depocenters developing between the rafts. Clastic accumulations characterize the depocenters, with sometimes turtel back structures. Shallow marine coarse grained carbonates may be formed on the upper parts of the tilted blocks.

La tectonique en radeaux est connue le long des marges en distension où la phase "proto-ocean" a permis le dépôt d'évaporites et en particulier de halite. Dans ce cas, lorsque la croûte amincie de la marge s'abaisse vers l'océan nouveau, à cause de facteurs thermiques et du poids des sédiments, la couverture peut se fragmenter ; des morceaux se mettent à glisser vers l'aval : suivant leur taille, ce seront des blocs basculés ou des radeaux de plus grande taille laissant derrière eux de vastes dépocentres. Dans certains cas l'espace laissé libre est occupé en partie au moins par une montée du sel qui est dissout ultérieurement. Ce processus donnera alors des remplissages en "carapaces de tortues".

Les dépocentres voient se concentrer des accumulations de clastiques qui sont transportés sur les plates-formes par l'agitation superficielle. Ils présentent de grandes variations d'épaisseurs, souvent progressives et syntectoniques.

Des dépôts carbonatés grossiers peuvent se développer sur le sommet des blocs basculés, et se retrouver ensuite en position de flanc si le basculement se poursuit.

Ce genre de sédimentation a été observé au large du Cameroun, du Gabon, du Congo, de l'Angola, de la Somalie et du Kenya. Des structures identiques sont connues en Mer Rouge et, à terre en Tunisie dans certains fossés transversaux du Sahel.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LE RÔLE CONSTRUCTEUR D'UNE ESPECE DU NANNOPHYTOPLANCTON CALCAIRE (*SCHIZOSPHAERELLA PUNCTULATA*) DANS LES CALCAIRES FINS PELAGIQUES DU LIAS.

THE ROCK-BUILDING IMPORTANCE OF A CALCAREOUS NANNOPHYTOPLANKTON SPECIES (SCHIZOSPHAERELLA PUNCTULATA) *IN LIASSIC PELAGIC FINE-GRAINED LIMESTONES.*

G. BUSSON et D. NOEL *

Laboratoire de Géologie du Muséum, 43 rue de Buffon, 75 005 PARIS- * URA 12.

Our own observations and data from literature sate the frequent occurrence of S. punctulata (S.p.) *in liassic, fine-grained limestones. Better than the only presence of S.p., the fundamental rock-building role of these organisms is proved by three facts. 1) Micrites in which distinct valves "float" are mainly made of calcite nanocrystals the growth of which has been induced by the valve structure. 2) In these limestones coccoliths are absent. 3) The schizosphere- rich limestones occurred in quite different, structural domains. The paramount role of S.p. lasted 25 M.*

Dans la Téthys occidentale comme en bien d'autres régions du monde, le Lias (incluant l'Aalénien) est souvent représenté par des calcaires durs, compacts, à pâte fine, à cassure conchoïdale, conférant aux affleurements un rôle orographique vigoureux. En dehors des aires néritiques, dans les calcaires fins pélagiques, la macrofaune (par exemple ammonites) et la microfaune (radiolaires, foraminifères, ostracodes, etc.) n'occupent en général qu'un volume faible. La plus grande partie de la roche est faite d'une matrice micritique, au sein de laquelle une observation fine permet souvent d'observer des restes de schizosphères, plus particulièrement de l'espèce *Schizosphaerella punctulata.*

1) En utilisant, d'une part, ces données objectives de la littérature que sont les photos au MEB publiées par les auteurs et, d'autre part, nos propres observations, nous constatons la quasi omniprésence des schizosphères dans les calcaires pélagiques d'âge Hettangien à Aalénien de l'Europe de l'Ouest, de Grèce occidentale, des Iles Baléares, d'Afrique du Nord, de sites océaniques atlantiques, etc. (Réf. *in* Noël et Busson , 1990 ; Busson et Noël, sous presse).

2) Des auteurs tels que Kälin et Bernoulli (1984) ont constaté que, dans ces calcaires, l'importance des néogénèses calcitiques était beaucoup plus grande que celle des valves de schizosphères. Aussi, ces auteurs, tout en déclarant les schizosphères "ubiquistes dans les calcaires fins pélagiques des dépôts profonds de la Téthys" ont ravalé leurs valves au rang de simples sites de nucléation, déniant ainsi à ces organismes une importance réelle en tant que constructeurs de roches. L'étude de très nombreux échantillons au MEB permet d'affirmer au contraire d'une part que les néogenèses calcitiques ont été moulées et induites par les valves de schizosphères et que, d'autre part, le matériel calcitique lui-même tire en grande partie son origine de ces valves et de leurs débris. Le rôle constructeur de ces organismes a bien été de première importance.

3) Les nombreuses citations de coccolithes dans le Lias ont masqué cette dominance absolue des schizosphères au sein des faciès calcaires. Les nannopaléontologistes qui décrivent ces coccolithes ne précisent pas, le plus souvent, qu'ils travaillent sur des marnes permettant l'observation, après lavage, de nannoflore dégagée. Mais l'examen de fractures de calcaire au MEB prouve que, dans les épisodes de mers sans argile - responsables de ces calcaires -, les schizosphères sont seules présentes.

4) Successivement, des auteurs ont considéré ces vases à schizosphères comme caractéristiques de dépôts profonds ; d'autres comme les dépôts de transgressions pelliculaires sur des plates-formes épicontinentales nouvellement envahies...En fait, si l'on ne se cantonne pas à une région donnée, il apparaît que ces organismes sont aussi fréquents dans les dépôts-centres des bassins que sur les aires marginales, les hauts-fonds, les plates-formes, etc. Leur ubiquité n'est pas seulement géographique, elle est paléogéographique.

En conclusion, on peut parler du règne hégémonique des schizosphères, (et en particulier du taxon *Schizosphaerella punctulata*), dans les calcaires fins pélagiques du Lias. Cette unité et cette permanence pendant 25 MA de l'organisme constructeur principal ne sont vraisemblablement pas étrangères à l'individualité de la période liasique, reconnue en Europe occidentale dès la première moitié du 19ème siècle et largement confirmée par les travaux plus récents.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- NOEL D. et BUSSON G. : L'importance des schizosphères, stomiosphères, *Conusphaera* et *Nannoconus* dans la genèse des calcaires fins pélagiques du Jurassique et du Crétacé inférieur. *Sci géol,* 43, 1990, p. 1-31

- BUSSON G. et NOEL D. : Les calcaires fins pélagiques des temps liasiques sont primordialement faits d'une seule espèce du nannophytoplancton calcaire : la schizosphère *S. punctulata. C. R. Acad. Sci.* (sous presse).

- KÄLIN O. et BERNOULLI D. : *Schizosphaerella* Deflandre et Dangeard in Jurassic deep water carbonate sediments, Mazagan Continental margin (hole 547B) and mesozoic Tethys. *Init. Repts D.S.D.P.,* 79, 1984, p. 411 - 435.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CHRONOLOGY ET PALEOHYDROLOGIE DES HAUTS NIVEAUX LACUSTRES QUATERNAIRES DU BASSIN MANYARA (TANZANIE)

CHRONOLOGY AND PALEOHYDROLOGY OF LATE QUATERNARY HIGH LAKE LEVELS IN THE MANYARA BASIN (TANZANIA)

J. CASANOVA [1-2] et C. HILLAIRE-MARCEL [2]
[1] BRGM, Département de Géochimie, B.P. 6009, 45060 Orléans, Cedex 2
[2] GEOTOP,Université du Québec à Montréal, C.P.8888, Suc. A, H3C 3P8 Montréal

Superimposed phases of stromatolite build-up are observed on the eastern margin of Lake Manyara and depict a paleoshoreline at ca. 20m above modern lake level. Radiocarbon and Th/U measurements permitted the dating of the last two phases of stromatolite formation at ca. 90,000 yr and between 27,000 and 23,000 yr B.P. respectively. The Th/U chronology is based on the decay of a strong ^{230}Th-excess (over ^{234}U) inherited with the detrital particles cemented into the stromatolites. The fact that the various generations of stromatolites show comparable stable carbon and oxygen isotope contents, as well as being located at the same paleolake stabilization levels, indicate that stringent hydrological conditions are necessary to the development of the encrusting Benthic Microbial Communities responsible for stromatolite formation. A comparison with similar stromatolitic units from the nearby Lake Natron-Lake Magadi basin shows that such conditions occured during only a few of the Late Quaternary humid episodes known in Eastern Africa and that they are different in each basin.

Trois générations successives de stromatolites, préservés le long de la rive orientale du lac Manyara, matérialisent le rivage de paléolacs à environ 20m au dessus du niveau lacustre actuel. Ces paléorivages correspondent à des hauts niveaux de lacs d'eaux douces, contemporains d'épisodes climatiques humides. Les deux dernières générations stromatolitiques, datées par la méthode du radiocarbone, recouvrent la période de 27.000 à 23.000 ans B.P. Des phases d'encroûtement successives interrompues par des flux détritiques caractérisent les bioherms de la première génération stromatolitique. Leur datation par la méthode uranium/thorium, indique un épisode hydroclimatique centré autour de 90.000 ans et initialisé probablement dès 140.000 ans. La chronologie U/Th est basée sur la décroissance d'un fort excès de thorium 230 (vs ^{234}U), provenant de la phase détritique piégée dans les stromatolites carbonatés. Le fait que les différentes générations de stromatolites correspondent à des plans d'eau stabilisés à la même altitude et présentent des teneurs en oxygène 18 et en carbone 13 équivalentes, suggère la récurrence de bilans hydrologiques identiques et indique que des conditions hydrogéochimiques strictes sont requises pour permettre le développement des Communautés Microbiennes Benthiques qui génèrent ces formations stromatolitiques. La comparaison avec les rivages stromatolitiques étudiés dans les proches bassins des lacs Natron, Magadi et Eyasi, montre que de telles conditions ne sont réunies qu'au cours d'un nombre limité d'épisodes hydroclimatiques du Quaternaire Récent d'Afrique de l'Est, et que ces conditions sont spécifiques à chaque bassin. Les hauts niveaux lacustres enregistrés par les ceintures stromatolitiques du lac Manyara permettent, toutefois, d'ajouter quelques nouveaux repères chronologiques dans l'élaboration d'une échelle climatostratigraphique régionale.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

STRATEGIE D'ETUDE DU TRANSPORT GLOBAL DES SABLES (SUSPENSION ET CHARRIAGE) DANS LA ZONE LITTORALE

METHODOLOGICAL APPROACH OF GLOBAL TRANSPORT OF SANDS (SUSPENSION AND BED-LOAD) IN THE NEARSHORE ZONE

P. CASTAING[1], M. COLLINS[2], A. DE RESSEGUIER[1], J.P. TASTET[1]
C. VINCENT[3], G. VOULGARIS[2], O. WEBER[1]

1 - Laboratoire de Géologie et Océanographie, U.R.A. CNRS 197, Université de Bordeaux I, avenue des Facultés, 33405 TALENCE Cedex, FRANCE.
2 - Department of Océanography, University of Southampton, SOUTHAMPTON 5095 NH, U.K.
3 - Department of Oceanography, University of East Anglia, EAST ANGLIA, U.K.

A methodology to determine the mass sediment transport on sandy beaches is proposed. Both bed-load and suspension transport are evaluated in order to take into account the process on its globality.

L'estimation des masses de sable déplacées dans la zone littorale se heurte à de nombreuses difficultés du fait de l'inaccessibilité de la zone de déferlement et de la diversité des modalités physiques du déplacement (charriage et transport en suspension). En général, les études s'attachent à un seul des aspects physiques du processus.

On a tenté une approche globale en mettant en commun le "savoir-faire" de nos trois laboratoires. La mise en application demande un milieu énergétique dont la zone soit aisément accessible. La côte aquitaine, au Sud du Bassin d'Arcachon, répond à ces exigences. Il s'agit d'un littoral sableux (médiane des grains : 300 µm), battu par une houle déterminant un déplacement sédimentaire en général orienté N-S en été. Le marnage, fonction du coefficent de marée, est compris entre 2 m et 4,5 m. Enfin et surtout, existe à la Salie, un wharf long de 900 m franchissant la zone de déferlement jusqu'aux fonds de - 13 m.

- Etude du déplacement total résultant

La méthode choisie est celle du traçage fluorescent de 300 kg de sable prélevé dans la zone intertidale. La détection est effectuée nuit et jour à basse mer à l'aide d'un détecteur-compteur automatique (D.C.A.) mis au point par nos soins. Un réseau de positionnement est installé au préalable et modifié au cours de l'expérimentation en fonction du déplacement des grains fluorescents. Le comptage des grains et les coordonnées des points de mesure s'affichent sur imprimante.

Le traitement des données par un calculateur couplé à une table traçante permet ensuite d'aboutir au tracé des courbes d'isoconcentration et à l'évaluation des stocks déplacés.

.../...

Etude dynamique du déplacement en suspension

Les différents capteurs sont installés sur le wharf afin d'étudier la mise en suspension des sables le long d'une coupe perpendiculaire à la côte, en deça et au-delà de la zone de déferlement. L'appareillage de mesure haute-fréquence est constitué par un ensemble de courantomètres électromagnétiques, un sytème optique (O.B.S.) et un système acoustique destinés à évaluer la concentration des grains en suspension.

Enfin, les conditions hydrologiques et climatologiques sont enregistrées en continu par un marégraphe installé provisoirement sur le wharf, une station météorologique et un houlographe émetteur permanents situés à quelques kilomètres du site d'expérimentation.

LE BASSIN DU PARNAIBA-BRÉSIL: CIBLE D'IMPACT DES GROSSES MÉTÉORITES

PARNAIBA SEDIMENTARY BASIN: A TARGET OF METEORITE IMPACTS

POSTER

R. MARIANO G. CASTELO BRANCO
D. Géologie-Université Fédérale du Ceará/CAPES/CNPq-Brésil
2, Rue Samuel de Champlain-8éme-065 - 44300 Nantes-France

Several circular structures were identified in the Parnaiba sedimentary basin in Northeastern Brazil. There are those associated with the kimberlite pipes and those presumably related to astroblems. The last one shown typical characteristics as large diameter, ring structures, shatter cones and central uplift.

Le but de cette recherche, est, dans une première partie, faire une reconnaissance géologique preliminaire, sur le terrain, d'une série de structures circulaires qui furent étudies par télédetection, dans le bassin du Parnaiba, nord-est du Brésil. Comme deuxiéme objectif, à l'aide d'autres morphologies connues, de répertorier les structures circulaires visitées, soit d'origine endogenique ou exogenique.

La recherche par télédetection a suivi une methodologie basée sur les linéaments structuraux qu'on a observés sur les images satellites et radar (Castelo Branco 1986). Les photographies aériennes ont été utilisées aussi en certains endroits. La figure 1 présente les structures selectionnées et une classification proposée de façon preliminaire au sujet du bassin du Parnaiba. Les structures qu'on a reconnues comme d'origine kimberlitique seront l'objet d'un rapport postérieur.

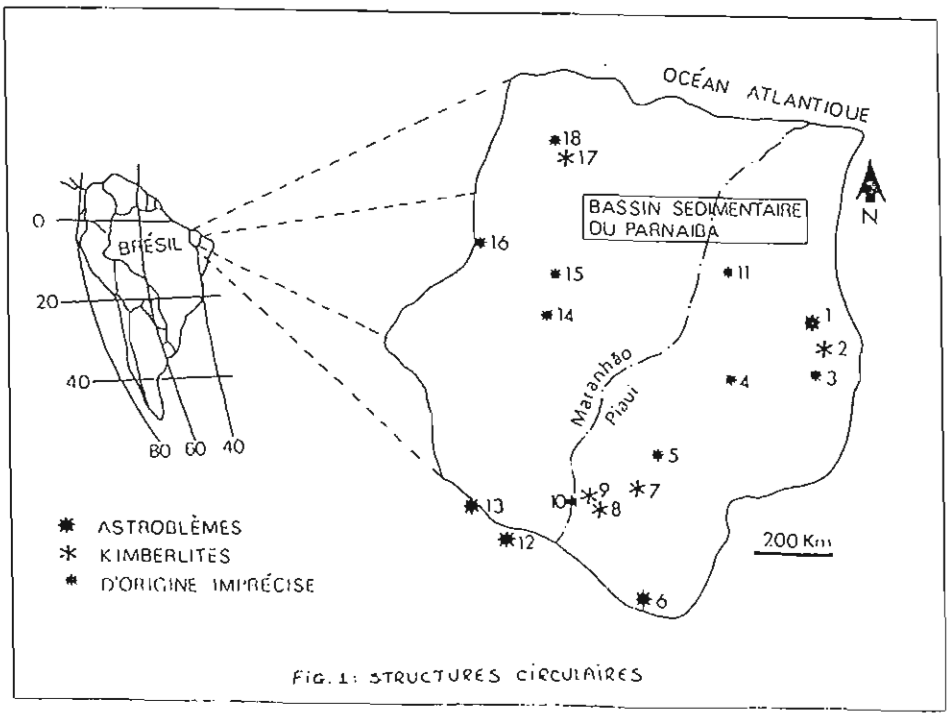


FIG. 1: STRUCTURES CIRCULAIRES

On a constaté des groupes divers de morphologies circulaires a savoir: 1) des structures circulaires mineurs avec un diamètre d'à peu près 1 Km, correspondant aux diatremes kimberlitiques, 2) des structures circulaires concentriques dont les diamètres peuvent avoir une dimension superieure à 10 Km (les astroblèmes) et, 3) des structures semi-circulaires, mal-formées, correspondant aux effets erosionaux des sediments du bassin ou aux effets des intrusions superficielles. Ces sont les structures que pour l'instant on appele "d'origine imprécise".

L'originalité des structures du bassin du Parnaiba, celles associées aux impacts, est d'avoir des enceintes encore bien visible. Elle définit le diamètre apparent mentionnées au-dessus, étant l'aspect topographique le plus remarquable. D'entre autres characteristiques remarquables se trouve l'existence des shattercones et d'un pointement central bien défini.

Parmi les structures présentées sur la figure 1,quatre d'entre elles présentent le plus grand intérêt ici parce que elles possèdent des shattercones, parmi d'autres evidences d'impact. Les structures 12 ("Serra da Cangalha") et 13 ("Riachão") ont été déja reconnues et decris comme astroblèmes (Dietz 1973, Machone & Dietz 1979). Les structures 1 ("São Miguel do Tapuio") a 25 Km de diamètre apparent et 6 ("Santa Marta") a 12 Km de diamètre apparent. Elles sont présentées ici comme astroblèmes pour la première fois bassé sur la présence des shatterconés, d'un remontée central avec pointement central et d'autres observations des enceintes comme de dépression et courronnes de collines concentriques. En revanche, pour l'instant, on n'a pas trouvé tous les effets du métamorphisme de choc, sauf quelques "kink-bands" du mica dans les échantillons des sediments du pointement central.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Castelo Branco, R.M.G. - 1986 - Analyse des linéaments de la région de Santa Filomena et Gilbues, bord sud du bassin du Parnaiba. Simp. Géol. Nord-Est,12, p.127-137.

Dietz,R.S. et al. -1973- Araguainha dome (Goias) and Serra da Cangalha astroblems? Congr. Brésilienne de Géologie,27,p.102.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EXPRESSION DE LA TECTONIQUE ET DE L'ENVIRONNEMENT DANS LA SEDIMENTATION ARGILEUSE PLIO-QUATERNAIRE DE TAIWAN

TECTONIC AND ENVIRONMENTAL EXPRESSION OF THE PLIO-QUATERNARY CLAY SEDIMENTATION OF TAIWAN

Hervé CHAMLEY*, Jacques ANGELIER**, Louis S. TENG***

* Dynamique sédimentaire et structurale, URA 719 CNRS, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France.

** Géologie structurale, URA 1315 CNRS, Université P. et M. Curie, 75252 Paris cedex 5, France.

*** Department of Geology, National Taiwan University, Taipei, Republic of China.

Mineralogical investigations on the Plio-Quaternary mudstones deposited West and East of the Central Range of Taiwan demonstrate the dominant control of regional tectonics on the clay sedimentation relative to that of burial diagenesis, climate, depositional conditions or local tectonic instability.

L'île de Taiwan (SE Asie), orientée Nord-Sud, résulte de la collision oblique de l'arc de Luzon et de la marge eurasiatique. Cette collision, qui se poursuit actuellement, a déterminé au Plio-Quaternaire des déformations intenses, une érosion très active du domaine émergé, et le dépôt de mudstones épais (localement plusieurs kilomètres) dans les secteurs subsidents situés de part et d'autre de la chaine centrale de l'île. Du fait de la poursuite des déformations, les séries marines à mudstones du Cénozoïque supérieur sont en position émergée dans les domaines du Piémont occidental et de la chaîne côtière orientale. Ces séries à mudstones, entrecoupées de siltstones et de grès fins, ont été échantillonnées à l'Ouest (coupes de Chihshang) et à l'Est (coupes de Madagita-Chi, Chimei-Tsun et Yong-Fong). Une centaine d'échantillons de ces séries a été soumise à l'étude de la minéralogie de la fraction argileuse (diffraction des rayonx X, microscopie électronique à transmission), et comparée aux résultats fournis par des mudstones et argilites fissiles de la chaine centrale de Taiwan.

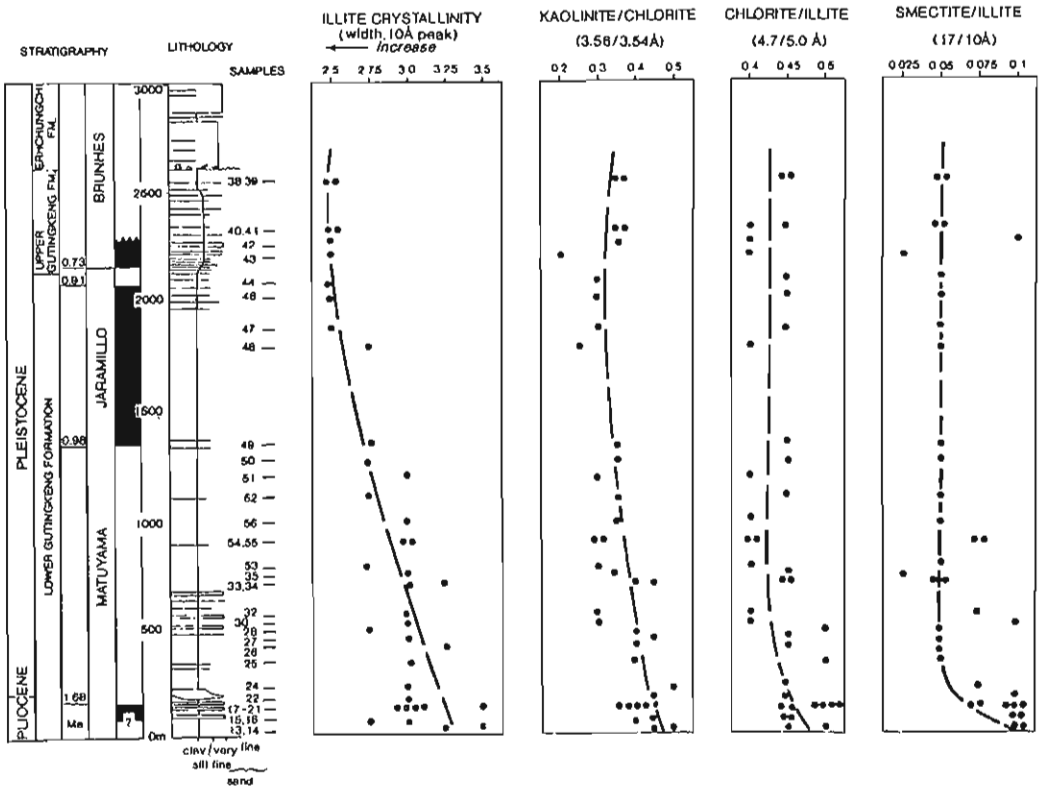
La fraction argileuse des mudstones plio-quaternaires est dominée par de l'illite et de la chlorite dont l'abondance, la forme et l'état de fraîcheur reflètent l'érosion rapide de la chaîne orogénique centrale de Taiwan. Les minéraux argileux associés comprennent : 1) la kaolinite qui est plus abondante à l'Ouest où elle résulte de processus d'altération chimique météorique ; 2) la smectite qui augmente à l'Est où elle procède principalement de la dégradation de roches volcaniques liées à l'arc de Luzon ; 3) des interstratifiés smectitiques ou vermiculitiques irréguliers dont l'abondance diminue vers l'Est et le Nord-Est parallèlement à l'augmentation du soulèvement tectonique et de l'altération physique. Localement l'altération chimique de filons volcaniques ou hydrothermaux détermine la formation en abondance de chlorite, chlorite gonflante, smectite ou interstratifiés réguliers (allevardite, corrensite).

L'érosion très rapide des roches soulevées a empêché l'expression des variations climatiques par les assemblages argileux, les minéraux étant trop rapidement arrachés aux substrats géologiques pour permettre une altération chimique en équilibre avec le climat. Les sols superficiels n'ont pas eu le temps de se développer, ce qui explique la faible abondance de la kaolinite malgré le climat tropical humide qui règne à Taiwan. Par ailleurs les conditions de dépôt paraissent médiocrement reflétées par les assemblages minéraux dont les espèces statistiquement plus grossières (mica-illite, chlorite) n'augmentent pas systématiquement dans les faciès grossiers (grès fins,

siltstones) par rapport aux faciès plus fins (mudstones, argilites). Cela montre que les sources sédimentaires et le contexte tectonique sont plus déterminants que le régime de transport et de sédimentation.

Les coupes épaisses, qui atteignent 3 000 mètres, montrent une augmentation de la cristallinité de l'illite et une tendance à la simplification minéralogique vers le haut, c'est-à-dire vers les niveaux sédimentaires les plus récents. Ces variations sont de sens opposé à celui que déterminerait une influence diagénétique liée à l'enfouissement. L'absence d'empreinte de la diagenèse, qui paraît localement concerner des séries dépassant 5 000 mètres d'épaisseur, montre que l'enfouissement et la pression lithostatique constituent des facteurs diagénétiques d'importance secondaire par rapport notamment à la température. Cette absence s'explique à nouveau par l'intensité de l'activité tectonique, qui masque la plupart des autres facteurs contemporains de ou postérieurs à la sédimentation. Les changements minéralogiques observés vers le haut des coupes paraissent refléter l'accélération du soulèvement de Taiwan au cours du temps, par suite de l'obliquité de la collision : les roches soulevées et offertes à l'érosion sont d'origine de plus en plus profonde et donc de minéralogie phylliteuse plus uniforme, et de moins en moins longtemps soumises à l'altération chimique superficielle.

Enfin les remplissages de zones de cisaillement dans les mudstones contiennent des assemblages argileux diversifiés selon le lieu. Aucune tendance minéralogique simple ne se dégage des études effectuées. Cela suggère que ces remplissages proviennent de migrations sédimentaires depuis des couches sous- ou sus-jacentes aux mudstones, et que les contraintes tectoniques responsables des cisaillements n'ont pas provoqué de modifications chimiques uniformes des cortèges argileux. Cette question mérite d'être re-examinée à partir d'analyses plus nombreuses, minéralogiques et géochimiques.



Données stratigraphiques, lithologiques et minéralogiques sur la coupe de Chihshan à Taiwan (d'après H. Chamley, J. Angelier et L.S. Teng, soumis à Geodynamica Acta).

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DETERMINATION D'UNE LOI D'EROSION POUR UN LIT STRATIFIE DE SEDIMENTS COHESIFS

DETERMINATION OF AN EROSION LAW FOR A STRATIFIED BED OF COHESIVE SEDIMENTS

G. CHAPALAIN
Station Marine de Wimereux, 28 avenue Foch, 62930 Wimereux

The erosion of fine-grained sediments is investigated. With the aid of a turbulent transport model, the effects of suspended sediment stratification are taken into account in the derivation of an erosion rate law. Emphasis is given to soft stratified beds.

1. Introduction

La quantification des processus de mise en suspension de particules cohésives est un maillon essentiel dans la modélisation du devenir de ces éléments au sein du milieu marin. Une approche combinant l'expérience et la modélisation numérique est adoptée pour aboutir à une loi d'érosion aussi correcte que possible. L'analyse s'inspire des travaux entrepris depuis plusieurs années à l'Université de Floride. Elle se fonde sur une loi d'érosion de la forme $\varepsilon = \varepsilon_f \exp\{\alpha\sqrt{\tau_b-\tau_s}\}$ où τ_b est la contrainte cisaillement exercée sur le fond par l'écoulement, τ_s est la rigidité superficielle du fond et ε_f et α sont des coefficients à déterminer.

2. Description de l'expérience d'érosion

L'expérience d'érosion que nous utiliserons a été réalisée par Villaret et Paulic (1986) dans un canal annulaire rotatif dans lequel l'écoulement est mû par une rotation en sens opposé du canal et d'une couronne plaquée sur la surface libre du fluide. Dans cette expérience un lit de kaolinite est disposé au fond du canal. Une période de consolidation lui confère une structure stratifiée en densité et en rigidité. L'expérience consiste en une succession de paliers de 90 minutes à rotation constante allant croissante d'un palier à son suivant durant laquelle des mesures de la masse de sédiment mis en suspension sont effectuées. La dérivée par rapport au temps de cette quantité fournit le taux d'érosion (Figure 1). Il est noter que la contrainte de cisaillement τ_b et la rigidité τ_s n'ont pas été mesurées directement.

3. Procédures de détermination de la loi d'érosion

Procédure Découplée Globale (PDG). Cette procédure est due à Mehta et Partheniades (1979). Dans un premier temps, elle consiste à déterminer le profil de rigidité couche érodée par couche érodée en admettant que pour chaque palier l'érosion s'arrête dès que le cisaillement exercé par l'écoulement devient égal ou inférieur à la rigidité superficielle du fond. Dans cette procédure le cisaillement est déterminé à l'aide d'une calibration réalisée au préalable en eau claire. Ceci revient à négliger tout couplage entre l'hydrodynamique et la suspension. La position de l'interface eau-sédiment est déduite de la conservation du sédiment entre la suspension et le substratum dont on connait le profil de densité. La Figure 2 (courbe en pointillé) montre le profil de résitance à l'érosion calculé. Dans un deuxième temps, les coefficients ε_f et α sont calculés par une régression linéaire entre l'ensemble des valeurs de $\log(\varepsilon)$ et $\sqrt{\tau_b-\tau_s}$; ε_f et α étant déduits respectivement de la valeur extrapolée à l'origine et de la pente de la droite de régression. Les valeurs de ces coefficients sont présentés dans la Table 1.

Procédure Couplée Globale (PCG). Le couplage entre l'hydrodynamique et le sédiment est maintenant pris en compte à l'aide d'un modèle de turbulence incluant les effets de la stratification. Le cisaillement modifié par la suspension est calculée en imposant à chaque instant dans le modèle le taux d'érosion mesuré (Figure 1). Il est ensuite utilisé pour la détermination du profil de rigidité selon une méthode en tout point identique à celle de la procédure découplée (Figure 2, courbe en trait plein). On note une réduction de la rigidité superficielle du fond tout particulièrement dans les couches inférieures correspondant aux derniers paliers durant lesquels la suspension est la plus dense. La technique de calcul des coefficients de la loi d'érosion est elle aussi calquée sur celle de la procédure précédente. Ainsi, elle compile d'un bloc toute l'expérience. Les résultats sont donnés dans la Table 1. Ils diffèrent sensiblement de ceux obtenus par la procédure découplée globale.

Procédure Couplée Couche par Couche (PCCC). Les procédures précédentes ne font intervenir la variabilité verticale du lit qu'au niveau de la rigidité superficielle. Certains travaux suggèrent toutefois la possibilité d'entendre cette variabilité aux coefficients ε_f et α. Cette amélioration est l'objet d'une dernière procédure dans laquelle après avoir calculé comme précédemment la rigidité, on calcule les coefficients de la loi d'érosion pour chacun des paliers toujours selon une technique de régression linéaire. Les résultats sont donnés dans la Table 1. Ils reflètent une certaine variabilité des coefficients sur la verticale.

4. Discussion et conclusions

Diverses procédures de détermination d'une loi d'érosion ont été exposées. Les résultats de leur utilisation en mode couplé sont présentés à la Figure 3. Comme prévisible du fait d'un cisaillement réduit par les effets de la stratification non pris en compte dans sa dérivation, la loi calculée par la première procédure conduit à une sous-estimation des remises en suspension. Les lois déterminées par les deux autres procédures couplées mènent quant à elles à des résultats plus consistents desquels il ressort également que la détermination couche par couche améliore la modélisation des remises en suspension.

5. Références bibliographiques

Mehta A.J. et E. Partheniades (1979) J. Hydr. Div., 105, HY4, 441-416.
Villaret C. et M. Paulic (1986) COED-University of Florida report.

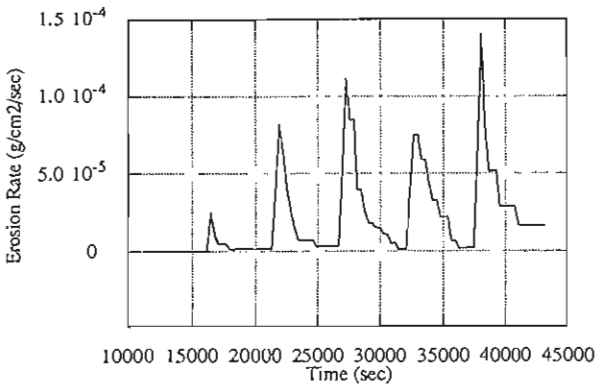


Figure 1

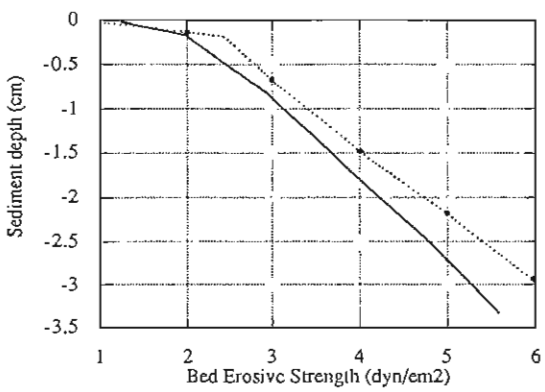


Figure 2

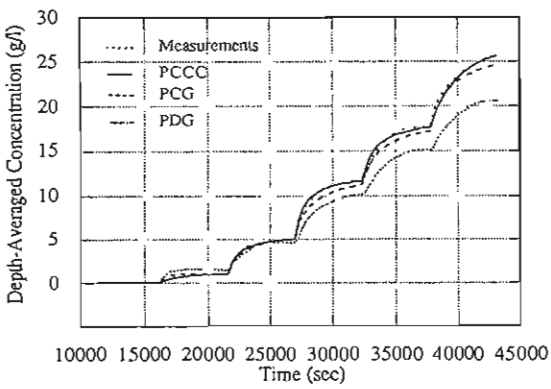


Figure 3

	ε_f	α
PDG	0.560E-05	2.76
PCG	0.163E-05	4.52
PCCC	0.524E-06 0.138E-05 0.208E-05 0.209E-05 0.758E-05	3.87 4.98 4.92 4.89 2.69

ε_f en (g/cm2/sec) et α en (dyn**0.5/cm)

Table 1

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ORIGINE DU MATERIEL DETRITIQUE DANS LA FORMATION D'ERQUY - FREHEL (ORDOVICIEN DE BRETAGNE SEPTENTRIONALE)

SOURCE AREA OF ELEMENTS IN THE ERQUY - FREHEL FORMATION (ORDOVICIAN OF NORTH BRITTANY)

Jean-Jacques CHAUVEL[1] et Jacques DURAND[2]

1 C.A.E.S.S.(UPR 4661 du CNRS)-Institut de Géologie-Université de RENNES-Campus de Beaulieu-F 35042 RENNES Cedex
2 Service Sédimentologie-SNEA(p)-Z.I. Nord-F 64018 PAU Cedex

In North Brittany, the ordovician Erquy - Fréhel Formation comprises continental debris flows, alluvial fans and braided river deposits. Petrographical and geochemical data allow us to emplace the origin of material in an area very close to the sedimentary basin and during a climatic period allowing the emplacement of continental crusts (mainly Fe crusts).

En Bretagne centrale et septentrionale, le début de la sédimentation paléozoïque est marqué par la mise en place de puissantes séries détritiques de couleur rouge et totalement azoïques. Le plus souvent ces sédiments sont associés à des volcanites qui ont fourni des âges allant de 482 ± 10 MA à 465 ± 1 MA conférant ainsi aux séries rouges un âge ordovicien.

En Bretagne septentrionale les séries rouges sont présentes dans tout le Golfe normano-breton où, à la côte, elles constituent une série de petits bassins isolés. Seuls les bassins de Bréhec (S. de Paimpol) et d'Erquy - Cap Fréhel ont fait l'objet d'études détaillées.

Dans ces deux bassins, comme en Bretagne centrale, l'essentiel des séries rouges correspond à un ensemble de cônes alluviaux surmontés ou non d'épandages fluviatiles. Cette sédimentation ordovicienne initiale apparaît comme le résultat du démantèlement des reliefs séparant les uns des autres toute une série de bassins, résultant d'une tectonique ordovicienne d'extension en blocs basculés

Dans le bassin d'Erquy-Fréhel les séries rouges constituent la Formation d'Erquy - Fréhel qui repose à l'Est sur la diorite de Coëtmieux - Fort La Latte (593 ± 15 MA), à l'Ouest sur la Formation de la Heussaye dont les coulées à pillow lavas ont été datées à 482 ± 10 MA et au S-W sur le microgranite du Verdelet (557 ± 10 MA). La Formation d'Erquy - Fréhel est recoupée par les dolérites du champ filonien de Bretagne N (366 ± 10 MA) et comprend de bas en haut :

- le Membre du Petit Val : conglomérats et pélites rouges,
- le Membre d'Erquy : grès rose,
- le Membre des Sévignés : conglomérats et grès blancs,
- le Membre de Fréhel : grès rouge feldspathique.

L'analyse sédimentologique et l'étude des relations verticales et horizontales ont montré que ces différents membres constituent un ensemble de cônes torrentiels surmontés par un épandage fluviatile correspondant à un réseau en tresses.

L'analyse pétrographique et géochimique des constituants de cet ensemble détritique apporte un éclairage intéressant sur l'environnement et sur les conditions de dépôt. Outre des éléments dont l'origine n'est pas déterminable (quartz, siltites, wackes), les faciès conglomératiques de base contiennent en particulier :

- de nombreux galets d'un chert noir identique aux phtanites qui caractérisent la Formation de Lamballe (Protérozoïque),
- quelques galets de diorite,
- des éléments d'origine volcanique dont les caractéristiques géochimiques sont proches de celles des spilites présentes dans l'environnement immédiat du bassin (spilites de La Heussaye, de la baie de la Fresnaie et de Lanvollon).
- de très nombreux éléments enrichis en fer, aluminium et titane et dont la structure et le chimisme sont caractéristiques des croûtes ferrugineuses continentales,

- des éléments très fréquents, à structure microcristalline dont l'étude géochimique permet de penser qu'ils doivent être répartis en cinq groupes principaux : cinérites rhyolitiques altérées, éléments à kaolinite dominante, mélange clinochlore + illite + kaolinite ± quartz ± oxydes de fer et/ou de titane, fragments de croûte ferrugineuse riches en Fe et Ti, fragments de croûte phosphatée à augélite (?)

La plupart de ces éléments sont présents, en proportions variables, dans toute la série mais on doit souligner quelques variations importantes. Ainsi, à partir du Membre des Sévignés on voit s'ajouter aux éléments précédents : des grains quartzo feldspathiques et des biotites détritiques, ainsi que des éléments de quartz d'origine volcanique et de minces lits de tufs et cinérites acides qui témoigne d'une activité volcanique contemporaine de la sédimentation.

Dans toute la Formation d' Erquy - Fréhel la diagenèse est marquée par une silicification intense (nombreux ciments à structure fibreuse ou colloforme). La présence de remplissages de pores à polarité marquée, d'éléments à coiffes hématitiques, et de voiles d'illuviation riches en P et Ti montre que la diagenèse s'est développée en milieu non saturé (diagenèse vadose). C'est également aux circulations latérales d'eau en milieu poreux que l'on doit les figures de diffusion du fer qui dans le Membre d'Erquy miment de manière spectaculaire des litages obliques ou des structures de déformation.

Dans le bassin d'Erquy - Fréhel la sédimentation est essentiellement alimentée par les formations plutoniques, volcaniques et sédimentaires protérozoïques des zones émergées proches de l'aire de dépôt. Ces zones sources sont le siège d'un volcanisme actif contemporain de la sédimentation et sont soumises à des conditions climatiques qui permettent le dévelopement superficiel de croûtes ferrugineuses et de croûtes phosphatées.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

A HIGH-DENSITY TURBIDITY SYSTEM : THE CHAMPSAUR SANDSTONE, PALEOGENE, HAUTES ALPES, FRANCE

I. CIBAJ
U.S.T.L., U.F.R. des Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex, France
A. MOUSSINE-POUCHKINE
Centre Géol. Géoph. Univ. Montpellier II,34065 Montpellier Cedex 5, France
P. IMBERT
Total, C.S.T., Domaine de Beauplan, 78470 St. Rémy-lès-Chevreuse, France
K. LEZZAR
Université de Bretagne Occidentale, Lab. Géol. Géoph. Marine, 29287 Brest Cedex, France

The Champsaur sandstone (Upper Eocene - Lower Oligocene) is a 800-m thick turbidite accumulation within a migrating foreland basin in the external French Alps. It is the uppermost and thickest part of the transgressive "Nummulitic Trilogy" (shelf limestones, slope shales and sandstones) and consists of well stratified thick sandstone and pebbly sandstone beds in alternation with thin-bedded turbidites.

The sandstone constitutes massive, fining upward beds, 0.5 to 15 m thick. Their bases are often scoured and filled with massive gravelly material which corresponds to the division S1 of Lowe's classification of high-density turbidity flows. This gravelly material passes gradually to a poorly sorted sandy interval. The sandstones are either massive or parallel stratified (S3 Lowe division). These thick bedded sandstones are rich in dish and pillar structures and result from rapid deposition from high-density turbidity currents. At their top they are overlain by siltstones showing parallel or contorted lamination or current cross-stratification (Tbc Bouma division) resulting from low-density turbidity currents.

The thin-bedded turbidites are constituted of a shaly material, attaining up to 70 m in thickness, in which are intercalated thin, fine-grained sandstone beds (0.5 to 5 cm thick). These beds are flat-based and show rare parallel stratification (division Tb), commonly current ripples and occasionally convolutelaminations (division Tc).

Three members are distinguished in this series (Fig 1) : a lower sandstone member, a middle shale member and an upper sandstone member.

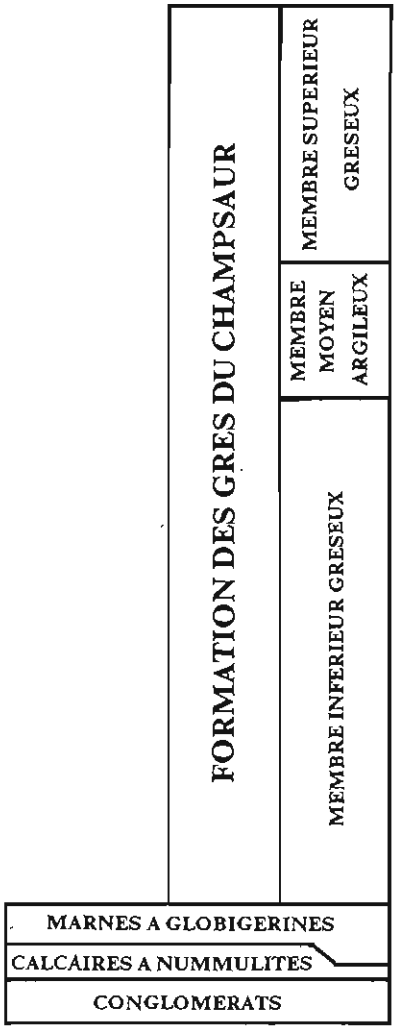
The lower sandstone member (200-500 m thick) onlaps over the nummulitic limestones and marls, which in turn are strongly transgressive onto the Pelvoux Massif and its Mesozoic sedimentary cover. This member is constituted of sandstone bodies in amalgamated erosive channels.

The middle shale member (50-70 m thick) is entirely constituted by thin bedded turbidites, showing a lower accumulation rate due to a reduced sedimentary activity of the basin.

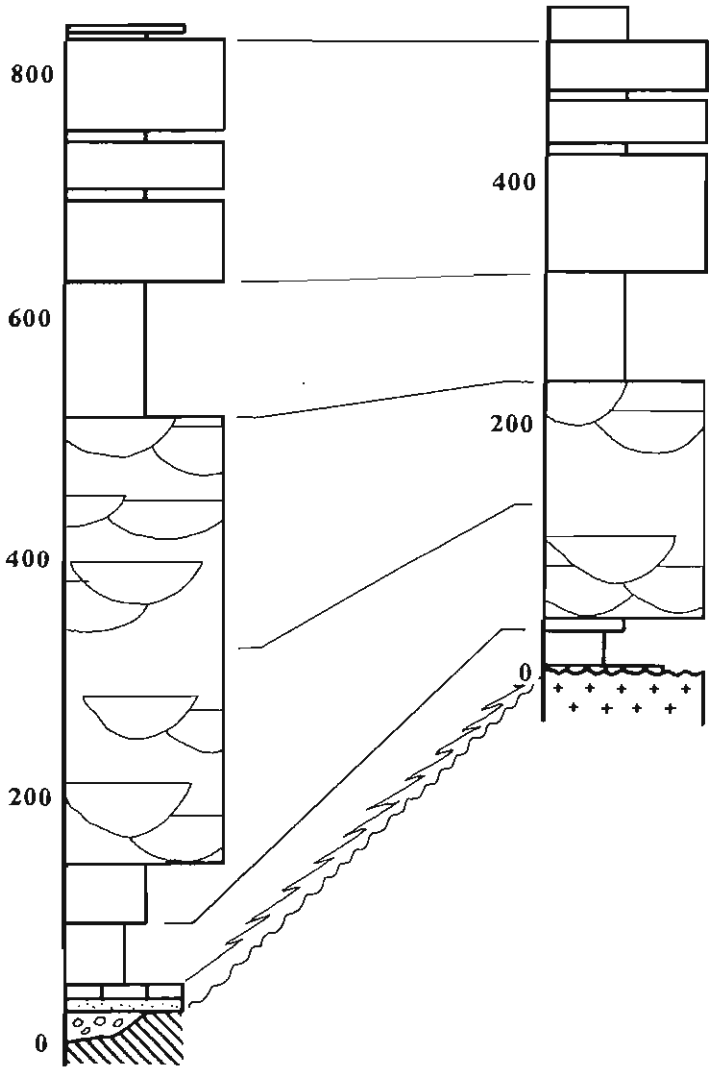
The upper sandstone member (200-300 m thick) is made up of tabular beds of 1 to 10 m in thickness which can be correlated all over the outcrops. It constitutes sedimentary lobes, interpreted as the distal equivalent of a channelised system.

Taken as a whole this architecture is characteristic of a retrogradational system. The lower sandstone member represents the proximal part of the basin. The upper sandstone member represents its distal part. The middle shale member represents a different type of event superimposed on this overall retrogradation and would appear as a temporary "switch off" of the sand source probably of eustatic or tectonic origin.

RIOU-MORT LES VALLONS (A)



TOUROND -ARETE NORD (B)

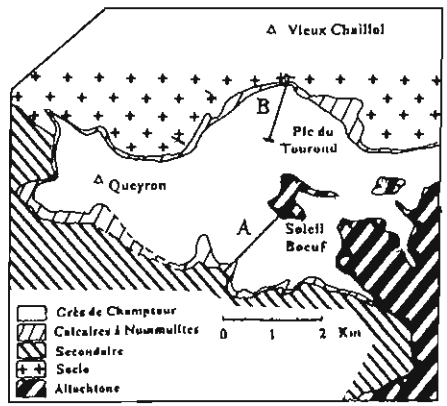


LOBES

ACTIVITE REDUITE

CHENAUX

TRANGRESSION RAPIDE



3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CORPS SABLEUX ET TRANSITS SEDIMENTAIRES DANS LE DETROIT DU PAS-DE-CALAIS (PARTIE FRANCAISE)

SAND BODIES AND SAND TRANSPORT PATHS IN THE STRAIT OF DOVER (FRENCH SIDE)

POSTER

P. CLABAUT [1], C. AUGRIS [2], O. VICAIRE [1], H. CHAMLEY [1], S. DEWEZ [1]

(1) Laboratoire de Dynamique sédimentaire et Structurale, Université de Lille I, 59655 - Villeneuve d'Ascq Cedex
(2) Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, BP 70, 29280 - Plouzané Cedex

Surficial sediments and detailed submarine morphology of the southern strait of Dover have been mapped using different complementary techniques, mainly side scan sonar. The geometry and regional pattern of sand bodies, as well as currentmeter data and radioactive tracing experiments in different settings, are presented and analyzed.

La zone côtière française du détroit du Pas-de-Calais a fait l'objet d'une cartographie détaillée des sédiments superficiels et de la morphologie sous marine, à l'aide de différentes techniques complémentaires, dont la principale est le sonar latéral. A la géométrie et la distribution des corps sableux, s'ajoutent des données courantométriques et des expériences de traçage radioactif, permettant de quantifier les transits sédimentaires résultants.

Les fonds marins de cette région, dont la profondeur n'excède pas 50 m, sont constitués d'un ensemble sédimentaire meuble, caillouteux et sableux, qui se raccorde à la côte par l'intermédiaire d'un talus littoral.

L'unité inférieure, mince nappe de cailloutis, occupe environ 40% de la superficie de la façade maritime. On l'observe principalement entre Boulogne-sur-mer et Calais ; vers l'Est, elle disparaît progressivement sous les sables. Elle repose sur un substratum rocheux, d'âge jurassique supérieur à tertiaire, légèrement incliné vers le large, visible sur seulement 5% des fonds, à proximité du Cap Gris-Nez.

L'unité supérieure, sableuse, occupe 55% de la superficie de la façade maritime régionale. Les édifices majeurs en sont les bancs, dont l'épaisseur peut atteindre 20 m, pour une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres. Ils sont modelés principalement par des vagues de sable auxquelles s'associent des mégarides, elles-mêmes surmontées par des rides centimétriques. D'autres formes sédimentaires, peu épaisses et de plus faible extension (rubans, traînées et taches) se surimposent également au cailloutis. L'ensemble de cette unité est constituée de sables moyens (0,2-0,5 mm), bien classés et propres, analogues à ceux des plages, à l'exception de celles de Dunkerque à la frontière belge, à granularité plus fine. Par contre, la partie supérieure du talus littoral est composée de sables fins (0,1-0,2 mm), localement très envasés.

Cette façade maritime est le siège d'un important transport de sédiment (valeur régionale moyenne : 0,2 m^3/m/jour).

Au large sous l'action de forts courants de marée (moyenne 2,5 noeuds), les sables migrent de la Manche vers la Mer du Nord jusqu'à une distance de 7 à 8 km de la côte, dans le sens opposé au delà. Le mouvement, parallèle à la côte, se produit principalement sur les bancs sableux, où la quantité de sédiment mobilisable est importante. Les débits sédimentaires par charriage sont de l'ordre de 70 m^3/m/an. Ce transit n'affecte qu'une mince couche de quelques centimètres à la surface du banc.

L'orientation des bancs par rapport aux courants de marée détermine le mécanisme de circulation du sédiment sur l'ensemble de la structure sableuse :

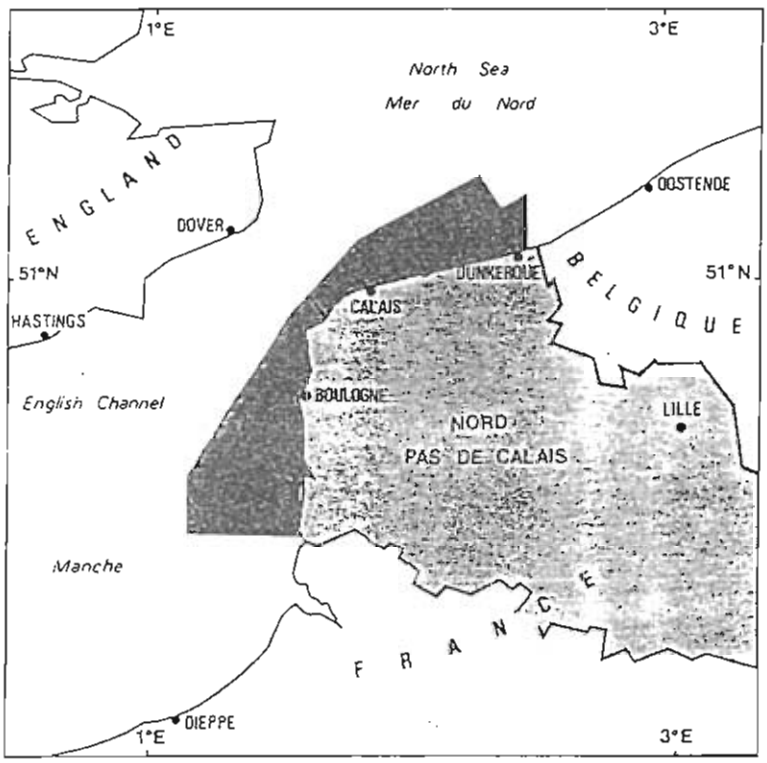
- sur un banc strictement parallèle aux courants, comme la Bassure de Baas, les transits sont orientés dans le même sens sur les deux flancs du banc ;
- pour le Vergoyer et la plupart des bancs de la façade nord, légèrement obliques, les transits sont inversés sur chacun des flancs.

Au transit par charriage sur le fond, s'ajoute un phénomène de mise en suspension qui disperse rapidement les sables dans des secteurs à très fort courant (Cap Gris-Nez, chenaux inter-bancs), ou en sommet des bancs sous faible profondeur d'eau.

Les bancs du large, en particulier la Bassure de Baas, peuvent être considérés comme des édifices stables à l'échelle décennale voire centennale, mais en perpétuel renouvellement dans leur couche superficielle. Ce résultat s'accorde avec ceux des travaux effectués devant les côtes belges, qui ont montré une oscillation faible de la position et du volume des bancs de Flandre autour d'une position moyenne. Le maintien de ces bancs suppose un important flux de sédiment provenant du Sud pour compenser les volumes déplacés vers le Nord ou l'Est.

En zone côtière, les phénomènes sont plus complexes ; ils intègrent la diminution de l'intensité des courants de marée, la modification de leur direction, et l'augmentation de l'influence des houles vers la côte, provoquant des transits sédimentaires parallèles à celle-ci par dérive littorale.

L'étude détaillée de la Baie de Wissant, où l'érosion littorale atteint, pour la région, sa valeur maximale, met en évidence les relations sédimentaires étroites entre les trois compartiments du domaine côtier (dune, plage et petits fonds), leur interdépendance, et surtout leur fragilité, liée à un déficit sédimentaire, exprimé par leur évolution rapide lors des tempêtes.



Un ouvrage intitulé "Le domaine marin du Nord- Pas de Calais", co-édité par le Conseil Régional du Nord-Pas de Calais et l'IFREMER, présente la synthèse des résultats, leur interprétation et leur application aux activités maritimes côtières.
Il est disponible, lors du Congrès, sur simple demande auprès des auteurs.

LE FLYSCH GRESEUX ALBO-CENOMANIEN DE MIXE (PAYS BASQUE,FRANCE) :EXEMPLE D'UN SYSTEME TURBIDITIQUE EN CONTEXTE DISTENSIF.

A TURBIDITIC SYSTEM IN A DISTENSIVE CONTEXT :THE ALBO-CENO MANIAN "FLYSCH DE MIXE" (BASQUE COUNTRY,S.W. FRANCE).

D.CLAUDE,Institut de Géodynamique,Université de Bordeaux III,Allées des Facutés, 33405,Talence cédex.

The sedimentary evolution of the Albo-cenomanian serie called "Flysch de Mixe" highlights the creation processus of the western extremity of the north pyrenean basin,linked to an N-S extension propagating from East to West and controlled by transfer faults NNE-SSW migrating to the West during time.

La reconnaissance des divers systémes sédimentaires contrôlant la mise en place des dépôts au cours de la période Albien moyen/Cénomanien inférieur dans l'extrêmité occidentale du bassin nord-pyrénéen(Pays Basque,France) conduit à distinguer **trois systèmes turbiditiques** successifs,correspondant à **trois stades d'évolution tecto-sédimentaire** du bassin récepteur.

Les dépôts,principalement resédimentés en domaine profond,présentent une double origine.On distingue:

-un matériel mature(arénite siltite,pélite)déposé sous faciés turbiditique,de transit Ouest-Est, provenant d'une zone haute émergée:le Massif de Biscaye ou Bloc Landais.

-un matériel immature(olistolithes,brêches polygéniques,pélites remaniées) accumulé en bas de talus et provenant de l'effondrement des marges paralléles à l'axe E-W du bassin.

Le premier systéme turbiditique(≈Albien moyen) est encore sous l'influence de la paléotopographie fini-urgonienne.Il est alimenté par un matériel très fin(SF à silt) où l'on peut distinguer de fines turbidites silteuses dans la zone centrale,et des turbidites silteuses massives associées à des slumps dans la zone de talus.(*sensu* STOW et PIPER,1984)

Des accumulations bréchiques de bas de talus,très localisées,soulignent l'activité des failles transverses NNE-SSW,associées à des phénomènes de tectonique halocinétique(uplift,érosion,resédimentation de la série urgonienne aux abords du paléodiapir de Salies-de-Béarn).

Le deuxiéme système turbiditique (≈Albien supérieur) est le plus riche en sables.Il atteste d'un système à faible efficacité de transport (dépôt de chenaux , de débouchés de chenaux,et absence de lobes caractéristiques).L' évolution généralede la série est strato et granodécroissante (séquences décamétriques positives de *lower fan* et dépôts pélagiques argileux).

Ce système est encadré au Nord par une série peu épaisse de marnes circalittorales et au Sud-Ouest par des dépôts gréseux littoraux.

Le troisième système turbiditique(≈Vraconien à Cénomanien inférieur) est marqué par l'apparition brutale :

- d'épais prismes bréchiques de bas de talus jalonnant la bordure méridionale du bassin (matériel polygénique mésozoïque et paléozoïque)

-de turbidites carbonatées et gréseuses sur sa bordure septentrionale.

Une série de flysch silto-marneux à abondantes figures de déstabilisation accompagne ces dépôts chaotiques et gravitaires.Elle se développe sur l'ancienne zone occidentale de haut-fond.

La répartition spatiale et l'organisation des dépôts du Flysch de Mixe,dans ce secteur occidental de la Zone Nord Pyrénéenne, font apparaître trois phases de structuration du bassin récepteur.

La première phase tectonique réactive le système extensif du rifting aptien (axe du bassin N 110° et failles transverses NE-SW).Elle accélére les processus de tectonique d'halocinèse (érosion au toit du diapir de Salies-du-Béarn) déjà engagés à l'Albien inférieur.

La deuxième phase tectonique,caractérisée par une distension sub-méridienne accroît le bassin par le jeu de failles de transfert NNE-SSW à composante normale orientale,migrant successivement vers l'Ouest.La migration de ces accidents dans le temps détermine la rétrogradation occidentale des dépocentres des formations constituant le deuxième système turbiditique.

La troisième phase tectonique enfin provoque un effondrement des marges du bassin accompagné d'épanchements basiques.Elle amène à un élargissement notable de la zone bassinale sur des zones antérieurement de haut-fond.

Durant cette période,il nous apparaît que c'est la structuration active du bassin (en liaison avec la tectonique d'extension affectant le socle) qui détermine l'évolution sédimentaire des dépôts,et se surimpose aux effets des variations eustatiques dont l'enregistrement à l'échelle du troisième ordre n'a pu être décelé.

Orientation bibliographique

CLAUDE D.(1990).-Etude stratigraphique, sédimentologique et structurale des dépôts méso zoïques au Nord du Massif du Labourd.Rôle de la faille de Pamplona (Pays Basque) Thèse Université Bordeaux III,437p.

RAZIN P.(1989).-Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona (Province du Labourd).Thèse Université Bordeaux III, 464p.

SOUQUET P.,DEBROAS E.J.,BOIRIE J.M.,PONS Ph.,FIXARI G.,ROUX J.C.,DOL J.,THIEULOY J.P.,BONNEMAISON M.,MANIVIT H. et PEYBERNES B.(1985)-Le Groupe du Flysch Noir (Albo-Cénomanien) dans les Pyrénées.Bull. Centre Rech.Explor.-Prod.,Pau,Elf-Aquitaine,vol.9,n°1,pp.183-252.

SOUQUET P.,PEYBERNES B. et COMBES P.J.(1990)-Corrélations séquentielles et modéles de séquences de dépôt dans l'Albien-Cénomanien basal des Pyrénées franco-espagnoles.C.R.Acad.Sci.Paris,t.311,Série II,pp.1235-1241.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ENREGISTREMENT DES PERIODICITES LIEES A LA VARIATION DES PARAMETRES ORBITAUX DANS LA SEDIMENTATION ALTERNANTE DU JURASSIQUE SUPERIEUR -CRETACE INFERIEUR (SIERRA DE FONTCALENT,ESPAGNE)

THE SEDIMENTARY RECORD OF FREQUENCIES, LINKED WITH ORBITAL PARAMETERS, IN THE CALCAREOUS-MARLY ALTERNANCES FROM THE JURASSIC CRETACEOUS PERIOD (SIERRA DE FONTCALENT,SPAIN)

T. Clerc-Renaud-Marsset

Laboratoire de Stratigraphie, UNIVERSITE PARIS VI 75005 Paris, nouvelle adresse : Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, 29280 Plouzané Cédex

Abstract : Spectral analysis of geological data from the siera of fontcalent (Spain) allows to emphasize the existence of periodicities which can be linked to orbital parameters (400 Ka, 100 Ka, 41 Ka and 21 Ka). Sediments used for this study belong to the Jurassic - Cretaceous period and are mainly composed of calcareous-marly alternances.

De nombreux enregistrements géologiques révèlent des périodicités liées à la variation de paramètres astronomiques. Les principales périodes détectées et leurs paramètres associés sont :

- 100 000 et 400 000 ans pour l'excentricité de l'orbite terrestre,
- 41 000 ans pour l'obliquité de l'axe de rotation de la terre,
- 21 000 ans pour la précession des équinoxes.

Les paramètres orbitaux sont à la base de la théorie de Milankovitch (1941) élaborée pour le Quaternaire et qui repose sur le calcul des courbes d'insolation. Différentes études montrant une étroite relation entre l'évolution des courbes d'insolation, celles du $\delta^{18}O$ et celles de divers enregistrements géologiques, la question fondamentale est de savoir s'il existe une corrélation statistiquement significative entre ces courbes d'insolation et les courbes climatiques d'origine géologique. Cette investigation, relativement simple pour le Quaternaire, se complique pour des ages antérieurs à cette période.

La recherche est effectuée ici sur des sédiments datés du Jurassique Supérieur - crétacé Inférieur (Sierra de Fontcalent, Espagne), composés d'une succession de doublets calcaire-marne, sur une épaisseur totale d'environ 500 m ; le but est de tester l'hypothèse selon laquelle cette sédimentation alternante est controlée par les variations périodiques des paramètres orbitaux.

Une analyse stratigraphique pluridisciplinaire (Rasplus et al, 1987) de la série a permis de retirer des arguments essentiels concernant les facteurs, locaux ou plus globaux, conditionnant la sédimentation : la variation du niveau relatif de la mer, le climat et/ou la paleogéographie, la tectonique.

L'étude détaillée des relations entre les épaisseurs de doublets calcaire-marne et les variables géochimiques, minéralogiques et isotopiques des phases carbonatées et argileuses montre que ces doublets ont une origine primaire (différenciation lithologique au moment du dépôt) et que les mécanismes directs susceptibles d'avoir contribué à leur formation sont la variation de la productivité et la variation de la dilution des carbonates par les argiles.

Plus précisement, on observe des corrélations entre les variations du $d^{18}o$ et respectivement celles du $d^{13}c$, de la teneur en Fe, du $CaCO_3$ et de l'épaisseur des doublets calcaire-marne qui montrent que tous ces paramètres sont liés par une meme origine.

Ces données et plus particulièrement le paramètre épaisseur de doublets calcaire-marne (échantillonnage plus serré) peuvent donc être considérés comme des indicateurs paléoclimatiques et utilisés pour vérifier la vraisemblance de la théorie de Milankovitch.

La méthode utilisée est la recherche de périodicités au moyen de l'analyse spectrale .Les méthodes utilisées sont :

- FFT (Transformation de Fourier Rapide) pour les enregistrements longs,

- MEM (Méthode d'Entropie Maximum), pour les tronçons d'enregistrement.
L'application de l'analyse spectrale nécessite l'établissement d'un modèle géologique permettant de construire un enregistrement discret représentant les données, la difficulté fondamentale résidant dans la définition précise d'une échelle des temps.

Deux modèles géologiques sont proposés dans l'étude des épaisseurs de doublets calcaire-marne:

- Le premier repose sur l'hypothèse d'un taux de sédimentation constant par tronçon de coupe présentant une lithologie homogène. Ce modèle présente l'avantage de ne présupposer aucune influence astronomique. Les résultats obtenus montrent la présence de périodicités correspondant à la variation du paramètre excentricité (100 000, 400 000 et 1 300 000 ans).
D'autres périodes apparaissent, certaines pouvant être expliquées par les limites du modèle;
en effet lorsqu'on effectue l'analyse spectrale en balayant la coupe, la fréquence apparente des pics se modifie en meme temps que les caractères lithologiques de la série sédimentaire, les principaux déplacements fréquentiels se situant au passage d'un ensemble lithologique à l'autre ainsi qu'au passage de la limite Jurassique/ Crétacé . En d'autres termes le taux de sédimentation présente des variations à l'intérieur meme des tronçons ou il était supposé constant, les variations du taux évoluant avec celles des épaisseurs de doublets calcaire-marne.
- Le deuxième modèle est basé sur l'hypothèse astronomique (Gilbert, 1895) selon laquelle la durée moyenne d'un doublet calcaire-marne correspond à la variation du paramètre de précession (21 000 ans). Ce modèle implique une variation du taux de sédimentation d'un doublet à l'autre.
Le calcul de la durée d'un doublet calcaire-marne pour chaque ensemble lithologique confirme parfaitement cette hypothèse. Les résultats de l'analyse spectrale montrent la présence de périodicités astronomiques plus ou moins marquées suivant la partie de coupe traitée.

En conclusion, la combinaison de ces deux modèles géologiques pourtant contradictoires apporte des renseignements complémentaires tendant à confirmer l'hypothèse selon laquelle la sédimentation alternante calcaire-marne est contrôlée par les variations des paramètres orbitaux.

Dans le cas de la Sierra de Fontcalent l'évolution générale de la série semble étroitement conditionnée par la paléogéographie ainsi que par la morphologie et la tectonique de la marge (événement intra-Berriasien révélé par différentes coupes dans la région). A cette évolution générale se superposent des variations qui la modulent, ces variations étant liées aux périodes orbitales de même que les variations les plus rapides illustrées par les alternances calcaire-marne.
L'étude préliminaire du signal est donc capitale et explique ses perturbations. Les doublets calcaire-marne doivent être clairement exprimés sur le terrain pour permettre la construction d'un signal régulier (composition lithologique en $CaCO_3$ fluctuant autour d'une valeur moyenne permettant la séparation des faciès calcaires et marneux). Le site de dépôt et l'ambiance sédimentaire sont donc des critères à prendre en compte.
Sur le plan des méthodes, l'efficacité de l'analyse spectrale se heurte à la définition approximative de l'échelle temporelle construite, une précision en fréquence étant alors illusoire.

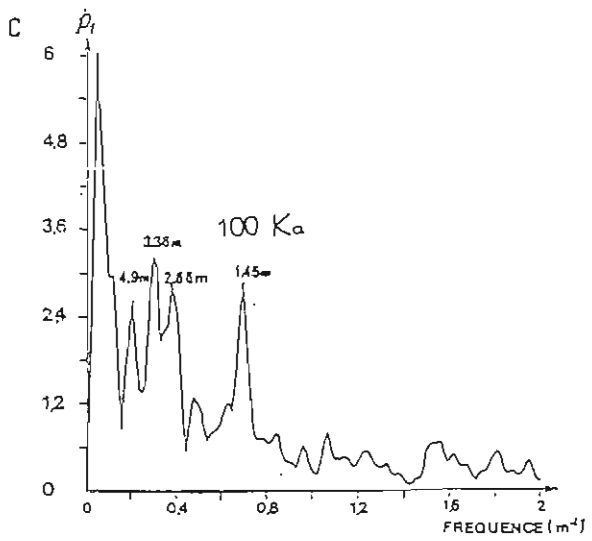


Figure 1 : Densité de puissance spectrale par FFT d'une partie de la série de doublets calcaire-marne de la Sierra de Fontcalent (modèle: taux de sédimentation moyen = 1,5 cm/1000 ans d'après l'échelle de van Hinte)

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

L'INITIATION DES PROCESSUS GRAVITAIRES RECENTS SUR LA PENTE CONTINENTALE

THE INITIATION OF MODERN GRAVITY PROCESSES ON THE CONTINENTAL SLOPE

Pierre COCHONAT
Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-BREST, Geosciences Marines,
BP 70, 29280 Plouzané Cédex.

Examples of gravity processes occuring on several passive margins are studied in order to characterize them as typical modern events. Though they are generally involving a relative low sediment thickness, with respect to the depth of sedimentary failure mechanism, they are presented as significant processes able to produce distal turbidity deposits. This pose the problem of relating the sedimentary processes on the continental slope to variations in sea level.

Les marges continentales et plus particulièrement dans leur partie située au delà de la rupture de pente continentale sont le lieu privilégié de transferts de matière des continents vers les bassins profonds. C'est le domaine des processus gravitaires, à l'origine de la construction des cônes profonds sous-marins.

Les études qui sont conduites sur les pentes sous-marines actuelles permettent d'aborder l'analyse de processus résultant d'événements récents, voire actuels. Ainsi, les mécanismes de rupture et de transport sédimentaires peuvent être étudiés. Cette approche constitue donc un complément à l'étude des systèmes turbiditiques fossiles, généralement abordée par l'analyse des dépôts constituant les cônes profonds sous-marins. La construction de ces derniers est habituellement rapportée à la baisse du niveau marin (déplacement des centres de dépôts vers le rupture de pente et intense activité érosive). Mais la période holocène (dernière transgression marine), apparaît aussi marquée par une dynamique sédimentaire active sur la pente continentale. En effet, les exemples présentés ici, tous pris sur des marges dites "passives", s'appliquent à des événements gravitaires récents (Holocène).

- Sur la pente de Nouvelle Ecosse les images sonar (SAR) montrent un réseau de petits chenaux qui prend rapidement naissance après de la rupture de pente (vers 500 m). Des dépots récents caractérisés par des mesures géotechniques in situ montrent l'existence à l'affleurement de sédiments pleistocènes surconsolidés partiellement recouvert par 1 à 2 m de sédiments holocènes normalement consolidés qui correspondent à une couverture sableuse d'origine détritique. Une mesure réalisée dans un chenal montre clairement l'existence de plusieurs séquences de lits sableux, suggérant le dépôt de plusieurs séries turbiditiques [1]. Cette zone de pente ouverte, se caractérise donc par une dynamique sédimentaire récente marquée par la répétition de courants turbiditiques pendant l'Holocène.

- Dans une autre zone, située dans un contexte régional comparable (glacis continental des Grands Bancs de Terre-Neuve, vers 3800 m), un couloir d'instabilité avait été identifié à partir des images SAR [2]. Un prélèvement a permis de réaliser des datations (radiocarbone et assemblage des foraminifères) qui montrent l'existence de huit épisodes turbiditiques pendant la période des derniers 4000 ans représentés dans le premier mètre de sédiments [3].

- Sur la pente niçoise (entre 20 et 1300m) la période quaternaire est marquée par les phases successives d'érosion des épais dépôts plioquaternaires. L'évenement de 1979 (glissement de l'aéroport de Nice) a démontré l'instabilité de cette zone, en l'absence de

secousse sismique. Cet événement est à l'origine d'un courant de turbidité qui s'est développé jusqu'à plus de 100 km de la côte (rupture de cables téléphoniques)[4]. D'autre part, l'étude détaillée de la Ride Sédimentaire du Var, dont la construction résulte des débordements des courants de turbidité dans la basse vallée du Var, montre que la plupart des événements gravitaires holocènes n'ont pas l'épaisseur suffisante pour franchir les flancs de cette ride [5]. Sur le haut de pente, l'étude géotechnique des sédiments, et notamment de leur état de consolidation, a permis d'identifier un ancien glissement grace à un hiatus sédimentaire sous un drapage superficiel holocène. Une épaisseur moyenne de 7 m de sédiments impliquée dans ce glissement a pu ainsi être calculée [6]. Cet ordre de grandeur est confirmé par la détermination de la hauteur critique de sédiments par analyse de stabilité prenant en compte la seule surcharge sédimentaire comme facteur déclenchant d'un glissement. Cela confirme, dans cette zone, l'instabilité naturelle des sédiments superficiels.

- A proximité du cône du St Laurent (Canada), dans une zone située près de l'épicentre du séïsme des Grands Bancs de Terre Neuve (1929, magnitude 7), les images SAR montrent que les sédiments quaternaires essentiellement vaseux déposés sur une pente moyenne de 3° ont été remaniés par de nombreux processus de glissement rotationnel à caractère rétrogressif. Les profils 3,5 kHz montrent clairement que la profondeur des ruptures sédimentaires reste faible (de l'ordre de la dizaine de mètres, exceptionnellement de plusieurs dizaines de mètres). Cette zone se caractérise par l'existence de dépôt gravitaire à faible déplacement ("slump" et "debris-flow"). Mais l'étude détaillée de cette zone a permis de montrer que le processus gravitaire a pu rapidement évolué vers un courant de turbidité alimentant le cône profond du St Laurent. D'autre part, les images SAR suggèrent une succession de phases de rupture dans les zones à forte pente. Cette succession aurait permis l'étalement dans le temps des glissements et serait à l'origine du maintien d'un courant de turbidité pendant plusieurs heures après la secousse sismique. Cela permet d'expliquer le transport de l'important volume de matériau (200 km^3) observé sur le cône profond du St Laurent [7].

Les moyens haute résolution utilisées pour la reconnaissance de la pente continentale permettent donc l'étude et l'identification de processus gravitaires holocènes. Ces processus récents sont capables de mettre en place de dépôts turbiditiques significatifs, même si au départ les glissements sont relativement peu épais. Mais les processus gravitaires se produisant en période de haut niveau marin ne sont guère pris en compte dans la définition des cortèges sédimentaires, compte tenu de la résolution nécessaire pour les étudier. La question est donc d'établir quelle est leur importance relative, en comparaison des processus liés aux régressions marines. En fait, l'existence d'un phénomène gravitaire significatif est surtout liée aux agents mécaniques capables de déclencher une rupture sédimentaire, c'est à dire à une augmentation suffisamment importante de la contrainte de cisaillement ou à une brutale diminution de la résistance au cisaillement des sédiments. Ces deux agents sont majoritairement contrôlés par la surcharge sédimentaire ou l'activité sismique, facteurs souvent indépendants du niveau marin relatif.

Références :

[1] Baltzer A, Cochonat P, Declerk H, Ollier G, Le Drezen and Piper DJW (1991). Abstract, Congrès GAC-MAC Toronto'91.
[2] Cochonat P., Ollier G. and Michel J.L. (1989). Geo-Marines Letters, 9, pp : 145-152.
[3] Savoye, B., Cochonat P. and Piper D.J.W.P. (1990). Marine Geology, 91, p 281-298.
[4] Genesseaux, M., Mauffret A. et Pautot G. (1980). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 290, Série II, pp 959-962.
[5] Savoye B and Piper DJW (1990). Abstract, IAS Meeting, Nottingham 1990.
[6] Cochonat P., Dodd L., Bourillet J.F. and Savoye B. (1991). Intensive course on the sea floor dynamics, 19-31 August 1991, Patras.
[7] Piper DJW, Cochonat P, Ollier G, Le Drezen E, Morrison M et Baltzer A (1991). C. R. Acad. Sci Paris (soumis)

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EVOLUTION PROGRESSIVE D'UN GLISSEMENT ROTATIONNEL EN UN COURANT DE TURBIDITE

NON-CATASTROPHIC EVOLUTION OF A TURBIDITY CURRENT FROM A SLUMP

POSTER

Pierre COCHONAT*, David J.W. PIPER**, Gilles OLLIER*, Agnès BALTZER*, Martin MORRISON*** et Eliane Le DREZEN*

*Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-BREST, Geosciences Marines, BP 70, 29280 Plouzané Cédex.
**Atlantic Geoscience Centre P.O. Box 1006, Dartmouth, N.S., Canada B2Y4A2.
*** Memorial University of Newfoundland, St John's, Newfoundland, Canada AIB3X7.

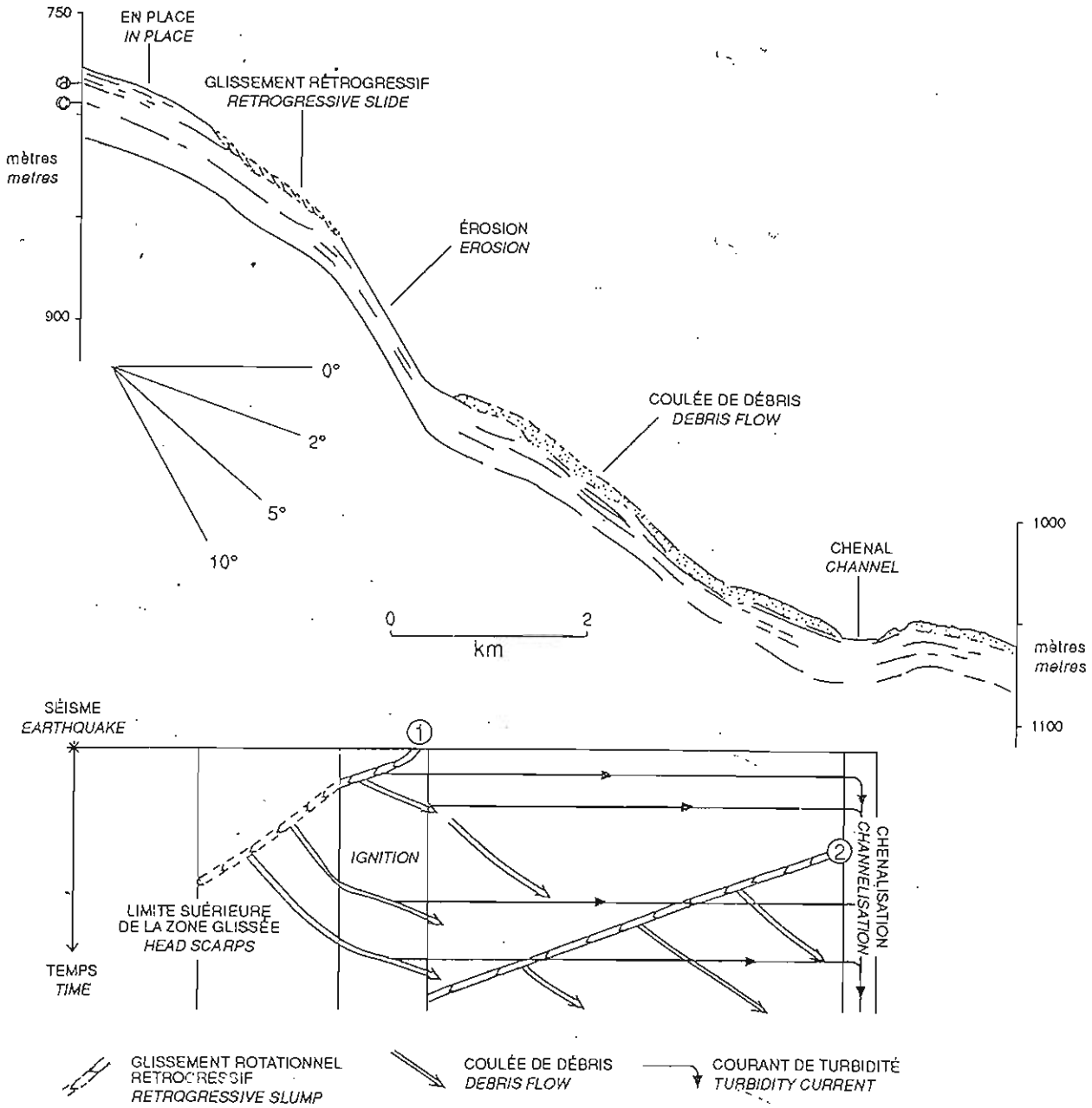
The M=7 "Grand Banks" earthquake on the continental slope south of the island of St Pierre in 1929 produced local sediment failure on the continental slope. Sonar images (SAR) show that continuing retrogressive sliding and the resulting generation of small muddy turbidity currents that accelerated downslope and eroded channel floors, provides a mechanism for initiation of a turbidity current that flowed for 4-11 hours and broke cables 13 hours later on the Sohm Abyssal Plain, depositing 200 km3 of principally sandy sediment.

Le séïsme du 18 novembre 1929 qui s'est produit sur la pente continentale des Grands Bancs de Terre Neuve, au sud de l'Ile de Saint Pierre a provoqué le déclenchement d'un courant de turbidité responsable de la rupture de plusieurs câbles profonds pendant les 13 heures qui ont suivi la secousse sismique. Cette zone représente un cas idéal d'étude de l'évolution d'une masse glissée, elle pourrait s'adapter à beaucoup d'autres cas pour lesquels l'observation continue du phénomène n'a pas été ou n'a pas pu être conduite.

Les données SAR permettent ici de décrire différents mécanismes de transport. Au début, probablement suite à la secousse sismique, des ruptures successives entraînent des glissements rotationnels rétrogressifs qui se prolongent vers l'aval par des coulées boueuses. Les glissements rotationnels de grande amplitude se mettent préférentiellement en place à la faveur d'augmentation locale du gradient de pente. Ils évoluent suivant un processus rétrogressif, en s'amortissant progressivement vers l'amont dans les pentes plus faibles où sont actuellement conservés les faciès glissés de plus faible amplitude. Les images sonar montrent qu'il y a plusieurs générations de glissement de ce type et que le mécanisme de rupture est étalé dans le temps. Mais la succession des événements peut être interprétée de façon plus complexe.

En effet, l'existence d'une surface d'érosion dans la zone la plus pentue et l'apparition de systèmes chenalisés vers l'aval suggèrent l'évolution du processus gravitaire vers un écoulement du type turbiditique. De tels courants semblent être générés très rapidement puisque les premières marques d'érosion apparaissent à environ 2 km des premières niches d'arrachement rétrogressives, au sein de la zone des coulées boueuses. Ils sont interprètés comme le résultat de l'accélération de la masse glissée par insertion très rapide d'eau dans toute ou partie d'une coulée boueuse. Il s'agit là précisément du phénomène d'"*embrasement*" ou "*ignition*" décrit par Parker qui permet d'expliquer l'évolution du mécanisme au sein même du courant de turbidité. Ainsi, en 1929 le courant de turbidité s'est poursuivi pendant au moins 4 heures, en transportant 200 km3 de sédiments qui se sont déposés dans la plaine abyssale du Sohm.

Contrairement à l'idée généralement admise, un courant de turbidité n'est pas nécessairement un événement catastrophique ou instantané, mais il peut s'agir d'un processus évolutif, polyphasé mais continu.



Interprétation d'un profil de sondeur de sédiments (3,5 kHz) et modèle d'évolution des processus de transport sédimentaire (des glissements à faible déplacement vers un courant de turbidité). (1) glissement initié localement, (2) glissement rétrogradant d'origine plus distale. Les réflecteurs (a) et (b) sont respectivement datés à 10000 ans et à 12000 ans.
(d'après Piper et al., 1991)

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SEQUENCES DE DEPOT LACUSTRES EN REPONSE A DES FLUCTUATIONS DU BILAN HYDROLOGIQUE

(Exemple du "Calcaire de Rognac", Provence, Maastrichtien supérieur)

LACUSTRINE DEPOSITIONAL SEQUENCES IN RESPONSE TO TO HYDROLOGIC SYSTEM FLUCTUATIONS

I. COJAN

Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M.-Sédimentologie, 35 rue St-Honoré, 77305 Fontainebleau

Climate, tectonic and sediment supply have a strong control on lake level fluctuations. The "Calcaire de Rognac formation" offers a good example of lacustrine deposits which recorded base level fluctuations of varied amplitudes and frequencies leading to transgressive-regressive sequences over a time span of a few M.y.. It is proposed that these sequences were controlled by climatic variations.

Les variations de climat, de régime tectonique et d'apports sédimentaires ont une influence très marquée sur l'enregistrement de la sédimentation en milieu lacustre, car elles affectent directement le bilan hydrologique des lacs.

En Provence, les calcaires lacustres d'âge Maastrichtien supérieur (formation lithostratigraphique du "Calcaire de Rognac") fournissent un exemple de milieu lacustre qui a perduré pendant quelques millions d'années et a enregistré des variations du niveau du lac d'amplitudes et de fréquences variées.

Les quatre séquences lacustres majeures, chacune d'une épaisseur de l'ordre d'une dizaine de mètres, correspondent à des cycles de transgression-régression. Cette évolution traduit les fluctuations du bilan hydrologique qui s'expriment par des variations du niveau des eaux du lac. Les termes extrêmes montrent un environnement de dépôt qui a évolué d'un milieu aquatique (lac profond de plusieurs mètres) à un milieu aérien (assèchement complet). Le niveau des eaux du lac joue le rôle de niveau de base dont les variations influent sur le milieu lacustre et sur le paysage environnant par réajustement des profils d'équilibre.

- **Lors d'une phase de remontée du niveau de base**, le facteur dominant est le rapport entre la vitesse de remontée relative du niveau du lac et le flux de sédiments détritiques :
  - Un équilibre entre ces deux paramètres s'exprime par une sédimentation argilo-silteuse à dominance palustre. De nombreuses traces de racines pénètrent des sédiments riches en matière organique dont la préservation reflète une accumulation rapide.
  - Si la vitesse de remontée du niveau de base domine, des dépôts argilo-silteux riches en matière organique et en coquilles de gastéropodes progradent dans le lac. La faible granulométrie du matériel détritique déposé dans l'aire lacustre est largement liée au stock disponible dans la plaine alluviale qui est essentiellement constitué de silt ou grès fins.
  - Au maximum du rapport entre la vitesse de montée du niveau de base et l'apport de sédiment, l'influx détritique est minimum et un horizon riche en lignite se développe.

- **Lors du haut niveau des eaux du lac,** les apports détritiques se réduisent au fur et à mesure que le paysage continental se stabilise :
  - Aux dépôts argilo-silteux succèdent des sédiments argileux seuls témoins d'un influx détritique très réduit. Parfois, quelques niveaux algaires se développent avant le dépôt des sédiments carbonatés riches en matière organique et en fossiles (gastropodes, ostracodes, charophytes...). Ces calcaires lacustres, sub-lithographiques proviennent de la précipition chimique dans le lac et les éléments détritiques (quartz, argiles) ne dépassent pas quelques % du sédiment.

- **Une baisse de niveau des eaux du lac** peut correspondre :
  - Soit à des fluctuations de faible amplitude qui s'expriment par une légère pédogénèse affectant la partie sommitale des bancs.
  - Soit à une variation de plus forte amplitude qui conduit à l'exondation de l'aire lacustre. Dans ce cas la phase d'altération est beaucoup plus prononcée et s'exprime suivant l'amplitude et la durée de la phase d'exondation par l'implantation de végétation, puis par l'incision du substratum par des chenaux, et enfin l'altération sous forme de karstification des bancs calcaires.

En réponse aux variations du bilan hydrologique, l'organisation des sédiments lacustres du "Calcaire de Rognac" traduit l'évolution du rapport entre la vitesse de remontée des eaux et le flux de sédiment. Les séquences sont fortement asymétriques et caractérisent un système lacustre hydrologiquement fermé. Toutefois, dans chaque séquence, l'épaisseur des calcaires lacustres traduit une stabilité certaine de l'aire de dépôt, généralement associée à des lac hydrologiquement ouverts. La présence de ces deux composantes suggère que l'on ait un système lacustre qui passe d'un bassin ouvert à un bassin fermé. Le stade de bassin ouvert n'étant atteint qu'au dessus d'un certain niveau des eaux du lac.

La formation lacustre du "Calcaire de Rognac" s'est déposée, sous un climat tropical, dans un contexte de faible taux de subsidence (15 m/Ma) et de faibles apports détritiques (plaine alluviale dominée par des apports silteux (>80%)). Des variations significatives de ces deux derniers paramètres n'ont pu être mises en évidence. Par contre, une variation climatique est associée à la première surface d'altération : passage d'un climat tropical humide à un climat tropical à saisons alternées.

Ce contexte régional conduit à proposer que ces variations du bilan hydrologique soient contrôlées par un facteur climatique. Le changement du rapport précipitation/évaporation est effectivement succeptible de produire d'importantes fluctuations du niveau de base sous ce type de climat à fort taux d'évaporation.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

BILAN SEDIMENTAIRE PLURI-DECENNAL DU LITTORAL DUNKERQUOIS

MULTI-DECENNIAL SEDIMENTARY DEMAND OF THE DUNKERQUE AREA LITTORAL

C. CORBAU*, B. TESSIER*, P. CLABAUT**et H. CHAMLEY*

* Laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, URA 719 CNRS, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq.
** Géologue indépendant, 14 rue Paul Doumer, 59110 La Madeleine.

The comparison of bathymetric maps of the French northern coast from 1932 to 1985 documents the recent sedimentary evolution. The channel access to Dunkerque harbor shows a sedimentary accumulation. This phenomenon is attributed to a decrease of the sedimentary transit from West to East (longitudinal movement of tidal currents) and to a transverse displacement of the swell surf on the sand banks or on the coastal slope. In addition the sand banks progress of 0.1 to 0.5 m/year in the direction of the shore.

A la demande des communes côtières situées entre Dunkerque et la frontière franco-belge, un programme d'étude fondamentale est mis en place avec l'objectif appliqué de lutter contre l'érosion du littoral. Dans ce cadre, une première approche quantitative de l'évolution pluri-décennale des bancs sableux a été menée.

Le littoral étudié présente une orientation générale WSW-ENE et s'étend sur 30 km (fig). A l'Ouest se trouve le complexe industriel et portuaire de Dunkerque (15 km de long). La moitié Est se caractérise par une alternance de secteurs urbanisés et dunaires. Les systèmes dunaires sont bordés par un estran sableux, large d'environ 300 m et de faible pente. Des alignements de bancs sableux sub-émergents, parallèles à la côte, caractérisent les fonds marins. Le chenal de navigation constitue la première zone déprimée entre la plage et les alignements de bancs sableux.

Ce site, soumis à un régime macrotidal, est exposé aux agents dynamiques suivants:
- La houle, dont les deux directions principales sont SW à WSW et N à NNE.
- Les courants de marée, dont le flot porte vers le NE et le jusant subordonné vers le SW. La vitesse des courants de marée peut atteindre 2 noeuds soit environ 1 m/s.
- Les vents de directions dominantes SW et NE.

La digitalisation point par point des minutes bathymétriques établies en 1932, 1962, 1978 et 1985, effectuée au Laboratoire National d'Hydraulique (LNH - EDF, Chatou) a permis d'établir des cartes d'évolution bathymétrique (engraissement/érosion) ou cartes de différentiels.Les résultats obtenus concernent l'évolution du chenal de navigation de 1932 à 1985 ainsi que des fonds marins adjacents au chenal de 1932 à 1962.

Evolution bathymétrique du chenal d'accès aux ports de Dunkerque

- Le chenal montre une tendance naturelle à l'engraissement de l'ordre du million de m^3/an, justifiant un entretien régulier par dragage. Plusieurs processus sont à l'origine de ce phénomène:

* *Des déplacements longitudinaux d'extension régionale:* près de la côte le flot, dominant, se dirige vers le NE. Sa vitesse décroît depuis le détroit du Pas de Calais à l'Ouest, vers la frontière Franco-Belge à l'Est. Cette diminution d'énergie permet le dépôt d'une partie des sédiments en transit (1,5 m^3/j/an).

* *Des déplacements transversaux d'extension locale:* la houle est probablement responsable de cet engraissement. Le déferlement des vagues sur le sommet des bancs, sur le talus littoral et sur la plage conduit à remobiliser une partie des sédiments sableux dont une partie est transportée vers le chenal.

- Il se manifeste par ailleurs une relation entre l'évolution des fonds marins et la morphologie côtière:
* Face aux secteurs protégés par une digue, les zones d'érosion et d'engraissement s'organisent en bandes sub-parallèles à la côte. Par contre une répartition apparemment alcatoire s'observe en face des secteurs non aménagés. Les digues déterminent donc un trajet linéaire des courants de marée.
* Au niveau des jetées de l'avant-port Est de Dunkerque, les limites des zones d'engraissement et d'érosion sont sinueuses et complexes. La diffraction de la houle autour des jetées engendre des mouvements tourbillonnaires responsables d'une répartition complexe des sédiments.

Evolution des fonds marins adjacents au chenal

- Le déferlement de la houle sur le talus littoral provoque son érosion à une vitesse de 0,03 à 0,1 m/an.
- Les bancs sableux, à l'exception du banc du Braek, s'engraissent sur le flanc côtier et s'érodent sur le flanc orienté vers le large. Ce phénomène détermine une progression des bancs vers la côte à une vitesse moyenne de 0,1 à 0,5 m/an.
- Le banc sableux du Braek montre une inversion de la polarité du flanc le plus déclive, situé du côté côtier pour la moitié Ouest et vers le large pour la moitié Est. Son évolution sédimentaire est également mixte, puisque l'accumulation caractéristique du flanc le plus déclive s'effectue du côté littoral à l'Ouest et du côté large à l'Est.

Cette étude met en évidence la complexité d'un environnement littoral façonné par des processus sédimentaires qui dépendent de facteurs naturels et anthropiques et qui interagissent. Les mesures de courants et de houles, ainsi que la réalisation de modèles de propagation de houle, permettront d'apprécier la part relative de ces différents facteurs dynamiques. La connaissance des volumes dragués dans le chenal permettra d'affiner celle du bilan sédimentaire. Enfin la réalisation de profils sismiques nous renseignera sur l'organisation interne des bancs sableux et sur les mécanismes des déplacements.

Mme Dhellemmes, Mr Pujo, Mr Péchon et Mr Manoha sont vivement remerciés pour leur aide.

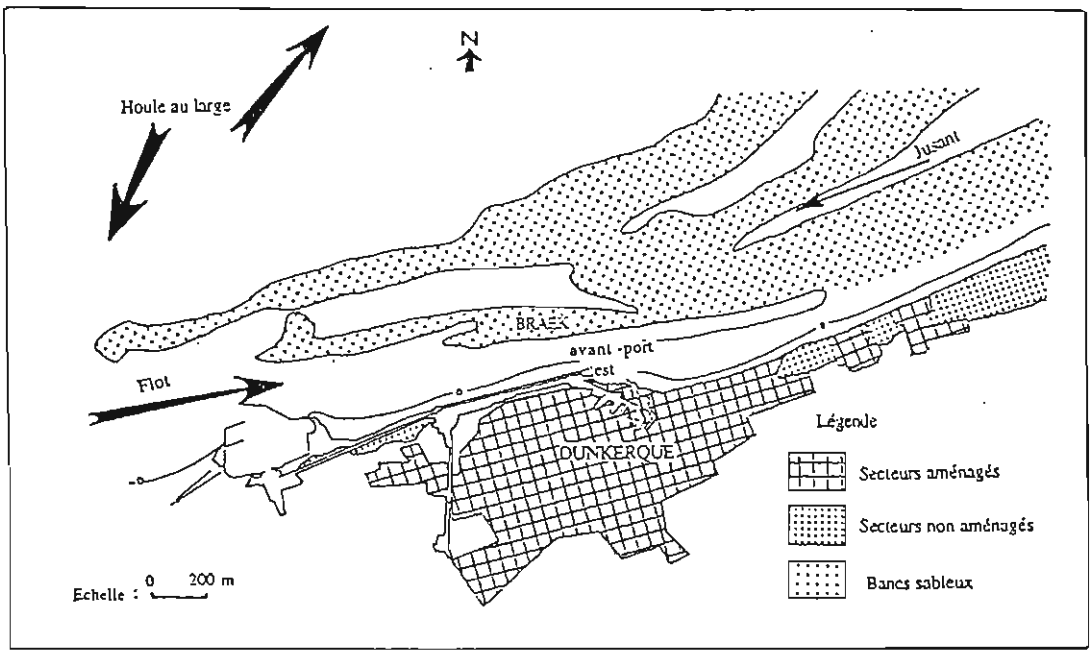


Figure: carte de situation géographique et des principaux agents hydrodynamiques

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

La partie distale de l'Eventail subaquatique du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne)

Michel CREMER et Marie-Laure MEZERAIS

Département de Géologie et Océanographie. UA CNRS 197.
Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex.

L'eventail subaquatique du Cap-Ferret correspond aux systèmes de canyons et de chenaux (Canyons du Cap-Ferret et de Capbreton) qui drainent les pentes continentales armoricaine, aquitaine et nord-iberique, et a l'accumulation sédimentaire formée sur le glacis continental à la convergence de ces chenaux. Un programme de recherche mené antérieurement sur la partie supérieur et moyenne de cet appareil a montré notamment que la nature argilo-silteuse de l'alimentation a favorisé l'édification de levées sédimentaires endiguant fortement les chenaux d'alimention. L'appareil s'est ainsi développé par progradation vers l'aval où se localisent des sédiments plus grossiers. Il est aussi caractérisé par la migration de droite à gauche du chenal principal d'alimention (Chenal du Cap-Ferret) en réponse à l'accélération complémentaire de Coriolis.

Dans la partie distale de l'appareil se reconnait le prolongement de la grande leve bordant au Nord le chenal du Cap-Ferret (Fig. D). Ce dernier pivote vers le sud et vient couler le long du pied du banc le Danois. Il perd progressivement de son importance alors que des axes dépressionnaires SE-NW s'en détachent. Ces axes limitent des levées secondaires de faible amplitude. La répartition des échofacies 3.5 kHz, et la lithologie des dépôts superficiels confirment l'importance des faciés sableux tant dans les chenaux, sur les levées secondaires que la zone très plate située au NW de la zone d'étude où disparaissent les axes dépressionnaires.

L'analyse des sections sismiques a permis de reconnaître plusieurs étapes de construction. Antérieurement au reflecteur R2, on observe seulement une progradation d'Est en Ouest des dépôts sans chenalisation. Se met ensuite en place une unité caractérisée par la migration du Nord vers le Sud d'axes de transport préférentiel; en fin de séquence (R3), un paléochenal se reconnait au Sud. Ce chenal est abandonné et la sédimentation reprend au Nord avec de nouveau une migration Nord-Sud des chenaux, qui sont maintenant plus marqués (R4). Lors de la dernière séquence, en amont, les sédiments s'accumulent sur la levée en bordure du chenal qui s'approfondit. Plus en aval se developpent les levées secondaires. Les axes dépressionnaires entre ces levées ne sont pas d'anciens chenaux, ils correspondent plutôt à des creux interdunaires empruntés par les écoulements les plus importants. Cependant, l'axe dépressionnaire le plus en amont, qui est aussi le plus important, apparait comme un trait récent lié à de l'érosion. Il est susceptible de capter les écoulements et de conduire à un nouveau déplacement des aires de dépôts vers le NW. Il faut remarquer que pour la même période une seule étape de migration est observée en amont.

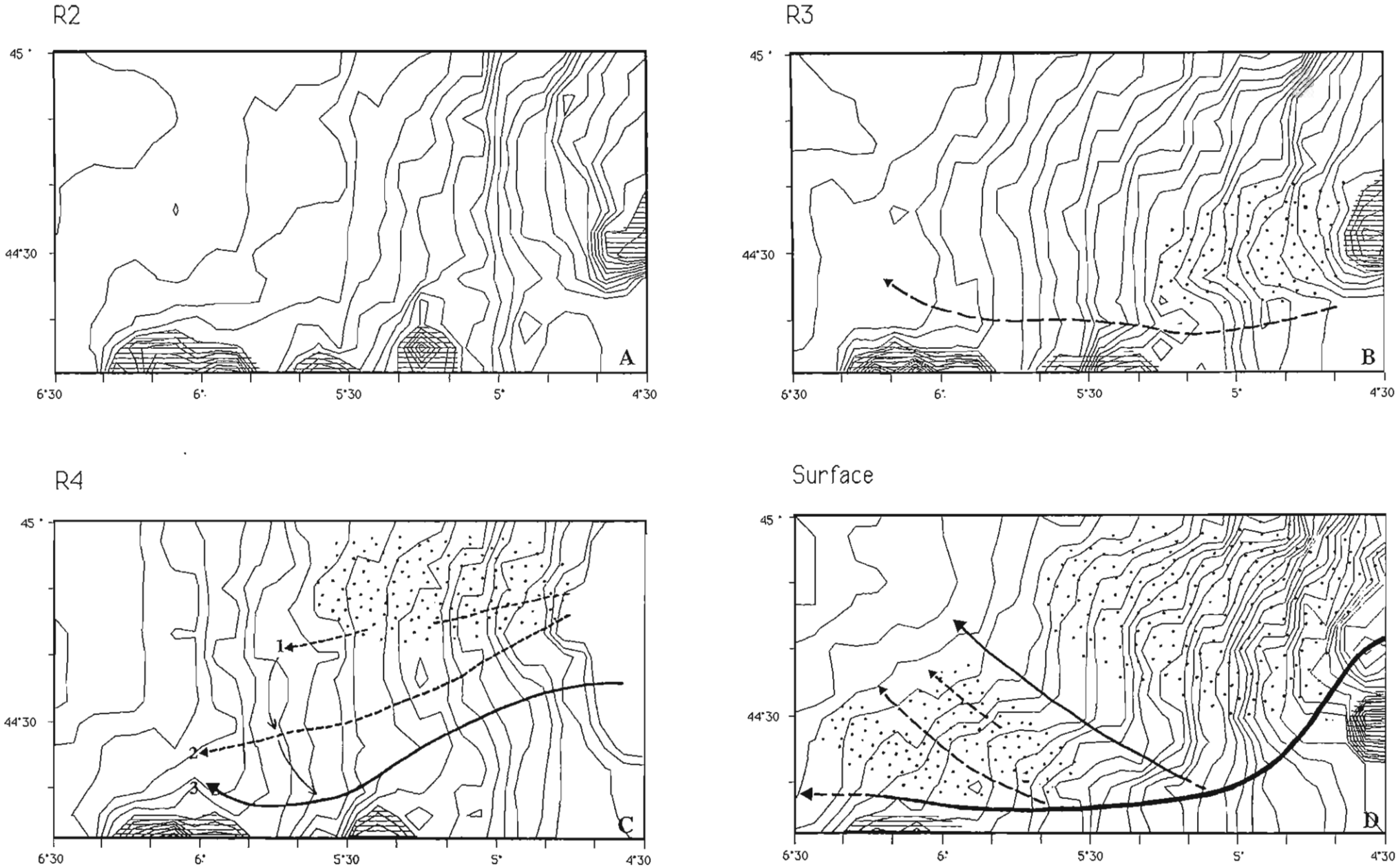


Fig. 45- Cartes isochrones des réflecteurs R2 (base de la séquence B), R3 (base de la séquence C), R4 (base de la séquence D) et de la surface actuelle. Les zones hachurées correspondent aux reliefs tectoniques (au Sud: banc Le Danois, au Nord: dôme Aquitania) et les zones en pointillés aux reliefs sédimentaires (ou zones préférentielles de dépôt). (1)= position du chenal associé à l'unité de dépôt Cn1. (2)= position du chenal associé à l'unité de dépôt Cn2. (3)= position du chenal associé à l'unité de dépôt Cn3.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Compartimentage faciologique et hiérarchie de séquences de dépôt dans un complexe deltaïque: Exemple des grès de Roda, Eocène Sud-Pyrénéen, Espagne.

Facies partition and hierarchy of depositional sequences of a deltaic complex: The Roda Sandstone, Southern Pyrenees, Spain.

CRUMEYROLLE Ph.*, LESUEUR J.L.**, CLAUDE D.***, JOSEPH Ph.****

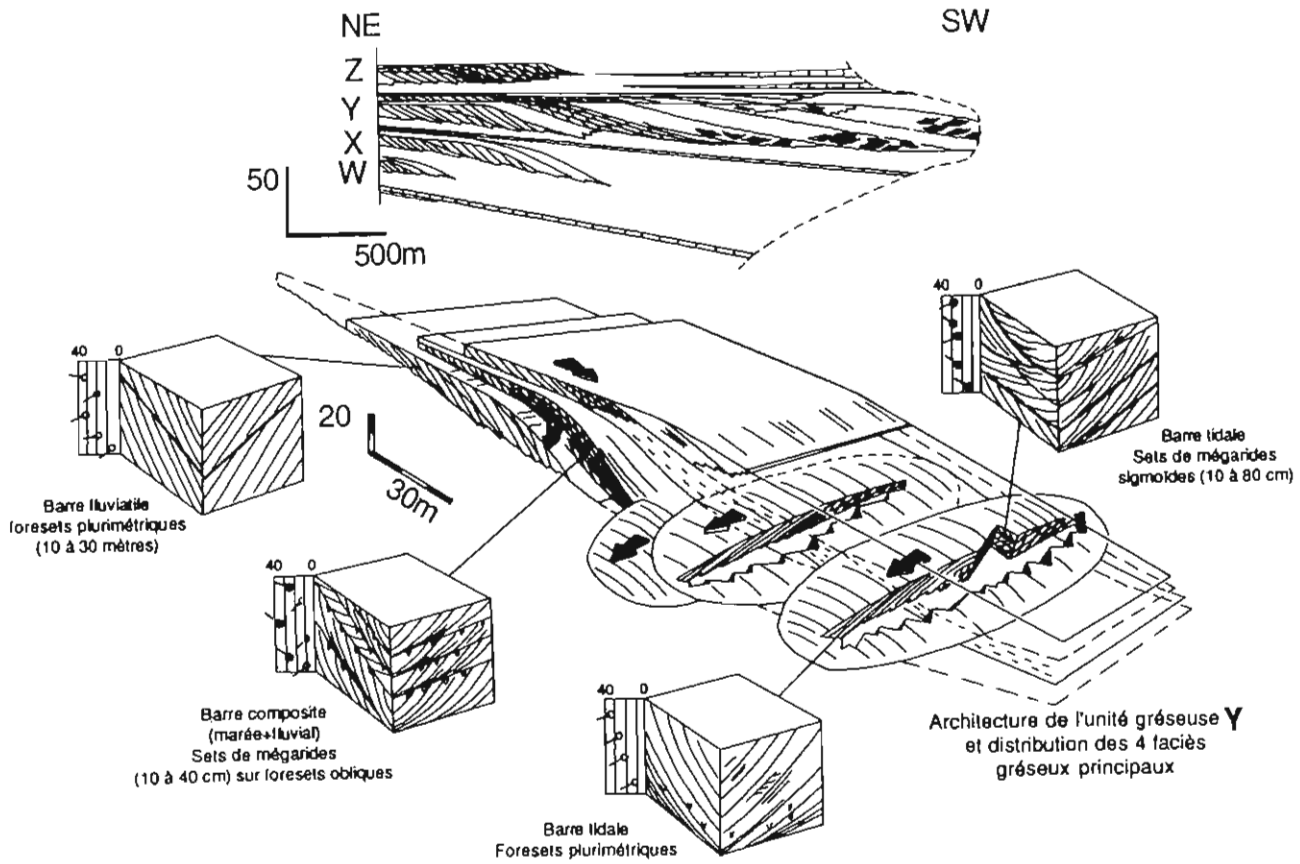
* TOTAL, Centre scientifique et technique, Route de Versailles, 78470 St Rémy-Lès-Chevreuses
** ELF-Aquitaine, C.S.T.J.F., Avenue Larribau, 64000 Pau.
*** Université de Bordeaux III, 33405 Talence.
**** I.F.P., Avenue du Bois-Préau, 92506 Rueil-Malmaison.

The spectacular exposure of the Roda Sandstone Has been studied in detail to understand better the architecture, the geometry and the facies of this kind of potential reservoir.

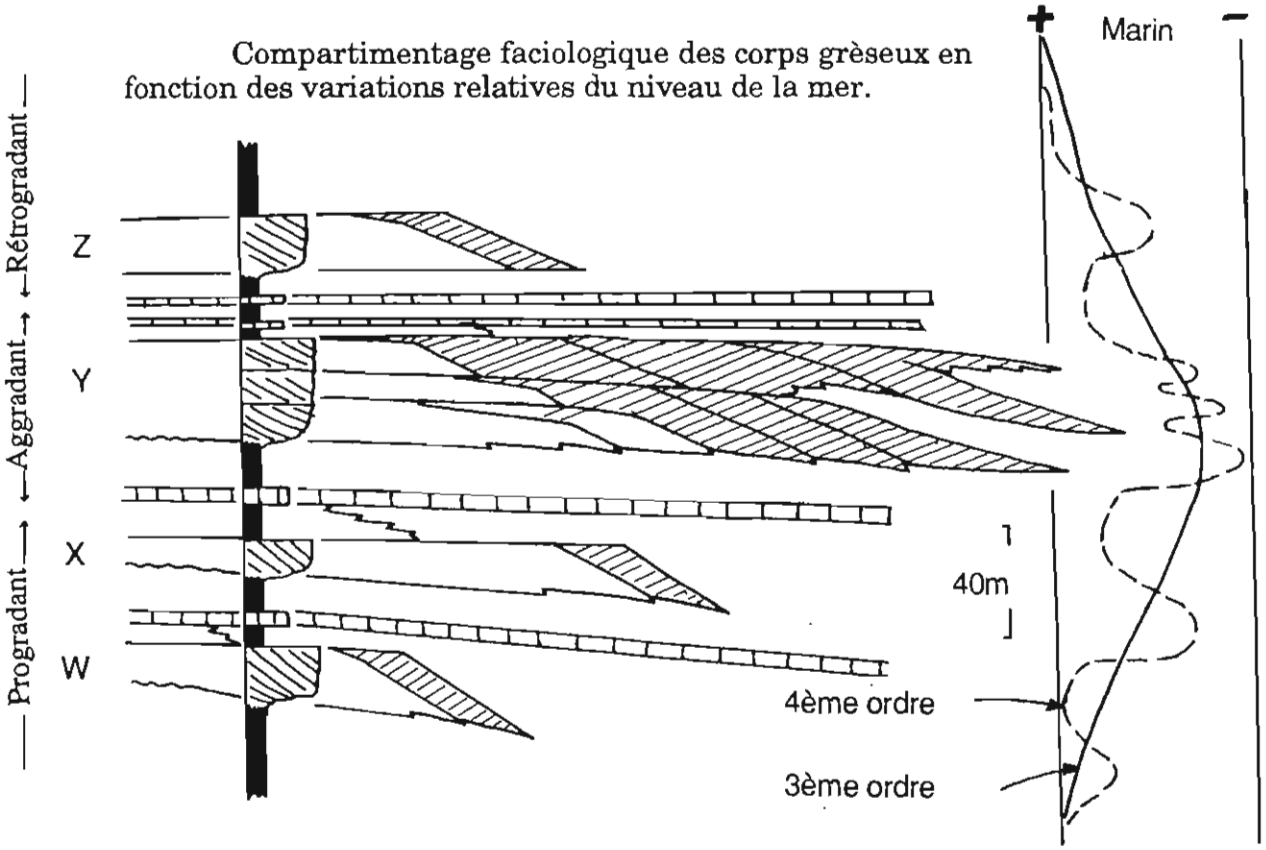
Les grès de Roda ont été étudiés afin de mieux comprendre l' architecture, la géométrie et la répartition des faciès dans les corps deltaïques progradants. Le complexe deltaïque des grès de Roda est interprété comme un prisme de bas niveau marin (i.e. "Low-stand wedge" des séquences de 3ème ordre) constitué par un empilement vertical de séquences élémentaires (i.e. "simple sequence" sensu P. Vail). L'ensemble des grès constitue un cycle regressif-transgressif dont l'épaisseur totale varie de 100 à 250 m. Chaque séquence élémentaire comprend des faciès gréseux principalement mis en place en période de chute relative du niveau de la mer (i.e. 4ème ordre) et des dépôts marneux marins déposés en période de remontée du niveau de la mer lorsque les apports clastiques sont bloqués sur la bordure du bassin. Deux catégories de faciés gréseux ont été distingués:
-1 Des faciès amont: Il s'agit de grès grossiers et de conglomérats chenalisés ainsi que de grès moyens à grands foresets plurimètriques (10 à 35m). L'ensemble de ces faciès constituent un système de barres progradantes de type "Gilbert-delta" développées au débouché de rivières en tresse en période de chute relative du niveau marin.
-2 Des faciès aval: Ce sont des grès moyens associés à des silts bioturbés qui montrent des structures sédimentaires attestant principalement de l'action des courants de marée en domaine subtidal (mégarides sïgmoides). L'ensemble est interprété comme un système de barres tidales construites en début de remontée du niveau de la mer.
A partir de l'étude des faciès et des relations entre les couches, un modèle de séquence de dépôt élémentaire a été établi, limitée à la base et au sommet par des surfaces d'érosion qui équivalent vers le bassin à des surfaces de concordance. Le déplacement brutal des faciès deltaïques vers le bassin traduit une chute relative du niveau marin. Au contraire le sommet de chaque corps gréseux se marque par des niveaux cimentés très continus soulignant la surface de transgression. Les périodes de maximum de transgression (d'ordre mineur) s'expriment par des niveaux d'accumulation de Nummulites intercalés dans les marnes.
A l'intérieur des corps gréseux, des surfaces de transgression (arrêt des apports clastiques) exprimées aussi par des niveaux gréseux cimentés, délimitent des compartiments à caractères faciologiques distincts. Ces niveaux soulignent le diachronisme des divers stades de construction des corps grèseux. L'épaisseur et le pourcentage relatif des faciès tidaux par rapport aux faciès deltaïques varient en fonction de la position des séquences dans la succession stratigraphique.Les faciès tidaux prédominent dans les séquences verticalement superposées (Corps Y) alors que les faciès deltaïques prédominent dans les périodes de progradation (Corps X).

Ces travaux de recherche s'intègrent dans un projet mené par ELF-Aquitaine, I.F.P.et TOTAL, financé par la C.E.E

Géométrie du corps Y et facies réservoirs principaux.



Compartimentage faciologique des corps grèseux en fonction des variations relatives du niveau de la mer.



V0 = Facies de barre deltaïque (type "Gilbert delta")

V1 = Facies de barre tidale

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES VARIATIONS BATHYMETRIQUES PENDANT L'ARENIG INFERIEUR DANS LA MONTAGNE NOIRE (REGION DE SAINT-CHINIAN)

BATHYMETRIC VARIATIONS DURING LOWER ARENIGIAN TIMES IN THE MONTAGNE NOIRE (SAINT CHINIAN AREA)

M.-P. DABARD et J.-J. CHAUVEL
Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire, C.A.E.S.S. (UPR 4661 du CNRS), Université de RENNES-I, Avenue du Général Leclerc, 35042 RENNES Cedex

The aim of the present work is to precise the bathymetric variations during Lower arenigian times in the Saint-Chinian area (southern Montagne Noire) with petrographical and paleontological data. The distribution of glauconite and the evolution of ichnofacies and trilobites communities are related to two successive distinct increases of the basin depth.

Dans le but de reconstituer les variations bathymétriques pendant l'Ordovicien inférieur, le travail présenté ici se propose de mettre en parallèle, dans les formations arénigiennes de la Montagne Noire, les informations fournies par l'étude pétrographique d'une part et par l'étude des traces fossiles et des faunes d'autre part,

Les formations arénigiennes (Grès et Schistes de la Maurerie, Grès de la Cluse de l'Orb, Grès du Foulon, Schistes du Landeyran) de la nappe du Mont Peyroux ont été étudiées dans la région de Saint-Chinian. Elles constituent une puissante série détritique, localement influencés par les tempêtes, et où prédominent les faciès silteux et arénacés,

Tous les faciès gréseux sont marqués par la prédominance des éléments de quartz monocristallin, la présence constante d'albite et la très faible abondance de la fraction fine et du ciment. L'alternance de zones à compositions minéralogiques différentes constitue la caractéristique dominante de la série:* zones à microcline, feldspaths perthitiques, fragments quartzo-feldspathiques, biotite détritique; * zones où ces constituants sont rares ou absents mais où la glauconie devient fréquente (fig.1). L'antagonisme de répartition entre la glauconie et certains constituants (en particulier les feldspaths) permet de penser que ceux-ci ont pu servir de support au phénomène de glauconitisation qui peut être relié aux variations bathymétriques.

Parallèlement, l'analyse des données paléontologiques actuellement disponibles met en évidence des variations significatives qui, par comparaison avec les travaux effectués dans d'autres régions, peuvent être reliées aux variations d'épaisseur de la tranche d'eau dans le bassin (fig.2):

- dans les Grès de la Cluse de l'Orb: évolution de la nature des traces d'animaux fouisseurs qui disparaissent dans les Grès du Foulon
- à partir des Grès du Foulon: apparition du genre *Neseuretus*
- dans les Schistes du Landeyran: développement de formes

aveugles de trilobites mais absence des Cyclopygidés qui, classiquement, accompagnent les formes aveugles dans les associations athéloptiques

- dans tous les niveaux de l'Arenig inférieur: présence des Asaphidés

La confrontation de ces différentes observations permet de proposer un modèle pour l'évolution des conditions bathymétriques au cours de l'Arenig inférieur comprenant deux phases d'approfondissement, l'une peu importante pendant le dépôt des Grès de la Cluse de l'Orb et l'autre plus accentuée à partir de la mise en place des Grès du Foulon.

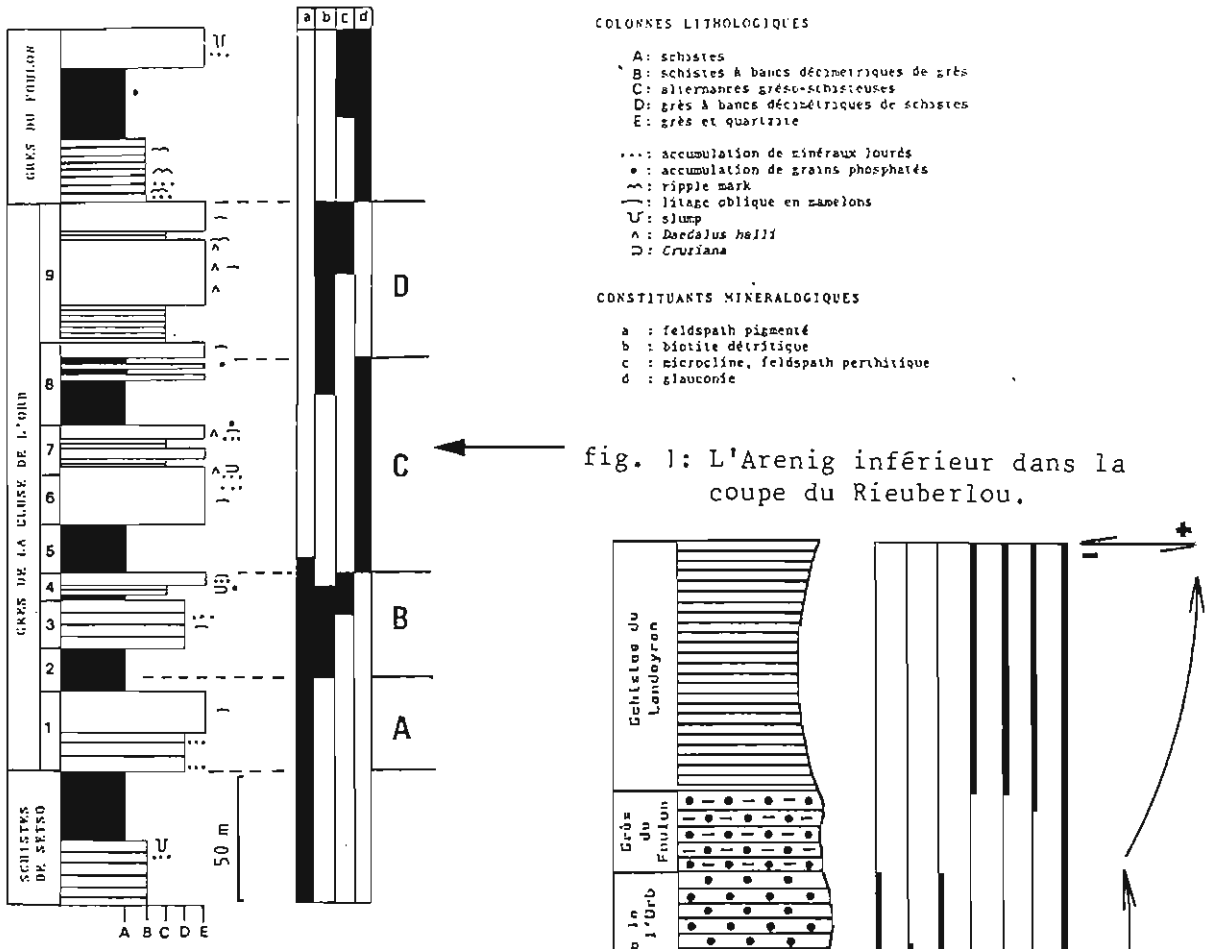


fig. 1: L'Arenig inférieur dans la coupe du Rieuberlou.

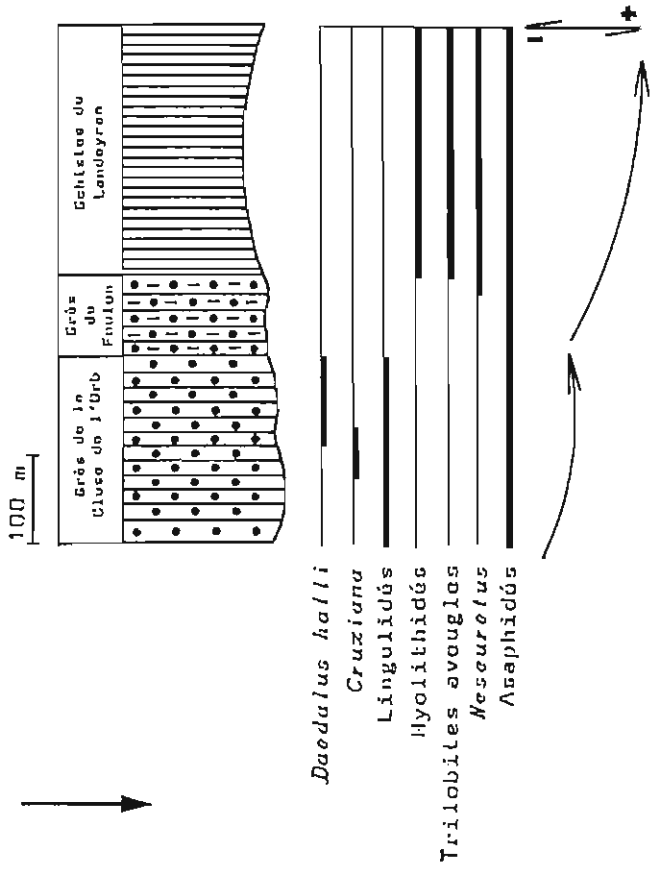


fig. 2: Répartition des traces fossiles et de quelques formes de Trilobites.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SEDIMENTOLOGIE ET PALEO-ENVIRONNEMENT DE LA FORMATION ANHYDRITIQUE DU VISEEN SUPERIEUR FRANCO-BELGE.
SEDIMENTOLOGY AND PALAEO-ENVIRONMENT OF THE UPPER VISEAN ANHYDRITE SERIES OF THE FRANCO-BELGIAN BASIN.

THIERRY DE PUTTER
Université Libre de Bruxelles, CP 160, Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Sédimentologie et Géodynamique des Bassins, 50, av. F.-D. Roosevelt, B-1050 Bruxelles, Belgique.

It is shown in this paper that the Holkerian (Lower Mississippian) sulfates of the Saint-Ghislain borehole (Southern Belgium) were deposited in a shoaling-upward anhydritic and carbonated system filling a palaeotopographic low on the platform (salina).

Deux sondages ont recoupé la Formation anhydritique du Viséen supérieur du Bassin franco-belge (Epinoy 1, Saint-Ghislain). Le sondage de Saint-Ghislain, entièrement carotté et qui présente une série stratigraphique en position normale (à l'inverse de celui d'Epinoy 1), est situé à une dizaine de kilomètres au Nord de la frontière franco-belge et à une dizaine de kilomètres à l'Ouest de Mons.

Géologiquement parlant, le sondage de Saint-Ghislain est situé dans la partie occidentale du Bassin de Namur et recoupe 5403m de sédiments, d'âges compris entre le Dévonien supérieur et le Carbonifère supérieur. Le Frasnien et le Famennien sont fortement surépaissis par rapport à leurs équivalents latéraux à l'affleurement. C'est également le cas de la série dinantienne qui totalise 2250 m de puissance contre 6 ou 700 m latéralement et du Namurien (exploité), qui est deux fois plus épais que dans les autres parties du Bassin. Delmer (1977) et Michot (1980) en ont conclu que la région de Saint-Ghislain était caractérisée par un taux de subsidence supérieur à celui du reste de la plate-forme et le second auteur a proposé le terme de "Sillon borain".

L'observation de la série anhydritique et calcaire d'une partie du Viséen supérieur, comprise entre - 2100m et -1940, a fourni des indices permettant de déduire la paléographie de la région à cette époque:
- La série est constituée à près de 80% d'anhydrite nodulaire, souvent déformée tectoniquement mais dans laquelle subsistent occasionnellement des formes cristallines caractéristiques du gypse.
- Les données de pétrographie des carbonates interstratifiés dans l'anhydrite indiquent que ceux-ci se sont déposés dans un environnement peu profond et confiné.
- Des séquences carbonatées décimétriques de "shallowing upward", comparables à celles décrites dans l'équivalent latéral bréchique du matériel du sondage (De Putter et Préat, 1989), sont observées dans la première moitié de l'intervalle étudié.
- Diverses structures sédimentaires sont préservées dans les carbonates: imprégnations poecilotopiques de sulfates dans les carbonates, teepees, fentes et copeaux de dessication, brèches,...

*

Les sulfates de Saint-Ghislain se sont probablement déposés dans une cuvette évaporitique ("*salina*" des auteurs anglo-saxons) (fig.1). Un premier argument est d'ordre régional et est fourni par l'évidence d'un taux de subsidence important de la région, produisant effectivement un "creux" paléotopographique dans la plate-forme. La valeur élevée du *ratio* SO_4^{2-}/CO_3^{2-} est un autre argument, renforcé encore par l'observation de pseudomorphoses

anhydritiques de gypse, ce dernier minéral caractérisant très généralement les dépôts évaporitiques de cuvette. Les poecilotopes de sulfates, teepees et structures de dessication sont également fréquents dans de tels dépôts (Warren et Kendall, 1985)

Les séquences de "shallowing upward" attestent quant à elles de la rythmicité de la sédimentation carbonatée contemporaine, sédimentation placée sous le double contrôle de la subsidence et des variations eustatiques. Ces dernières contrôlent en effet le développement des séquences observées latéralement (De Putter et Préat, 1989).Selon la balance qui s'établissait entre eustatisme et subsidence, on pouvait observer soit un passage occasionnel à des faciès évaporitiques de platiers supratidaux sur l'ensemble de la plate-forme, cuvette comprise, soit à des faciès carbonatés beaucoup plus ouverts (base des séquences de shallowing upward").

Références citées

DELMER, A., 1977. Le Bassin du Hainaut et le sondage de Saint-Ghislain. Serv. géol. de Belgique, *Prof. paper* 1977/6, n°143.

DE PUTTER, TH., PRÉAT, A., 1989. Sédimento-diagenèse de séquences émersives de type "shallowing-upward" dans la "Grande Brèche" calcaire du Viséen supérieur de Belgique. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 309, série II, pp. 1827-1831.

MICHOT, P., 1980 *in* LORENZ, C. (ed.), 1980. Géologie des pays européens. Dunod, 606 pp.

WARREN, J.K., KENDALL, C.G.ST.C., 1985. Comparison of sequences formed marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings - Modern and Ancient. AAPG Bull, 69 (6), pp 1013-1023.

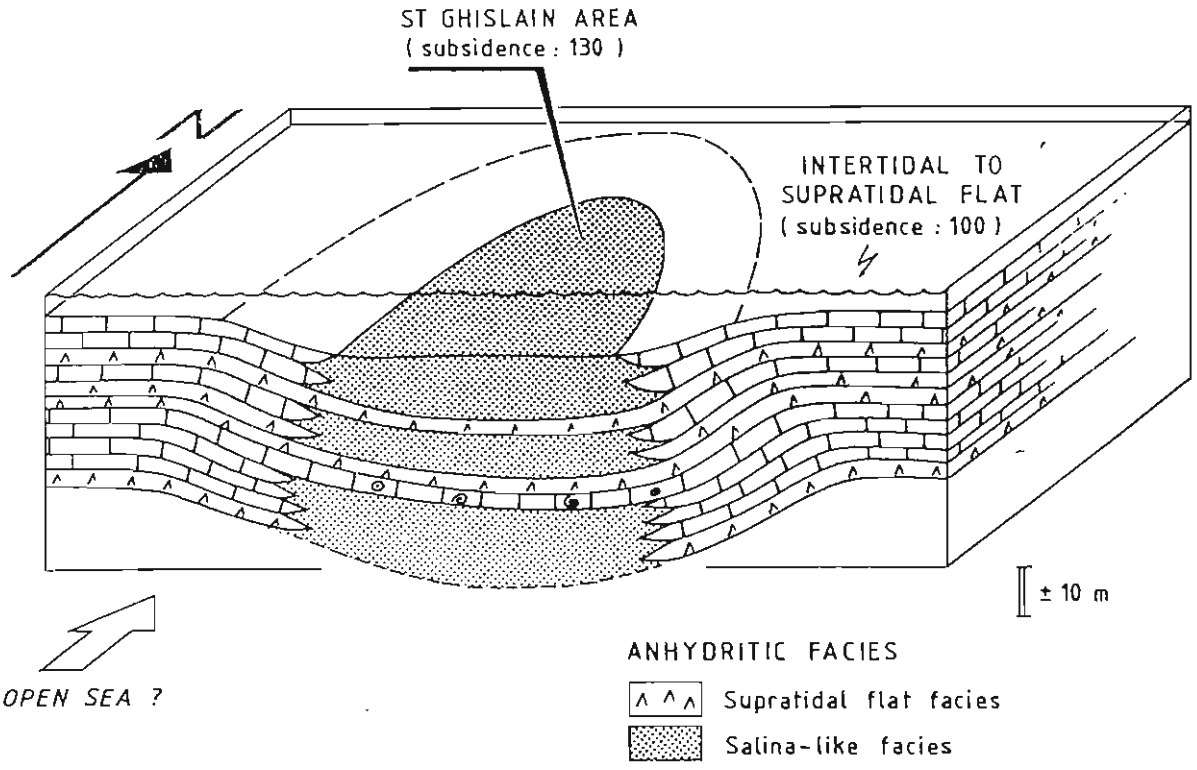


Fig.1

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

TRANSFORMATION D'UN FLEUVE SAHELIEN EN LAGUNE SURSALEE : VITESSE D'EVOLUTION DU SYSTEME ET MARQUEURS BIOLOGIQUES.

TRANSFORMATION OF A SAHELIAN RIVER INTO A HYPERHALINE LAGOON : EVOLUTION RATE AND BIOLOGICAL INDICATORS.

J-P. DEBENAY*°, J.J. GUILLOU**°, J. PAGES*** & G. MOGUEDET*

* Laboratoire de Géologie, Fac Sciences, 2 Bd Lavoisier, 49045 Angers Cedex.
** Laboratoire de Biogéologie, Fac Sciences, La Houssinière, 44072 Nantes Cedex.
*** Laboratoire d'Hydrobiologie, ORSTOM, 34032, Montpellier Cedex.
° EPEEC Dakar.

The drought afflicting the Sahel since about 1960 lend to a negative water budget with drastic effects on the smaller sahelien rivers. The Casamance river (South Senegal) for example has been transformed into a hyperbraline lagoon 250 Km long (more than 550 Km²) within about 10 years.

L'aridification du Sahel qui s'est installée à partir de 1960 semble résulter d'une modification durable du climat, marquée par de grandes crises (1972-73, 1984-85). La variation du débit des grands fleuves (Niger, Sénégal) fournit une image représentative de cette évolution climatique. Les fleuves côtiers, à bassins versants peu étendus, sont encore plus fortement affectés. C'est, en particulier, le cas de la Casamance, au sud du Sénégal où la pluviosité annuelle moyenne a chuté brutalement de 1400 mm à 1000 mm entre 1968 et 1970.

Jusqu'aux environ de 1970 la Casamance fonctionnait comme un fleuve normal sous un climat semi-aride à saisons marquées. Pendant la saison sèche, une salinisation progressive se produisait dans la section du réseau hydrographique soumise à l'influence des marées, les pertes par évaporation étant compensées par un apport d'eau de mer. Les précipitations directes, les écoulements de surface et l'apport des nappes provoquaient un retrait de la zone salée pendant la saison des pluies. La salinité, qui ne dépassait pas 35 ‰, montrait en toute saison un gradient négatif de l'aval vers l'amont (Fig. 1). Depuis 1970; et surtout 1979, la succession d'années déficitaires a modifié ce schéma.

- La compensation de l'évaporation par remontée d'eau marine a pris de plus en plus d'importance. Le gradient de salinité s'est inversé et les salinites maxima dépassent 150 ‰ (Fig. 1).
- Les nappes superficielles, approvisionnées par des infiltrations récentes (< à 10 ans), se sont abaissées parfois de plus de 10 m.
- Les eaux salines ont pénètré dans les sédiments des berges, et en remontant par capillarité, provoquent une sursalure des sols qui évoluent vers des sols sulfatés acides.
- Les précipitations de la saison des pluies sont insuffisantes pour lessiver totalement les sols, recharger les nappes et provoquer le retrait total de la zone salée.

La Casamance s'est ainsi transformée en une lagune sursalée longue de plus de 250 Km et ouverte sur la mer par une embouchure large de 5 Km environ. Le maximum de cette évolution à été observé en juin 1986 avec la formation de cristaux lenticulaires de gypse au fond du lit (1 m 80 de profondeur) sur plus de 25 Km, entre 210 et 235 Km de la mer environ.

Les principales caractéristiques sédimentologiques sont :

- une augmentation de la teneur en particules les plus fines (smectites) vers l'amont jusqu'aux environs de 170 Km de la mer correspondant à une séquence régressive de baie et indiquant une prédominance de l'influence marine.
- Une augmentation des taux de carbone organique et d'azote, dans le sédiment, de l'aval vers l'amont, selon un schéma classique dans les domaines paraliques.

La microfaune benthique montre une pénétration des foraminifères jusqu'à 200 Km de la mer environ. Les ostracodes à affinité marine pénètrent jusqu'à 100 Km alors que *Cyprideis mandviensis*, espèce très euryhaline, est présente jusqu'à plus de 200 Km (250 Km en juin 1990).

En une dizaine d'années, un fleuve à fonctionnement "normal" s'est donc transformé en une lagune hypersaline de plus de 550 Km², longue de 250 Km, largement ouverte sur la mer. Le stade évaporitique a même été atteint dans la partie amont en une quinzaine d'années. L'évolution des populations de foraminifères, thécamoebiens et ostracodes, marqueurs biologiques privilégiés des domaines paraliques a été suivie au cours des dernières années (1982 à 1990 pour les ostracodes et 1984 à 1990 pour les foraminifères et thécamoebiens). Outre la zonation, liée au confinement croissant, il a été possible d'observer la progression des espèces marines vers l'amont. *Neomonoceratina ikkorodvensis*, par exemple, espèce à affinités marine a étendu son aire de répartition de plus de 40 Km vers l'amont entre 1982 et 1985.

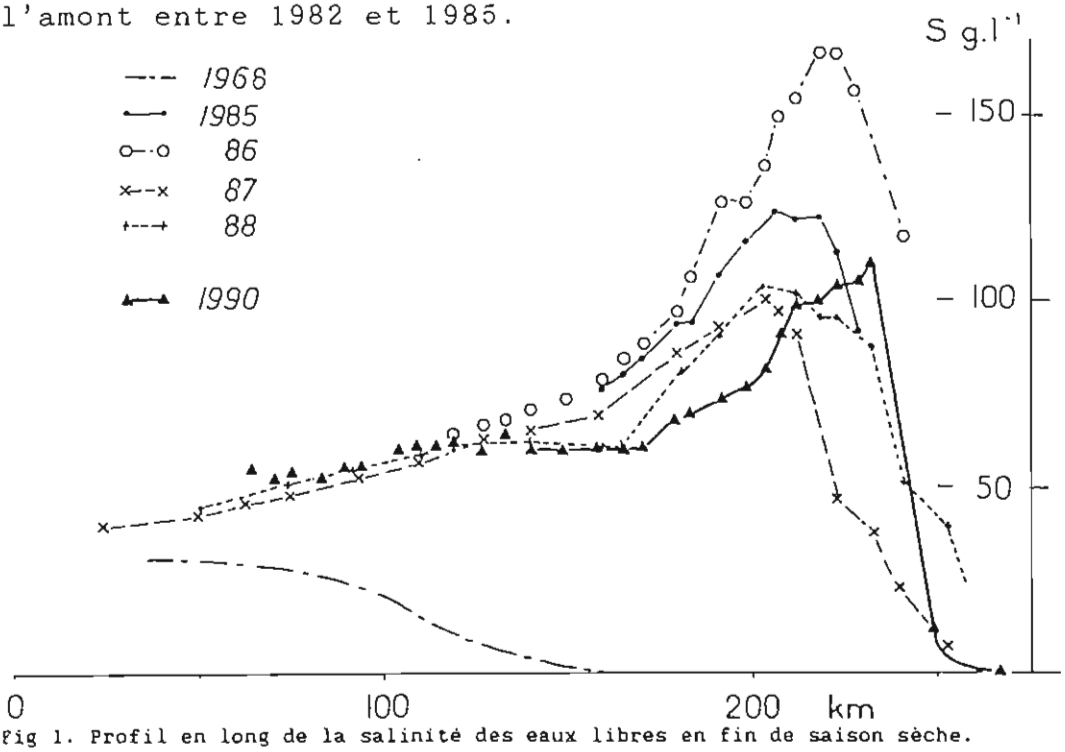


Fig 1. Profil en long de la salinité des eaux libres en fin de saison sèche.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DIVERSITE GENETIQUE DES MINERAUX SMECTITIQUES DANS LES CRAIES CENOMANO-TURONIENNES DU NORD-OUEST DE LA FRANCE: HERITAGE, AUTHIGENESE, ROLE DU VOLCANISME.

POSTER

VARIABILITY OF SMECTITIC MINERALS IN CENOMANO-TURONIAN CHALKS IN THE NORTH OF FRANCE: DETRITAL INPUTS, AUTHIGENESIS AND VOLCANISM.

J.F. DECONINCK

Dynamique sédimentaire et structurale, U.R.A. 719 C.N.R.S., Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq, CEDEX.

Abstract - Three types of smectitic clay minerals are identified in the Cenomano-Turonian chalks of Northern France. The first type corresponds to illite/smectite mixed-layers reworked from pedogenic blankets. The second type, characterized by crystalline overgrowths around detrital particles is especially developed in slowly deposited sediments. The third type, located in thin marly horizons, corresponds to "Cheto" montmorillonite resulting from the submarine weathering of rhyolitic glass shards.

Les craies cénomano-turoniennes du Nord-Ouest de la France (Boulonnais, Haute-Normandie) contiennent souvent des fortes proportions de "smectite". Ce terme recouvre en fait à la fois des interstratifiés illite/smectite riches en feuillets de smectite (60 à 80%) et des smectites vraies non interstratifiées. Aussi, nous préférons utiliser le terme de minéraux smectitiques pour désigner le comportement de minéraux gonflants à 17 Å après saturation par l'éthylène-glycol.

Les minéraux argileux des craies sont étudiés après décarbonatation, par diffraction des rayons X, analyses chimiques, analyses thermiques différentielles et gravimétriques, et microscopie électronique à transmission.

Dans les craies du Cénomanien, les minéraux smectitiques du Boulonnais (coupe du Cap Blanc-Nez) et de Haute-Normandie (coupe du Cap d'Antifer) correspondent à des interstratifiés illite/smectite dont la composition chimique alumino-ferrifère est peu changeante, de même que leur comportement lors des analyses thermiques. En revanche, leur aspect en microscopie électronique à transmission diffère. Dans le Boulonnais, les minéraux smectitiques ont un aspect floconneux comme la plupart des minéraux smectitiques d'origine détritique rencontrés dans les sédiments mésozoïques et cénozoïques. En revanche en Haute-Normandie l'aspect latté des particules argileuses smectitiques indique une croissance cristalline au cours de la diagenèse précoce. Ces croissances cristallines se développent surtout à partir du Cénomanien moyen, ce qui se marque dans la fraction argileuse des craies par une légère augmentation des proportions de smectites par rapport à l'illite. Au contraire à la même période, la fraction argileuse des craies du Boulonnais s'enrichit fortement en illite et kaolinite. Ces deux changements minéralogiques apparemment indépendants, sont en fait liés à un même changement paléogéographique intervenant à la fin du Cénomanien inférieur et responsable à la fois:

1) d'une reprise de l'érosion sur les domaines continentaux alimentant en illite et kaolinite le bassin Boulonnais;

2) de l'élévation du haut-fond Bray-Caux alors protégé des apports détritiques illitiques et kaoliniques, et où les faibles taux de sédimentation autorisent l'authigenèse de minéraux lattés (Deconinck *et al.*, 1991b).

Dans les craies turoniennes, les minéraux smectitiques s'apparentent également à des interstratifiés illite/smectite identiques à ceux du Cénomanien. En revanche dans des niveaux marneux centimétriques situés à la base du Turonien supérieur, on rencontre dans le Boulonnais comme en Haute-Normandie des montmorillonites non interstratifiées, magnésiennes de type "Cheto" et d'aspect floconneux en microscopie

électronique à transmission. Ces montmorillonites proviennent de l'altération sous-marine de verres volcaniques de composition rhyolitique. Les niveaux marneux, de très grande extension géographique, correspondent donc à des bentonites. Ils constituent d'excellents repères stratigraphiques à la base du Turonien supérieur (Deconinck *et al.*, 1991a). Les cendres volcaniques identifiées dans les niveaux marneux seraient dues à des retombées troposphériques et auraient été transportées par des vents d'Ouest depuis une zone volcanique située à l'Ouest ou au Nord-Ouest de l'Angleterre. Le volcanisme serait lié à l'ouverture de l'Océan Atlantique Nord-Est (Pacey, 1984).

En résumé, trois types de minéraux smectitiques sont identifiés dans les craies cénomano-turoniennes du Nord de la France.

- Le premier type correspond à des interstratifiés illite/smectite principalement détritiques et issus des couvertures pédologiques développées sur les domaines continentaux;

- Le second type correspond également à des interstratifiés illite/smectite dont l'aspect latté apparaissant en microscopie électronique, révèle l'influence d'une authigenèse favorisée dans des milieux à faibles taux de sédimentation;

- Enfin le troisième type, limité à des niveaux marneux centimétriques, correspond à des montmorillonites "Cheto" provenant de l'altération sous-marine de verres volcaniques.

Références

DECONINCK J.F., AMEDRO F., DESPRAIRIES A., JUIGNET P., et ROBASZYNSKI F. (1991a).- Niveaux repères de bentonite d'origine volcanique dans le Turonien du Boulonnais et de Haute-Normandie. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 312, II, p. 897-903.

DECONINCK J.F., AMEDRO F., FIOLET-PIETTE A., JUIGNET P., RENARD M. et ROBASZYNSKI F. (1991b). Contrôle paléogéographique de la sédimentation, argileuse dans le Cénomanien du Boulonnais et du Pays de Caux. *Ann. Soc. géol. Nord* (sous presse).

PACEY N.R. (1984). Bentonites in the chalks of Central Eastern England and their relation to the opening of the Northeast Atlantic. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 67, p. 48-60.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

PRESENCE D'UN CORPS SABLEUX TRANSGRESSIF QUATERNAIRE RECENT SUR LE PLATEAU CONTINENTAL PROVENCAL

QUATERNARY TRANGRESSIVE SAND-BODY ON THE PROVENCE CONTINENTAL SHELF

C. DEGIOVANNI, F. POYDENOT.
Centre d'Océanologie de Marseille, case 901, 13288 MARSEILLE cedex 9.

Elongate sand-body lies on the Provence continental shelf (South France). This sand-body is about 35 m thick and extends discontinously parallel to the coast. Detailed seismic reflection provides evidence that high-energy sand body consists chiefly of sand transported downslope. This formation is constitued by retreated "Détritique Côtier" and "Infralittoral". The development of this sand body is attribuated at 12 000 yr.BP.

Trois missions sismiques (Air gun et 3.5 kHz) sur le plateau continental provençal, entre les îles d'Hyères à l'Est et l'île du Planier à l'Ouest, montrent l'imbrication de plusieurs corps sédimentaires sur une surface d'érosion d'âge messinienne. Seul le plus récent sera l'objet de notre étude.

Ce corps, discontinu latéralement, est reconnu sur la plate-forme externe du Banc des Blauquières, sur les plateaux continentaux de la région toulonnaise et du Sud des îles d'Hyères.

Il repose en discordance sur le substratum acoustique et sur une formation sédimentaire plus ancienne par l'intermédiaire d'une surface d'érosion plus ou moins horizontale et datée du maximum régressif würmien.

Il se caractérise, sur les enregistrements sismiques, par des réflecteurs clinoformes de pente relativement importante traduisant une structure de progradation. Ces réflecteurs ont des amplitudes fortes et continues et des fréquences moyennes. Cette signature indique des milieux d'énergie moyenne à forte.

Sa position bathymétrique varie selon les secteurs géographiques. Dans la région toulonnaise, ses limites de supérieure et inférieure de développement sont comprises entre -90 et -120 m, alors que sur le banc des Blauquières, on le trouve entre -95 et -160 m. Sa topographie est généralement irrégulière et présente fréquemment un bourrelet vers le large.

Cet ensemble sédimentaire montre une puissance inversement proportionnelle à la largeur du plateau continental. Toutefois, il est absent sur les rebords des têtes des canyons de la Cassidaigne et de Toulon et sur le promontoire de La Plane, au Sud de la presqu'île de Saint-Mandrier.

Les carottages de ce corps ont permis d'identifier un sable bioclastique à algues calcaires. Les bioclastes indiquent un mélange de biocénoses infralittorales et circalittorales (Détritique Côtier). De plus, la présence simultanée de bioclastes glauconitisés ou oxydés conforte l'hypothèse de plusieurs remaniements d'un même sédiment lors des diverses variations du niveau marin du Quaternaire.

Des structures sédimentaires comparables ont déjà été décrites à différentes profondeurs sur les plates-formes nord-occidentales de la Méditerranée (Espagne, Italie, Golfe du Lion). Sur les plateaux continentaux larges et deltaïques (Ebre, Rhône), plusieurs formations se sont édifiées successivement dans l'espace et dans le temps. Par contre, sur les plates-formes étroites et pentues un seul corps se développe à -60 m sur le plateau ligure et à -100 m en Provence.

La formation de ces corps sableux transgressifs est probablement due à une dynamique littorale (rides de sable, courants de fond compensateurs liés aux tempêtes ou courants de décharge). L'âge de leur mise en place peut être précisé par l'analyse des profils sismiques. Le substratum acoustique est affecté par deux ruptures de pente : l'une vers 150 ms (-110 m environ), l'autre vers 80 ms (-60 m environ). La première, recouverte par le corps sableux lorsqu'il est présent, correspond à la limite supérieure de la surface d'érosion (Würm III). La seconde, est attribuée au stationnement du niveau marin à -50/-60 m daté de 12 000 ABP. Ce corps aurait donc commencé à se développer pendant la dernière transgression würmienne (Würm IV). La présence de faune caractéristique du Détritique Côtier à 40 m sous la ligne de rivage correspondant au stationnement du niveau marin à -50/-60 m semble indiquer que la phase progradante maximale s'est produite vers 12 000 ABP.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ENCHAINEMENT DES TYPES PETROGRAPHIQUES ET GEOCHIMIQUES DE DOLOMIE LORS DES STADES D'EVOLUTION TARDIFS

Jean DELFAUD*, Roger SABRIER*, Rachid AIT OUALI**, Mohamed LAADILA***
* Laboratoire Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, 64000 Pau.
** Institut des Sciences de la Terre, U.S.T.Houari Boumedienne, Alger (Algérie)
*** Institut des Sciences de la Terre, Université Mohammed V, Rabat (Maroc)

After compaction, dolomite polyphases are affected by several stages which characterises the stadial analysis. Successive phenomena are : tectonic deformation, burial, metamorphism, climatic alteration. They modify chemical composition or cristalline facies.

L'analyse stadiale, effectuée sur lames minces, complétée par la cathodo-luminescence, permet de suivre l'évolution des dolomies lors des stades tardifs (c'est-à-dire post-compaction). Cette transformation est principalement importante dans les roches poreuses (grenues ou sparitiques). Deux grandes voies sont possibles : recristallisation de dolomie précoce ou dolomitisation de roches calcaires. Globalement, ces dolomitisations tardives correspondent à une croissance de la taille des cristaux avec un habitus engrainé et par des figures de tassement ou de néogenèse.

I - Les Dolomies du Lias du Maghreb occidental

Ces assises, précoces ou tardives, ont été étudiées dans le Moyen-Atlas [1] et les Monts des Ksour [2]. Dans les deux cas, l'évolution la plus significative est celle d'anciennes roches calcaires, dolomite avec fantômes (fig. A). On y retrouve les traces d'un enfouissement, d'un choc thermique, d'une évolution météorique, liée à l'histoire de bassins de type rift. Globalement, le strontium diminue, alors que la teneur en Mg croît avec la taille des cristaux. Une phase oxydante clôture l'évolution (v. analyse factorielle).

II - Les Dolomies du Dogger des Pyrénées occidentales

Ce sont les dolomies du Béarn (Dolomie du Mail Arrouy-Lacq [3] et de Hountanette Meillon [4]). La dolomie de Meillon est très précoce. Elle perd sa porosité et évolue peu. Par contre la dolomie du Mail Arrouy, qui remplace un sédiment calcaire, souvent récifal, conserve sa porosité et passe par des stades variés (fig. B) : enfouissement, déformation tectonique, métamorphiqme, altération météorique. Là aussi, la suite cimentation-recristallisation-métamorphisme se traduit par une diminution du strontium, un accroissement de la taille des cristaux déformés par le métamorphisme avant d'être oxydés en domaine continental.

Dans tous ces exemples, les **phénomènes** qui modifient les roches indurées (et souvent stylolithisées) sont complexes et se succèdent dans un ordre varié. Distinguons :

1. *La recristallisation*, liée à l'enfouissement (donc à une croissance de la pression et la température), se traduit par une croissance xenotipique des cristaux qui s'enrichissent en Mg et s'appauvrissent en éléments divers dont Sr, Ca, Li, Al.

2. *La cimentation* a lieu dans les fentes ouvertes ou cheminées nées de la tectonique, avec circulation per ascensun de fluides chauds et riches en Mg. Il en résulte une dolomie claire, automorphe riche en Mn et K, pauvre en Li.

3. *Le métamorphisme*, plus ou moins intense, va au-delà du simple enfouissement. Il en résulte des cristaux déformés, avec macles et stylolites, renfermant des cristaux néogéniques (Albite-Silice).

4. *L'altération météorique*, liée à un lessivage per descensus, qui apporte des eaux riches en Mg et des oxydes (Fe, Al). Ce phénomène est actif sous climat tropical associé à des Karsts.

Ainsi, toutes les dolomies sont polyphasées et d'autant plus hétérogènes que les phénomènes se superposent selon une maille régionale complexe. Ces dolomies constituent un bon enregistrement des étapes de la dynamique d'un bassin ou d'une chaîne.

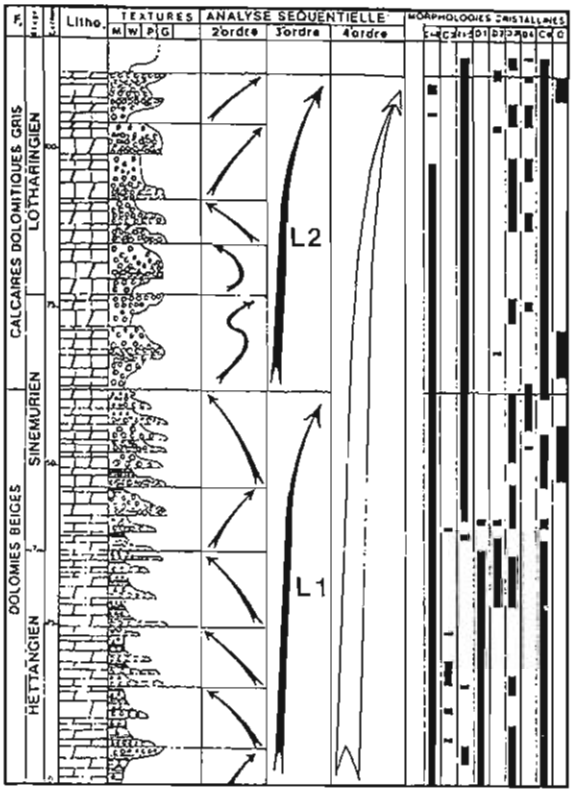


Fig. A1 - Analyse stadiale Lias du Moyen-Atlas

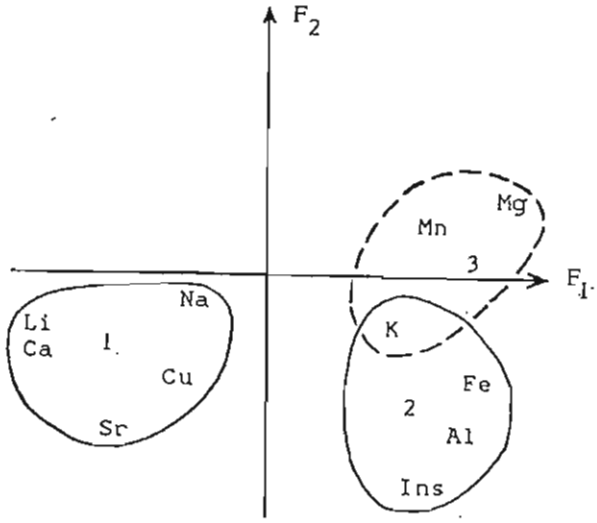


Fig. A2 - Aires de distribution des éléments chimiques en fonction des facteurs F_1 et F_2 de l'A.C.P. réduite.

1. Eléments dépendant du milieu de sédimentation
2. Elements terrigènes
3. Eléments de fluides diagenétiques.

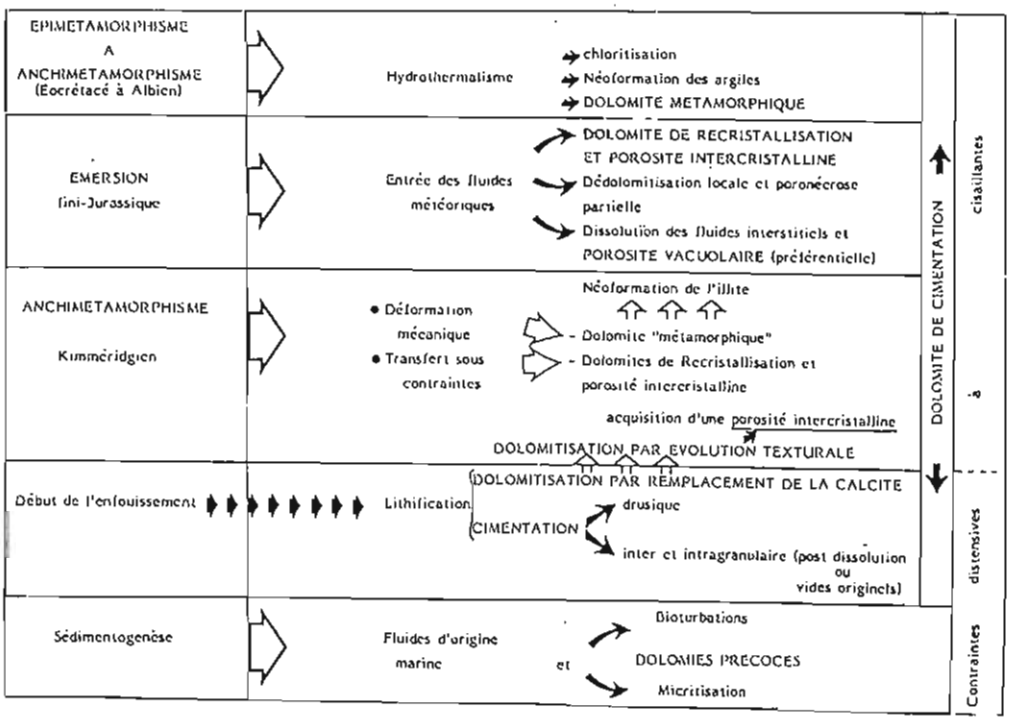


Fig. B - Stade de dolomitisation de la Dolomie des Pyrénées (d'après P. PERE et M.H. GRIMALDI).

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

STRATIGRAPHIE SISMIQUE DETAILLEE ET ANALYSE DE FACIES DU LOBE ORIENTAL DU CRARY FAN, MER DE WEDDELL, ANTARCTIQUE

DETAILED SEISMIC STRATIGRAPHY AND FACIES ANALYSIS OF THE EASTERN LOBE OF THE CRARY FAN, WEDDELL SEA, ANTARCTICA

B. DENNIELOU°*, A. MOONS*, M. DE BATIST* & H. MILLER**

°Département des Sciences de la Terre, Université de Bretagne Occidentale, Avenue le Gorgeu, F-29200 Brest Cédex
*Renard Centre of Marine Geology (RCMG), Geologisch Instituut, Krijgslaan 281 S8, B-9000 Gent
**Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung (AWI), Columbusstraße, D-2850 Bremerhaven

Interpretation of seimic data shot in the Weddell Sea during the 86-87 and 89-90 surveys of the RIV Polarstern allows to divide the eastern and youngest lobe of the Crary fan in nine stratigraphic sequences mainly bounded by erosional/onlap surfaces. This part of the fan is characterized by a complex channel system, containing three remarkable sedimentary ridges, and by a densily fractured interval whithin the associated levees.

Le Crary fan, l'un des plus importants fans sous-marins au monde, est situé au Sud-Est de la Mer de Weddell. Il s'étend sur la marge continentale entre 71°-76°S et 22°-40°W à l'embouchure du Crary Trough. Les données ici étudiées ont été obtenues à l'issue de deux campagnes de sismique réflection haute résolution menées conjointement par l'AWI et le RCMG en 1986-87 et 1989-90 et ayant fourni un total de 81 profils sur plus de 7000 km.

La base de l'édifice, la surface WO4b, a été datée post-début Oligocène Supérieur par corrélation avec un hiatus sédimentaire de 60 millions d'années, identifié sur le forage ODP 693 à proximité du Cap Norvegia, au Nord-Est de la Mer de Weddell.

Le fan est une structure assez simple car on peut le décomposer en trois lobes principaux dont la construction s'est faite sur les 40 derniers millions d'années. Ces trois lobes superposés matérialisent deux migrations majeures sucessives vers l'Est du système de dépot. La limite entre le système 2 et le système 3 a été datée début Miocène Supérieur par corrélation avec un hiatus sédimentaire de 6-7 millions d'années toujours sur le forage ODP 693. Il est possible de faire le rapprochement entre le développement de ces trois lobes et les trois cycles eustatiques de deuxième ordre connus entre la fin de l'Oligocène Inférieur et l'époque actuelle.

L'étude détaillée des profils analogiques montre que le lobe 3 (oriental) consiste en un système de chenal et levées. Les levées sédimentaires se décomposent en 9 séquences sismiques au sens de Mitchum (1977), c'est à dire limitées par des discordances et/ou leur continuités en concordance. Les 9 séquences présentent les caractéristiques suivantes:

- WF3.a : épaisseur maximale de 280 m, surface basale érosive, faciès sismique lité relativement continu, réflecteurs internes globalements de faible amplitude, progression en onlap.
- WF3.b : épaisseur maximale de 250 m, réflecteurs drapant, faciès sismique lité continus dans la zone proche du chenal, et réflections chaotiques à hyperboles provenant d'une fracturation dense.
- WF3.c : épaisseur maximale de 200 m, surface basale érosive, mêmes remarques que précédement sur la faciès sismique mais avec des réflections de forte amplitude.
- WF3.d : épaisseur maximale de 90 m, surface basale érosive, même faciès que pour WF3.2 avec en plus des réflections chaotiques de faible amplitude pouvant provenir de dépots en masse.

WF3.e : épaisseur maximale de 90 m, surface basale érosive, réflecteurs drapants, continus, lités, d'amplitude moyenne, extension (et sans doute épaisseur) limitée par l'érosion, la base marque la limite de la zone à fracturation dense.

WF3.f : épaisseur maximale 250 m diminuant rapidement vers le NW, surface basale érosive, réflecteurs drapants, continus, lités, amplitude faible à forte vers le sommet.

WF3.g : épaisseur maximale de 260 m diminuant rapidement vers le NW, surface basale peu érosive, faciès lité continu, amplitude variable de faible à forte, progression en léger onlap, présence de failles de croissance.

WF3.h : épaisseur maximale de 230 m, mêmes caractéristiques simiques que précédement avec également les failles de croissance.

WF3.i : épaisseur maximum de 450 m et ce sur une zone très limitée au niveau de l'axe de la levée, mêmes caractéristiques sismiques, zone à fracturation relativement dense en arrière de l'axe de la levée.

Ces levées orientées NE-SW se sont mises en place à la suite de courants de turbidités à propagation NE. Elles sont intégralement distribuées à gauche du couloir turbiditique, sans doute par la force de Coriolis qui dans l'hémisphère Sud tend à dévier toute particule sur sa gauche, et certainement du fait que les turbidites étaient canalisées sur leur droite par le talus continental.

La présence d'une zone à failles très denses limitée aux séquences WF3.b à WF3.d et située vers l'extérieur du point le plus haut de la ride sédimentaire Nord est remarquable. De telles failles peuvent être attribuées à des phénomènes de sous-compaction dans les sédiments des levées.

Le chenal associé, très complexe, montre une série de migrations successives ayant entrainé la formation de levées "temoins" noyées dans les remplissages. Ces levées noyées forment des rides sédimentaires convergentes vers l'ENE particulièrement visibles en bathymétrie.

L'élaboration du lobe 3 en plusieurs phases est liée à des phénomènes climatologigues ou/et eustatiques. Une analyse détaillée des faciès sismiques apportera des éclaircissements sur la formation des différentes séquences et sur les processus sédimentaires dans les fans sous-marins dans un environnement glaciaire.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

VARIATIONS DE L'ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DANS UN LAC SUR SUBSTRAT CALCAIRE AU COURS DES 12000 DERNIERES ANNEES EXEMPLE DU LAC DE CHAILLEXON (DOUBS, FRANCE)

POSTER

VARIABILITY OF THE SEDIMENTATION RECORD IN A HARD WATER LAKE DURING THE LAST 12,000 YEARS AN EXEMPLE: LAKE OF CHAILLEXON (DOUBS, FRANCE)

Ch. DI GIOVANNI & M. CAMPY
URA 157, Centre des Sciences de la Terre,
Université de Bourgogne, 6 bd Gabriel, 21100 Dijon

The lake of Chaillexon has dammed with a rock collapse after the retreat of the Würmian glacier, 15000 years ago. The 9/10 of the available space are today filled with lacustrine sediments bring up the Doubs river that through the lake. Studies on the organic matter and the mineral fraction indicate that the main and global evolution of the watershed since the Late Glacial period is the increase of the vegetal cover observed at the Preboreal - Boreal transition (9000 BP) when the bedrock became preserved from the erosion effects by soils.

Le lac de Chaillexon (lac des Brenets) est situé dans le haut jura septentrional à la limite de la France et de la Suisse. Il s'est créé par écroulement des parois de la haute vallée du Doubs (H. Schardt, 1902) lors du retrait würmien (15 000 +/- 500 ans BP). Depuis cette date le lac a fonctionné en piège sédimentaire et son comblement occupe actuellement les 9/10 de la vacuité disponible (M. Campy *et al*, 1985).

Le remplissage sédimentaire est constitué de deux ensembles spatialement et lithologiquement distincts: un ensemble grossier de graviers en amont assimilé à un delta pro-glaciaire de type deltaïque, un ensemble détritique fin daté du Tardi et Post-glaciaire (M. Campy *et al*, 1985) présentant des intercalations de craie lacustres et niveaux organiques.

Les sédiments fins sont en moyenne composés de 50 % de carbonates, 45 - 50 % de résidu insoluble et 2 à 10 % de matière organique (15 à 20 % dans les niveaux organiques) mais on peut observer un épisode carbonaté (80 % de carbonates autochtones, craie lacustre) daté du Boréal à l'Atlantique récent.

A la production carbonatée autochtone s'ajoutent des apports carbonatés allochtones riches en magnésium (dolomies du substrat). Ces derniers sont surtout représentés du Tardi Glaciaire au Préboréal. La matière organique provient essentiellement des sols du bassin versant en liaison avec les argiles sous forme de complexes argilo-humiques. Le rapport matière organique / résidu insoluble est constant et faible (0,05) depuis le Tardi-Glaciaire jusqu'au Préboréal, il est constant et élevé (0,2) à partir du Boréal. Ceci confirme leur origine commune et montre un enrichissement notable en matériel humique dans les apports détritiques dès le Boréal.

Ces faits permettent de retracer les principales étapes du remplissage:

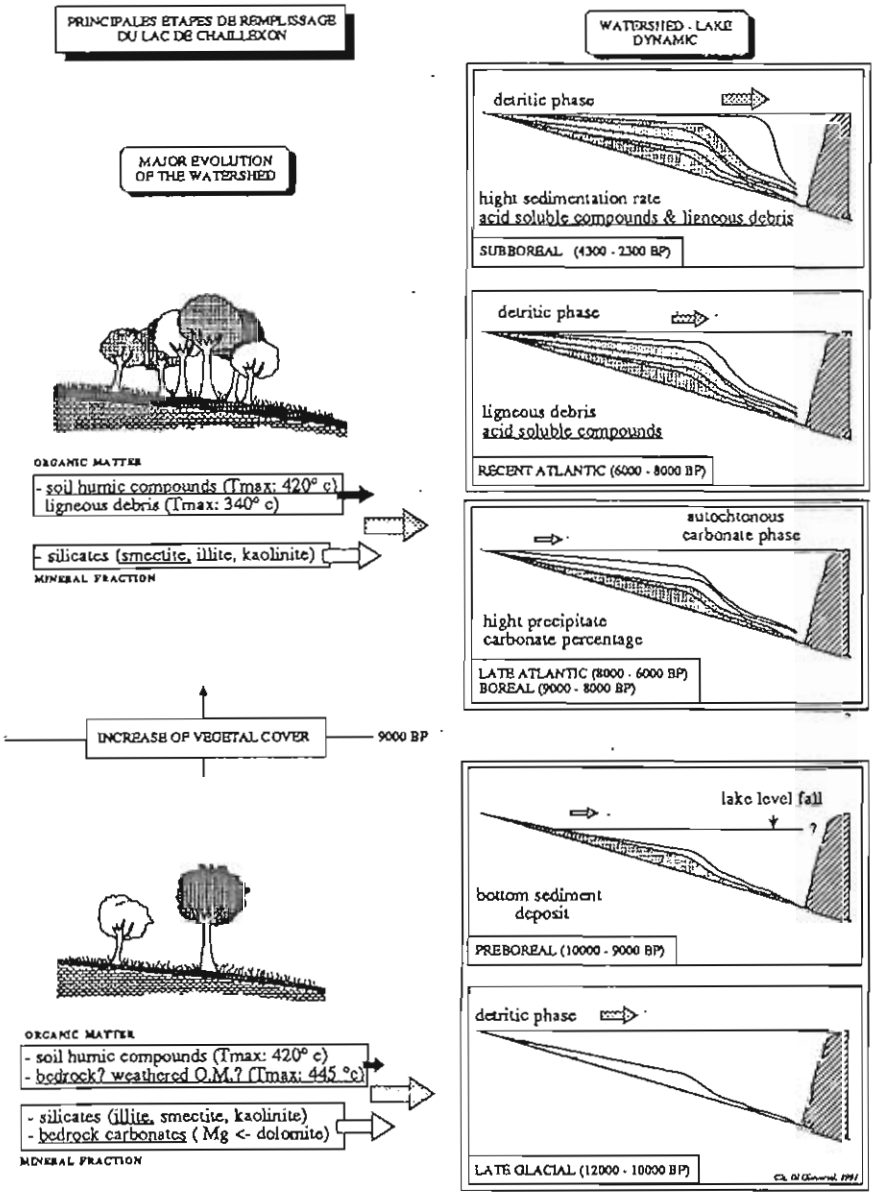
La sédimentation débute par une phase détritique du **Tardi-Glaciaire** au **Préboréal** (12000-9000 BP). Le dépôt aval des sédiments du Préboréal indique une baisse du niveau lacustre probablement due à des conditions climatiques particulières (sécheresse) durant cette période. Les sols sont peu développés (apport détritique pauvre en matériel humique) et ne protègent pas le substrat (carbonates détritiques) de l'érosion.

Cette protection ne devient effective qu'à la transition Préboréal-Boréal (9000 BP) quand une amélioration climatique favorise une augmentation du couvert végétal sur le bassin versant.

Du **Boréal** à l'**Atlantique ancien**, la sédimentation est dominée par une phase autochtone carbonatée (craies lacustres). Le niveau lacustre remonte et l'apport détritique diminue (rétrogradation des séquences sédimentaires et figures d'érosion - remaniement).

Cette diminution du détritisme peut s'expliquer par une protection maximum du bassin versant par un couvert végétal très dense (optimum climatique => blocage du ruissellement).

Depuis l'**Atlantique récent** , il y a reprise du détritisme (apparition de composés acido-solubles, *marqueurs organiques de détritisme*, et augmentation de la teneur en résidu insoluble), le niveau lacustre parait stabilisé (progradation des sédiments). Ce détritisme s'accélère au **Subboréal** (taux de sédimentation = 13 mm / an). La morphologie particulière de la vallée (large en amont - étroite en aval) ne peut justifier à elle seule la dilatation sédimentaire observée au sondage de Villers et nous devons admettre un accroissement de l'érosion. L'activité humaine (défrichement) devient-elle alors perceptible dans les processus sédimentaires ?



BIBLIOGRAPHIE

Campy M., Helm J. et Richard H. (1985).- Dynamique du comblement et contexte climatique du remplissage tardi et post-glaciaire du lac de Chaillexon (Doubs. France). *Ecologia Mediterranea* , t.11, (fascicule1).

Schardt H. (1902).- Note sur l'origine du lac des Brenets. *Bull. Soc. Neuch. des Sciences Naturelles.* T. XXX, 1902 -1903, p. 312-313.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DIAGENESE ET DATATIONS K-Ar DES RESERVOIRS DE HASSI R'MEL (ALGERIE)

DJARNIA M.R.

SONATRACH - Centre de Recherche et Développement - B.P. 19
35000 Boumerdes - Algérie

Le Trias de Hassi R'Mel, analysé à travers plusieurs forages périphériques au gisement, est formé par des réservoirs A, B, C, variables en extension. L'argilo-gréseux est dominé par une association argileuse composée d'illite-chlorite, d'illite souvent isolée et de corrensite dans l'évaporite et les basaltes altérés. L'état géostructural montre l'existence des hétérogénéités structuro-sédimentaire et pétrophysique. On confirme que ces événements ont été suivis d'une diagenèse généralisée dont les indices ont pu être reconnus dans les milieux triasiques argileux (cristallinité de l'illite), et gréseux (néogenèse discrète du Quartz). Pour situer l'âge de cet événement diagénétique, une série de datations isotopiques K-Ar a été faite sur les illites du complexe triasique et du substratum. L'argile du Trias est datée de 241 Ma, alors que l'âge tardif de l'événement diagénétique des réservoirs (204 Ma à 160 Ma) s'avère au Jurassique.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Les séquences du système transgressif Rhétien - Hettangien basal de la bordure ardéchoise Forage GPF - Balazuc n°1

Dromart Gilles°, François Guillocheau°°, Alain Curial°°° et Serge Elmi°

° Univ. Lyon-1, URA CNRS n° 11, Centre des Sciences de la Terre, 69622 Villeurbanne Cedex
°° Centre de Géochimie de la Surface, UPR CNRS n° 6251, 67084 Strasbourg Cedex
°°° Société Diastrata, 20-bis rue Songieu, 69100 Villeurbanne

The basic purpose is here the recognition of sequences through the stacking pattern of depositional facies from core data. The interval of concern (Rhaetian-Lowermost Hettangian) consists of hybrid siliciclastic/carbonate lithologies, and is part of a second-order transgressive hemicycle. Three sequences have been defined. They are bounded by transgressive surfaces that mark changes of seaward to landward trends. Finally, wireline logs are compared with sedimentologic results

Le forage Balazuc-1 a récemment été réalisé dans le cadre du programme Géologie Profonde de la France. Ce puits est situé sur la bordure ardéchoise, au sud de la ville d'Aubenas, entre les localités d'Uzer et de Balazuc. Le puits est localisé au pied d'une paléofaille distensive (Giot *et al.*, 1991). La profondeur totale est de 1730 m (Kimmeridgien à Stéphanien). La phase de carottage continu a permis la récupération quasi-complète de l'intervalle <Hettangien supérieur-Trias>.

Notre présent propos est d'identifier les séquences qui se développent au travers de l'intervalle Rhétien-Hettangien basal. Concernant les préoccupations directes du programme GPF-Ardèche - interactions fluides-roches - notre démarche a pour objectif de : (1) définir des unités corrélatives afin d'accéder à la géométrie des réservoirs ; (2) situer dans le temps et dans l'espace les phases diagénétiques par rapport aux corps sédimentaires. Plus fondamentalement, cette étude a pour but de : (1) mettre au point les méthodes d'identification sur carottes des séquences et des surfaces remarquables (limite de séquence de dépôt, surface de transgression, surface de ravinement, surface de maximum d'inondation marine) ; (2) caractériser la signature diagraphique des séquences et des surfaces ; (3) modéliser la distorsion des séquences de troisième ordre selon leur position dans les cycles transgressif-régressif d'origine tectonique (deuxième ordre) ; (4) procéder à des corrélations avec d'autres bassins (adjacents et non-adjacents).

Lithostratigraphiquement, l'ensemble Rhétien-Hettangien basal est constitué par la *formation de la Croix-Blanche* surmontée par le *Complexe Carbonaté de Base*. Cet ensemble a une puissance d'environ 40 m (1336-1378). Les lithofaciès sont mixtes et révèlent une très étroite association entre le matériel silicoclastique et les composants bioclastiques. La diagenèse dolomitique est très effective au travers de cet intervalle.

Cet ensemble s'intègre dans le système transgressif d'un cycle sédimentaire de deuxième ordre (Norien-Sinémurien). Ce système transgressif se développe depuis le Norien (environnements de plaine alluviale proximale) jusqu'à l'Hettangien moyen (maximum d'inondation marine; environnement de plate-forme distale). La courbe de paléosubsidence (Giot *et al.*, à paraître) suggère que cette transgression est déterminée par une accélération de la subsidence. Le régime distensif montre alors une tectonique en blocs basculés - période *synrift* de la marge ardéchoise (Elmi, 1990).

La méthode d'analyse consiste à : (1) recenser sur carottes les différents faciès de dépôt ; (2) construire un diagramme de substitution latérale des faciès ; (3) établir un diagramme de zonation longitudinale des faciès - depuis le pôle continental vers le pôle marin dans ce cas ; (4) reconnaitre les surfaces remarquables potentielles et les séquences en pointant les renversements et les ruptures des tendances *seaward* et *landward* dans l'empilement des faciès de dépôt.

Trois séquences ont été identifiées dans l'intervalle d'étude. Le référentiel paléogéographique associé à chacune des séquences évolue de bas en haut comme suit :
- *Fan Delta* (*Braided*) avec en équivalents latéraux des dépôts lacustres, des deltas mineurs de type crevasse, et des "feuillets" d'inondation en domaine de baie ;
- barre carbonatée à peloïdes délimitant un lagon recevant des dépôts de tempêtes (type *storm-washovers*) ;
- un ensemble d'amas sableux (*shoals* mixtes) délimitant un milieu marin restreint à replats sableux dominés par les tempêtes.

Des surfaces de ravinement se développent dans les séquences inférieure et supérieure. Elles marquent un déplacement brutal des dépôts vers le continent. Ce type de surface s'amalgame avec la surface d'influence marine maximale dans la séquence inférieure. En revanche, aucune surface coïncidant avec un déplacement rapide des dépôts vers la mer (*seaward shift* - limite de séquence de dépôt) n'est décelable dans l'intervalle d'étude. Les séquences enregistrées ici seraient de simples cycles sédimentaires centrés sur les maximums d'influence marine et limités par des surfaces de transgression qui correspondent au renversement d'une tendance régressive vers une tendance transgressive.

Les résultats de l'analyse sédimentologique sont confrontés avec les données diagraphiques qui sont conjointement disponibles sur ce puits. Sur l'intervalle d'étude, il n'apparaît aucune coïncidence entre les maximums d'influence marine et les deflexions du gamma-ray total vers les fortes valeurs. En revanche, le gamma-ray spectral (Th, K, U) et la diagraphie densité semblent potentiellement utilisables pour délimiter - et corréler- les séquences définies dans cet intervalle. Une interprétation automatique du jeu des diagraphies devrait apporter une information plus complète et précise à cet égard.

Cette étude a été réalisée dans le cadre de la valorisation des mesures effectuées et des matériaux récoltés lors du forage Balazuc n°1 - Programme GPF - Projet A16 : Stratigraphie séquentielle et diagraphies.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Roches-mères et systèmes transgressifs : analyse comparée de l'Hettangien et du Toarcien de la bordure ardéchoise (SE France)

Dromart Gilles°, Bernard Courtinat°, Serge Drouet°°, et Michel Laval°°°

° Univ. Lyon-1, URA CNRS-11, Centre Sciences Terre, 69622 Villeurbanne
°° I.F.P., BP 311, 92506 Rueil Malmaison Cedex
°°°B.R.G.M., BP 6009, 45060 Orléans Cedex 02

This study is a comparative analysis of two source-rocks deposited during the Lias in the western Subalpine basin. Both the organic-rich occurrences are basically a response to transgressive conditions inherent to regional subsidence. On the other hand, differences in their spatial distribution and organic content reflect specific physiographic and sedimentologic local effects.

Les données présentées dans ce travail sont issues à la fois de la subsurface (puits minier de Rosières et forage GPF de Balazuc) et des affleurements. La série liasique de la bordure ardéchoise contient deux horizons montrant un net enrichissement en matière organique : l'Hettangien inférieur et le Toarcien inférieur (Dromart *et al.*, 1989). Ces deux horizons s'insèrent dans la partie transgressive de cycles sédimentaires de deuxième ordre (Norien-Sinémurien et Domérien-Aalénien inférieur) centrés respectivement sur l'Hettangien moyen et le Toarcien moyen (maximums d'inondation marine).

La matière organique a été conjointement analysée par pyrolyse Rock-Eval et par méthode optique (palynofaciès). Les données de géochimie minérale ont été obtenues sur roche totale par spectrométrie d'émission ICP. L'horizon de l'Hettangien inférieur offre un potentiel pétrolier moyen à bon avec un faciès organique de type mixte ("gas-oil prone"). L'horizon du Toarcien inférieur est une roche-mère bonne à très bonne contenant une importante fraction de matière organique amorphe, riche en hydrogène et de type "oil-prone". Son enrichissement relatif en métaux lourds tels que le molybdène, le plomb et le vanadium est associé à une teneur plus élevée en matière organique. L'uranium en revanche ne suit pas cette règle.

La roche-mère de l'Hettangien inférieur compose un ensemble homogène, légèrement carbonaté et silteux. Gîtologiquement, elle montre une épaisseur métrique à plurimétrique avec des passages très graduels aux lithologies qui l'encadrent. En revanche, son développement latéral est discontinu. Les reconstructions stratigraphiques révèlent que son extension est restreinte aux zones les plus subsidentes de blocs basculés (Martin, 1984; Elmi *et al.*, sous presse). Les éléments fauniques contenus suggèrent un environnement de dépôt de type marin/plate-forme distale.

La roche-mère du Toarcien inférieur se compose d'horizons présentant un aspect de *Schistes cartons*. Ces horizons ont une teinte très sombre et sont très faiblement carbonatés. Ils sont peu épais (centimétriques à pluridécimétriques) et étroitement intercalés avec des niveaux silicoclastiques et bioclastiques qui représentent des dépôts de crues et de tempêtes. Le Toarcien inférieur forme ainsi un ensemble très hétérogène dont la puissance (décimétrique à plurimétrique) et l'organisation sont grandement variables latéralement. Cet ensemble montre cependant une répartition ubiquiste sur la bordure. De plus, ses épaisseurs les plus fortes ne coïncident pas nécéssairement avec les zones reconnues les plus subsidentes pendant le Lias (exemple du site GPF-Balazuc - Elmi *et al.*, sous presse). Les environnements de dépôts des *Schistes cartons* sont de type marin/marginal, en domaine protégé d'arrière-barre. Cette zone était soumise à de nettes influences continentales (cf contenus silicoclastique et palynologique) avec de possibles dessalures temporaires (cf contenu en Bore).

Le développement des deux roches-mères reflète une tendance à la condensation des dépôts. Cette condensation relative est fondamentalement associée à une transgression elle-même contrôlée par la subsidence régionale. La courbe de paléosubsidence établie pour le sondage Balazuc-1 (Giot *et al.*, à paraître) montre que la transgression de L'Hettangien inférieur correspond à une très nette accélération de la subsidence. En revanche, la phase transgressive du Toarcien inférieur coincide avec une légère décélération de la subsidence.

Les dépôts de l'Hettangien inférieur se sont effectués en milieu distal et relativement profond, dans un contexte physiographique relativement contrasté. Cette morphologie sous-marine engendrée par une subsidence différentielle a favorisé l'isolement et le confinement des aires de dépôts. Au contraire, les *Schistes cartons* se sont déposés ici dans un milieu proximal et superficiel, sur un profil très plat lié à une subsidence relativement homogène. Leur développement a été ici déterminé par des facteurs strictement sédimentaites (construction de barres sableuses...).

Le développement et la qualité des roches-mères des systèmes transgressifs sont sous le contôle conjoint de la géodynamique régionale et d'effets physiographiques et sédimentaires locaux.

REFERENCES

DROMART, G., CRUMIERE, J-P., ELMI, S., ESPITALIE, J. (1989). Géodynamique et potentialités pétrolières d'une marge de bassin : le Jurassique de la bordure ardéchoise (France, S-E). C. R. Acad. Sciences, Paris, 309, II, p.1495-1502.

MARTIN, D. (1984). Modalités de la transgression rheto-hettangienne sur la bordure vivaro-cévenole, dans le sous-bassin d'Aubenas (Ardèche). Thèse 3ème cycle, Univ. Claude-Bernard, Lyon.

ELMI, S., DROMART, G., GIOT, D., MANIVIT, H., COURTINAT, B., RUGET, C., STEINBERG M. (sous presse). La succession stratigraphique (Trias-Jurassique) du sondage Balazuc-1: un exemple d'épaississement remarquable le long d'une marge tectoniquement contrôlée. C. R. Acad. Sciences, Paris.

GIOT, D., ROURE, F., DROMART, G., ELMI, S., NAVILLE, C., PERRIN, J., STEINBERG M. (à paraître). Dynamique d'une marge passive jurassique : Les principales étapes du rejeu de la faille d'Uzer révélées par le forage de Balazuc n°1 (Ardèche, France). Programme Géologie Profonde de la France. C. R. Acad. Sciences, Paris.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLLE HAUTE-RÉSOLUTION DU JURASSIQUE MOYEN-SUPÉRIEUR DANS LE BASSIN ANGLO-PARISIEN (NORMANDIE, MAINE, DORSET)

SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE ANGLO-PARIS BASIN MIDDLE TO UPPER JURASSIC (NORMANDY, MAINE, DORSET)

Olivier DUGUÉ *, Michel RIOULT*, Roger JAN DU CHENE**, Catherine PONSOT***, Guy FILY*, Jean-Marc MORON**** & Peter R. VAIL*****.

* Université de Caen; Laboratoire de Géologie de Normandie occidentale;14032 Caen Cedex
** Domaine de Beausoleil; 3, Square du Pomerol; 33170 Gradignan
*** Université de Bourgogne; Institut des Sciences de la Terre; 6, Bd Gabriel; 21100 Dijon
**** S.N.E.A(P); Laboratoire de Géologie; 64018 Pau
***** Rice University; Department of Geology and Geophysics; Houston; Texas, TX 77251, U.S.A.

The Middle to Upper Jurassic (Aalenian to Upper Oxfordian) series of the Anglo-Paris Basin western border (Normandy, Maine, Dorset) are divided into 18 depositional sequences, each of them biostratigraphically dated. They belong to two major transgressive/regressive facies successions which are mainly controlled by combined effects of tectonic cycles and eustasy.

Aux coupes de référence qui ont servi à la construction de la courbe d'agradation côtière et à la datation des principales discontinuités du Jurassique moyen-supérieur [1, 2], l'étude récente et pluridisciplinaire des affleurements de la bordure W du Bassin anglo-parisien (Normandie, Maine et Dorset) complète cette charte, distinguant de nouvelles séquences de dépôt (3 ème ordre) pour cet intervalle stratigraphique [3].

La bordure occidentale (500 km environ) présente en effet des séries continues, depuis l'Aalénien jusqu'à la base de l'Oxfordien supérieur, de part et d'autre de la Mer de la Manche (coupes du littoral normand et du Sud-Dorset). Des coupes plus dispersées vers le Sud (Perche, Maine) complètent latéralement les gradients sédimentaires, fauniques ou paléogéographiques.

Quatre grandes unités lithostratigraphiques sont classiquement reconnues dans ces dépôts du Jurassique moyen-supérieur des bordures armoricaine et cornubienne : Aalénien-Bajocien; Bathonien; Bathonien terminal-Oxfordien inférieur et Oxfordien inférieur-base Oxfordien supérieur. Dans un cadre biostratigraphique précis, basé sur les faunes d'ammonites [4], la révision sédimentologique et paléogéographique de ces coupes classiques d'une part, l'inventaire et la caractérisation des discontinuités sédimentaires trouvées le long de la bordure d'autre part, permettent de décrire des gradients sédimentologiques et fauniques, verticaux et latéraux et à des échelles croissantes [4, 6]. La variété des lithologies et des environnements de dépôt rencontrés dans ces séries explique la grande diversité des expressions sédimentaires des paraséquences, cortèges et séquences de dépôt définis à l'affleurement [3].

18 séquences de dépôt, au lieu des 11 antérieurement publiées par Haq *et al.* [1987, 1988] sont ainsi distinguées dans les séries Aalénien-Oxfordien supérieur et reconnues, depuis le Maine jusqu'au Dorset. Chacune est datée avec la précision de la sous-zone à ammonite et caractérisée par des gradients sédimentologiques, stratonomiques ou paléogéographiques. Définies et caractérisées à l'affleurement, elles ont été également retrouvées vers l'Est, dans les forages profonds implantés au droit du *Sillon marneux péri-armoricain*. Dans ce secteur plus subsident formant la limite orientale du bloc armoricain, les séries deviennent à la fois plus terrigènes et plus épaisses; les cortèges de bordure de plate-forme y apparaissent mieux développés qu'à proximité de la bordure Est-armoricaine.
Les principales modifications apportées à la courbe d'agradation côtière de Haq *et al.* résultent d'une subdivision plus précise des séries de la fin du Bajocien inférieur (zone à *Humphriesianum*), de la limite Bathonien moyen-supérieur, du Callovien moyen et supérieur et de la base de l'Oxfordien inférieur (zones à *Mariae* et *Cordatum*).

Toutes les séquences de dépôt induites par des variations relatives du niveau marin ont une durée moyenne de 1 à 3 zones ammonitiques (0,5-5 Ma) et correspondent sur la bordure occidentale à des changements sédimentaires rapides, mais de petite amplitude [7].

Ces dépôts de plate-forme du Jurassique moyen-supérieur appartiennent à deux grands cycles complets Transgression/Régression (T/R) représentant les tendances paléogéographiques à long terme (ennoyage ou comblement des bordures de massifs anciens) visibles sur l'ensemble de la bordure W : 1) Bajocien inférieur à Bathonien moyen et 2) Bathonien supérieur à Oxfordien moyen. La base du Bajocien inférieur (sommet de la Malière) décrit la phase régressive du cycle T/R précédent, tandis que la base de l'Oxfordien supérieur (Calcaire gréseux de Hennequeville) démarre la phase transgressive d'un autre cycle T/R. A l'échelle de toute la bordure occidentale, ces cycles T/R décrivent les relations hydrodynamiques, sédimentaires et fauniques entre le *Sillon marneux péri-armoricain* ouvert sur le centre du Bassin anglo-parisien et la bordure Est-armoricaine.

Le passage d'un cycle T/R à l'autre se caractérise à l'affleurement par des changements hydrodynamiques, voire l'instauration d'une nouvelle paléogéographie, qui résultent d'une réactivation d'anciens accidents des Massifs armoricain et cornubien. Ces cycles T/R enregistrant des oscillations de faciès ou de faunes, tantôt vers le centre du Bassin parisien, tantôt vers les bordures, regroupent plusieurs séquences de 3 ème ordre. Caractérisés par des changements plus lents, mais de plus grande amplitude, ils correspondent aux séquences de 2 ème ordre d'une durée de 5 à 10 Ma.

Les cycles T/R distingués à l'affleurement se retrouvent également dans la courbe de tectonique-subsidence calculée pour la coupe normande de référence. *Chaque subdivision de cette courbe de tectonique-subsidence correspond à une pulsation majeure T/R, identifiée dans les affleurements de la bordure Est-armoricaine.* La phase trangressive apparaît lorsque le taux de subsidence augmente et la phase régressive, quand le taux de subsidence diminue. Chaque rupture, enregistrée sur cette courbe de tectonique/subsidence (base Bajocien inférieur, limite Bathonien moyen/supérieur et début Oxfordien supérieur), peut être ainsi mise en relation avec des changements géodynamiques majeurs intervenant dans le NW de l'Europe (Téthys, Mer du Nord ou Atlantique Nord selon les époques).

L'origine de ces cycles T/R apparaît complexe, soit strictement liée à l'activité tectonique de domaines géodynamiques proches puis relayée par la réactivation des accidents des Massifs armoricain et cornubien (cycle Bajocien inférieur-Bathonien moyen), soit mixte, d'origine tecto-eustatique (transgression " callovienne").

[1] HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. [1987]. - *Science*, **235**, 1156-1167.

[2] HAQ B. U., HARDENBOL J. & VAIL P. R. [1988]. - *Spec. Publ., Soc. econ. Paleont. Mineral.*, **42**, 71-108.

[3] RIOULT M., DUGUÉ O., JAN DU CHENE R., PONSOT C., FILY G., MORON J.-M. & VAIL P. R. [1991]. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, 15, 1, pp. 101-194.

[4] RIOULT M. [1980 a].. - *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **101**, 214-216.

[5] VAIL P. R., COLIN J.-P., JAN DU CHENE R., KUCHLY J., MEDIAVILLA F. & TRIFILIEF V. [1987]. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), **III**, 7, 1301-1321.

[6] DUGUÉ O. [1989 a]. - Thèse Univ. Caen, 593 pp.

[7] WAGONER J. C. VAN, MITCHUM R. M., CAMPION K. M. & RAHNANIAN V. D. [1990]. - *Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, Mem. 7, 55 pp.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DIACORE
MESURE EN CONTINU DE LA DENSITE DES CAROTTES PAR UNE METHODE NON DESTRUCTIVE "LA GAMMADENSIMETRIE"

CONTINUOUS CORE MEASUREMENT OF DENSITY BY NON DESTRUCTIVES ANALYSIS "THE GAMMADENSIMETRY"

A. DUMAS
Bureau de Recherches géologiques et Minières, avenue de Concyr, B.P. 6009, 45060 Orléans cédex 2, FRANCE

It remains very expensive and time consuming for geologists to obtain boring cores, so it is of first interest to optimize the processing of these cores. The classical sedimentological analysis technics often induce significant damage on the cores. Non destructive and continuous on core measurements tend therefore to become absolutely necessary in modern sedimentological studies.

Les carottes de sondages sont pour les géologues un matériau coûteux et précieux qu'il convient de valoriser au maximum. Les études pétrologiques, sédimentologiques et structurales qu'elles subissent, amènent souvent leur destruction plus ou moins complète. Les méthodes d'analyses non destructives et en continu s'avèrent donc de plus en plus indispensables, puisqu'elles apportent beaucoup plus d'informations que les analyses ponctuelles de laboratoire et surtout reflètent parfaitement l'état des sédiments en place.

Objet de l'appareillage

Le Banc de mesure DIACORE a été réalisé à Brest dans le cadre d'une convention BRGM-IFREMER. Cet appareillage automatisé permet de procéder à des mesures non destructives de gammadensimètrie en continu. La méthode utilisée est basée sur l'absorption des rayons gamma par la matière. Fonctionnant en géométrie focalisée, le rayonnement émis traverse la carotte et est captée par un détecteur avec une collimation très fine. Le rapport entre les rayons émis et absorbés permet la détermination de la densité humide du matériau analysé avec une précision de l'ordre de 2% en valeur absolue.

Domaine d'application

Compte-tenu de son pouvoir de résolution et de ses qualités intrinsèques le système DIACORE s'avère très utile pour, la mesure minutieuse et précise de l'évolution des réservoirs au cours des sondages, l'exploration qualitative et quantitative des roches carottées et l'étude pétrophysique des sédiments meubles ou indurés au cours d'une campagne de prélèvements en mer.

Originalité

L'emploi d'une source radioactive de très faible activité, "1000" fois moins puissante que celle utilisée par certains constructeurs, confère à cet appareil les avantages suivants :

- absence de danger d'irradiation et dispense de mesures spéciales de radioprotection pour le personnel et lors du transport ;
- faible encombrement et poids réduit (facilement transportable) ;
- pas de correction d'étalonnage, du fait de la périodede l'élément utilisé par la source (30 ans, CE^{137}) ;
- détermination immédiate et non destructive de la densité en continu des carottes dès leur extraction (dans sa version actuelle, cet appareil permet d'analyser des carottes de différents diamètres, de 50 à 160mm et d'une longueur de plus de 10 m).

L'utilisation d'un logiciel très performant de type conversationnel baptisé "Morgan" permet l'acquisition, le traitement et la restitution des données numérisées. Pour faciliter l'exploitation des résultats il détermine pour chaque point de mesure de densité Humide les

paramètres dérivés suivants : la porosité totale, la densité sèche, la teneur en eau pondérale, la densité immergée et l'indice des vides.
La restitution de ces données sous forme de listing ou de diagraphie, dans leur totalité ou selon des zones sélectionnées, à l'échelle désirée permet une interprétation qualitative des sédiments meubles maintenus sous gaine :

- identification de la lithologie ;
- visualisation de l'homogénéité ou de l'hétérogénéité des sédiments ;
- localisation des zones compactes ou fissurées ;
- appréciation de la qualité du carottage des sédiments meubles ;
- évaluation précise de la porosité en place ;
- appréciation semi-quantitative de la saturation en eau ;
- étude de la fissuration dans des sédiments consolidés ou dans des roches par une succession de diagraphies faites sur une carotte suivant différents plans.

Développements - Perfectionnements et Perspectives d'avenir
Afin de mieux déterminer certaines caractéristiques physiques des roches carottées, il est prévu dans les deux années à venir d'intégrer au système DIACORE, d'autres dispositifs de mesure en continu par des procédés non destructifs tels que :

- mesure spectrale de la radioactivité naturelle ;
- mesure du diamètre des carottes ;
- mesure de la susceptibilité magnétique ;
- mesure de la propagation de la vitesse du son.;

Le traitement en fonction des différentes études, par micro-ordinateur de toutes ces informations numérisées et stockées, permet de créer un nombre illimité de diagramme, analyses statistiques et interprétations diverses. Les avantages d'un tel procédé deviendront déterminants dans un proche avenir au niveau du traitement des diagraphies par le géologue.

Quelques références :
Missions en mer
IFREMER - Recherche de granulats, Implantation de récifs artificiels, Zones d'essais et d'études géotechniques, etc... ;
EDF - Etude du tracé de cables (Manche et Méditerranée), Recherche de phosphates ;
EUROTUNNEL - Etude géotechnique du tunnel sous la Manche, MARINE NATIONALE - Etude des sédiments meubles en mer d'Iroise ;

Missions à terre
Etudes de réservoirs, pétroliers, hydrographiques, géothermiques :
GPF - forages profonds scientifiques : Sancerre-Couy, Balazuc.;
GDF - étude des possibilités de stockage de gaz naturel ;
SNCF - étude géotechnique du Tunnel de Genevreuille ;
ANDRA - étude pétrophysique pour le stockage de produits radioactifs ;
BRGM-IMRG - contribution à l'étude pétrophysique des carottes de granit (programme européen géothermique) à Soultz-sous-forêts.

Mesures en laboratoire
Sur carottes chemisées ou non (sédiments meubles ou compacts) :
- Immeuble Diplodacus à Lille, étude géotechnique des fondations ;
- Z.A.C. d'Enghien-les-Bains, étude géotechnique d'urbanisation ;
- S.N.P.A., étude des sédiments de la plage d'Oléron à Arcachon ;
- Mesure en continu de la densité de pulpe (traitement de minerais) ;
- I.F.P., étude des sédiments marins prélevés en Méditerranée ;
- S.N.E.A.(P), détermination de la porosité fine d'un réservoir d'hydrocarbure ;
- Port de DOUALA, étude géotechnique d'un site portuaire au CAMEROUN ;
- Nombreuses participations à des travaux de thèses universitaires.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ENREGISTREMENT D'UNE DYNAMIQUE TIDALE DANS LA SERIE TURBIDITIQUE DU BRIOVERIEN SUPERIEUR DE LA REGION DE GRANVILLE (NORMANDIE)

POSTER

RECORD OF TIDAL DYNAMICS IN THE UPPER BRIOVERIAN TURBIDITIC FORMATION OF GRANVILLE AREA (NORMANDY)

Lionel DUPRET* et Bernadette TESSIER**

* Université de Caen, Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale, 14032 Caen Cédex

** Université de Lille I, Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, URA 719 CNRS, 59655 Villeneuve d'Ascq

The Upper Brioverian formations of Normandy are usually interpreted as flysch deposits. An outcrop located near Granville displays a succession of turbidites with well developped Bouma sequences. However, other types of facies occur locally in this succession. Particularly, a megaripple is preserved intercalated within planar and wavy bedded heterolithic facies. The shape and thickness of the successive prograding bundles are characterized by an obviously progressive and cyclic evolution which corresponds to a neap / spring cyclicity record. These data suggest that a part of the Upper Brioverian formation has been deposited in a shallow shelf environment.

Les formations du Briovérien supérieur de Normandie (Protérozoïque supérieur) sont depuis longtemps interprétées comme des dépôts de type flysch caractérisés, entre autres, par un empilement rythmique de séquences turbiditiques (Dangeard *et al.*, 1961 ; Dupret, 1974 ; Doré *et al.*, 1985 ; Garland, 1985). C'est notamment le cas de la série gréso-pélitique affleurant au Sud de Granville.

La mise en place de cette puissante série détritique est liée à l'évolution géodynamique de la chaîne de subduction cadomienne du NE Armoricain (Dissler *et al.*, 1988). Au Briovérien inférieur, vers 640 Ma, lors des premiers stades de la subduction, deux arcs insulaires se différencient. Ils conduisent à individualiser trois bassins dont le remplissage est assuré par une sédimentation fine infuencée par une forte activité volcanique. A la fin du Briovérien inférieur, vers 585 Ma, la montée d'intrusions dioritiques syntectoniques provoque la formation de la Cordillère Constantienne. Au Briovérien supérieur, les bassins ouverts de part et d'autre de cette cordillère surélevée et érodée, sont comblés par une série terrigène de type "flysch" de plusieurs milliers de mètres de puissance.

L'estran rocheux situé à l'extrémité sud de Saint-Pair-sur-Mer présente un remarquable affleurement d'une puissance d'environ 250 m de cette série du Briovérien supérieur (Formation de la Pointe du Thar ; Dupret, 1974). La majorité de la formation est constituée par des alternances de bancs gréseux parfois plurimétriques et d'interbancs silteux. Le granoclassement et les diverses structures sédimentaires qui s'y observent (rides de courant, slumps, figures d'érosion) attestent effectivement un mode de dépôt par courants de turbidité. Compte tenu de leur dominante gréseuse, ces alternances sont interprétées comme des turbidites proximales de cônes sous-marins.

Toutefois, la partie la plus septentrionale de l'affleurement révèle l'existence de faciès différents. Apparaissent notamment sur quelques mètres d'épaisseur des passées à fines

alternances gréso-silteuses montrant des lits plans ou des lits ondulés à litage de rides de courant et rappelant des faciès d'estran de marées.

Au sein d'une de ces passées à alternances se trouve un corps progradant d'environ 15 cm d'épaisseur et une centaine de mètres de longueur. Il s'agit d'une mégaride composite constituée par une succession régulière de faisceaux (bundles) de forme sigmoïdale qui présentent une base gréseuse centimétrique à décimétrique passant à un épisode silteux pouvant atteindre également plusieurs centimètres d'épaisseur. La principale caractéristique de ces faisceaux réside dans la variation latérale de leur forme et de leur épaisseur. En effet, les faisceaux successifs se dilatent et s'amincissent progressivement plusieurs fois de suite. De plus, les faisceaux les plus minces sont peu pentés, voire presque horizontaux, tandis que les faisceaux épais montrent toujours une forte inclinaison. Le dénombrement et la mesure d'épaisseur des faisceaux attestent indéniablement le caractère cyclique de cette variation et démontrent que cette mégaride a enregistré la rythmicité tidale de morte-eau / vive-eau ; les faisceaux les plus épais se sont mis en place sous l'action de courants de marée de vives-eaux et les plus minces correspondent aux apports des marées de mortes-eaux. La mégaride montre en continu sept cycles de morte-eau / vive-eau et chacun de ces cycles compte environ une vingtaine de faisceaux.

La mise en évidence d'une dynamique tidale dans cette série du Briovérien supérieur permet de situer une partie au moins de son milieu de dépôt en domaine peu profond de plate-forme. Ces observations apportent donc des éléments nouveaux qui permettent de préciser l'évolution sédimentaire d'un des bassins normands du Briovérien supérieur.

Références bibiographiques :

Dangeard L., Doré F. & Juignet P (1961) - Revue de Géog. Phys. et Géol. Dyn., IV, 251 - 259.
Dissler E., Doré F., Dupret L., Gresselin F.& Le Gall J. (1988) - Bull. Soc. Géol. de France, 801 - 814.
Doré F., Dupret L; & Le Gall J; (1985) - Paleogeog, -climat., -ecol., 51, 85 - 96.
Dupret L. (1974) - Thèse de 3 ème cycle, Université de Caen.
Garland T. (1985) - Thèse de 3 ème cycle, Université de Caen.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ANATOMIE DES EVENTAILS TERMINAUX FLUVIATILES DU TRIAS PROVENÇAL
SYSTEME SEDIMENTAIRE SOUS CONTROLE CLIMATIQUE ET TECTONIQUE

POSTER

FACIES ANALYSIS OF A TERMINAL-FAN AND CLAY-PLAYA COMPLEX (TRIASSIC REDBEDS OF PROVENCE, S.E. FRANCE) DEPOSITIONAL SYSTEM UNDER CLIMATE AND TECTONICS CONTROL

Marc DURAND
Université Nancy I, Géologie des Ensembles Sédimentaires, B.P. 239, 54506 Vandœuvre-lès-Nancy Cedex

The Triassic series of Provence begins with clastic red beds (Middle Scythian to Lower Anisian) located mainly within a large trough surrounding the Maures-Estérel hercynian massif. The overall drainage towards the southwest was temporarily interrupted by tectonic uplift of the most distal area, south of the present mediterranean coast.

At that time, the medial part of the basin was overrun by silt and clay deposits,whilst in the southern part, sand bodies were laid down by multidirectional currents.These laterally persistent, or convex upward, sand bodies are interpreted herein as terminal fan lobes built by ephemeral streams. Sequences are typically fining-upward, showing often a basal intra-formational conglomerate (reworked caliche nodules), and are dominated by upper flow-regime plane beds and kappa cross-laminations. Progradation and retrogradation of the fan lobes with respect to the clay playa can be inferred from sequential architecture as well as from animal and plant trace patterns.

La série triasique de Provence commence par des dépôts silicoclastiques, à faciès *Buntsandstein*, d'âge Scythien moyen à Anisien inférieur. Ceux-ci se sont étalés principalement dans une large dépression bordant les massifs de Tanneron-Estérel et des Maures : le Sillon provençal (Durand *et al.*, 1989).

Alors que la partie basale, et généralement la partie sommitale, montrent un écoulement général des paléocourants vers le SW, la partie moyenne est caractérisée par une interruption temporaire de ce système de drainage : Tandis qu'au NE de Toulon s'accumulait une formation silto-argileuse de type playa, des zones initialement plus distales étaient envahies par des faciès plus sableux, apportés par des courants de direction très variable évoquant un système distributif. Ces faciès sableux sont interprétés comme des dépôts de *terminal fans* (Mukherji, 1976 ; Friend, 1978), édifiés par des cours d'eau temporaires de région semi-aride, sous l'effet d'une chute rapide de débit liée à un fort taux d'infiltration et d'évaporation.

La granulométrie moyenne des différentes séquences unitaires, d'épaisseur généralement inférieure au mètre, permet de les replacer aisément dans un contexte amont-aval :
- Aux chenaux nourriciers correspondent des corps sédimentaires d'aspect tabulaire, très étendus horizontalement, principalement constitués de sables grossiers à litages obliques plans.
- Les lobes terminaux présentent une morphologie nettement biconvexe à plan-convexe. Leur semelle est souvent représentée par un conglomérat intraformationnel, parfois très développé, constitué presque exclusivement de fragments de croûte dolomitique, d'origine pédologique. Les sections proximales montrent une zone axiale, à base ravinante, passant brutalement à des ailes d'étalement à base non érosive, sans modification sensible des structures internes (surtout faisceaux arqués). Les parties distales se distinguent par une base non érosive et la prédominance des lits plans de haut régime, liée à une granulométrie plus fine.
- Les faciès d'étalement (inundites), correspondant aux crues les plus importantes, sont caractérisés par le grand développement, souvent directement au-dessus de lits plans de haut régime, des laminations obliques de rides chevauchantes supercritiques (*kappa cross-stratification*).

- Les dépressions entre lobes sont parfois suffisamment étroites et profondes pour évoquer d'éventuels chenaux nourriciers de grande taille. Ces "pseudo-chenaux", dont les flancs peuvent montrer de nettes traces d'érosion (rive concave) ou d'accrétion latérale (rive convexe), se reconnaissent à l'absence d'érosion basale dans leur partie axiale, et à leur remplissage polyphasé, constitué de multiples séquences d'inundites, dont la granulométrie est inférieure à celle des lobes terminaux.

A la différence des autres profils, la célèbre coupe de Sanary montre une rétrogradation des lobes d'éventails terminaux jusqu'à son sommet. Ceci laisse supposer soit une troncature tectonique du sommet de la série, soit un déplacement de l'axe du bassin entre le début et la reprise du transit longitudinal.

La répartition des traces d'activité animale, assez peu nombreuses, montre une certaine zonalité : *Arenicoloides*, *Rhizocorallium*? et *Beaconites* dans les petites flaques temporaires liées aux chenaux ; striotubules, évoquant fortement le type *Scoyenia*, en périphérie des lobes d'épandage. Parmi les traces de tétrapodes, celles d'amphibiens (*Capitosauroides*) semblent restreintes aux *mudflats* de bordure de playa, où certaines structures "en poche" pourraient correspondre à des niches d'estivation.

Les traces d'activité végétale constituent de meilleurs indicateurs des variations hydrologiques. Les encroûtements carbonatés, principalement sous forme de manchons racinaires plus ou moins verticaux, marquent des phases d'émersion prolongée avec nappe relativement profonde. Les zones riches en *centroclinal cross strata* (Underwood & Lambert, 1974) traduisent l'inondation, violente et relativement fréquente, d'un sol à tapis végétal discontinu. Les moulages de tiges rampantes d'équisétales, avec des systèmes racinaires très courts auréolés d'un chapelet de nodules (indice de racines-échasses ?), évoquent un stationnement du niveau de la nappe à proximité de l'interface air-sédiment.

Comme pour plupart des exemples actuels et fossiles étudiés dans la littérature, la genèse des éventails terminaux du Trias provençal est liée à une surrection tectonique d'une partie du bassin, où l'érosion de sédiments non encore indurés a permis la libération rapide de l'importante charge sableuse nécessaire à leur formation. L'amplitude de cette surrection a dû être cependant très modeste, comme en témoigne la présence exclusive d'éléments intraformationnels dans la fraction grossière. Compte tenu de l'évolution du climat (nette diminution de l'aridité) marquant la fin du Scythien, quelques mètres auraient pu suffire pour que s'installe un système de ravines, drainant les fortes précipitations occasionnelles, tombées sur la plaine alluviale, vers les chenaux majeurs (Simpson & Doutch, 1977 ; Allen et Williams, 1979).

ALLEN J.R.L. et WILLIAMS B.P.J. (1979) - Interfluvial drainage on Siluro-Devonian alluvial plains in Wales and the Welsh Borders. *J. Geol. Soc. London*, 136, pp. 361-366.

DURAND M., MEYER R. et AVRIL G. (1989) - Le Trias détritique de Provence, du Dôme de Barrot et du Mercantour. *Publ. A.S.F.* n°6, 135 p., 78 fig.

FRIEND P.F. (1978) - Distinctive features of some ancient river systems. *In* A.D. MIALL (ed) : Fluvial sedimentology. *Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5, pp. 531-542.

MUKHERJI A.B. (1976) - Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna Plain, India. *Z. Geomorph.*, 20, pp. 190-204.

SIMPSON C.J. et DOUTCH H.F. (1977) - The 1974 wet-season flooding of the southern Carpentaria Plains, northwest Queensland. *BMR J. Austral. Geol. Geophys.*, 2, pp. 43-51.

UNDERWOOD J.R. Jr et LAMBERT W. (1974) - Centroclinal cross strata, a distinctive sedimentary structure. *J. Sediment. Petrol.*, 44, pp. 1111-1113.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

POSTER

CARACTERES SEDIMENTAIRES DU NUMIDIEN DU RIF (MAROC)

SEDIMENTARY PATTERNS OF THE NUMIDIAN OF THE RIF (MAROCCO)

A. EL KHANCHOUFI * **, B. BEAUDOIN ** et M. PINAULT **

* Faculté des Sciences de Fès, Département de Géologie, BP 1796, Atlas. Fès, Maroc

** Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M.-Sédimentologie, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau, France

Facies analysis show, at different scales, complex organisations (erosions, migrations ...) resulting from the interference of synsedimentary tectonics, eustatism and differential compaction. Current direction is from North to South.

Une première analyse des faciès numidiens de l'Oligo-Miocène rifain avait montré (EL KHANCHOUFI et BEAUDOIN, 1989) une grande parenté avec leurs homologues orientaux de Sicile, Tunisie et Algérie orientale : même sens d'alimentation **du Nord vers le Sud**, même présence de filons gréseux, dykes et sills, nourris depuis des corps gréso-conglomératiques massifs et chenalisants.

Les travaux de détail menés depuis ont permis de caractériser la géométrie des corps sédimentaires à diverses échelles.

Les différents faciès sont bien exposés dans plusieurs coupes, dont celle de la Montagne de Tanger : on y observe 1/ des barres gréseuses décamétriques regroupant des séquences turbiditiques en motifs strato-grano-croissants/décroissants ; 2/ des ensembles plurimétriques ravinants, riches en galets mous, à structures complexes (fluxoturbidites) ; 3/ des intervalles argileux très intensément recoupés par 4/ des réseaux de filons clastiques, dykes et sills, de puissance centimétrique à métrique, d'extension parfois pluridécamétrique. Les nombreuses mesures de sens de courant (figures de base de banc) sont très cohérentes, indiquant une alimentation vers le secteur SE.

Le suivi cartographique des barres gréseuses ou gréso-conglomératiques révèle des organisations complexes à diverses échelles. Les variations d'épaisseur affectent non seulement des corps gréseux pluridécamétriques (chenaux) mais aussi des ensembles hectométriques que séparent des surfaces ravinantes ; à l'intérieur de ces ensembles on note des migrations des chenaux individuels (progradations / rétrogradations).

Comme pour leurs analogues tunisiens (EL MAHERSSI, 1991), ces organisations relèvent sans doute de l'action combinée de la tectonique synsédimentaire, des variations eustatiques et de la compaction différentielle.

Références bibliographiques :

EL KHANCHOUFI A. et BEAUDOIN B. (1989). - Le Numidien du Rif (Maroc) : observations sédimentologiques. - 2ème Congr. Français de Sédimentologie, Paris, Livre des Résumés, p. 119-120.

EL MAHERSSI C. (1991). - Dynamique de dépôt du flysch numidien de Tunisie (Oligo-Miocène). - Thèse Doct. "Dynamique et Ressources des Bassins Sédimentaires", ENSMP-Univ. Lille I. - Mém. Sc. de la Terre, ENSMP, Paris, 244 p.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

GEOMETRIE ET GENESE DES SURFACES DE RAVINEMENT EN CORTEGE TRANSGRESSIF : L'EXEMPLE DU CAMPANIEN DU COLORADO (MESA-VERDE GROUP).

R. ESCHARD*, Ph. CRUMEYROLLE°, G. DESAUBLIAUX*, L. MONTADERT*, F.S.P. VAN BUCHEM*

*: Institut Français du Pétrole, 1-4 Av. de Bois-Préau, B.P 211, 92506, Rueil Malmaison Cedex.
°: Total C.F.P., Domaine de Beauplan, Rte de Versailles, 78470 St Rémy-lès-Chevreuse.

Pendant les périodes de remontée rapide du niveau relatif de la mer, la zone soumise à l'action des vagues remonte le long de la partie supérieure du profil du rivage en direction du continent. Sur les côtes à dominance de vagues ou de tempêtes, les sédiments littoraux et de plaine côtière, encore peu consolidés, sont susceptibles alors d'être érodés par l'action mécanique des vagues permanentes ou de tempêtes en domaine de "shoreface". Il en résulte que la transgression va s'enregistrer dans les séries sédimentaires par une surface d'inondation marine à fort caractère érosif, appelée **"surface de ravinement"** (Swift, 1968). L'incision provoquée par la transgression peut être importante, et peut atteindre une vingtaine de mètres d'affouillement dans les dépôts sous-jacents (Kraft et al., 1988). Les sédiments érodés sur la côte sont resédimentés dans le domaine marin sous forme de sables de transgression qui coiffent la surface de ravinement, et dans le domaine lagunaire et de plaine côtière sous forme de "cônes de washover", localisés géométriquement sous la surface de ravinement. La surface de ravinement est donc une **surface diachrone** : en domaine littoral et de plaine côtière, la surface d'érosion va recouper les lignes temps, et les sédiments de plaine côtière situés **sous** la surface de ravinement seront en partie contemporains des sables de transgression déposés **sur** la même surface en domaine marin (Demarest and Kraft, 1988).

La reconnaissance de ces surfaces de ravinement dans les séries sédimentaires est donc fondamentale pour reconstituer la géométrie et le dynamique des systèmes littoraux. Les séries silico-clastiques du Campanien du Colorado (Mesa-Verde Group, Formations de Menefee et du Cliff-House) permettent d'observer à l'affleurement des surfaces de ravinement, et de reconstituer leur géométrie. Il s'agit d'un grand cortège transgressif, au sein duquel ont été individualisées six "paraséquences", organisées en un motif rétrogradant typique ("landward stepping"). Chacune des paraséquences (35m d'épaisseur environ), correspond à un cycle transgression-régression d'ordre inférieur.

En période transgression, d'importants complexes estuariens se remplissent de sables déposés par les marées, tandis que latéralement se développent des dépôts de plaine d'inondation riches en charbon, et des dépôts de marais maritimes. Ces dépôts sont tronqués par la surface de ravinement, qui montrent des figures d'affouillement en gouttière ou de type "furrow", et que l'on peut suivre latéralement sur 4 à 5 kilomètres. Les sables de trangression, peu épais, se déposent en domaine marin sur la surface de ravinement.

La période de régression se marque par la progradation d'un littoral à dominance de tempêtes, qui montre latéralement, du domaine continental vers le domaine marin, des faciès de plaine deltaïque, de plage, de "shoreface" supérieur à "swaley cross-stratification", de "shoreface moyen à inférieur" à "hummocky cross-stratification" et enfin de marin ouvert.

La reconnaissance des surfaces de ravinement à l'affleurement et en carotte est fondamentale lors de l'étude d'une série en termes de stratigraphie séquentielle. Le caractère érosif de la surface, les contrastes faciologiques et lithologiques de part et d'autre de la surface peuvent facilement faire confondre les surfaces de ravinement avec les discontinuités de base de séquence de dépôts.

Références :

DEMAREST J. M., KRAFT J.,C., 1988 : Late Quaternary Sea-Level Fluctuations and Sedimentary Phases of Texas Coastal-plain and Shelf, in: Sea-level fluctuation and coastal evolution, S.E.P.M. Sp. Publication N°41.

KRAFT, J. C., CHRZASTOWSKI, M. J., BELKNAP, D. F. TOSCANO, M. A., FLETCHER C. H., 1988 : The Transgressive Barrier-Lagoon Coast of Delaware: Morphostratigraphy, Sedimentary Sequences and Responses to Relative Rise, in: Sea Level fluctuation and coastal evolution, S.E.P.M. Sp. Publication N°41.

SWIFT, D. J. P., 1968 : Coastal Erosion and Transgressive Stratigraphy, Journal of Geology, v. 76, pp. 444-456.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES ARGILES, NOUVEAUX MARQUEURS PALEOCLIMATIQUES A HAUTE RESOLUTION, DANS LES SEDIMENTS NEOGENES DE LA MER D'ARABIE ET DU BASSIN INDIEN CENTRAL

THE CLAY MINERALS, A NEW HIGH RESOLUTION PALEOCLIMATIC INDEX IN NEOGENE SEDIMENTS OF THE ARABIAN SEA AND THE CENTRAL INDIAN BASSIN

N. FAGEL[1], P.DEBRABANT[1], P. DE MENOCAL[2], and B. DEMOULIN[3]
1. Université de Lille 1, Laboratoire de dynamique sédimentaire et structrurale, URA 719 CNRS, 59 655 Villeneuve d'ascq cédex, France
2. Columbia University, Lamont Geological Observatory, Palisades, New York, USA
3. Université de Lille 1, Laboratoire de radio-propagation et électronique, URA 0837 CNRS, 59 655 Villeneuve d'ascq cédex, France

The spectral analysis on the fluctuations of an aeolian index (palygorskite / illite) shows periodicities similar to those of orbital parameters. In the Arabian Sea, on the Owen Ridge, the precession controls the signal between 2.7 and 1.2 My except between 2.3 and 2.0 My where the obliquity control is dominant. The results allow to precise the detrital supplies of the North Indian Ocean and they prove that the clay fraction is an accurate marker of the short-term paleoclimatic variations. In the Central Indian Ocean, a preliminary study in sediments 5.6 and 5.0 My old shows a similar orbital response dominated by the obliquity, from the concentrations of illite and smectite. This argues for an identical source area, probably represented by the Himalaya-Tibet Complex and the Indo-Gangetic Plain.

Durant la fin du Néogène, le calme tectonique et la faible bioturbation régnant sur la Ride d'Owen (Océan Indien Nord Occidental)en font un secteur privilégié pour l'enregistrement sédimentaire des variations paléoclimatiques liées au développement du système de mousson.

L'étude minéralogique par diffraction X de 300 échantillons plio-pléistocènes du Site 721 ODP 117 permet de construire un signal temporel palygorskite / illite (P/I) utilisé pour la détection des variations paléoclimatiques à court terme. L'analyse spectrale de ce signal montre clairement que les fluctuations de l'index argileux (P/I) correspondent à des périodes proches de celles qui caractérisent les paramètres orbitaux susceptibles d'influencer les facteurs climatiques et notamment les courants éoliens. Le signal global de 2.7 à 1.2 Ma contient des périodes fondamentales, secondaires, ainsi que des périodes liées à des interactions non-linéaires du système climatique.

L'analyse spectrale dans quatre sous-zones de 375 000 ans montre une évolution du contrôle orbital par glissement du spectre vers les basses fréquences : la précession domine dans tout l'intervalle étudié sauf entre 2.3 et 2.0 Ma où l'influence de l'obliquité est prépondérante. Nous proposons un modèle simple : la variable P répond linéairement à la mousson, la variable I liée aux effets de l'érosion via les précipitations de mousson varie parallèlement à P jusqu'à ce que l'expansion glaciaire vers 2.4 / 2.3 Ma entraîne une aridification continentale ; dès lors le renforcement de la mousson n'induit plus celui des précipitations génératrices des flux argileux à illites ; la liaison P/I se détériore, la réponse n'est plus linéaire mais offre une combinaison de périodes orbitales.

L'étude de la réponse paléoclimatique à court terme du matériel argileux est également abordée dans la sédimentation hémipélagique du Bassin Indien Central par l'analyse de données de la carotte MD 65943, prélevée lors de la mission SHIVA du Marion-Dufresne. Les concentrations des différents composants des assemblages argileux sont utilisées comme autant d'index paléoclimatiques dans la période 5.6 à 5.0 Ma, particulièrement riche en fluctuations des apports détritiques.

Les résultats préliminaires de l'analyse spectrale montrent que les apports des différents minéraux argileux sont également contrôlés par les paramètres orbitaux. L'illite et la smectite, de comportement quantitatif antagoniste, présentent des spectres similaires ; elles sont soumises aux fluctuations dues à l'obliquité et, dans une moindre mesure, à celles de la précession. Ces analogies de comportement confortent l'hypothèse d'une origine sédimentaire commune de ces deux groupes minéraux, vraisemblablement la plaine indo-gangétique et le complexe Himalaya-Tibet. La chlorite et la kaolinite, présentes dans des proportions plus faibles, semblent influencées de façon dominante par la précession et l'obliquité, respectivement.

Il semble démontré que les traitements mathématiques des variations à haute résolution d'index argileux (Autocorrélation, Transformée rapide de Fourier et Transformée de Fourier de l'autocorrélation) peuvent servir de marqueurs paléoclimatiques précis et permettent d'affiner le modèle de fonctionnement des sources détritiques dans l'Océan Indien Nord Occidental et Central.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

MANIFESTATIONS SUPERFICIELLES DE CIRCULATIONS DE FLUIDES SUR LA TERMINAISON SUD DU PRISME D'ACCRETION TECTONIQUE DE LA BARBADE.

SUPERFICIAL MANIFESTATIONS OF FLUID EXPULSION ON THE SOUTHERN TERMINATION OF THE BARBADOS ACCRETIONARY PRISM.

J.C.FAUGERES*, M.BERNAT**, J.BOULEGUE***, J.P.FOUCHER****, and R.GRIBOULARD*

*Département de Géologie Océanographie, U.R.A. 197, Univ. de Bordeaux 1, Talence 33405
**Laboratoire de géologie-géochimie, URA 136, Univ. de Nice, Parc Valrose, 06034 Nice.
***Laboratoire de géochimie, URA 196, Univ. Paris VI, 4 place Jussieu, 75230 Paris cedex.
*****Laboratoire Geosciences marines, IFREMER, centre de Brest , BP 70, 29263 Plouzané.

Numerous mud volcanoes and diapirs, local heat flow anomalies, diagenetic crusts and benthic communities are observed manifestations of fluid expulsion on the southern termination of the Barbados accretionary prism. Bottom photographs and side-scan sonar data (S.A.R.) highlight the relationship between the fluid activity and the morphology. Geochimical analyses are performed on sediments, pore water and shells and suggest a thermogenic origin for the fluids.

De nombreuses morphostructures de dimensions kilomètriques liées à des processus argilo-cinétiques sont observées sur la terminaison du prisme Sud-Barbade. Diverses manifestations de l'expulsion des fluides sont associés à ces structures.

Ces manifestations ont pu être identifiées à partir de photographies sous-marines et de données de sonar latéral à haute définition (S.A.R.). Elles comprennent :

-la présence de coulées de boue récentes qui viennent perturber les dépôts holocènes et sont associés à de véritables "*volcans*" à cratère actif, morphologiquement très bien individualisés ;

-le développement de croûtes et fonds indurés de types variés, d'origine diagénètique, distribués de façon discontinue sur de larges surfaces, localisées au sommet de "*dômes de boue*" ou sur des "*rides* anticlinales *diapiriques*" dont l'activité argilo-cinétique semble plus ancienne et/ou plus lente ;

-la grande fréquence d'oasis de vie et de cimetières de coquilles, toujours associés aux fonds indurés, au sommet des dômes de boue ou des rides diapiriques où elles soulignent la présence de sources de fluides, actives actuellement ou dans un passé récent.

Les mesures de température associées aux carottages dans les premiers mètres de sédiment indiquent des gradients thermiques d'amplitude variable, faisant apparaître un flux régional faible à modéré mais avec, localement, des valeurs anormalement élevées qui sont liées à certaines structures diapiriques.

Des analyses géochimiques ont été effectuées sur les sédiments diapiriques et leurs eaux interstitielles, quelques échantillons de croûtes et des coquilles d'organismes benthiques.

Les résultats obtenus sur les eaux interstielles indiquent localement des variations importantes de la chlorinité (plus faible que celle de l'eau de mer) et des enrichissements notables en CH4 et SH2. Ces caractères suggèrent une composition des fluides similaire à celle observée plus au Nord, dans la partie médiane du prisme (Leg ODP 110).

Les croûtes ont des ciments carbonatés de types variés (calcitique à dolomitique). La composition isotopique de l'Uranium (234U/238U) comme celle du Carbone des coquilles et des ciments carbonatés suggère une origine thermogènique des fluides. Enfin, les fond indurés affleurant actuellement peuvent être relativement anciens (Pleistocène supérieur) alors que les coquilles mortes récoltées à leur surface sont plus jeunes (Holocène inférieur). La non-concomittence des processus biologiques et diagénétiques pourraient être le reflet de variations dans la nature ou dans les flux des fluides expulsés.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EVALUATION QUANTITATIVE DES CIRCULATIONS DE FLUIDES AU SEIN DES PRISMES D'ACCRETION DE LA BARBADE ET DE NANKAI

QUANTITATIVE ASSESSMENT OF FLUID CIRCULATIONS WITHIN THE BARBADOS AND NANKAI ACCRETIONARY WEDGES.

J.P.FOUCHER
Département de Géosciences Marines, Ifremer, B.P.70, 29280 Plouzané Cedex

Les parties frontales des prismes d'accrétion de la Barbade et de Nankai ont été forées au cours des legs ODP 110 (1987) et 131 (1989) respectivement. Les résultats obtenus et ceux des campagnes océanographiques conventionnelles réalisées à proximité des sites de forage ou sur d'autres portions des zones frontales des deux prismes mettent en évidence la présence de circulations de fluides à grande échelle au sein des sédiments. Une évaluation quantitative des circulations est possible à partir des anomalies thermiques engendrées.

L'analyse régionale des données thermiques de puits collectées au cours du leg ODP110 et des valeurs du flux géothermique de surface mesurées au cours de la campagne ENSBAR (1988) suggèrent que plus de 400 m^3 d'eau venant de l'intérieur du prisme de la Barbade sont apportées et expulsées à sa partie frontale par mètre et par an. L'analyse fine de la distribution du flux géothermique de surface, combinée à celle de la structure superficielle obtenue à partir des enregistrements SAR, indique qu'expulsion d'eau et présence de failles sont corrélées. La plupart des secteurs où des réseaux de failles sont reconnues dans la partie frontale du prisme apparaissent actifs du point de vue de l'expulsion d'eau.

Une analyse similaire conduite dans la partie frontale du prisme de Nankai suggére que plus de 150 m^3m^{-1} d'eau sont expulsés par an dans le secteur occidental foré près de 135°E. Dans le secteur oriental près de 138°E, le programme de plongées Kaiko-Nankai a permis d'identifier *de visu* plusieurs sites d'expulsion de fluides, répérés par la présence de colonies animales. Une étude détaillée d'un site actif sur une surface de 500 m par 400 m conduit à une estimation de la perte d'eau de 200 m^3m^{-1} par an.

Les sorties d'eau estimées, tant pour le prisme de la Barbade que pour celui de Nankai, sont au moins d'un ordre de grandeur supérieures aux quantités d'eau qui pourraient être libérées par les seuls mécanismes de compaction, en régime permanent. Bien que l'existence de flux transitoires ou concentrés près des sites d'étude puisse, au moins en partie, expliquer les fortes valeurs des sorties d'eau estimées, d'autres mécanismes semblent devoir être invoqués. La dilution par l'eau de mer du fluide expulsé, proposée pour le prisme de Nankai, la libération d'eau associée à la transformation smectite-illite, peuvent jouer un role important, sans apparaitre toutefois pouvoir rendre compte totalement des observations. L'origine des faibles salinités, souvent observées, de l'eau expulsée est une autre question posée .

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LA CARTE SEDIMENTOLOGIQUE DES ABORDS DU HAVRE ET D'ANTIFER

THE SEABED SEDIMENT MAP OF APPROACHES OF LE HAVRE AND ANTIFER

POSTER

GARLAN T.*, AUFFRET J.P.** et LAIGNEL B.**

* EPSHOM, section Géodésie-Géophysique,
13 rue du Chatellier, B.P. 426, 29275 BREST CEDEX

** Laboratoire de Géologie Marine, Université de Caen,
rue de l'Esplanade de la Paix, 14000 CAEN

Le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) effectue depuis près de deux siècles des prélèvements de fond sur le plateau continental. Tout d'abord réalisés avec un plomb suiffé, ceux-ci sont maintenant effectués par les sept bâtiments hydrographiques à l'aide de bennes et de carottiers et le plus souvent associés à des levés au sonar latéral et au sondeur de sédiments.

Les prélèvements anciens permettent de caractériser l'évolution sédimentologique au cours du temps et de mieux comprendre l'état actuel. Ainsi des cartes sédimentaires de l'estuaire de la Seine ont été réalisées pour les années 1834, 1883 et 1913 à partir de plus de 42 000 descriptions visuelles de sédiments prélevés au plomb suiffé (B. LAIGNEL, 1990). Ces cartes mettent en évidence l'évolution d'un estuaire sauvage sableux, à chenaux divagants, vers un état actuel d'estuaire aménagé envasé dont les sédiments déposés sont définitivement fixés par les ouvrages d'endiguement et portuaires.

La carte des abords du Havre présentée (édition prévue en 1992) provient de l'analyse de toutes les données récentes acquises essentiellement par le Laboratoire de Géologie Marine de l'Université de Caen sur le secteur : prélèvements par dragage ou à la benne, données sismiques ou recueillies au sonar latéral. Issue d'une collaboration entre cette Université et le SHOM, cette carte a été obtenue en superposant l'information sédimentologique à la carte marine (n° 6736). Son objectif est de caractériser les fonds en figurant les classes granulométriques dominantes. Sept classes sont ainsi représentées (cailloutis, graviers, sables, sables fins, sables argileux, sables fins argileux, vases) et complétées par des figures indiquant les fonds rocheux et les affleurements isolés.

Les cartes sédimentaires de Cherbourg (6737) et de la Baie des Veys (7056) sont actuellement en préparation ; celles des abords de certains ports de Sud Bretagne sont également envisagées. Un programme de cartographie sédimentaire en association avec les organismes possesseurs de données est donc en cours de développement. Il devrait permettre en premier lieu de compléter la cartographie sédimentaire du domaine côtier à des échelles proches du 1:50 000.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

HYDRODYNAMIQUE, SEQUENCE DE COMBLEMENT ET EVOLUTION MORPHOLOGIQUE D'UN DELTA DE FLOT EN REGIME MESOTIDAL (BASSIN D'ARCACHON-FRANCE).

HYDRODYNAMIC, FILLING SEQUENCE AND MORPHOLOGICAL EVOLUTION IN FLOOD DELTA. (BASSIN D'ARCACHON-FRANCE))

J. GAYET*, P. BABIN**,C. FAUGERES.**

*Jeune Equipe CIBAMAR Batiment Recherche Géologie, Avenue des Facultés, 33405 Talence.
** Départ.Géol. et Océano.URA 197, Avenue des Facultés, 33405 Talence.

Communication between Arcachon bay and Atlantic Ocean presents a complex inlet system.with an external part (ebb-delta) and an internal part (flood-delta).The mesotidal tide provokes a cyclonal-gyre circulation responsible for the migration of sandy material. The filling sequence is constitued by medium sands disposed in rides and megarides.Analysis of bathymetric maps shows a cyclicity (80 years) in the morphological distribution of the channels and sandy bodies.

La lagune d'Arcachon (fig. 1) communique avec l'océan atlantique par l'intermédiaire de deux chenaux : au Nord le chenal du Ferret qui fonctionne comme un chenal de jusant, au Sud le chenal du Pyla-Moulleau qui montre une prédominance du courant de flot. Cet antagonisme façonne un delta de flot : les bancs du Bernet et un delta de jusant : les bancs d'Arguin, ensemble de corps sableux plus ou moins remaniés par la houle.

Le volume d'eau oscillant qui transite à chaque marée est de l'ordre de 400.10^6 m^3 (marée de vives-eaux,coeff. 80) à 150.10^6 m^3 (marée de mortes-eaux, coeff. 40). Dans le secteur des passes intérieures durant une marée de vives-eaux, on peut estimer la vitesse moyenne d'écoulement à 70 cm/s. La propagation de l'onde de marée n'est pas uniforme (contexte hydrodynamique du type asymétrie temps-vitesse, KLEIN 1977). L'encombrement des chenaux par des seuils et des bancs sableux explique ce retard. Il provoque une canalisation des courants de plus en plus prononcée vers l'amont ainsi qu'en témoignent les nombreux lobes de flot (HAYES, 1975) observés sur le banc du Bernet.

L'étude de ce dernier, au niveau du banc du Moulleau (fig. 2), montre un aspect sigmoïde du bundle dont l'épaisseur croit proportionnellement aux coefficients de marée. La succession des foresets est la suivante : --tangentiels--tabulaires--tangentiels--concaves. Leur orientation confirme les mesures de courant faites en deux points de ce site, elle permet de définir 3 configurations de "gyre type cyclonique". Globalement, pour l'ensemble du domaine interne, le transport Nord-Sud des sédiments est assuré par les courants du chenal du Cap Ferret. Puis le courant traversier déplace les sables d'Ouest en Est avant qu'ils ne soient repris par les courants du chenal Pyla-Moulleau, pour être de nouveau transportés vers le Nord.

L'analyse des faciès de surface,des tranchées et carottes, la réalisation de profils de sismique-réflexion et les données bibliographiques permettent de reconnaitre de bas en haut les faciès suivants :

a-sables et graviers relictes (ancienne terrasse alluviale) plus ou moins remaniés par les courants actuels et disposés en mégarides de flot ou de jusant ;

b-sables moyens gris à *Cardium, Bittium, Solen* et à débris coquilliers, érosifs sur les précédents, à grande structures sédimentaires orientées en flot ou en jusant ;

ces deux faciès sont attribuables à la zone subtidale;

c-sables moyens bruns à débris coquilliers et rares graviers traduisant la migration d'un chenal de vidange

d-sables moyens jaunes à mégarides souvent tronquées par des rides orientées tantôt en flot, tantôt en jusant ;

ces deux derniers faciès correspondent à la zone intertidale, les observations de terrain réalisées sur 3 ans mettent en évidence la progradation vers le Nord (20 à 25 m/an) des sables moyens jaunes sur les sables moyens bruns.

b-c-d.correspond à la séquence d'installation d'une barre d'accrétion latérale.

a-b-c-d.correspond à la séquence de comblement des passes

L'analyse de nombreuses cartes bathymétriques a permis de mettre en évidence un "cycle" d'évolution du domaine des passes internes d'environ 80 ans (fig.3).

Stade I.(1905).- 2 passes distinctes Nord et Sud communiquant par un chenal traversier ; les sables du delta de marée interne forment 2 corps séparés par un chenal.

Stade II.(1936).- 2 passes distinctes Nord et Sud sans communication, le chenal traversier est comblé ; les sables du delta de marée interne sont réunis.

Stade III.(1947-1955).- 1 passe unique au Sud; à 2 talwegs juxtaposés (1947) puis, 1 seul talweg (1955) ; le delta de marée interne est constitué de 2 corps sableux.

Stade IV (1969) - début d'ouverture de la passe Nord communiquant avec la passe Sud par un chenal traversier. Ce dernier érode la partie Sud du delta de marée interne qui est réduit à l'ancien ensemble sableux Nord.

Retour au stade I en 1988.

Ce "cycle" morphologique s'effectue sans modification de la masse de sables mise en jeu (BABIN, 1990) Les passes internes fonctionnent en systhème clos ou semi-clos (entrées compensées par les sorties).

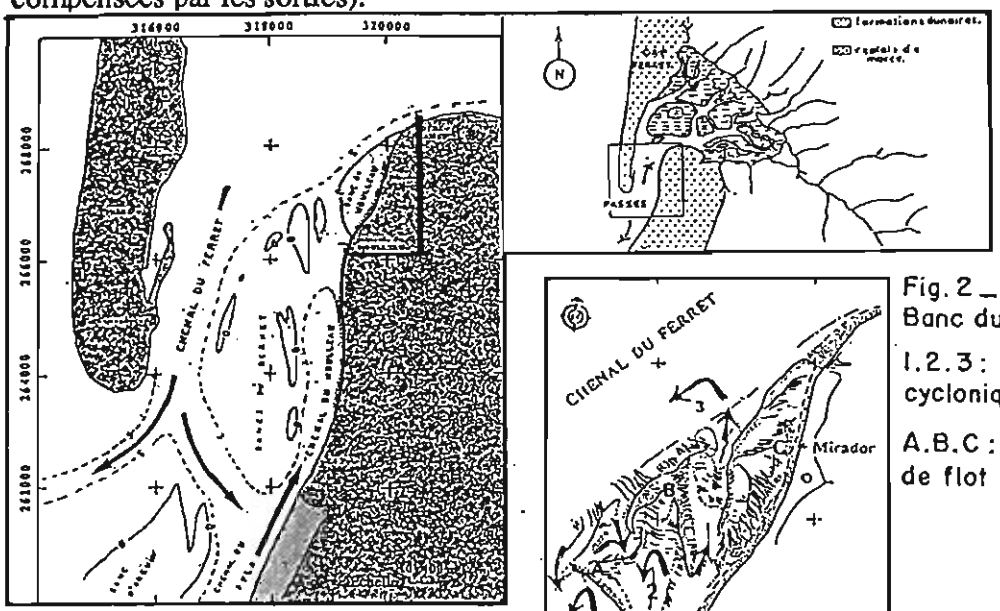


Fig. 1 _ Situation du bassin d'Arcachon et de la zone des passes : principale direction des courants et du mouvement des sédiments.

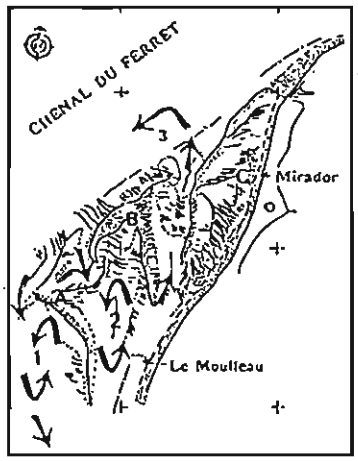


Fig. 2 _ Banc du Moulleau.

1.2.3 : gyres cycloniques

A.B.C : lobes de flot

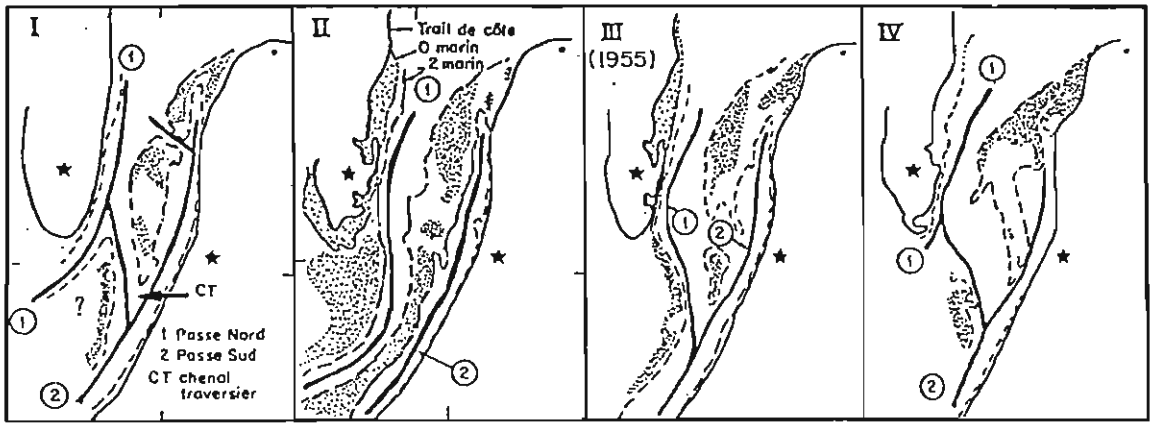


Fig. 3 _ " cycle " d'évolution du domaine des passes.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Etude de la dorsale de Mohn, au voisinage de 72°N, en Mer de Norvège et du Groenland : corrélation entre évènements sédimentaires et réajustements tectono-volcaniques, depuis la fin du Miocène jusqu'à l'Actuel.

Louis Géli

Département des Géosciences Marines, IFREMER, B.P. 70, 29280, Plouzané-Cédex

Au cours de l'été 1988, des données de bathymétrie ("Seabeam"), de magnétisme et de sismique monotrace, ont été acquises par le Département des Géosciences Marines de l'Ifremer sur la dorsale de Mohn, en Mer de Norvège et du Groenland, sur une zone vaste de 250 x 200 km, centrée au voisinage de 72° N.

Grâce à un levé magnétique original, constitué d'une grande densité de profils, à la fois parallèles et perpendiculaires à l'axe de la dorsale, différentes phases locales de réajustements tectoniques ont pu être identifiées pour les 12 derniers millions d'années. Entre 9 Ma et 6 Ma, une phase de "blocage" semble se produire : la vitesse d'expansion chute, de 10 à 5 mm/an. Entre les anomalies 3A et 2A (soit environ entre 6 Ma et 3 Ma), l'on assiste à une reprise d'activité, accompagnée d'une augmentation du taux d'expansion (lequel passe à environ 10 à 11 mm/an), et d'une surrélévation générale du socle, sur l'ensemble de la zone d'étude. A environ 3 Ma, une phase d'activité volcanique accrue semble avoir eu lieu. Depuis, entre l'anomalie 2A et l'anomalie centrale, le taux d'expansion moyen est de l'ordre de 8 à 9 mm/an. Les données ne permettent pas de déterminer s'il y a eu des variations durant cette période.

Dans les bassins sédimentaires, deux (au moins) horizons sismiques intra-sédimentaires apparaissent. Le premier est situé entre 140 et 160 ms temps-double sous la surface des sédiments. Le second, entre 340 et 360 ms temps-double. En prenant un taux de sédimentation global moyen compris entre 50 et 70 mètres par million d'année, l'âge du premier horizon (entre 2 et 3 Ma) correspond au début des grandes glaciations survenues au pliocène moyen. L'âge du second (entre 4.5 et 6.5 Ma), à la transition pliocène-miocène.

Ainsi, d'une part, les données magnétiques acquises au voisinage de 72 °N sur la dorsale de Mohn, et d'autres données publiées par Vogt et al (1980, 1982) et acquises en d'autres zones de la Mer de Norvège et du Groenland, tendent à montrer que le système constitué des dorsales de Knipovich et de Mohn était tectoniquement "bloqué" entre 8 et 6 Ma environ, puis

"débloqué" après 5 Ma environ. D'autre part, nos données de sismique monotrace confirment les résultats de Myrhe et Eldholm (1981), Myhre et al (1983), et Vorren et al (1990), suivant lesquels la production des 3 sources majeures de sédiments détritiques qui alimentent la dorsale de Mohn, au voisinage de 72 ° N (soit, respectivement, du sud au nord : la marge occidentale du Spitzberg, la fosse de l'Ile aux Ours, et la fosse de Storfjord) a été considérablement plus importante après 5.5 Ma environ. Mon hypothèse est donc que la phase de "déblocage" tectonique survenue dans la région à la fin du miocène a probablement contribué à générer une augmentation de la quantité de sédiments provenant de chacune de ces sources : au large des fosses de Storfjord et de l'Ile aux Ours, davantage d'activité tectonique a entraîné davantage d'érosion sédimentaire. Sur la bordure occidentale du Spitzberg, l'élargissement du détroit de Fram, et l'approndissement qui en résulte, pourraient également être à l'origine d'une modification du régime de déposition sédimentaire.

Références Bibliographiques.

Myhre A. M., Eldholm O., 1981, Sedimentary and crustal velocities in the Norwegian-Greenland Sea, J. Geophys. Res., v. 86, p. 5012-5022.

Myhre A. M., Eldholm O., and Sundvor, E., 1983, The margin between the Senja and Spitzbergen Fracture Zones : implications from Plate Tectonics, Tectonophysics, v. 89, P. 1-32.

Vogt P.R., Johnson, G.L., Kristjansson, L., 1980, Morphology and magnetic anomalies north of Iceland, J. Geophys., v. 47, p. 67-80.

Vogt, P.R., Kovacs, L.C., Bernero, C., Srivastava S.P., 1982, Assymetric signatures in the Norwegian Greenland Sea and Southern Labrador Seas and the Eurasia Basins", Tectonophysics, v. 89, p. 95-150.

Vorren, T.O., Richardsen G., Knutsen, S.M., Henriksen, 1990, The evolution of the Svalbard Margin : synthesis and new results, in : Geology of the Polar Ocean : Arctic vs. Antarctic, U. Bleil and J. Thiede Eds, Kluwer Acad. Press, p. 95-118.

INFLUENCE DE LA FAILLE D'UZER SUR LASEDIMENTATION. RESULTATS PRELIMINAIRES DU FORAGE DE BALAZUC (ARDECHE).PROGRAMME GEOLOGIE PROFONDE DE LA FRANCE

INFLUENCE OF THE UZER FAULT ON SEDIMENTATION. PRELIMINARY RESULTS OF THE BALAZUC BOREHOLE (ARDECHE)."GEOLOGIE PROFONDE DE LA FRANCE " PROGRAM

D.GIOT[1],F.ROURE[2],S.ELMI[3],C.NAVILLE[2],J.PERRIN[1],M.STEINBERG[4]
et le groupe de projet Ardèche.

(1)BRGM,BP 6009,45060 Orléans Cédex 02;(2) IFP BP 311,92505 Rueil Malmaison;(3) Université de Lyon,LA 11,69622 Villeurbanne;(4)Université Paris Sud,UA 723,91405 Orsay.

L'étude des interactions fluides-roches constitue le thème des travaux menés sur la bordure ardéchoise du Bassin du Sud-Est,dans le cadre du programme Géologie Profonde de la France.Afin de caractériser ,de quantifier puis de modéliser les transferts de matière qui se sont produits sur cette portion de marge distensive connue pour ses gisements métalliques (mines de Largentière par ex.),l'implantation de deux forages a été prévue.Le premier (Balazuc n°1),réalisé durant l'été 1990 avait pour objectif de recouper et d'échantilloner les réservoirs potentiels du Lias inférieur et du Trias à proximité immédiate d'une faille - la faille d'Uzer - affectant le socle ante-triasique et suceptible d'avoir drainé des fluides d'origine profonde.La faille d'Uzer (et celle de Balazuc) ont été découvertes grâce aux travaux géophysiques (sismique et gravimétrie) réalisés pour déterminer au mieux l'implantation du forage.Ce sont des accidents jurassiques à jeu normal qui provoquent un enfoncement du socle ante-triasique de l'ordre de 2000 m et une extension W-E de 1600 m.(1,2).

Les travaux menés sur le chantier (et quelques analyses effectuées très rapidement) ont permis de présenter une coupe du forage déjà bien calée du point de vue stratigraphique et les premières indications sur l'intensité des transformations subies par les roches réservoirs (3,4,5,6). En outre,la variété et la qualité des diagraphies réalisées (3) constituent une source très importante de données.

L'objectif de cette communication est d'insister sur les conséquences sédimentaires des rejeux successifs de la faille d'Uzer déduites de l'examen préliminaire du forage et de sa comparaison avec les séries connues dans la région.

Il faut tout d'abord souligner un accord assez remarquable entre les prévisions déduites de la sismique et les résultats du forage tout au moins pour sa partie supérieure.Le toit du Lias a été atteint à 555 m de profondeur et correspond à un réflecteur sismique majeur et le toit du Trias est traversé à 1351 m (sous un autre réflecteur sismique majeur).En dessous,la mauvaise qualité des réflecteurs et l'existence d'un système d'accidents encore mal identifiés rendent délicate l'interprétation du contact Paléozoique-Trias.Ce contact est de type faillé à la profondeur de 1669 m.Plusieurs troncatures sur failles sont reponsables de l'ablation de portions de la série : l'une

concerne les argiles sulfatées du Trias (20 à 30 m),l'autre est située à la partie inférieure des grès de base du Trias (10 m environ).La découverte innatendue d'un substratum carbonifère souligne notre ignorance sur la répartition des bassins carbonifères et permiens dans ce secteur.La coupe géologique montre le caractère synsédimentaire de la faille.Le dispositif est scellé par les marnes bathoniennes et des sur-épaississements apparaissent à plusieurs reprises dès le Trias.

L'analyse des courbes de subsidence et de taux de sédimentation actuellement fondés sur des données chronologiques provisoires,permet d'établir les faits suivants qui seront systématiquement comparés aux données déduites de l'étude de forages miniers implantés sur le panneau haut (occidental) d'Uzer et les affleurements proches (7).

Au Trias supérieur,une subsidence différente entre les deux panneaux provoque un doublement d'épaisseur des argilites sulfatées à l'Est (forage).Le premier jeux de la faille qui serait d'âge carnien dans cette approche,a donc pu débuter dès le Ladinien.Il n'est pas constaté d'activité de la faille durant le Trias terminal (dépôts fluviatils).L'évènement majeur se situe durant l'Hettangien (+ Sinémurien ?) avec un triplement d'épaisseur dans le panneau oriental. L'uniformité des faciès dans les deux panneaux implique de plus un approfondissement général des fonds marins.Un changement radical se produit au Lias supérieur.Le panneau d'Uzer est soumis à l'érosion sous marine et ne reçoit plus que des dépôts pelliculaires néritiques tandis qu'à l'aplomb de Balazuc,les mêmes sédiments néritiques (biocalcarénite quartzeuse) s'accumulent sur 350 m d'épaisseur.L'ampleur du talus d'accrétion ainsi découvert est tout à fait exceptionnelle à l'échelle du Bassin du Sud Est.Une lacune de l'Aalénien-Bajocien inférieur pourrait correspondre à l'uniformisation des conditions de faible bathymétrie et à l'absence temporaire de subsidence.Cet équilbre est rompu au Bajocien supérieur,le panneau de Balazuc s'effondre à nouveau et des dépôts hémipélagiques fins s'y accumulent.A la même période,le panneau haut d'Uzer ne reçoit pratiquement aucun dépôt.Il faut atteindre le Bathonien supérieur pour que le comblement sédimentaire compense les effets de la subsidence et ennoie la paleosurface d'Uzer.L'analyse des dépôts sus-jacents ne fait ensuite plus apparaître que des variations de puissances peu importantes attestant de l'arrêt de l'activité de la faille d'Uzer.

(1) D.Giot,C.Mégnien et M.Steinberg (Eds),1989. Document BRGM n°176,108 p..

(2) D.Giot,F.Roure et al. 1991,C.R.Acad.Sci.Paris,II,p.747-754.

(3) D.Giot et M.Steinberg (Coord.),1990.Document BRGM n°200,130 p..

(4) M.Steinberg,D.Giot et al. 1991,C.R.Acad.Sci.Paris,II,p.875-882.

(5) S.Elmi,G.Dromart et al. 1991, C.R.Acad.Sci.Paris,II,p.427-433.

(6) J.F.Sureau,B.Fritz et L.Aquilina,1991,C.R.Acad.Sci.Paris (soumis).

(7) D.Giot,F.Roure et al.,1991,C.R.Acad.Sci.Paris (sous presse).

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

RECHERCHE DU SIGNAL EUSTATIQUE EN DOMAINE PELAGIQUE PROFOND PAR L'ETUDE DES VARIATIONS RELATIVES DES FLUX DE MATIERE. APPLICATION AU CRETACE INFERIEUR DES SITES 534 DSDP (ATLANTIQUE CENTRAL) ET 535 DSDP (GOLFE DU MEXIQUE)

QUEST OF EUSTACY RECORD IN PELAGIC ENVIRONMENT BY THE STUDY OF THE RELATIVE VARIATIONS OF SEDIMENTARY FLUXES. APPLICATION TO THE LOWER CRETACEOUS AT DSDP SITE 534 (CENTRAL ATLANTIC) AND DSDP SITE 535 (GULF OF MEXICO)

F. GIRAUD, P. COTILLON & A. SCHAAF
Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre URA n° 11, 43 Bd du 11 novembre, 69622 Villeurbanne.

The grey level profiles defined by numeric image processing from black and white pelagic sediments core photographs at DSDP Site 534 (Central Atlantic) and DSDP Site 535 (Gulf of Mexico), allow to draw curves of average percents of carbonate for the Valanginian-Hauterivian interval. The quantitative study of relative variations of sedimentary fluxes (total, mean carbonate and terrigenous fluxes) deduced from these percents and from high frequency cycles defined within cores seems to have a great potential to detect sea-level fluctuations in deep-sea pelagic deposits.

Dans les environnements pélagiques marins situés au dessus de la CCD, l'enregistrement du signal eustatique s'effectue essentiellement par l'intermédiaire des flux de matière. Une méthode de quantification de leurs variations, a été mise au point : il s'agit d'une analyse par traitement d'images des nuances de gris sur les photographies de sédiments carottés. Cette méthode a été appliquée aux sédiments de la série pélagique alternante Valanginien-Hauterivien des sites 534 DSDP (Atlantique Central) et 535 DSDP (Golfe du Mexique).

La densité des niveaux de gris sur les photographies est mesurée à l'aide d'une caméra numérique monochrome avec une source d'éclairage constant, reliée à un ordinateur PC compatible disposant d'un logiciel de mesures et d'analyses optiques (VISILOG®).

Les photographies sont traitées séparément par l'analyseur d'images afin d'obtenir un profil de variation des nuances de gris à l'intérieur de chaque carotte. Ces profils de niveaux de gris peuvent être corrélés avec les teneurs relatives en $CaCO_3$. Cette relation niveaux de gris = f (pourcentage en $CaCO_3$) est exponentielle et de type $y = \exp(ax + b)$ qui peut aussi s'écrire $\ln(y) = ax + b$. Exprimée sous cette forme, cette équation permet alors de calculer un coefficient de corrélation linéaire ($r = 0,83$ pour le site 534 ; $r = 0,77$ pour le site 535). On peut ainsi déduire des courbes de niveaux de gris, l'évolution du pourcentage moyen en $CaCO_3$ pour toute la série étudiée.

Dans les carottes, le taux de sédimentation est proportionnel au nombre de cycles calcaire / marne de haute fréquence (≥ 5 cm). On peut ainsi quantifier, pour chaque carotte, les quantités de matériaux (sédiment total, fraction carbonatée et fraction terrigène), exprimés en mètres de carottes et déposés pendant l'unité de temps de référence (durée de l'intervalle Valanginien-Hauterivien / nombre de carottes, pour chacun des sites). Ces valeurs sont proportionnelles aux flux pondéraux et permettent de définir les variations relatives des flux au cours du temps.

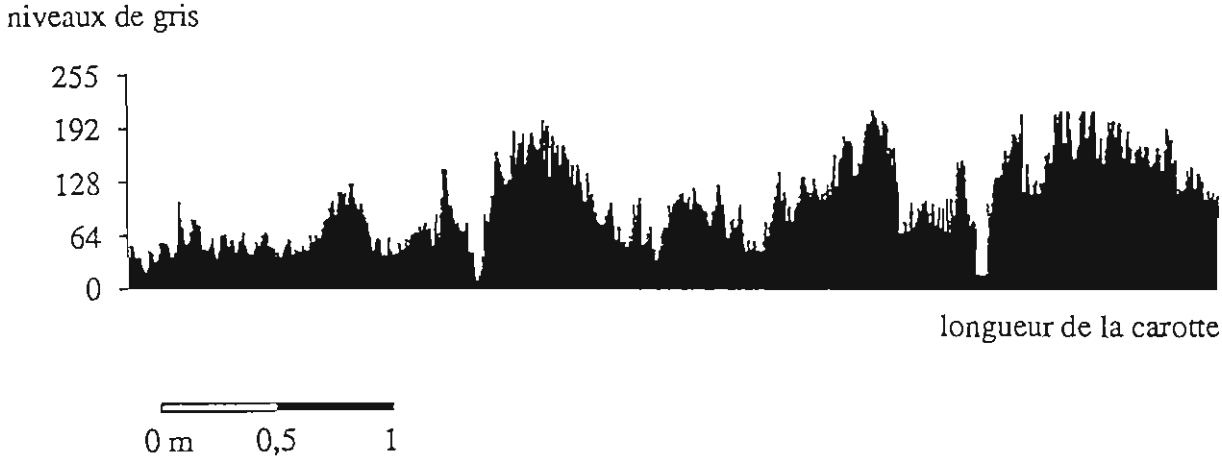
L'évolution générale des flux de matière montrent que les flux carbonatés tendent dans l'ensemble à diminuer au cours du temps dans les deux sites, alors que le flux terrigène augmente au site 534 et diminue au site 535. De plus, au site 534, les flux carbonaté et terrigène montrent dans leurs grandes lignes des évolutions opposées, contrairement à ce qui se passe au site 535.

Le classement de la distribution des carbonates dans le spectre des niveaux de gris des carottes peut être défini par des indices classiques comme l'indice de classement qui dépend à la fois de l'amplitude et de la régularité des variations du flux carbonaté. Corrigé des variations du taux de sédimentation, il devient un indice de variabilité du flux carbonaté (VFC).
Pour les deux sites, la confrontation de cet indice avec la courbe eustatique établie par Haq & al. (1987) d'une part et sa signification en terme de flux d'autre part, suggèrent que :

1/ la variabilité du flux carbonaté semble dépendre des variations du niveau marin ;

2/ les flux de matière augmentent en période de bas niveau marin et diminuent en période de haut niveau.

D'autres séries, plus ou moins éloignées des marges continentales, devront être analysées avec la même méthode pour savoir si l'on dispose réellement d'un moyen fiable de détecter les oscillations marines dans les dépôts pélagiques profonds.



Profil de variation des niveaux de gris à l'intérieur d'une carotte.
Profile of grey-level variations within a core.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

QUELQUES PEUPLEMENTS MALACOLOGIQUES AYANT CONTRIBUE AU COMBLEMENT DU MARAIS POITEVIN ACTUEL (VENDEE et CHARENTE-MARITIME)

POSTER

HOLOCENOUS MALACOLOGICAL ASSOCIATIONS HAVING CONTRIBUTED IN THE FILLING UP OF THE ACTUAL "MARAIS POITEVIN" (VENDEE AND CHARENTE-MARITIME)

Yves GRUET et Pierre-Guy SAURIAU

Laboratoire de Biologie marine, 2 rue de la Houssinière, 44072 Nantes Cédex 03

Four cores have been sampled in the "marais poitevin": one of them in the east of Charron, another one near Pied-Lizet and the others near Maillezais. Pieces of shells of different species have been numbered and weighted. Ranks frequencies diagrams show the malacological associations homogeneity and diversity. The factorial analysis on the absences-presences makes clear an ecological gradiant from the most marine associations to the most superficial and finally land associations.

Quatre sondages ont été réalisés dans le marais poitevin: l'un à l'est de Charron, un autre proche de Pied-Lizet et les deux derniers à proximité de Maillezais. Les fragments de coquilles ont été triés, déterminés, dénombrés et pesés par espèces. L'analyse des diagrammes rangs-fréquences précise l'homogénéité et la diversité des associations malacologiques. L'analyse factorielle des correspondances sur les présences-absences met en évidence un gradient écologique allant des associations les plus marines et les plus profondes aux associations les plus superficielles et au domaine terrestre ou dulcicole. L'ordonnance des espèces suit ce même gradient. En substrat meuble, trois principaux peuplements ont contribué au comblement du marais. Le plus fréquent correspond au peuplement d'estran sablo-vaseux à *Cerastoderma edule* , *Scrobicularia plana*, *Abra ovata*, *Hydrobia ulvae*, etc. C'est la vase "fossilisée" ou "bri" à *Scrobicularia* et *Cardium* des géologues. La zone infralittorale et subtidale avec un peuplement à *Spisula subtruncata*, *Corbula gibba*, *Abra* (*alba* et *nitida*), etc. n'est représentée qu'à la base du sondage de Charron (ouest du marais). A l'opposé, à l'est du marais, à Maillezais un peuplement de "lagune salée" a été mis en évidence avec les espèces *Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Hydrobia ventrosa*, *Rissoa membranacea*, etc. En substrat dur, les bancs d'huîtres (*Ostrea edulis*) participent pour une part non négligeable au

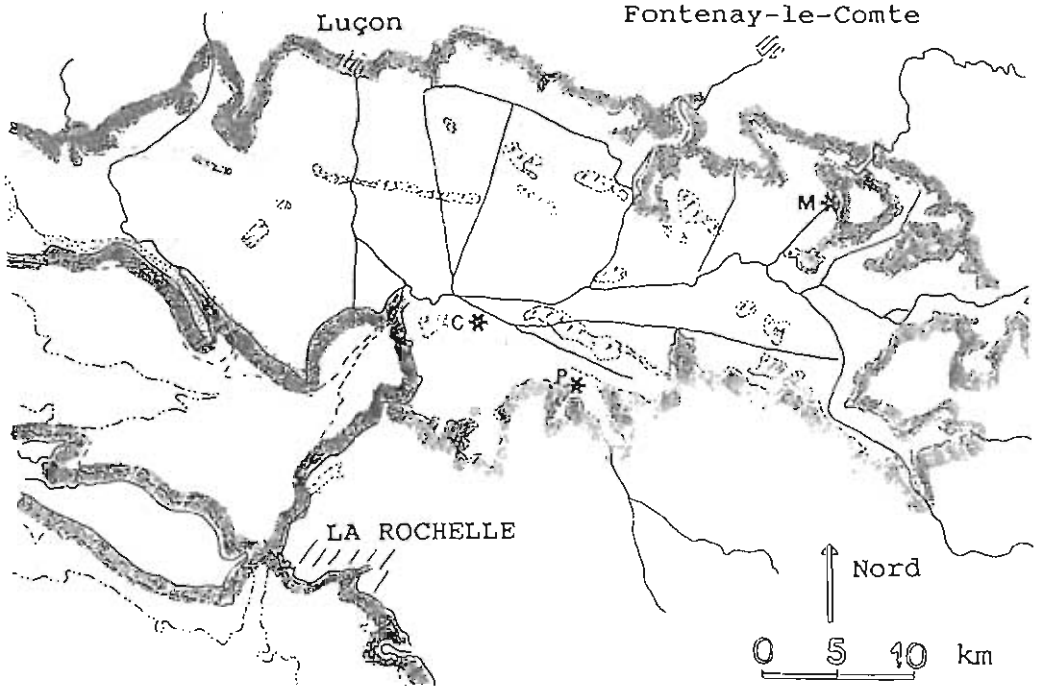


Fig.1 -Situation des trois stations : Charron C , Pied-Lizet P et Maillezais M (2 sondages) dans le marais poitevin.

comblement. Certains ont dû se développer en zone infralittorale (avec *Chlamys varia*, *Anomia ephippium*, *Gibbula cineraria*) ou plus haut sur l'estran (avec *Gibbula umbilicalis*, *Littorina saxatilis*).

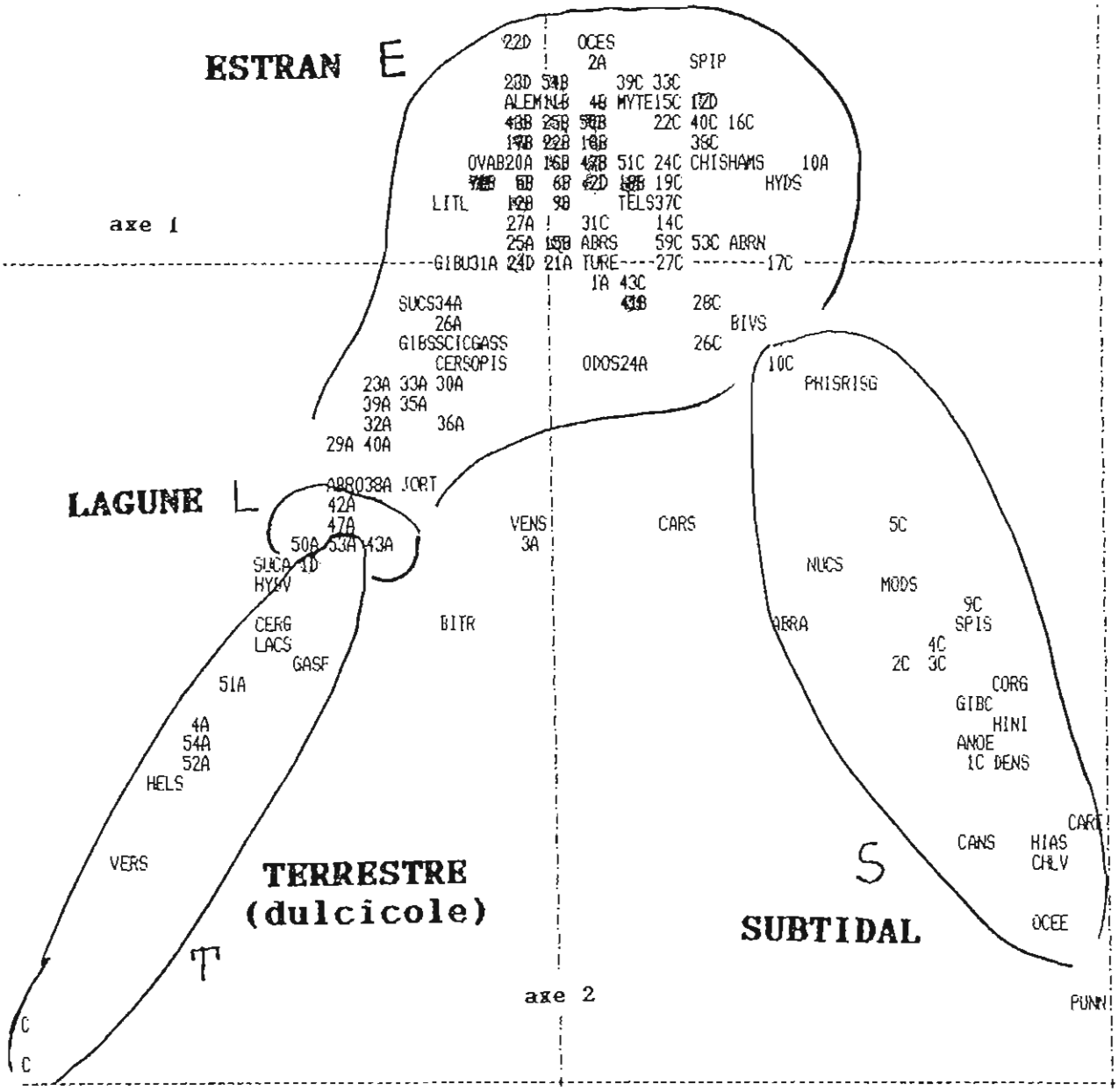


Fig.2 - Analyse factorielle des correspondances des 4 sondages basée sur un codage en présences-absences.

-Plan 1/2 : les stations et les espèces se répartissent selon un net gradient de "confinement" depuis les milieux marins subtidaux jusqu'aux milieux terrestres en passant par la zone intertidale et les milieux lagunaires. Le "confinement traduit le passage de milieux ouverts à l'influence marine à des milieux fermés (lagune) et continentaux. L'interprétation de l'axe 2 qui est bien évidemment lié à l'axe 1, révèle l'opposition entre les espèces sténoèces (pôles terrestre et et subtidal) et les espèces euryèces (zone de balancement des marées).

-Plan 2/3 : la dispersion du nuage des stations/espèces selon l'axe 3 montre l'influence prépondérante de certaines espèces au sein des associations malacologiques intertidales. *Ostrea edulis* et *Barnea candida* à Pied-Lizet ; *Cerastoderma edule*, *Hydrobia ulvae*, *Scrobicularia plana*, à Charron et Maillezais.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET DIAGRAPHIES: IDENTIFICATION ET CORRELATION DES SEQUENCES GENETIQUES (20-400 Ka) - APPLICATION AU JURASSIQUE DU BASSIN DE PARIS

WELL-LOGS AND SEQUENCE STRATIGRAPHY: GENETIC SEQUENCES (20-400 Ky) EXPRESSION AND STACKING PATTERN - THE PARIS BASIN JURASSIC CASE STUDY.

F. GUILLOCHEAU
Centre de Géochimie de la Surface, UPR 6251 du CNRS, 1 rue blessig, 67084 STRASBOURG CEDEX.

Both well-log expressions of genetic sequences and a method of correlation based on well-log stacking pattern of genetic sequences are proposed. They are discussed on Jurassic examples of the Paris Basin.

Les séquences génétiques (au sens de BUSH, 1974, ou paraséquences - VAN WAGONER, 1985) sont des unités stratigraphiques d'épaisseur plurimétriques correspondant à des variations du niveau relatif de la mer de durée comprise entre 20 et 400 Ka. La corrélation d'enchaînements verticaux de séquences génétiques entre coupes successives (méthode dite du "stacking pattern", CROSS, 1988; VAN WAGONER, 1988) est une des techniques les plus performantes pour reconstituer les géométries des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées et les hiérarchiser.

L'étude d'enregistrements diagraphiques conventionnels (Gamma-Ray, Résistivités, Sonique et à certains niveaux Neutron-Densité) sur trois transects du Jurassique du Bassin de Paris (Nancy-Rambouillet, Bar-s-Aube-Le Mans, Moulins-Amiens) a permis d'identifier la signature des séquences génétiques dans les différents milieux de sédimentation ainsi que de mettre au point une méthode de corrélation des signatures digraphiques des séquences génétiques afin de reconstituer les différents ordres de séquences de dépôts emboîtées.

I - SIGNATURE DIAGRAPHIQUE DES SEQUENCES GENETIQUES DANS LES DIFFERENTS MILIEUX DE SEDIMENTATION DU JURASSIQUE DU BASSIN DE PARIS: Plusieurs environnements ont été reconnus sur carottes ou sur affleurements situés aux extrémités des transects corrélés: prismes progradants en milieux mixtes terrigènes/carbonatés (offshore supérieur et shoreface: *Domérien, Oxfordien inférieur,...)*, plate-forme carbonatée externe (offshore inférieur transition avec le supérieur:*Sinémurien inférieur, Carixien, Kimméridgien,...*), rampes carbonatées externes bioclastiques (*Hettangien, Bajocien,...*), rampes oolithiques (*Bathonien*), littoraux carbonatés (*Oxfordien supérieur, "Portlandien",...*), domaines marins restreints (*Bathonien supérieur, Oxfordien moyen et supérieur,...*).

En tenant compte des erreurs possibles dans l'interprétation lithologique des diagraphies (fluides intersticiels, caves, radioactivité due à des minéraux lourds ou à des niveaux condensés carbonatés, matière organique, etc...), un catalogue de signatures diagraphiques de séquences génétiques a été constitué. Les séquences génétiques les mieux exprimées sont enregistrées dans des milieux où une variation du niveau relatif de la mer à haute fréquence se traduit par de forts contrastes lithologiques, c'est-à-dire en offshore supérieur, en shoreface inférieur, en rampe externe et sur le front des rampes oolithiques. Elles sont très difficiles à identifier avec certitude en domaine marin restreint (exception faite des domaines à évaporites: *"Purbeckien"*).

Les résultats obtenus sont intéressants à trois titres.

(1) Les variations lithologiques enregistrées sont conformes aux tendances évolutives verticales prédites par les modèles de partitionnement de faciès à l'intérieur des séquences génétiques (GUILLOCHEAU et al., ce volume de résumé - partitionnement préférentiel des milieux situés en aval et en amont de la zone de déferlement de la houle entre la phase de chute et de montée du niveau relatif de la mer).

(2) La signature diagraphique d'une séquence génétique (forme-intensité) peut être utilisée afin de caractériser un milieu de sédimentation et mettre ainsi en évidence des passages latéraux de faciès. Ceci doit être précédé de quelques précautions: connaissance des fluides intersticiels, importance de la diagenèse, etc... Il a été ainsi possible de tracer la variation dans le temps et dans l'espace de la limite offshore/shoreface.

(3) Certains niveaux remarquables (offshore supérieur à vitesse d'accumulation de sédiments relativement élevée: *Sinémurien inférieur, Oxfordien inférieur*) ont permis d'identifier des séquences génétiques se divisant systématiquement en cinq niveaux séparés par des lits argileux, séquences génétiques se groupant elles-mêmes en paquets de quatre. La durée moyenne des séquences génétiques à ces niveaux (la centaine de milliers d'années), le rapport d'emboîtement de ces séquences 1: 5 : 4, tombent dans la bande de fréquence des cycles de MILANKOVITCH (20, 100 ,400 Ka): ces séquences pourraient être utilisées pour quantifier la vitesse d'accumulation des sédiments.

II - **RECONSTITUTION DE LA GEOMETRIE DES SEQUENCES DE DEPOTS PAR CORRELATION D'EMPILEMENT DE SEQUENCES GENETIQUES:** Le propos de cette méthode est de s'affranchir de corrélations diagraphiques par identité de forme et donc de permettre des corrélations de ligne-temps à haute fréquence à travers des changements latéraux de faciès.

La démarche est la suivante:

(1) **identification des séquences génétiques,**

(2a) **regroupement des séquences génétiques en paquets** fondés soit sur des changements lithologiques significatifs de changements de milieux de sédimentation (un regroupement de séquence génétique correspond alors à un cycle "régression-transgression") ou, en milieu marin ouvert, sur des maxima d'argilosité significatifs de profondeurs maximales (donc de surfaces d'inondation maximale) - d'autres critères peuvent être utilisés comme des changement d'organisation lithologique des séquences génétiques, mais les surfaces ainsi caractérisées ne sont pas nécessairement synchrones (d'une manière générale il convient d'éviter l'utilisation de marqueurs "repères" qui s'avèrent souvent remarquablement diachrones car inféodés à un milieu de sédimentation - cas des surfaces de ravinements),

(2b) **hiérarchisation des différents ordres de paquets** (en utilisant le plus possible des critères de milieu de sédimentation),

(2c) **dénombrement des séquences génétiques par paquets,**

(3) **corrélation des différents ordres de paquets de puits à puits** (distance moyenne 4-10 km) en corrélant les maxima de profondeur ou, en domaine continental, les niveaux les plus situés en direction de la mer - vérification du nombre de séquences génétiques: mise en évidence des troncatures (downlap, toplap, onlap),...

(4) **habillage des séquences génétiques en milieu de sédimentation:** mise en évidence des passages latéraux de faciès - définition des surfaces remarquables de séquences de dépôts, soit, dans un ordre de difficulté croissant, la surface d'inondation maximale, la surface de première inondation ou de transgression, l'"unconformity".

Les avantages de cette méthode sont les suivants:

(1) **tracer des lignes isochrones** sur plusieurs centaines de kilomètres délimitant des ensembles de sédiments d'une épaisseur comprise entre 2 et 10 m et dont la durée (la centaine de milliers d'années) peut être estimée dans certains cas (accès à une mesure de la vitesse d'accumulation des sédiments),

(2) **mettre en évidence des biseaux stratigraphiques**, des condensations (amalgames de séquences génétiques) ou des augmentations d'épaisseur (dichotomie de séquences génétiques),

(3) habiller des architectures de séquences génétiques en milieux de sédimentation et **positionner** notamment **la limite offshore/shoreface,**

(4) reconstituer la géométrie et hiérarchiser les séquences de dépôts telles qu'elles sont dans la nature, c'est-à-dire (a) sans préjuger de modèles et (b) sans privilégier des surfaces qualifiées de "marqueurs régionaux".

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

MODELISATION DE L'EXPRESSION STRATIGRAPHIQUE DES SEQUENCES GENETIQUES (20-400 Ka) SUR UN PROFIL DE DEPOT OFFSHORE/SHOREFACE/PLAINE COTIERE

STRATIGRAPHIC MODELING OF GENETIC SEQUENCES (20-400 Ky) OVER AN OFFSHORE/SHOREFACE/ COASTAL PLAIN DEPOSITIONAL PROFILE

F. GUILLOCHEAU, G. MERZERAUD, A. LEJAY, R. FRIEDENBERG
et M. HOFFERT
Centre de Géochimie de la Surface, UPR 6251 du CNRS, 1 rue blessig, 67084 STRASBOURG CEDEX.

The 2D facies change rate and the sediment accumulation rate over an offshore/shoreface/coastal plain depositional profile are both controled by accomodation variation during an high-frequency relative sea-level cycle. The proposed stratigraphic model shows that preservation of sediments during a full cycle depends on their position from the wave-breaking line: offshore and shoreface are preserved during relative fall and coastal plain during relative rise. The relationships between surfaces, environments and sediment accumulation rate are discussed.

Les séquences génétiques (au sens de BUSCH, 1974) sont des unités stratigraphiques d'épaisseur plurimétrique, enregistrement d'une variation du niveau relatif de la mer de durée comprise entre 20 et 4OO Ka. Elles sont définies entre deux surfaces d'inondation maximale. C'est à leur échelle que s'effectue la préservation de corps sédimentaires autocycliques (c'est-à-dire résultant strictement de processus hydrodynamiques) par des facteurs allocycliques (la variation du niveau relatif de la mer, que sa cause soit eustatique ou tectonique).

L'étude de leur expression sédimentologique et stratigraphique dans différents milieux de sédimentation nous ont conduit à proposer un modèle stratigraphique de séquence génétique sur un profil de dépôt offshore supérieur-shoreface-plaîne côtière.

I - EXPRESSION 1D DES SEQUENCES GENETIQUES.

Deux paramètres ont été systématiquement mesurés: (1) la variation de profondeur (en milieu marin) ou d'inclinaison du substratum (en milieu continental) et (2) la variation de vitesse d'accumulation de sédiments.

En **offshore supérieur - shoreface** (domaines situés en aval de la zone de déferlement de la houle), les séquences génétiques enregistrent essentiellement la phase de diminution de profondeur, la phase d'augmentation correspondant (1) soit à un niveau condensé ou (2) soit à une surface de ravinement pouvant être surmontée par des sables grossiers de remaniement littoral et un niveau condensé. La diminution de profondeur n'est pas un processus linéaire: en offshore supérieur, la profondeur diminue brutalement dans la partie médiane de la séquence, ce processus s'accompagne d'une légère condensation. Le maximum de vitesse d'accumulation s'effectue dans les milieux les moins profonds, c'est-à-dire en fin de diminution de profondeur.

En **plaîne côtière** (baies, estuaires) et en **plaine alluviale** (réseaux à méandres et droits), les séquences génétiques enregistrent essentiellement la phase d'augmentation de profondeur ou la phase de diminution du profil d'inclinaison fluviatile. En **milieu estuarien,** les séquences génétiques sont relativement symétriques; elles se décomposent en une phase de comblement de l'estuaire conduisant à des remplissages de barres subtidales par des faciès intertidaux ("tidal falts") surmontée par une phase d'ennoiement de l'estuaire comprenant successivement (1) des remplissages de chenaux tidaux à très forte vitesse d'accumulation et (2) une surface de ravinement surmontée par un niveau condensé de houle. En **milieu fluviatile** (droit), seule la variation

d'inclinaison du lit du fleuve peut être mesurée. La phase d'accentuation du profil du fleuve (correspondant à la chute du niveau relatif de la mer) est volumétriquement peu importante, elle s'achève par des surfaces d'érosion se recoupant mutuellement ("by-pass": faible vitesse d'accumulation), période de développement préférentiel des sols. La phase d'aplanissement du profil du fleuve (correspondant à la remontée du niveau relatif de la mer) est volumétriquement dominante, la vitesse d'accumulation maximale de sédiments est atteinte dans sa partie médiane.

II - MODELISATION 2D DE LA REPONSE STRATIGRAPHIQUE D'UNE SEQUENCE GENETIQUE.

Ces observations peuvent être expliquées par un modèle simple, faisant intervenir une variation du potentiel d'accomodation en réponse à une variation cyclique périodique du niveau relatif de la mer. Le profil de dépôt considéré est celui d'une côte dominée par la houle de moyenne énergie en régime micro- à méso-tidal.

En période de **chute du niveau relatif de la mer**, la vitesse de création d'espace disponible passe par un minimum (point d'inflexion de chute), voire est négative (selon le rapport entre la vitesse de subsidence et la vitesse de chute du niveau de la mer). La tendance à la progradation est maximal: c'est la période où le shoreface est le plus développé. Les sédiments étant préférentiellement piégés au niveau du littoral, il en résulte un léger déficit en offshore, d'où une légère diminution de la vitesse d'accumulation de sédiments. En domaine continental, la tendance est à l'érosion ou au "by-pass", le maximum d'inclinaison du profil d'équilibre étant atteint en fin de période d'érosion ou de by-pass.

En période de **montée du niveau relatif de la mer**, la vitesse de création d'espace disponible passe par un maximum (point d'inflexion de montée). La tendance est alors à la rétrogradation/aggradation verticale. L'essentiel des sédiments est piégé en domaine continental, d'où de fortes vitesses d'accumulation de sédiments lors de la phase d'ennoiement. Il en résulte un déficit de sédiments en domaine marin, d'où la formation de surfaces de ravinement au niveau du littoral et la formation d'un niveau condensé en offshore.

Les **environnements sédimentaires** selon qu'ils sont situés **en amont ou en aval de la surface de déferlement de la houle** ne sont donc pas préservés d'égale façon selon qu'il s'agit d'une baisse ou d'une montée du niveau relatif de la mer. Les environnments situés en aval (offshore, shoreface) sont préservés en période de baisse, les environnements situés en amont (domaine continental *s.l.*) sont fossilisés en période de montée. Ce processus a été dénommé **partitionnement des environnements sédimentaires** entre la chute et la montée du niveau relatif de la mer par CROSS (à paraître). Dans le cas de non préservation, ces environnements sont exprimés sous forme de surfaces ou de niveaux particuliers. En période de chute, les domaines continentaux sont enregistrés sous forme d'une surface d'érosion ou d'un niveau à sols. En période de montée, le littoral est réduit à une surface d'érosion: la surface de ravinement.

Les conséquences de ce modèle sont importantes en ce qui concerne (1) les **corrélations entre domaine continental et marin**, ainsi que la signification des différentes surfaces rencontrées ("downwaed shift" et/ou érosion de chute, ressaut hydrodynamique diachrone, surface de transgression ou de première inondation, surface de ravinement diachrone) et (2) sur la prédiction des géométries et volumes des environnements sédimentaires.

L'originalité de ce modèle est d'appliquer le concept d'accomodation à l'échelle de séquences d'épaisseur plurimétrique, c'est-à-dire à l'échelle des paraséquences. Il permet d'expliquer des surfaces, comme la surface de ravinement, qui ne se forment qu'à cet ordre de variation du niveau relatif de la mer, c'est-à-dire à la limite des processus auto- et allo-cycliques.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CRISTALLOGENESE D'UNE MAGNESITE D'ORIGINE COLLOIDALE, A STRUCTURE STROMATOLITIQUE (PACIOS, ESPAGNE).
CRYSTALLOGENESIS IN A STROMATOLITIC COLLOIDAL MAGNESITE (PACIOS, SPAIN).

GUILLOU Jean Jacques, WESTALL Frances.
Laboratoire de Biogéologie, Université de NANTES, F 44072, NANTES CEDEX 03.

SEM and TEM studies of a metamorphosed, biolaminated, sparry magnesite deposit at Pacios, Spain, demonstrate a microbial environment of formation for the magnesite. The fossilisation of extremely fine microbial structures (of the order of 10s of nm) in the magnesite implies that it was originally colloidal. High magnification TEM studies show that the magnesite consists of partly oriented crystallites. The theory of percolation is invoked to explain the conservation of the microfossils during the evolution to perfect and imperfect crystals.

Introduction.- Des structures sédimentaires fines et des microfossiles (1,2,3) sont conservés dans le matériel métamorphisé de certaines lentilles de magnésite spathique, en particulier dans le gisement mésozonal de Pacios (Espagne) : on y observe au MET des détails fossilisés de l'ordre de la dizaine de nm. De telles reliques syngénétiques ne peuvent persister dans le métasédiment que grâce à une succession de contraintes : 1°) leur finesse implique un dépôt colloïdal originel ; 2°) leur persistence au cours de la diagenèse nécessite une réorganisation non-destructrice de l'agrégat colloïdal ; 3°) leur maintien dans le métamorphisme est dû au comportement particulier de la magnésite (1,4).

Données nouvelles.- Des études des cristaux de magnésite au MET (x 100.000), ont montré une structure formée par une association de plages cristallines "claires" (plus transparentes aux électrons), de l'ordre d'une dizaine de nm, cernées de régions "sombres" (plus denses aux électrons). Ces plages claires s'associent en chaînettes de 2 à 6 éléments, qui se groupent elles-mêmes en V et en grilles, ce que nous appellerons "ensembles sectoriels" ou "secteurs". Ceux-ci tendent à s'aligner selon différentes directions, ébauche d'une organisation à plus grande distance. A haute résolution (x 500.000) et en diffraction électronique, les plages claires correspondent à un matériel cristallin parfaitement organisé.

Interprétation.- L'ensemble des éléments clairs et de leur marge sombre correspondrait à une structure "fantôme", image de l'agrégat colloïdal en cours de réorganisation, où la partie centrale des cristallites, plus claire, serait plus pauvre en défauts cristallins :

- dans une telle hypothèse, les cristallites peuvent s'empiler d'emblée en un réseau géométrique compact, hexagonal ou cubique, tandis qu'elles se réorientent réciproquement. Cependant, de tels empilements géométriques, où les cristallites concernés s'auto-orientent puis coalescent, auront une extension drastiquement limitée par les différences de taille entre éléments. Ainsi, cette restructuration, à la fois géométrique et cristallographique, directement issue de l'agrégat colloïdal, ne permet que des regroupements d'impact limité, sectoriel. Cette limitation va bloquer les transferts locaux de matière et préserver certaines structures fines, syngénétiques ;
- à l'échelle supérieure, celle du futur cristal, l'ensemble subit également une réorientation cristalline. Mais, a) celle-ci ne va plus de pair avec la réorganisation géométrique, et b) on remarque au microscope optique qu'il existe des "cristaux" sans extinction, ou à extinction très incomplète, qui contiendraient plus d'impuretés organiques (micro-organismes fossilisés) (3).

Ces deux faits sont complémentaires, si on applique la théorie de la percolation qui régit la transmission des phénomènes dans les milieux discontinus (5). En effet, la première observation (a) rappelle que la réorganisation géométrique ne dépasse pas l'échelle du secteur, ce qui matérialise une discontinuité. La seconde (b) montre qu'à

l'échelle du futur cristal, la transmission de la même orientation cristallographique est aléatoire : son passage entre deux secteurs voisins n'est possible que si leurs orientations sont compatibles. Ce n'est statistiquement pas toujours vrai, et cette probabilité fait que l'on observe tous les stades intermédiaires entre l'agrégat sans extinction et le cristal optiquement parfait.

Conclusion.- Les magnésites sont issues d'un colloïde formé en environnement microbien. Les traces de micro-organismes et de mattes microbiennes ont pu être conservées grâce à un premier processus d'empilement géométrique et d'auto-orientation des cristallites, restreint à des secteurs limités, et de ce fait non-oblitérant. Dans le meilleur des cas, la transmission du seul phénomène d'auto-orientation se poursuit de secteur à secteur, ce qui donne alors un cristal de type classique. Si elle ne se fait pas, on reste à un stade de réorganisation intermédiaire, sans extinction optique.

(1) Guillou J. J., 1980, Thèse Sc., Univ. P. et M. Curie, Paris, 1°, 156 p.
(2) Chayé d'Albissin M & Guillou J. J., 1986, Rev. Géol. dyn. Géogr. phys., 27, 5, pp 339-349.
(3) Westall F. & Guillou J.J., à paraitre.
(4) Higg D.V. & Handin J., 1959, Geol. Soc. Amer., Bull., 70, pp 245-278.
(5) Grassberger P., 1991, La Recherche, Paris, 232, 22, pp 640-646.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LA MATIERE ORGANIQUE DU JURASSIQUE SUPERIEUR AU BASSIN DE TAMPICO-TUXPAN: SON EVOLUTION EN FONCTION DE L'HISTOIRE DU BASSIN

Mario GUZMAN VEGA et Jean DELFAUD

Laboratoire Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, 64000 Pau

The Tampico-Tuxpan basin corresponds to a passive margin under the influence of the foreland of an orogenic area. The geodynamic framework controls the accumulation, the preservation and the thermal history of organic matter during the Upper Jurassic.

I - EVOLUTION DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU BASSIN

L'analyse séquentielle et paléogeographique ont permis de mettre en évidence 4 stades tectono-sédimentaires. Chacun d'entre-eux présente des géométries, des styles de déformation et des suites lithostratigraphiques particulières.

• ***Le stade RIFT*** est marqué par des phases d'extension épisodiques affectant un ensemble de sous-bassins losangiques. La première phase d'extension est associée à la rupture de la Pangée au Trias supérieur-Lias. Les grabens de cet âge sont remplis par d'épaisses séquences de sédiments silicoclastiques d'origine continentale. Le Toarcien-Aalénien est representé par une discordance à l'échelle du bassin. Cette discordance précède une deuxième phase d'extension durant l'Oxfordien-Kimméridgien. La suite lithologique de cette phase est constituée principalement par des calcaires argileux et par des black-shales. Au cours du Jurassique supérieur le domaine marin progresse dans l'ensemble du bassin. Cette deuxième phase d'extension est à l'origine de l'ouverture du Golfe du Mexique.

• ***Le stade de BASSIN DE PLATE-FORME (POST-RIFT)*** est representé du Berriasien au Santonien par une plate-forme carbonatée peu structurée. Cette plate-forme drappe et scelle les structures distensives de la phase Rift. Au Crétace supérieur, la plate-forme disparaît ; elle est remplacée par des dépôts bassinaux .

• ***Le stade d'AVANT-FOSSE*** se développe durant le Maestrichtien-Danien au front de la Sierra Madre Orientale lors de la phase laramienne. Il est representé par l'installation d'un sillon subsident à l'Ouest du bassin en situation d'avant-pays flexuré.

• ***Le stade de MARGE PASSIVE***, en partie contemporaine du stade précédent, est matérialisé par une série sédimentaire témoignant d'un mouvement régressif depuis la base du Campanien jusqu'au Miocène inférieur. Ce stade traduit la continuité évolutive des stades Rift et Post-rift avec des phases d'édification du talus progradant. Lors de ce stade, le paléocanyon de Bejuco-La Laja recoupe une grande partie du bassin.

II - EVOLUTION DU TREFONDS DU BASSIN

L'étude de la subsidence tectonique par la méthode de "Backstripping" a permis de reconnaître des types de subsidence particuliers pour chacun des stades tectono-sedimentaires identifiés.

• ***Le stade RIFT*** est représenté par la subsidence initiale induite lors des épisodes d'extension. Le premier épisode (Trias supérieur-Lias) est caractérisé par de faibles taux d'extension ($b \approx 1.1$). Cet épisode est suivi par une période de calme tectonique (Toarcien-Aalénien) représentant vraisem-blablement une première subsidence thermique. A l'Oxfordien-Kimméridgien un taux élevé de subsidence tectonique ($\approx$ 50 m/Ma) se manifeste. Le taux d'extension total est estimé à environ 1.3. Dans l'ensemble du Golfe du Mexique, la distribution de la croûte amincie engendrée lors du deuxième épisode d'extension permet d'interpréter la marge Est-mexicaine comme une marge en faille transformante lors de l'ouverture du Golfe du Mexique.

• ***Le stade de BASSIN DE PLATE-FORME*** est marqé dans l'ensemble du bassin par une subsidence du type thermique. Cette subsidence se traduit par une atténuation progressive à tendance exponentielle de la vitesse d'enfoncement du substratum (2 à 4 m./Ma).

• *Le stade d'AVANT-FOSSE* se caractérise par une brève accélération de la vitesse de subsidence (≈ 20 m/Ma). L'enchaînement vertical des faciès bathiaux vers des faciès margino-littoraux, traduit l'atténuation de la subsidence flexurale.

• *Le stade de MARGE PASSIVE* se traduit par un net ralentissement de la subsidence tectonique. Ce ralentissement et une baisse eustatique à long terme sont à l'origine de la progradation vers le large des dépôts sédimentaires.

Cette dynamique du tréfonds a guidé la nature des grands ensembles stratigraphiques du bassin. Les effets eustatiques sur la sédimentation sont secondaires et uniquement surimposés.

III - L'EVOLUTION DE LA MATIERE ORGANIQUE

L' étude de la matière organique par la pyrolyse Rock-Eval et la modélisation de la maturation ont permis de caractériser les roches mères et de définir la distribution géographique de leur maturité ainsi que les époques de formation des hydrocarbures.

Les séries de l'Oxfordien-Kimméridgien représentent les meilleurs niveaux à roches mères. Ces roches contiennent principalement de la matière organique (MO) marine du type II et sont constituées par des faciès à laminites exempts de bioturbation. La structuration en bassins losangiques lors de la phase Rift a restreint la circulation des eaux et a induit leur stratification. Ces conditions de confinement ont favorisé l'nstallation des conditions anoxiques de préservation de la matière organique.

D'autre part, les forts taux de sédimentation (65-100 m/Ma) ont minimisé les effets de dilution organique. La reconstitution des teneurs en carbone organique initial montre une distribution hétérogène de la matière organique à l'ensemble du bassin. Les teneurs en matière organique augmentent vers les régions de plus grande subsidence en suivant un schéma approximativement concentrique. Cette distribution peut être associée aux propriétés hydro-dynamiques de la matière organique.

La maturation des roches mères est contrôlée principalement par la subsidence flexurale lors du stade d'avant-fosse. Les taux de transformation calculées augmentent de l'Est vers l'Ouest. Un flux thermique moyen de 70mW/m2 est ajusté par simulation numérique des courbes Index d'hydrogène /profondeur observées. La phase principale de genèse des hydrocarbures a commencé à l'Ouest du bassin au Maestrichtien et s'est continuée à l'Eocène. A l'Est cette phase s'amorce plus tardivement. Elle débute à l'Oligocène et continue au Miocène. Les voies de migration secondaire des "cuisines à huile" de l'Ouest du bassin vers les gisements à l'Est ont vraisemblablement emprunté la fracturation developpée lors de la phase laramienne.

IV - CONCLUSIONS

Les systèmes pétroliers à l'Est du Mexique montrent des traits communs en raison d'une même origine: rifting intracontinental, ouverture du Golfe du Mexique et chevauchement vers l'Ouest du domaine orogénique de la Sierra Madre Orientale.

La reconnaissance chronologique des événements géologiques des systèmes pétroliers du bassin de Tampico-Tuxpan guide l'évaluation et l'exploration vers les zones de frontière : La Sierra Madre et le Golfe du Mexique.

REFERENCES

(1) VINIEGRA O. and CASTILLO C. (1970).- Golden Lane fields, Veracruz, Mexico : In M. T. Halbouty (ed.), Geology of giant petroleum fields : *A.A.P.G. Mem.* 14, p. 309-325.

(2) DELFAUD J. (1986).- *Bull. Centres Rech.-Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 10,2, p. 509-535.

(3) SCLATER, J.G. et CHRISTIE, P.A. (1980).- *J. Geophys. Re.*, 85 p. 3711-3739.

(4) ESPITALIE J., DEROO G. et MARQUIS F. (1985-1986).- *Rev. Fr. Pétr.*, 40 (41), p. 563-784, 43-89

(5) CHENET P.Y. (1984).- Thermal transfer in sedimentary basins, paleotemperature reconstruction and maturation studies in the gulf of Lion margin. *In* : Durand B. (ed.), Thermal phenomena in sedimentary basins. Technip, p. .257-269.

(6) CARILLO-BRAVO J. (1980).- *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petr.* 32 (1),1980, p. 27-54.

(7) HUC A.Y. (1988).- Sedimentology of organic matter. *In* : Frimmel F.H. and Christman R.F. (ed.), Humic Substances and their role in the environment. Wiley, p. 215-243.

DYNAMIQUE PERIGLACIAIRE DES ESTRANS FOSSILES (FIN DU STADE 5E ET PLUS ANCIENS) DU MASSIF ARMORICAIN.

HALLEGOUET Bernard (*) et VAN VLIET-LANOE Brigitte (**)

(*) U.R.A. 904 du C.N.R.S., Laboratoire de Géographie de la Mer et des Littoraux, Faculté des Lettres de l'Université de Bretagne Occidentale, B.P. 814, 29285 BREST.
(**) Centre de Géomorphologie du C.N.R.S., rue des Tilleuls, 14000 CAEN.

Mots-clefs: estrans, falaises, glaciel, périglaciaire, transfert, Massif Armoricain, Svalbard, Saint-Laurent.

Key-words: beach ridges, cliffs, ice rafting, periglacial, transfert, Armorican Massive, Svalbard, Saint-Laurent.

Abstract:

Fossil beaches of the ending Last Interglacial, arround the Armorican Massive show morphological and sedimentological anomalies which can be attributed to ice rafting and periglacial diagenesis. Comparison with observations performed in High Arctic (Svalbard) and cold temperate (Saint-Laurent) environments allow to understand the succession of dynamic recorded with the iniation of the Last Glaciation.

L'étude des plages fossiles du Dernier Interglaciaire, notamment un petit événement transgressif survenu aux environs de 117 000 BP, met en évidence l'existence d'anomalies morphologiques, pétrographiques et granulométriques.

Ces estrans sont caractérisés par les éléments suivants:

- des alignements ou des pavages de gros blocs ou de dalles, tronquant sans l'éroder le matériel meuble sous-jacent et dénotant l'existence d'une dérive;
- une pétrographie de plage nettement plus variée que les accumulations attribuées à l'Optimum climatique éémien;
- un classement et un émoussé médiocres avec une matrice limoneuse ou limono-argileuse, parfois organique. Les matériaux de bas d'estran sont souvent surmontés par un cordon open work, mieux classé, infiltré secondairement par divers matériaux, comme le montre l'étude micropédologique.

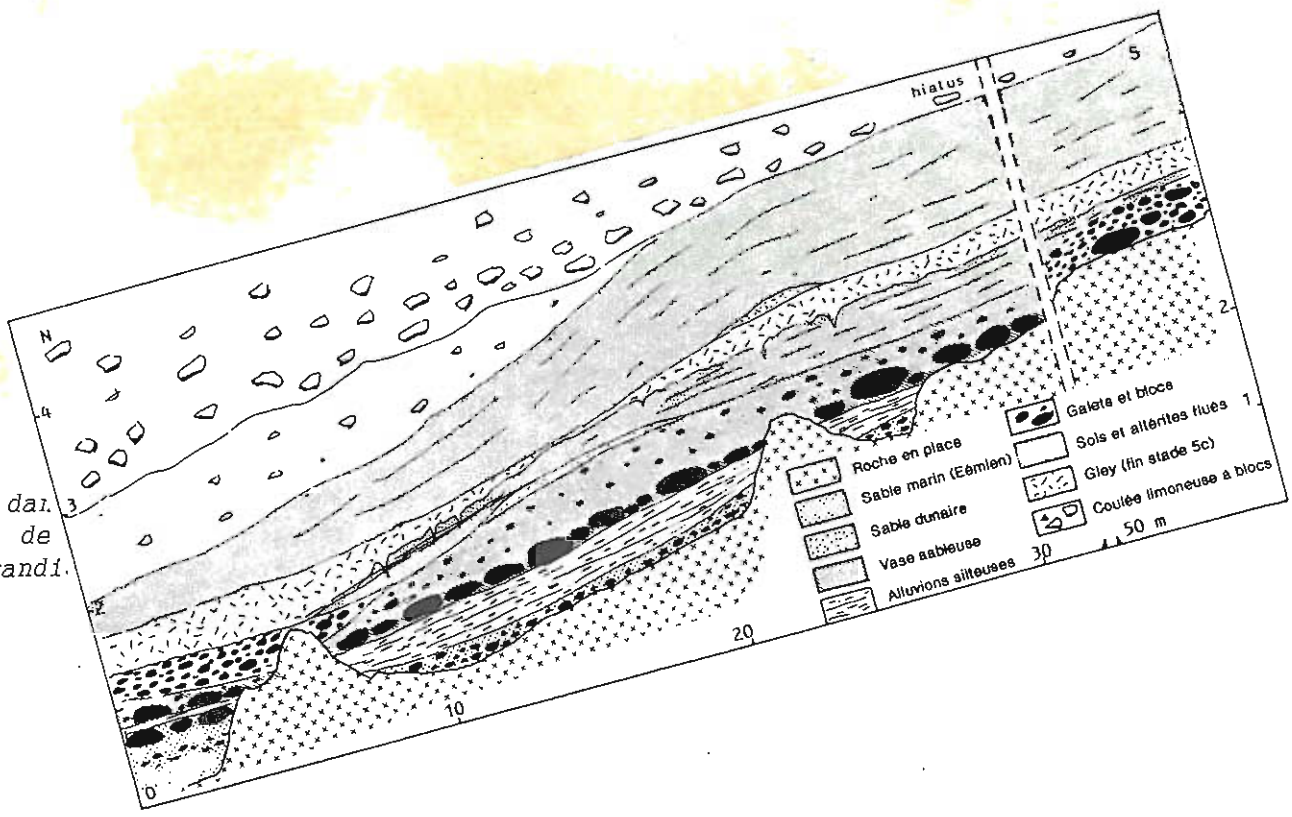
Cette succession est attribuée à une dynamique glacielle reprenant du matériel soliflué de versant. Des évolutions de ce type, observées actuellement au Spitsberg et dans l'estuaire du Saint-Laurent, permettent de comprendre un peu mieux la mise en place de ces dépôts.

La dynamique glacielle joue en effet un rôle non négligeable dans l'évolution littorale des régions tempérées à hiver froid et dans les régions subarctiques. La présence d'une banquise saisonnière et de glaces flottantes y engendrent des faciès sédimentaires d'estran particuliers, comme de grandes dalles déchaussées en milieu abrité, des faciès d'estran

vaseux à alignement de blocs surdimensionnés tronquant aussi bien un platier rocheux que des sédiments non consolidés, des nids d'erratiques, etc... La matrice limoneuse de bas estran provient pour l'essentiel de l'arrachage de masses vaseuses par la banquise de berge, le pied de glace ou de l'échouage de glaçons de rivières. Une part peut aussi provenir des falaises sédimentaires en arrière de cordons comme au Spitsberg. L'effondrement des matériaux de ces falaises et leur accumulation sur le pied de glace (fonte plus précoce du versant) fournit également beaucoup de débris.

En fin d'été, dans ces milieux, les hauts de cordons sont triés et lavés. L'infiltration terrigène s'effectue au printemps, lorsque le sol en pied de falaise est encore gelé en profondeur et que le versant se trouve en cours de dégel et de déneigement. Elle est favorisée par les forts gradients thermiques (1°C/cm) existant à ce moment et qui induisent une succion plus forte que le seuil hydraulique à franchir, pour permettre une percolation dans le matériel. Les sables et les graviers peuvent ainsi être infiltrés respectivement jusqu'à 10 et 50 cm de profondeur. Cette infiltration s'arrête dès que le gradient thermique devient faible (0,03°C/cm) et on passe alors à une sédimentation superficielle finement stratifiée (dépôts de compétence et/ou de décantation) de fans.

Ces observations signifient que les falaises n'étaient pas recouvertes par la végétation (nombreux cycles de gel, liés à la latitude), que les hivers étaient suffisamment froids à cette époque pour permettre un gel profond des cordons, que le niveau de la mer se trouvait en retard sur le refroidissement du climat, que la dynamique des courants marins n'était pas très différente de l'actuelle (niveau plus élevé de 2 m.). Cependant, à cette époque, il n'y avait pas encore de pergélisol dans l'estran, comme il en existe dans les vasières du Spitsberg (polygones).



Coupe dan
datant de
Cormorandi

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LE TREMADOCIEN DU MASSIF DU BRABANT (BELGIQUE): TURBIDITES DE FAIBLE DENSITE ET FACIES PÉLAGIQUES ASSOCIES.

TREMADOCIAN SERIES OF THE BRABANT MASSIF (BELGIUM): LOW DENSITY TURBIDITES AND ASSOCIATED PELAGIC FACIES.

ALAIN HERBOSCH
Université Libre de Bruxelles, CP 160, Département des Sciences de la Terre et de l'Environnement, Sédimentologie et Géodynamique des Bassins, 50, av. F.-D. Roosevelt, B-1050 Bruxelles, Belgique.

It is proposed in this paper that the Tremadocian bedded and/or laminar siltstone series of the Chevlipont Fm (Brabant Massif, Belgium) is a turbiditic one. One would refer to these deposits as to fine grained turbidites (low density). Associated pelagic facies (Mn-rich shales) would have also been recognized.

Le Massif du Brabant est le plus important mais le moins connu des massifs calédoniens qui affleurent en Belgique (fig. 1). Sa structure générale est celle d'un anticlinorium NNW-SSE à coeur cambrien et bordure ordovicienne et silurienne. Il est presque entièrement caché sous une couverture de terrains mésozoïques et cénozoïques; seuls quelques affleurements discontinus dans les fonds de vallée de la bordure sud (fig. 1) permettent de l'étudier. Un réexamen de ces coupes complété par l'étude du récent sondage de Lessines (HERBOSCH *et al.*, 1991) permet de proposer une interprétation sédimentologique des formations trémadociennes.

Au point de vue stratigraphique, la coupe de la Thyle est la plus complète en ce qui concerne l'Ordovicien inférieur. On y observe en concordance:
- l'Assise de Mousty (> 1000m ?), essentiellement pélitique et localement manganésifère; celle-ci est très mal connue et vraisemblablement d'âge cambrien moyen à supérieur (VANGUESTAINE, 1989).
- la Formation "X" (env. 100m) est constituée de shales gris foncé rubannés à graptolites; les passées riches en manganèse se marquent par la présence de grenats (Sp 70 Al 25 Gr 5). Elle est datée par graptolites et acritarches du Trémadocien inférieur. Un enrichissement progressif et récurrent en lamines silteuses marque le passage à la formation suivante.
- La Formation de Chevlipont (env. 200m) montre des siltstones laminaires et lités à stratification ondulante ou lenticulaire ("quartzophyllades" des auteurs anciens), formés par l'alternance rythmique de lits clairs silteux et de lits foncés silto-argileux. On y observe des granulodécroissances, des laminations plan-parallèles, des rides à laminations obliques unidirectionnelles, de la bioturbation horizontale millimétrique (*Planolites*) ainsi que, plus épisodiquement, des lits gréseux épais de quelques centimètres à structure massive (rarement plan parallèle ou convolute), très continus latéralement. Les acritarches fournissent un âge trémadocien inférieur (MARTIN, 1975; HERBOSCH *et al.*, 1991) et signalent l'existence d'une lacune importante entre cette formation et la formation suivante (Formation de Villers-la-Ville, non étudiée ici).

Ces "siltstones lités à stratification ondulante" (Fm de Chevlipont) apparaissent exactement sous le même faciès dans la vallée de la Senne (Fm de Virginal) ainsi que dans plusieurs sondages au bord sud du massif (Lessines e.a.) et un au bord nord (Beersel). Ce faciès a été carotté sur une centaine de mètres dans le sondage de Lessines, ce qui permet une meilleure observation. Outre les caractères déjà décrits, on y observe de nombreuses structures de déformation physique précoces, qui vont de légères fracturations, déplacements ou effilochages jusqu'à des brèches intraformationnelles en passant par des slumps. Les passées perturbées sont nombreuses mais peu épaisses (1 à 10cm). Ces observations confirment celles faites par LEGRAND (1968) sur le matériel de plusieurs autres sondages. La palynologie indique un âge trémadocien pour l'ensemble des séries mentionnées ci-dessus.

*

Ce faciès de "siltstone lité à stratification ondulante" est interprété comme une séquence de "fine-grained turbidite" à dominante silteuse (STOW, 1986). Cette interprétation permet d'expliquer l'uniformité du faciès sur des distances et des épaisseurs importantes, l'alternance de structures sédimentaires de forte et de faible énergie, l'absence de faune benthique et la présence d'une faune planctonique, la fréquence des glissements sous-aquatiques (paléopente); les lits gréseux plus continus seraient des turbidites de plus forte densité, très épisodiques. Dans le contexte défini ci-dessus, les shales manganésifères sous-jacents et de même âge seraient des dépôts pélagiques; la même hypothèse pourrait s'appliquer aux schistes de Mousty.

Références citées.

HERBOSCH, A. *et al.*, 1991 (à paraître). Etude lithostratigraphique, biostratigraphique et sédimentologique du sondage de Lessines (Massif du Brabant, Belgique). Ann. Soc. géol. Belg.

LEGRAND, R., 1968. Le Massif du Brabant. Mém. expl. carte géol et min. Belgique, 9, 148pp.

MARTIN, F., 1975. Acritarches du Cambro-Ordovicien du Massif du Brabant. Bull. Inst. roy. Sci. Nat. Belg., 51, pp. 1-33.

STOW, D.A.V., 1986. Deep clastric seas *in* Sedimentary Environments and facies (Reading, H.G. ed.), pp. 399-444. Blackwell.

VANGUESTAINE, M., 1989. New palynological results from the Cambrian and Ordovician of the Brabant Massif. Intern. Meet. Caledonides Midlands & Brabant Massif, abstracts, p. 15.

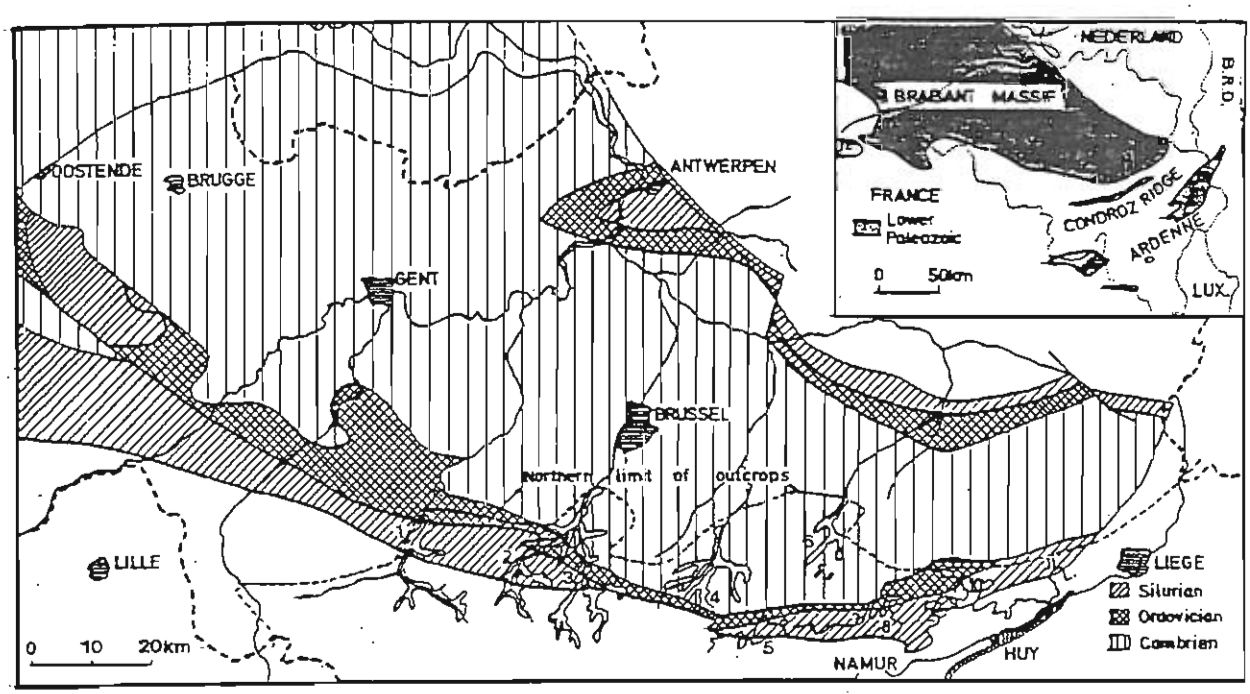


Fig. 1

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CARACTERISATION, PAR OBSERVATIONS DIRECTES A L'AIDE DU SUBMERSIBLE "NAUTILE", DE STRUCTURES EROSIVES ACTUELLES DES ZONES A NODULES POLYMETALLIQUES DU PACIFIQUE NORD EQUATORIAL : LES "TACHES GRISES"

CHARACTERIZATION, BY DIRECT OBSERVATIONS AID OF THE SUBMERSIBLE "NAUTILE", OF ACTUAL EROSIVE STRUCTURES IN EQUATORIAL NORTHERN PACIFIC'S MANGANESE NODULE AREA : "GREY PATCHES".

M. HOFFERT (1), R.LE SUAVE (2), G. PAUTOT (2),A. SCHAAF (3), P. COCHONAT (2),Y. MOREL (2)& P. LARQUE (1).

(1) : Université Louis Pasteur de Strasbourg, Laboratoire de Géodynamique sédimentaire, 1, rue Blessig, 67 084, Strasbourg Cedex.

(2) : IFREMER, Centre de Brest, n° 337, 29 273 Brest Cedex

(3) : Université Claude Bernard de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, URA n° 11, 27-43 Bd. du 11 novembre, 69622 Villeurbanne

Durant les missions NIXO 46-47 (1986) de l'IFREMER, dans le cadre de l'exploration des zones à nodules polymétalliques du Pacifique tropical nord, un levé cartographique détaillé a été effectué à l'aide du sondeur multifaisceaux SEABEAM ainsi qu'une couverture d'images sonar latéral haute résolution couplée à des profils sondeurs, grâce à l'utilisation du S.A.R. (Système Acoustique Remorqué qui comporte un sonar latéral 180 kHz et un sondeur de sédiments.
L'un des problèmes soulevés durant ces missions a été la mise en évidence, en surface de la série sédimentaire superficielle,d'un faciès sonar particulier, caractérisé par des formes allongées (plusieurs centaines de mètres de long, quelques dizaines de mètres de large) parallèles aux collines abyssales, par des bords le plus souvent tranchés, par une situation en fond de vallée ainsi que par une très faible réflectivité qui leur attribue une couleur grise sur l'image sonar.Ces formes ont été nommées "taches grises".Elles traduisent nécessairement une variation microtopographique d'amplitude inférieure au pouvoir de résolution du SEA-BEAM (environ 10 mètres) et décelable par les images Sonar dont la résolution moyenne est d'ordre métrique.

L'un des objectifs de la mission de plongées NIXONAUT (1988),était d'observer les variations morphologiques liées aux "taches grises" ainsi que d'effectuer des prélèvements sédimentaires afin de les caractériser et de les dater.Trois plongées, centrées autour de 130° 40' W et 14° 40' N, avaient parmi leurs objectifs l'étude d'une de ces "taches grises" particulièrement caractéristique.

La "tache grise" correspond à une surface plane en forme de "V" très allongé (quelques centaines de mètres), large ici d'environ 200 m.,situé dans l'axe le plus profond d'une vallée.Ses flancs ouest et est correspondent à une variation de dénivellée métrique.
La "tache grise" est caractérisée par l'absence totale de nodules.Sur son flanc ouest ,la disparition des nodules est très brutale et se fait en un mètre environ.Les nodules les plus proches sont ovoïdes,très peu enfoncés dans le sédiment, de grande taille (environ 10 cm de grand axe) et semblent orientés parallèlement à l'axe de la "tache grise.Sur le flanc est, la disparition des nodules, qui n'ont ici pas de forme spécifique, est progressivc et de petits nodules, de diamètre centimétrique, sont disséminés parmi eux.

L'aspect de surface du sédiment est celui d'une vase fine, beige clair, homogène, très sous-consolidée (ainsi que le prouvent le déclanchement d'un nuage vaseux par le

contact avec le submersible,l'observation de la surface moulée provoquée par une consolidation du sédiment lors de la dépose du submersible, ainsi que les mesures géotechniques).Cette surface est dépourvue de toute figure sédimentaire.Les traces de bioturbation sont peu abondantes ,.Il s'agit essentiellement de sillons, de petits tumuli et de pelotes fécales qui traduisent une perturbation de type superficielle.Tous ces faits indiquent que les "taches grises" ne sont pas actuellement le lieu d'une érosion intense .

Deux carottes d'une longueur de 20 cm. environ ont été prélevées, l'une dans la "tache grise", l'autre à une cinquantaine de mètres sur son flanc ouest dans un champ de nodules.Les sédiments des deux carottes sont identiques : ce sont des vases d'argiles à organismes siliceux.La seule singularité mise en évidence est la présence rare de fibres de palygorskites dans les sédiments de la "tache grise" et en traces dans le sédiment voisin .Ce minéral n'a pas été trouvé dans les autres sédiments de la zone étudiée.

D'après l'étude des radiolaires, les sédiments de la "tache grise" sont Pliocène alors que ceux de la carotte située dans les nodules sont actuels (moins de 210 000 ans).Cette même observation a été obtenue d'après l'étude d'une autre "tache grise".Ces dernières sont nécessairement le lieu de passage d'un courant actuel empêchant le dépôt des particules sédimentaires.

Discussion

Les vitesses actuelles des courants, de l'ordre de 5 cm./ s, sont insuffisantes pour expliquer une structure aussi importante que la "tache grise".D'après les indications géologiques obtenues par diverses études dans cette zone, on peut envisager l'histoire de la "tache grise" en plusieurs évènements distincts : un creusement antépliocène ou pliocène inférieur, un remplissage pliocène,un maintien à l'affleurement durant tout ou une partie du Quaternaire, une érosion actuelle.

La répartition actuelle des nodules est directement liée localement à la dynamique des courants profonds dûs aux variations climatiques quaternaires.Il est vraisemblable que durant leur formation, à partir du miocène moyen, la morphologie et la composition des nodules soient liées à la circulation des masses d'eaux profondes.

La confrontation des observations avec les résultats d'un travail expérimental sur les conditions d'érosion des argiles rouges des grands fonds et ds nodules associés permet de proposer l'hypothèse que l'ensemble des sédiments proches des "taches grises" sont actuellement érodés et que les sédiments actuels disposés autour des nodules sont des dépôts resédimentés très récents (moins de 210 000 ans.
On arrive ainsi à la conception de champs de nodules tour à tour enfouis par des dépôts sédimentaires issus de phénomènes de resédimentation et remis à l'interface lors de phénomènes érosifs.
La vision des champs de nodules à l'interface eau-sédiment ne serait donc due qu'à l'existence de mécanismes d'érosion actuels.Un arrêt de ces mécanismes provoquerait leur enfouissement rapide

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SURFACES D'EROSION ET SEQUENCES GENETIQUES: UN PIEGE PERFIDE DE L'ENREGISTREMENT STRATIGRAPHIQUE

SURFACES OF EROSION IN DEPOSITIONAL CYCLES: A SUBTLE TRAP IN THE STRATIGRAPHIC RECORD

HOMEWOOD, Peter W.*, CROSS, Timothy A.**, GUILLOCHEAU, François, ***

*Service Sedimentologie, Elf Aquitaine, SNEA(P), Avenue Larribau, 64018, Pau, France;
**Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines, Golden, CO, 80401, USA;
*** CNRS, UPR 6251, I rue Blessig 67084 Strasbourg cedex France

Surfaces of erosion separating facies deposited at different water depths in shoaling or deepening cycles are generally thought to be created by processes relating to an increase in energy level of the depositional environment. Erosion surfaces are thus interpreted as the simple result of processes such as channel cutting, scouring followed by infill, by the shaving effect due to the increase of energy above the wave-base energy threshold (the "wave-base razor") and so on. Explanations of erosion surfaces therefore tend to be purely process dependent. However, the stratigraphic record under investigation is also governed by variations in spatial attributes (local and regional variations in accommodation space, "effective" acommodation space) as well as by time dependent functions, in particular the rate of creation or of elimination of accommodation space per unit time (accommodation potential).

The landward or seaward shifting of facies zones resulting from cylic changes in relative sea-level leads to regionally extensive ravinement both during regression and transgression and this is well established in literature. Sediment bypass (particularly in the continental environment) and the wave-base razor effect cause surfaces of erosion during simple progradation. The topography or bathymetry of erosion surfaces can be most irregular when they are caused by autocyclic processes or by the seaward shift of facies zones. Transgressive ravinement and the wave base razor tend to result in regionally smoother surfaces of erosion.

Under appropriate conditions of relative sea-level increase and sediment influx, the origin of individual surfaces of erosion resulting from one or the other of these causes may be evident from the rock record. However, under certain conditions of sediment supply and (positive) accommodation potential, several surfaces of erosion may be created in deposits laid down within or below the shoreface environment. Correct interpretation of these multiple surfaces can only be made with reference to variation of time dependent functions (accommodation potential) as well as to the processes.

Where accommodation space is limited, the stacking of successive genetic sequences may lead to the replacement or substitution of one type of erosion surface by another ("edge of the bath-tub" effect). Correct identification of erosion surfaces in this context must necessarily take into account the accommodation space available during deposition. Individual genetic sequences are more easily recognized from landward stepping architectures where the deeper facies can be preserved. This is where both the transgressive and progradational surfaces of erosion may be preserved and recognized as such, since transgressive ravinement causes an erosional surface which is overlain by deposits from recognizably deeper environments. In the case of seaward stepping architectures, transgressive ravinement surfaces are replaced (substituted) by those resulting from the increase of energy during progradation of individual sequences as the sediment surface rises above wave base (crossing the "energy threshold"). Under these circumstances, the deeper facies (flooding or drowning facies) commonly are removed by the erosional processes which follow during progradation.This results in a stack of shallowing facies comprising surfaces of erosion but where individual genetic sequences may not be recognized.

Correct interpretation of surfaces of erosion is fundamental when correlating laterally equivalent vertical profiles (from outcrop or from wells) as well as when establishing stratigraphic architecture from genetic sequences. Identification of types of surfaces allows improved predictability of the geometry and extent of individual surfaces of erosion.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

NOUVELLE INTERPRETATION SEDIMENTOLOGIQUE DU BANC D'OR (BASSIN FRANCO-BELGE, VISEEN)

NEW SEDIMENTOLOGICAL INTERPRETATION OF THE "BANC D'OR" (FRENCH BELGIAN BASIN, VISEAN)

A. HUYGHE*, A. PRUD'HOMME* et D. VACHARD**
* Université Lille-Flandres-Artois,U.F.R. des Sciences de la Terre, Laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex
** Université Lille-Flandres-Artois, U.F.R. des Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléobotanique, U.R.A. 1365 du C.N.R.S., 59655 Villeneuve d'Ascq cedex

Three sites of Visean French Belgian Basin are studied. They permit to emphasize that the "Banc d'Or de Bachant" presents some levels of calcareous crusts. After an emersion, this bed has been brecciated. The "Banc d'Or" indicates a lasting emersion and a major climatic event.

Le Banc d'Or constitue une des caractéristiques sédimentologiques du Viséen du Bassin franco-belge. Il a été étudié en trois sites : Avesnois (Bachant), Boulonnais et Belgique (Salet).

Son âge est encore discuté. Il semblerait qu'il présente un certain diachronisme selon que l'on se trouve à l'Ouest ou à l'Est de la province viséeenne. En Belgique et dans l'Avesnois, les biostratigraphes sont d'un avis unanime : il marque la limite entre les Formations dites de Neffe d'âge V2a et de Lives d'âge V2b. Alors que dans le Boulonnais, il se trouve au sein d'une Formation dite du Haut-Banc , entouré par une microfaune à cachet de V2a.

Dans sa localité-type (Bachant, Nord de la France), le Banc d'Or a une puissance qui varie entre 1,20 m et 2,60 m et fait suite à 3 ou 4 m de calcaire noir à "faciès lagon". Le Banc d'Or comprend un niveau de cinérites (Delcambre, 1989), à la base, surmonté d'un ensemble de lithoclastes (de la taille du galet à celle du bloc), plus ou moins arrondis, enrobés d'un enduit argileux rougeâtre. Leur lithofaciès est semblable à celui du calcaire noir sous-jacent. Le contact avec le banc sus-jacent est onduleux.

L'étude des microfaciès montre une alternance de niveaux à "faciès lagon" (micrite à Ostracodes, micrite à débris de microfaunes avec fentes de dessication, micrite à fenestrae obliques...) et de niveaux de croûtes calcaires à nodules lithoreliques non transportés (Brewer et Sleeman, 1964). Certains des nodules montrent des pseudomorphoses de gypse. D'autres sont entourés par du quartz fibreux qui pourrait remplacer des argiles (F. Arbey, comm. pers.). Localement, dans des poches d'argiles, il y a de petits nodules de fer et un enduit noirâtre le long de fissures suggérant des rhizocrétions.

En Belgique, à Salet (Vallée de la Molignée), on observe le même type de faciès qu'à Bachant. Quelques grains de quartz détritique, corrodés, suggère une source détritique peu éloignée.

Dans le Boulonnais (Nord de la France), le Banc d'Or présente également une épaisseur variable qui peut changer latéralement très rapidement mais en règle générale elle dépasse les 2m. Il se présente comme un ensemble de blocs enrobés dans des argiles rougeâtres ou verdâtres. A certains endroits, il contient un banc de micrite (1,50m environ) que l'on peut suivre sur une certaine distance avant que celui-ci ne se trouve débité grossièrement en "boules". Macroscopiquement, les galets ou blocs n'appartiennent qu'à deux types de faciès : micrite à bird-eyes ou micrites à glaebules très sombres, voire de teinte violette en surface.

Au microscope dans ce deuxième type, les nodules sont fréquents et sont parfois entourés d'un halo glaebulaire (formé par accrétion *in situ)* de microsparite. Les fentes de dessication y sont nombreuses. Le Banc d'Or (s.s.) est ici surmonté d'une succession de bancs pluridécimétriques de micrite qui présentent des degrés divers d'évolution vers un paléosol. Selon le temps d'émersion, il semblerait que l'évolution puisse être plus ou moins complète.

Ainsi, cette alternance se termine par un niveau comprenant des galets enrobés dans des argiles versicolores mais ne comportant pas de glaebules.

Contrairement aux deux autres sites, des ciments microstalactitiques sont visibles : il s'agit d'une précipitation à partir de fluides percolant vers le bas à travers les pores (diagénèse vadose (Walls et Burrowes, 1985)).

Le Banc d'Or se forme donc par altération de calcaires, de type lagon à Calcisphères, qui individualisent divers vadoïdes, conduisant à la croûte perlitique typique. En effet, une émersion entraîne une dissolution *in situ* (légère karstification) et les blocs de roche-mère, plus ou moins saine, commencent à se détacher et sont modifiés par les processus pédogénétiques. Une couche d'argiles, recouvrant la surface émergée, s'infiltre *per descensum* entre les blocs, produisant ainsi l'enduit argileux. Le niveau cinéritique joue le rôle de film imperméable, limitant ainsi la bréchification du calcaire et l'infiltration des argiles.

Le ou les Bancs d'Or sont donc l'indice d'une émersion plus ou moins durable en climat semi-aride succédant à des dépôts de climat tropical humide. Ce sont essentiellement des paléosols calcaires à horizons de croûte perlitique plus ou moins épais qui semblent de bons équivalents paléozoïques des paléosols calcaires du Villafranchien (Quaternaire ancien). Ils correspondent à un événement climatique majeur pouvant se réaliser incomplétement, plus ou moins précocement selon les régions considérées.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

GEOCHIMIE ORGANIQUE DE LA FORMATION QUERECUAL (CENOMANO-TURONIEN, VENEZUELA) CORRELATION AVEC LES SEQUENCES LITHOLOGIQUES.

ORGANIC GEOCHEMISTRY OF THE QUERECUAL FORMATION (CENOMANO-TURONIAN, VENEZUELA) CORRELATION WITH LITHOLOGIC CYCLES

A. IATZOURA & M. RENARD
Laboratoire de Géologie des bassins sédimentaires et URA CNRS 1315
T. 15-14, E.4 ; Université P.&M. Curie, Paris VI
4 Place Jussieu, 75252 Paris Cédex 05

The Cenomano-Turonian Anoxic Event (CTOAE ; Arthur et al., *1987) is represented in the East of Venezuela by the Querecual formation.*
Field and continental cores samples analysed by Rock-Eval pyrolysis (Espitalié et al., *1985a, 1985b, 1986) show a good relationship between maximum values in Total Organic Carbon (TOC) and sea level cycles.*

L'événement anoxique Cénomano-Turonien (CTOAE ; Arthur et *al.*, 1987) est représenté au Vénézuéla par deux formations riches en matière organique : la formation LA LUNA à l'Ouest (Andes de Mérida) et la formation QUERECUAL à l'Est (Serrania del Oriente). Ces formations présentent des alternances marne, marno-calcaire contenant souvent de nombreuses concrétions carbonatées.

Des levés de coupes et trois carottes d'une quinzaine de mètres ont été effectuées à terre dans la formation Querecual. Les échantillons prélevés ont été analysés à la pyrolyse Rock-Eval. [La pyrolyse Rock-Eval (Espitalié et *al.*, 1985a, 1985b, 1986) permet, par chauffage de l'échantillon broyé dans un four à programmation de température, de déterminer principalement les paramètres suivants :

- S1 : Hydrocarbures (HC) libres contenus dans l'échantillon ;
- S2 : HC pouvant encore être libérés lors d'une évolution ultérieure ;
- S3 : CO_2 issu du craquage du kérogène ;
- S4 : CO_2 issu de l'oxydation de la Matière Organique (MO) demeurée dans l'échantillon après pyrolyse : Carbone Organique (CO) résiduel.
- T max : température du four au sommet du pic S2. Cette valeur correspond au degré d'évolution de la MO.
- COT : somme du carbone pyrolysé et du carbone résiduel. Ce résultat, exprimé en pourcentage, représente le contenu de l'échantillon en Carbone Organique Total.

Les résultats obtenus montrent que ces roches-mères sont très riches (fortes teneurs en COT, de l'ordre de 5%) et très mature (Tmax supérieur à 450°C). De plus ils sont en corrélation avec les séquences lithologiques. Notamment (en excluant les échantillons les plus proches de l'affleurement où les valeurs chûtent par altération météorique), on peut associer les teneurs extrêmes en COT aux phases maximales des cycles du niveau marin.

BIBLIOGRAPHIE

Arthur M. A., Schlanger S. O. & Jenkyns H.C. (1987) - The Cenomano-Turonian Anoxic Event, II. Paleoceanographic controls on organic-matter production and preservation. *In* J. Brooks and A. Fleet *"Marine Petroleum Source Rocks"*, Geological Society of America Special Publication, *Blackwell éd.*, p. 401-420.

Espitalié J., Deroo G. & Marquis F. (1985a) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. - *Rev. Inst. Franç. du Pétr.*, 40, 5, p. 563-579.

Espitalié J., Deroo G. & Marquis F. (1985b) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. - *Rev. Inst. Franç. du Pétr.*, 40, 6, p. 755-784.

Espitalié J., Deroo G. & Marquis F. (1986) - La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. - *Rev. Inst. Franç. du Pétr.*, 41, 1, p. 73-89.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

GENESE DES SEQUENCES DANS LE BASSIN PARALIQUE CARBONIFERE DU NORD OUEST DE L'EUROPE

THE GENESIS OF THE SEQUENCES IN A PARALIC BASIN, THE UPPER CARBONIFEROUS OF THE NORTH WEST EUROPE

IZART ALAIN
UNIVERSITE DE METZ et Laboratoire de géologie des ensembles sédimentaires,
UNIVERSITE DE NANCY I.

On three sections of the upper Carboniferous of the North West Europe, We computed the decompacted thickness and the tectonic subsidence (table 1). Using these data, we concluded that the tectonic subsidence, the sedimentation rate, the sediment loading, the compactive subsidence, the eustatism are the different kinds of controls on the marine and coal sequences in a paralic basin.

La comparaison des bassins du Nord de la France (IZART, 1986), du centre de l'Angleterre (SMITH et al, 1967) et de l'Allemagne (FIEBIG, 1969), appartenant au bassin paralique carbonifère du NW de l'Europe, montre la succession suivante:

Namurien argileux marin, Westphalien A à séquences marines, puis deltaiques à charbon, Westphalien B à séquences marines et deltaiques à charbon, Westphalien C et D à séquences marines, deltaiques puis fluviatiles à charbon.

Pour expliquer cette répartition des séquences, nous avons décompacté et calculé la subsidence tectonique, la subsidence liée à la charge des sédiments et à la compaction pour les trois bassins carbonifères (tableau 1) en employant la méthode de SCLATER et CHRISTIE (1980).

Les séquences marines correspondent aux périodes de haut niveau marin corrélables mondialement (ROSS et ROSS, 1985). Leur situation est identique dans les trois bassins, mais leur nombre varie de dix en Angleterre, six en Allemagne, deux en France pour le Westphalien A. La position du Nord de la France en marge d'un horst pourrait expliquer ces différences. Les séquences à charbon se placent surtout dans les périodes de bas niveau marin et plus rarement en haut niveau (Allemagne, Angleterre). Le tableau 1 nous montre l'importance de la tectonique et du taux de sédimentation puisqu'au Westphalien les zones les plus subsidentes et les plus épaisses ont le plus de charbon avec dans l'ordre croissant au Westphalien A et B l'Angleterre, l'Allemagne, la France. Les données de la subsidence tectonique sont compatibles avec les bassins d'avant pays pour la France et l'Allemagne et les bassins en extension pour le centre de l'Angleterre (McCABE, 1991; LEEDER et McMAHON,1988). Mais il ne faut pas négliger la subsidence liée à la charge des sédiments et à la compaction. Si l'on compare les Westphalien A,B,C, le nombre de séquences à charbon augmente au Westphalien B et C mais la subsidence tectonique diminue par rapport au Westphalien A en Angleterre et Allemagne alors qu'elle augmente en France.

Les apports sédimentaires, la subsidence liée à la charge des sédiments et à la compaction semblent alors l'emporter sur la tectonique. Mais les variations eustatiques ne sont pas négligeables comme WALKDEN et WALKDEN (1990) l'ont démontrées. La comparaison des subsidences tectoniques au Westphalien entre les trois bassins montre que ce facteur ne l'emporte pas sur la tectonique. Mais il est difficile de le mesurer précisément.

Les facteurs qui agissent en bassin paralique sont donc la subsidence tectonique, le taux de sédimentation, la subsidence liée à la charge des sédiments, la subsidence liée à la compaction, l'eustatisme.

TABLEAU 1 BASSINS		N FRANCE	ANGLETERRE CENTRE	ALLEMAGNE
EPAISSEUR	N	385	583	1087
	WA	382	765	1823
DECOMPACTEE	WB	565	720	1411
	WC	1830 (C-D)	207	1225
(M)	TOTAL	3162	2275	5546
SUBSIDENCE	N	105	157	300
	WA	104	260	474
TECTONIQUE	WB	170	244	319
(M)	WC	598	43	307
	TOTAL	977	704	1400
SUBSIDENCE	N	266	297	470
LIEE A LA	WA	215	476	1150
CHARGE DES	WB	272	273	478
SEDIMENTS	WC	935	90	569
	TOTAL	1688	1136	2667
SUBSIDENCE	WA	77	158	516
LIEE A LA	WB	123	203	614
COMPACTION	WC	297	74	349
	TOTAL	497	435	1479
SEQUENCES	N	SM	SM	SM
	WA	2SM(20-30M)	10SM(10-50M)	6SM(20-80M)
(SM=		8SC(20-30M)	13SC(10-50M)	42SC(10-20M)
SEQUENCE		DS=200KA	DS=87KA	DS=40KA
MARINE,	WB	1SM(10M)	5SM(10-40M)	2SM(35M)
SC=		17SC(8-20M)	20SC(10-20M)	52SC(10-20M)
SEQUENCE		DS=100KA	DS=80KA	DS=37KA
A CHARBON,	WC	1SM(40M)	6SM(10-30M)	3SM(10-40M)
DS=DUREE		44SC(10-20M)	16SC(10M)	40SC(5-30M)
SEQUENCE,		DS=66KA	DS=136KA	DS=69KA
KA=1000ANS)				

N=NAMURIEN, WA, B, C=WESTPHALIEN A, B, C

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EFFETS DIAGENETIQUES EN RELATION AVEC LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES

EXEMPLES DANS LES CARBONATES DE LA PLATE-FORME PARISO-BOURGUIGNONNE AU BATHONIEN TERMINAL ET AU CALLOVIEN INFERIEUR

DIAGENETIC EFFECTS RELATED TO THE SEDIMENTARY DISCONTINUITIES

EXAMPLES FROM THE CARBONATES OF THE BURGUNDY AND PARIS BASIN PLATFORM DURING THE UPPERMOST BATHONIAN AND THE LOWER CALLOVIAN

C. JAVAUX et M. FLOQUET

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

The sedimentary discontinuities, which occur on top of depositional parasequences and sequences, generate various cementations, dissolutions, mineralizations and neoformations. Those diagenetic effects differ one from the other according to their location in both sedimentary system tracts and paleogeographical settings.

Les séries carbonatées de la plate-forme pariso-bourguignonne, d'âge Bathonien terminal à Callovien inférieur, sont regroupées en systèmes sédimentaires, *sensu* Floquet *et al.* (1989), Javaux (1991), appelés "Pierre de Dijon-Corton", "Pierre de Ladoix" et "Etrochey". Les sytèmes sont constitués de séquences de dépôt, corrélables - individuellement ou par groupe - sur l'ensemble de la plate-forme. Systèmes et séquences sont séparés par des discontinuités sédimentaires qui ont enregistré préférentiellement des phénomènes diagénétiques complexes soit synsédimentaires soit immédiatement postérieurs au dépôt (éogenèse précoce et différée).

Les signatures diagénétiques des discontinuités varient en fonction :
- de la place de la discontinuité dans les cortèges sédimentaires avec leurs faciès caractéristiques,
- de l'ordre de la séquence que la discontinuité affecte (paraséquence *sensu* Van Wagoner *et al.*, 1988, ou séquence d'ordre supérieur),
- de la place de la discontinuité dans les dispositifs paléogéographiques.

Exemples :
- Diagenèse au toit de paraséquences de remblayage dans un cortège transgressif : importante cimentation marine phréatique, parfois vadose, faible compaction, possibles dissolutions des ciments en milieu proximal par comblement sédimentaire pouvant conduire à l'émersion --> régression sédimentaire, discontinuité à action diagénétique limitée, porosité primaire le plus souvent totalement obturée et rarement réouverte, cas des discontinuités dc de la partie inférieure du système "Pierre de Dijon-Corton".
- Diagenèse sur une surface d'inondation maximum au toit d'un cortège transgressif : cimentation marine très développée, précipitation de calcite drusique ferreuse, dissolutions modérées et restreintes aux milieux proximaux, pyrite abondante --> inondation, discontinuité à effets diagénétiques plutôt obturants, cas de d5c dans le système "Pierre de Dijon-Corton" et de dl dans le système "Pierre de Ladoix".
- Diagenèse au toit de paraséquences de remblayage dans un prisme de haut niveau marin : cimentation marine phréatique ou vadose, dissolutions fréquentes mais limitées, dolomitisation, compaction et desquamation des grains --> régression sédimentaire, discontinuité à actions diagénétiques marquées, porosité primaire et secondaire souvent obturée, cas de d6c dans le système "Pierre de Dijon-Corton".
- Diagenèse au toit de séquence d'ordre supérieur, à l'échelle des systèmes sédimentaires eux-mêmes : cimentations marines parfois très limitées, dissolutions accrues, dolomitisation puis dédolomitisation, désagrégation de ciments, cimentations météoriques, formation de calcrète, néoformation de kaolinite en domaine proximal, en particulier au centre de la plate-forme ;

cimentations marines plus développées, dissolutions plus faibles, dolomitisation , minéralisation de blende et de pyrite, silicification sur les bordures de la plate-forme --> régression sédimentaire et eustatique, discontinuité à effets diagénétiques accusés, porosité secondaire non totalement obturée, cas de D2 et D3 au toit des systèmes "Pierre de Dijon-Corton" et "Pierre de Ladoix".

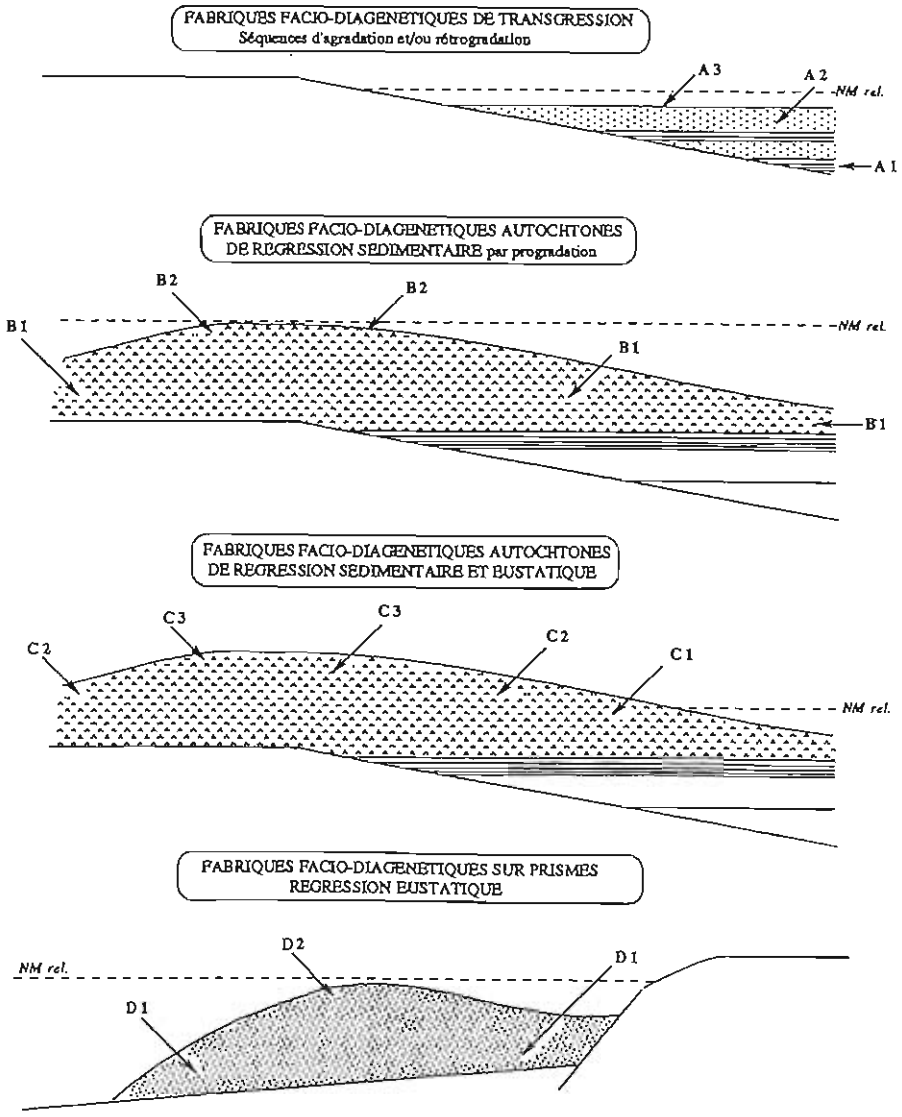
- Diagenèse au toit de prismes de bordure de plate-forme proximale : cimentations météoriques prédominantes, compaction importante, faible dolomitisation --> régression eustatique, diagenèse à effets importants, porosité primaire conservée, cas des prismes sédimentaires liés à D2.

Références bibliographiques :

- FLOQUET M., LAURIN B., LAVILLE P., MARCHAND D., MENOT J.C., PASCAL A. & THIERRY J. (1989) - Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âge Bathonien terminal-Callovien. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, vol. 13, n°1, p. 133-165, Pau.

- JAVAUX C. (1991) - La plate-forme parisienne et bourguignonne au Bathonien terminal et au Callovien (France). Dynamique sédimentaire, séquentielle et diagénétique. Place et création des réservoirs potentiels. Thèse de Doctorat de l'Univ. de Bourgogne, Dijon, à paraître.

- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUTIT T.S., HARDENBOL J. (1988) - An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In* : Sea-level Changes - An Integrated Approach. *SEPM Special Publication*, n° 42, p. 39-45.



3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ANALYSE DES CORPS SEDIMENTAIRES PAR VISUALISATION ET ANIMATION 3D : APPLICATION AU COMPLEXE DELTAIQUE DE RODA, EOCENE SUD-PYRENEEN, ESPAGNE.

SEDIMENTARY BODIES ANALYSIS BY 3D VISUALIZATION AND ANIMATION : THE RODA SANDSTONE, SOUTHERN PYRENEES, SPAIN.

Ph. JOSEPH °, D. CLAUDE °°, Ph. CRUMEYROLLE °°°, J.L. LESUEUR °°°°

° I.F.P., 1-4 Avenue de Bois-Préau, BP 311, 92506 Rueil Malmaison Cedex.
°° Université de Bordeaux III, 33405 Talence.
°°° TOTAL, C.S.T.,Domaine de Beauplan, Rte de Versailles, 78470 St Rémy-lès-Chevreuses.
°°°° ELF-Aquitaine, C.S.T.J.F., Avenue Larribau, 64000 Pau.

Interactive 3D visualization provides a better understanding of the internal architecture of sedimentary bodies. Time animation capability enables to simulate sedimentation and gives an accurate idea of the building pattern of the Roda deltaic complex.

Dans les réservoirs gréseux, l'évaluation des volumes utiles ou la simulation des écoulements de fluides nécessitent une description 3D complète de l'architecture interne de ces réservoirs (répartition des faciès dans l'espace et position des barrières de perméabilité).
Celle-ci est obtenue généralement à partir de coupes verticales 1D ou de sections 2D par des méthodes d'interpolation ou de simulation, qui génèrent des maillages 3D dépassant couramment 100.000 éléments.
L'analyse exhaustive d'une telle masse d'informations ne peut être opérée que par visualisation 3D, qui place les données à leur position exacte dans l'espace et permet l'étude conjointe des relations verticales et horizontales entre unités ou faciès sédimentaires.

L'outil de visualisation 3D développé à l'IFP est spécifiquement appliqué à l'étude des réservoirs sédimentaires. Ses caractéristiques les plus intéressantes sont :
- l'**interactivité** (les manipulations de rotation, zoom, dilatation... sont immédiates même avec les maillages importants représentatifs de corps sédimentaires complexes),
- l'utilisation de grilles de données les plus **souples** possible (grilles irrégulières en x, y et z), qui permet le dessin de surfaces non univoques en z (pli couché par exemple),
- la possibilité de visualiser les **coupes de terrain, puits ou sections 2D** ayant fourni les données de base. N'importe quelle section 2D, droite ou brisée, verticale ou oblique, peut être construite entre deux ou plusieurs puits. La création de "fence diagrams" est automatique.
- la visualisation dans l'espace d'**un seul type de faciès** (les grès grossiers par exemple) en rendant transparents tous les autres faciès. Cette technique facilite l'étude des connectivités entre corps sédimentaires,
- la possibilité non seulement de visualiser l'enveloppe externe du corps sédimentaire, mais également de se mouvoir à **l'intérieur** de ce corps, en déplaçant des plans de coupe parallèlement aux axes x, y ou z,
- les capacités d'**animation en temps**, qui permettent de **simuler** les processus de **sédimentation** (dépôt successif des faciès) et les processus de **compaction** (déformation progressive du maillage et évolution associée de la porosité).

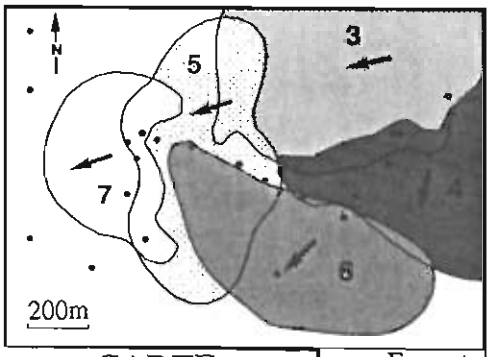
Ces techniques de visualisation et d'animation 3D ont été utilisées pour caractériser l'architecture interne du complexe deltaïque gréseux de Roda (dont l'organisation sédimentologique générale est présentée par Ph. Crumeyrolle et al. dans ce même congrès).
Une des séquences élémentaires régressives-transgressives (le Corps X) a été étudiée plus particulièrement : ce corps gréseux est constitué de plusieurs **barres à grands foresets de progradation**, séparées par des surfaces cimentées.
La modélisation 3D a été menée à partir des coupes de terrain par estimation des surfaces des barres (avec prise en compte des pendages) et simulation des faciès à l'intérieur de chaque barre.

Elle précise la géométrie 3D du schéma géologique établi : "Gilbert-delta", construit lors d'une chute relative du niveau marin au débouché d'un système fluviatile situé vers le NE (cf. fig.) :
1. le début de chute du niveau marin se marque par une **aggradation verticale** des barres, puis la chute maximale correspond à un dispositif uniquement **progradant** au front du delta. La remontée du niveau marin induit un abandon brutal de la construction du corps gréseux, et une forte cimentation carbonatée au toit de ce corps.
2. la disposition spatiale des différentes barres, conforme aux directions principales de progradation des foresets, indique de très nets phénomènes de **compensation** entre barres : celles-ci se construisent de façon alternée vers l'Ouest (barres 3, 5, 7) et vers le Sud (barres 4 et 6).
Dans sa partie distale, le corps deltaïque subit l'influence de courants de marée Est-Ouest, qui déplacent le matériel sableux vers l'Ouest et donnent au corps une forme plus allongée.

Une simulation de la sédimentation du Corps X sera présentée lors de l'exposé.

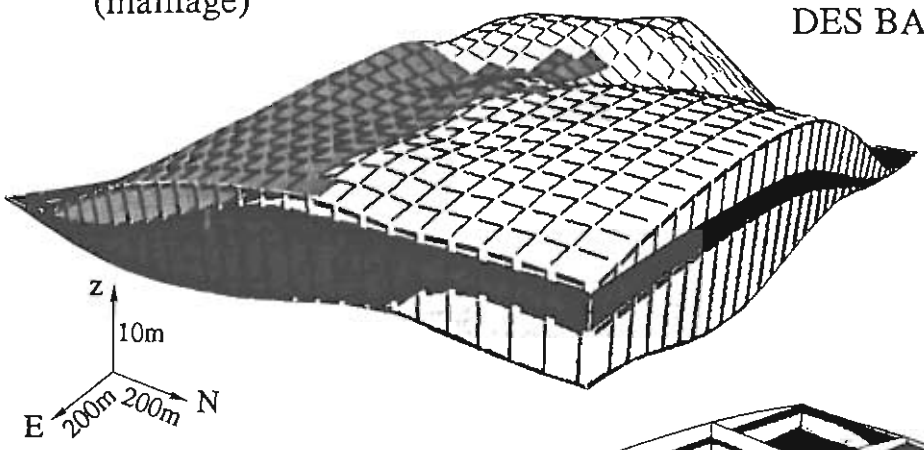
Ces travaux de recherche s'intègrent dans un projet mené par ELF-Aquitaine, I.F.P. et TOTAL, financé pour partie par la C.E.E.

GEOMETRIE DU CORPS X

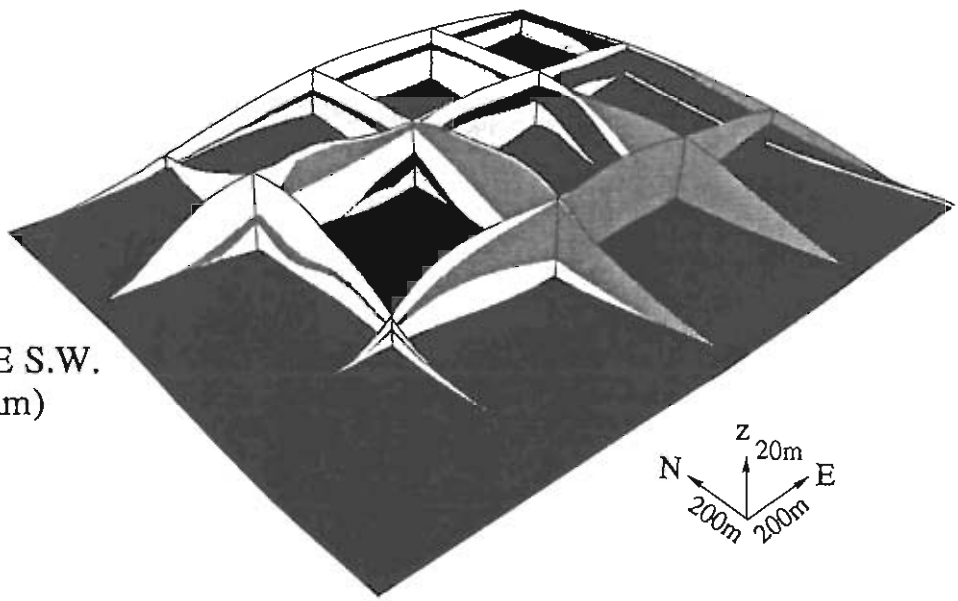


CARTE DES BARRES

VUE DEPUIS LE N.E.
(maillage)



VUE DEPUIS LE S.W.
(fence diagram)



3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Modélisation numérique du tassement et de la consolidation d'une vase

N. KARLIKOW
IFREMER, Centre de Brest, B.P. 70,29280 Plouzané, FRANCE

La vitesse de chute de l'interface eau surnageante-sédiment d'une vase peu concentrée a été modélisée dès 1951 par Kynch, mais la modélisation de l'évolution de la concentration d'une vase n'a été possible qu'avec les apports dus aux mécaniciens des sols, en particulier à l'extension de la théorie de Terzaghi [1946] aux déformations et aux contraintes non infinitésimales. En 1976, Gibson a proposé la première théorie générale sur la consolidation unidimensionnelle d'un sol saturé. C'est un développement de ce modèle que nous présentons ici.

Analyse des processus

Le tassement d'une vase se traduit par un mouvement différentiel des particules vers le bas et de l'eau interstitielle vers le haut. Depuis Kynch [1951], des modèles prenant en compte la chute des particules ont été développés, par exemple par Toorman et Berlamont [1991]. La théorie de Gibson s'intéresse, elle, à la remontée de l'eau interstitielle. L'écoulement de l'eau est alors assimilé à un écoulement dans un milieu poreux à perméabilité variable, dont le moteur est le gradient d'excès de pression interstitielle.

Simultanément, la vase se consolide. Sa rigidification, c'est-à-dire l'apparition d'une contrainte dite effective, est due à de nombreux facteurs physico-chimiques, mais l'approche des mécaniciens des sols retient surtout la manifestation de ce changement de structure: la diminution de l'excès de pression interstitielle. Le postulat des contraintes effectives de Terzaghi permet de formaliser l'évolution de la contrainte dans un sol: la contrainte totale subie est égale à la somme de la pression hydrostatique, de l'excès de pression interstitielle et de la contrainte effective.

Le modèle de Gibson

L'originalité de Gibson aura été d'exprimer les deux processus décrits ci-dessus dans une équation unique, à l'aide d'une variable unique, l'indice des vides, sous les hypothèses supplémentaires suivantes: perméabilité et contraintes effectives ne dépendent que de la concentration (donc de l'indice des vides puisqu'il existe une relation univoque entre ces deux notions). On verra que cette dernière hypothèse est la plus sujette à caution.

Nous avons choisi un mode de résolution en différences finies, dans lequel perméabilité et contraintes effectives ne sont que des paramètres, c'est-à-dire que ce sont leurs valeurs au pas de temps précédent qui sont utilisées pour calculer l'indice des vides au temps considéré.

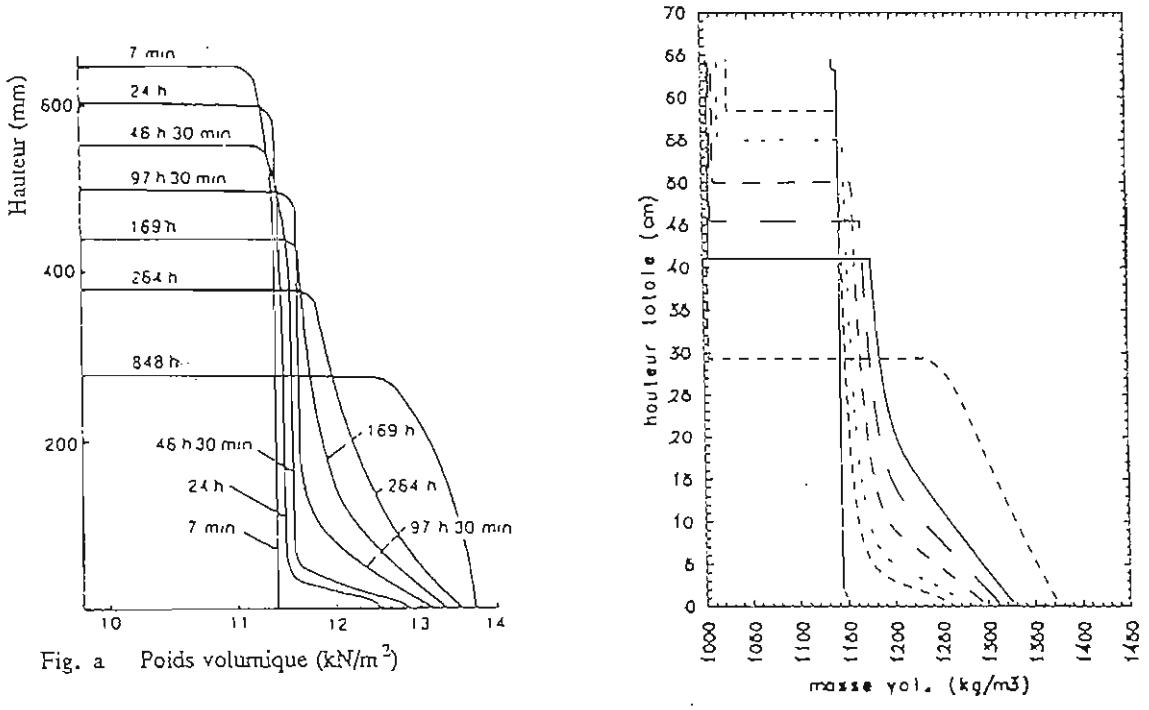
Résultats de la simulation

Nous avons comparé les résultats de nos simulations à ceux d'une expérimentation réalisée par Been et Sills [1981]. Ils sont globalement corrects comme le montre la figure.

Le résultat est extrêmement dépendant du choix des lois de perméabilité et de contraintes effectives. De nombreux auteurs en ont proposées (voir la revue bibliographique d'Alexis, 1991). Dans le présent travail, nous avons recherché une loi de perméabilité qui couvre la gamme la plus étendue possible de concentrations, de la suspension de flocons à une vase déjà tassée.

La loi de comportement des contraintes effectives est moins satisfaisante. Leur calcul à partir des données de concentration de d'excès de pression interstitielle de Been et Sills remet en question la validité de leur dépendance unique, même en première approximation, envers l'indice des vides. La présence d'un gradient vertical de contrainte effective dans une vase de concentration uniforme indique que la contrainte totale joue un rôle dans son expression. Ce n'est malheureusement sans

doute pas le seul facteur à prendre en compte. Néanmoins, dans la simulation présentée ci-dessous, la loi de contraintes effectives est strictement dépendante de l'indice des vides.



Evolution d'un culot de tassement. Comparaison entre l'expérimentation (a gauche) et le modèle (a droite). Les résultats expérimentaux sont donnés en poids volumique et en échelle logarithmique, ceux du modèle en masse volumique et en échelle linéaire.

La modélisation numérique du tassement et de la consolidation de la vase est très prometteuse, à condition de donner à l'équation de Gibson une forme plus générale qui permette de mieux cerner l'évolution des contraintes effectives. De plus, pour des vases moins concentrées que celles que nous avons étudiées ici, il apparaît que seule la perméabilité jouerait un rôle appréciable. Nous pourrons alors envisager d'inclure ce code de calcul de tassement dans un modèle général de transport de sédiments cohésifs sous l'action des courants.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES ELEMENTS D'ORIGINE BASALTIQUE DANS LES SEDIMENTS FLUVIATILES: INFLUENCE DES MODES DE DESAGREGATION METEORIQUE DES BASALTES. EXEMPLES PRIS DANS LE MOYEN ATLAS AU MAROC.

BASALTIC ELEMENTS IN FLUVIAL DEPOSITS: INFLUENCE OF METEORIC DISINTEGRATION OF BASALTS. EXAMPLES FROM MIDDLE ATLAS MOUNTAINS, MOROCCO.

L. KARRAT (1), J.-J. MACAIRE(2), A. PERRUCHOT(3), C. COCIRTA(2)
(1) Département de Géologie, Faculté des Sciences, BP 1796, FES, Maroc.
(2) Laboratoire de Géologie des Systèmes Sédimentaires, Faculté des Sciences et Techniques, Parc Grandmont, 37200 TOURS.
(3) Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires, Université de Paris-Sud, URA 723 CNRS, Bât. 504, 91405 ORSAY.
Travaux réalisés dans le cadre de l'action intégrée franco-marocaine 87/275.

The composition and the size of basaltic grains taking place in fluvial deposits depend on interna initial textures of basalts outcroping in the hydrographic basins. Basalts without glass provide a poor clay-silty phase and pebbles made of unweathered rocks. Glassy basalts supply plenty of sand-gravelly material whose grains are mostly polymineral.

Les roches basaltiques qui affleurent dans un bassin versant fournissent aux sédiments fluviatiles des éléments de taille et de nature variables:
- des fragments de roche dont la taille varie du gravier au bloc (>2mm),
- une fraction sableuse (50µm-2mm) constituée d'éléments soit polyminéraux (grains de roche), soit monominéraux (phénocristaux généralement d'augite ou d'olivine),
- une fraction argilo-silteuse comprenant des microcristaux primaires (ferro-titanés, microlites de plagioclases, augites, olivines..) et des minéraux secondaires du complexe d'altération (argiles, oxydes,..).

Dans le Causse moyen atlasique, près d'Ifrane, l'oued Tizguite a creusé sa vallée dans les coulées basaltiques quaternaires des Jbel Koudiat et Outgui et dans le substrat carbonaté liasique. Les alluvions fluviatiles sont à dominante sableuse: 42 à 98% de fraction 50µm-2mm. Le sédiment est essentiellement composé de carbonates issus des couches liasiques (90% en moyenne). On décèle quelques grains d'augite et d'olivine dans la fraction sableuse et de la kaolinite, de l'illite, du quartz, et des traces de vermiculite, interstratifiés, ferro-titanés et labrador dans la phase argilo-silteuse. Le basalte contribue peu à la sédimentation fluviatile détritique: on trouve principalement des minéraux de son complexe d'altération dans la fraction argilo-silteuse et des blocs décimétriques de roche saine.

Dans le Moyen Atlas plissé, près de Bakrite, l'oued Amengous, affluent de l'Oum-Er-Rbia, draine les basaltes quaternaires du Jbel Tamarroïkt et les couches calcaires et gréseuses du Crétacé supérieur et du Paléogène. Les alluvions actuelles sont à dominante sableuse (40 à 80%) et moins carbonatées (35% en moyenne). La fraction sableuse silicatée est riche en grains polyminéraux de basalte plus ou moins altéré et en grains monominéraux denses (augite, olivine...). La fraction argilo-silteuse renferme kaolinite, illite, smectites, chlorite, interstratifiés, quartz, labrador et ferro-titanés. Les éléments d'origine basaltique sont donc abondants dans les alluvions de l'oued Amengous, notamment dans la phase sableuse. Des fragments centimétriques à décimétriques de basalte remaniés sont aussi fréquents.

Cette abondance variable des éléments basaltiques trouve son explication dans le mode de désagrégation météorique des basaltes sur les bassins versants.

Le basalte alcalin affleurant dans le bassin versant de l'oued Tizguite comprend des phénocristaux d'augite, d'olivine et des microcristaux d'augite, d'olivine, de labrador, de magnétite et d'ilménite. La roche contient peu à pas de verre. Au cours de l'altération météorique le basalte se désagrège par séparation des phéno- et microcristaux primaires et secondaires au niveau de leurs joints de grains, au sein d'écailles entourant le coeur de sphéroïdes décimétriques de basalte sain. Le front d'altération est net. Le basalte dépourvu de verre fournit peu de matière à l'érosion mécanique et à la sédimentation fluviatile: une phase fine surtout argilo-silteuse, qui représente plus de 90% de l'altérite meuble, et des blocs de roche saine.

Le basalte calco-alcalin du bassin de l'oued Amengous, de composition voisine de celui d'Ifrane, comprend 15% de verre. Au cours de l'altération météorique, on voit apparaître un réseau de microfissures dans l'ensemble de l'altérite, progressant surtout au détriment de la phase vitreuse. Ces fissures isolent des fragments subdivisés en îlots millimétriques (2-5mm) de basalte peu altéré qui se séparent en formant, avec les phénocristaux, une arène basaltique. Peu de blocs de roche saine et cohérente demeurent dans la zone superficielle. Le basalte à phase vitreuse fournit à l'érosion mécanique une abondante fraction sablo-graveleuse (plus de 80% de l'altérite meuble) à éléments poly- et monominéraux.

Outre les facteurs externes conditionnant l'érosion (végétation, pente, climat), la nature et la granularité des éléments basaltiques présents dans les sédiments fluviatiles dépendent des textures initiales des basaltes affleurant dans les bassins versants: la présence ou l'absence d'une phase vitreuse et l'abondance de phénocristaux conditionnent les modes de désagégation fine des basaltes par altération météorique et l'importance de la part livrée à l'érosion mécanique.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DEFORMATIONS POST-DEPOT DANS LE PALEOCENE INFERIEUR DE LA REGION DU CAP VERT (SENEGAL OCCIDENTAL)

POST DEPOSITIONAL DEFORMATIONS IN THE LOWER PALAEOCENE OF THE CAP VERT AREA (WESTERN SENEGAL)

Ramzy KHATIB et Jacques ALLOUC
Université Cheikh Anta Diop , Département de Géologie , Dakar Fann , Sénégal.

Several stages of post-depositional deformations are recognized in the Lower Palaeocene. Related to the Horst of Ndiass mobility, these stages constitute precious evidences of the dynamic of the senegalese basin border and of the mechanisms involved.

Le Paléocène inférieur de la falaise côtière de Popenguine fait partie de la série sédimentaire du horst de Ndiass. Il constitue une formation marno-calcaire appartenant à la zone à *Globorotalia trinidadensis* BOLLI 1957, déposée dans un contexte de plate-forme externe . Il s'agit d'une alternance rythmique de bancs pluricentimétriques (10 à 90 cm) de calcaire micritique argilo-silteux et d'interbancs de marnes silteuses de quelques mm à 35 cm d'épaisseur. Les bancs de calcaire sont nettement distincts des interbancs marneux.

L'analyse des différents aspects stratonomiques du rythme marno-calcaire et de la structure de la série a permis de mettre en évidence plusieurs phases de déformations post-dépôt de styles différents : compaction accompagnée de tassements différentiels et d'extension, glissements interstrates et intrastrates, fractures en réseau remplies de calcite ayant l'allure de microdykes et microsills, injections de marnes de type diapirique et dykes clastiques.

Le tassement différentiel entre marnes et calcaire apparaît clairement dans les intervalles nodulaires où les lamines épousent la forme extérieure des nodules (le rapport de l'épaisseur minimale à l'épaisseur maximale est de l'ordre de 1/3); le calcaire a très probablement subi une consolidation diagénétique précoce. Il existe des load-casts mais ceux-ci sont mal individualisés, probablement à cause d'une faible différence de viscosité entre les sédiments marneux et calcaire au moment de leur formation . La présence d'un load-cast triangulaire symétrique permet de penser que l'affaissement des calcaires dans les marnes s'est produit très précocement lorsque les sédiments étaient encore très riches en eau. Il est possible que des " balls and pillows " se soient détachés lors de cet affaissement ainsi qu'en témoignent certains nodules calcaires concavo-convexes avoisinant le mur de banc sus-jacent . Dans la partie supérieure de la falaise, les bancs montrent des variations d'épaisseur évoquant des figures en " pinch and swell". L'extension semble avoir porté sur un matériau ayant déjà acquis une certaine cohésion (postérieurement aux premières distributions diagénétiques des carbonates) mais encore très plastique.

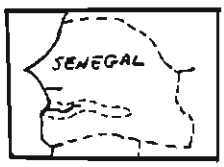
Le fluage entre matériaux de viscosité équivalente sous l'effet de la pesanteur a été suivi ou accompagné d'extension horizontale. Les glissements synsédimentaires interstrates caractérisent particulièrement certains intervalles de la série et se manifestent de plusieurs manières : - slumps, notamment dans la partie supérieure de la formation, -microchevauchements de bancs à bancs, - bourrage marneux, - coalescence locale de deux ou plusieurs bancs calcaires et replis locaux de ceux-ci avec microchevauchements internes, - interbancs marneux discontinus , déformés et par endroits microplissés. Généralement , le déplacement se fait vers l'W ou le WNW. C'est sur les intervalles étirés se comportant en zones de faiblesse que se concentrent les plissements ou les cisaillements.

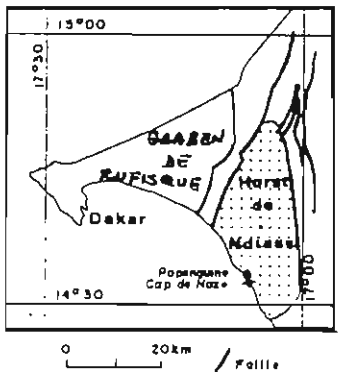
Les bancs de calcaires et les marnes sont traversés par des fissures colmatées localement par un enduit millimétrique de calcite. Deux familles principales ont pu être mises en évidence : - fissures anastomosées statistiquement concaves vers le haut ayant une attitude moyenne comprise entre N80°E, 20°W et N160° , 20°E , - fissures N150°E , 30° - 40°E , légèrement sigmoïdes. Sur les blocs et panneaux de calcaire écroulés soumis à l'action des vagues à marée haute il est possible de distinguer un débit en langues, languettes, "poissons" ou navettes en fonction des sections observées. Ces figures sont interprétées

comme une manifestation de cisaillement diffus intrastrate affectant des formations meubles en cours de reptation ou de glissement . Les fissures, assismilables d'après leur attitude à des discontinuités de type P, indiquent un déplacement vers l'W ou l'WSW. Le glissement intrastrate pourrait être congénère du glissement interstrates.

La surpression générée lors des glissements interstrates a parfois donné naissance à des petites remontées de marnes assimilables à des diapirs qui ont percé le sédiment dans les zones amincies par étirement. Dans certaines de ces zones, on observe de nombreux filonnets de calcite microsparitique impure de 1 à 0,5cm d'épaisseur à allure de microdyke. Ils ont quelques dm de longueur et sont subverticaux ou à fort pendage E. On reconnaît trois familles : N20° à N30°E, N50° à 60°E, et N120° à 140°E, la première étant la mieux exprimée. Ils sont reliés entre eux par des filonnets horizontaux à subhorizontaux de calcite d'épaisseur millimétrique. Ces structures témoigneraient d'une fracturation hydraulique concentrée sur les zones de faiblesse potentielle ce qui implique une certaine rigidité des marnes, donc une origine tardive par rapport aux glissements interstrates.

Les dykes sédimentaires (grès à ciment sparitique ou microsparitique) sont d'épaisseur millimétrique à pluricentimétrique, simples ou dédoublés, verticaux à subverticaux, et ont des attitudes semblables à celles des filonnets de calcite (N10° à N20°E, N60°E, N150°E, 80°W). Ils disparaissent vers le haut de la série et leur faciès est identique à celui du grès de la base du Paléocène de la région. Il s'agit donc de dykes clastiques à mise en place *per ascensum*. Toutefois, le remplissage des dykes est un phénomène complexe qui procède à la fois de transits ascendants, horizontaux et obliques ; en effet le grès calcaire peut présenter une lamination horizontale parallèle à la direction des dykes. Les dykes clastiques sont tardifs par rapport aux autres déformations puisqu'ils ne sont pas affectés par celles-ci.





Le horst de Ndiass s'intègre dans l'ensemble de structures faillées subméridiennes à N20°E de la région du Cap Vert(figure). Les failles bordières ouest, à regard vers le fossé de Rufisque, sont supposées avoir joué à plusieurs reprises. Les déformations post-dépôt qu'enregistre le Paléocène inférieur sont dues à une instabilité tectonique. Les figures de glissement et les dykes sédimentaires sont probablement à relier à des secousses telluriques. Les manifestations de l'instabilité tectonique apparaissent plus importantes au sommet du Paléocène inférieur qu'à la base.La vergence W à WNW des microchevauchements et les directions subméridiennes des dykes clastiques et des filonnets de calcite sont à corréler avec le rejeu en distension des failles occidentales du horst et un appel des dépôts vers le fossé de Rufisque.

Ainsi, les déformations enregistrées par le Paléocène inférieur apparaissent comme des témoins précieux de la dynamique de la bordure du bassin sénégalais et des mécanismes qui la gouvernent.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EXTENSION DE LA ZONE DE SEDIMENTATION TERRIGENE DANS LE LAGON NORD-EST DE MAYOTTE (OCEAN INDIEN OCCIDENTAL) SOUS L'EFFET DE L'ANTHROPISATION RECENTE.

POSTER

Georges KOUYOUMONTZAKIS [1], André ARNOUX [2], Bernard A. THOMASSIN [3], Bertrand GOUT [4]

[1] Centre de Sédimentologie-Paléontologie, Université de Provence, Place Victor Hugo, 13331 Marseille CEDEX 3.

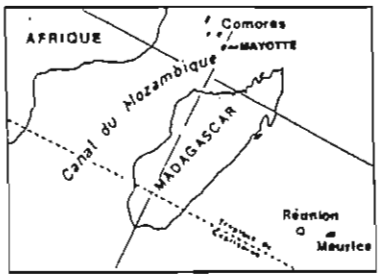
[2] Laboratoire d'Hydrologie et de Molysmologie, Faculté de Pharmacie, Université Aix-Marseille II, 13385 MARSEILLE CEDEX 5.

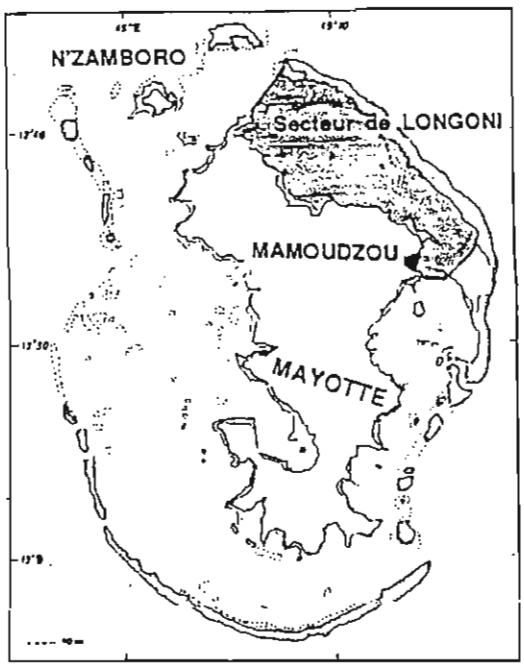
[3] Centre Océanologique de Marseille (CNRS URA 41), Station Marine d'Endoume, Rue de la Batterie aux Lions, 13007 MARSEILLE.

[4] Laboratoire d'Hydrobiologie Marine (CNRS URA 1355), Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 34095 MONTPELLIER.

Le lagon de l'île volcanique de Mayotte (Canal du Mozambique, Océan Indien occidental) est l'un des plus grands lagons du monde (près de 1000 km^2). Un complexe de récif barrière quasi continu de 157 km le ceinture.
Pour l'île de Mayotte le terme **Lagon** doit être pris dans son sens **Physiographique** et non dans son sens **sédimentaire** car, dans celui-ci on observe deux types de sédimentation
- une sédimentation récifale *sensu lato* classique représentée par des sables caractérisés par leur granulométrie et par la présence d'associations de bioclastes définissant permettant de définir divers faciès carbonatés (MASSE *et al..*, 1989)
- et une sédimentation côtière terrigène qui se développe par l'augmentation des vases plus ou moins fluides.
Cette sédimentation côtière terrigène se développe aujourd'hui plus rapidement que la sédimentation récifale, et c'est là que se place le vrai problème du "lagon de Mayotte".
Une campagne effectuée en 1959 sur les récifs coralliens de Mayotte (GUILCHER *et al.*, 1965) peut nous servir de point zéro pour une étude de la sédimentation dans ce lagon.
Les données acquises au cours de cette première mission n'ont pas cependant été exploitées de manière à servir de base à une carte sédimentologique.
Pour GUILCHER *et al.*, les sédiments fins sont tous d'origine organogène car il considère que les particules terrigènes dues à l'érosion sont trop fines pour être emmenées au large et ne se sédimentent que sur les parties littorales ; quand aux sédiments grossiers il se divise en trois catégories : les sédiments intertidaux, les sédiments de position intermédiaire et les sédiments de lagon.

Une série de missions effectuées depuis 1977 a étudié plus particuliérement le secteur nord-est du Lagon ; **secteur de Longoni.**
En avril 1990 un échantillonnage systématique des sédiments du lagon nord-est a été entrepris par dragages et en plongées subaquatiques sur la base de la maille du demi Mille nautique, dans le but d'une cartographie sédimentaire des fonds permettant d'apprécier l'extension des fonds envasés.
Ces études ont été menées dans le but d'étudier la dégradation de l'Ecosystème corallien et ont montré que l'eutrophisation des eaux du lagon induisait des influences néfastes sur l'équilibre des populations bioconstruites avec le dépérissement des peuplements de madréporaires au bénéfice des peuplements d' alcyonaires, et d' algues et à la modification des populations de Mollusques endogés.





Cet échantillonnage permet de définir trois faciès sédimentologiques :

-Un faciès de **sables biodétritiques** ; les sables sont différenciés entre eux par les bioclastes qui les composent.

-Des **sables grossiers plus ou moins vaseux** suivant la présence ou l'absence d'un herbier de phanérogames ou d'une algueraie, et autour de certaines îles des **sables plus ou moins vaseux** jonchés en surface de madréporaires ahermatypiques.

-Des **vases fluides** envahissent le lagon sur des distances parfois supérieures ou égales à 2 milles nautiques, ces vases terrigènes sont dues à l'arrivée d'altérites et de produits de décapage des sols dans le lagon (on trouve des vases dans lesquelles les lutites représentent jusqu'à 96%). Au-delà des dépôts vaseux et jusque sur la pente interne du récif barrière on a échantillonné des sables biodétritiques, ces sables sont caractérisés par des bioclastes constitués en majorité par des microfaunes de foraminifères (Operculines et Amphistégines) ou par des articles d'*Halimeda*.

Les premiers résultats de sédimentomètrie (% de fins < 63 µm), les analyses chimiques des sédiments effectuées sur la fraction fine et sur le sédiment entier (métaux : Al, Fe, Cu, Cr, Mn, Ni) et les calcimétries nous permettent de nous rendre compte que la zone primitivement occupée par les sédiments fins *sensu* GUILCHER s'est considérablement étendue.

Cette zone de sédimentation qui est généralement limitée aux seuls fonds de baies se développe actuellement et tend par endroit à s'étendre depuis la côte jusqu' à la barrière récifale dans le secteur étudié.Dans d'autres régions elle a déjà totalement envahi le lagon.

Cette **hyper-sédimentation terrigène** semble résulter en premier lieu des modificationsde l'environnement terrestre lié aux phénomènes d'anthropisation. La population de Mayotte est passée de 47246 habitants en 1978 jusqu'à être de près de 85000 habitants de nos jours ; la déforestation (bois de chauffe, augmentation des surfaces cultivées), la culture sur brulis, l'augmentation des surfaces habitées non cultivées, la pâture au piquet des animaux qui amène un surpiétinement et les amènagements routiers ou urbains aménent des pentes mises à nues à être en total déséquilibre et à subir une érosion maximale.

Tous les produits de cette érosion vont se déposer dans le lagon et sont à l'origine de l'accroissement de la sédimentation terrigène, on amême constaté leur sédimentation sur la pente insulaire externe.

Ces études ont été réalisées dans le cadre du programme "L'érosion à Mayotte et ses conséquences sur les sédiments et les communautésdu lagon" CORDET 1989-90 (Responsables J. COUDRAY & B.A. THOMASSIN). La campagne de 1990 a reçu le soutien logistique du Service des Péches de Mayotte (Directeur J.M. MAGGIORANI).

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CARACTERISATION DE FACIES ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE HAUTE RESOLUTION : CAS D'UNE CÔTE A TRES FAIBLE ENERGIE (EXEMPLE DES GRES DE SABINANIGO - PYRENEES ESPAGNOLES)

FACIES CARACTERISATION AND HIGH-RESOLUTION SEQUENCE STRATIGRAPHY : CASE OF A VERY LOW ENERGY COAST (EXAMPLE OF THE SABINANIGO SANDSTONES - SPANISH PYRENEES)

F. LAFONT °*, R. ESCHARD °, & F. GUILLOCHEAU º

° Institut Français du Pétrole - 1 & 4, Av. de Bois-Préau - BP 311 - 92.506 Rueil Malmaison Cedex
* Institut des Sciences Géologiques - Université Louis Pasteur - 1, Rue Blessig - 68.000 Strasbourg
º Centre de Géochimie de la Surface - U.P.R. 6251 du C.N.R.S. - 1, Rue Blessig - 68.000 Strasbourg

In this outcrop study, the nearshore deposits show very little influence of permanent waves dynamic, with rapid evolution from offshore/transition facies to low-energy beach facies, without any "classic" high energy shoreface facies. Most of the coastal sands were deposited by fluvial-related processes, forming stream mouth bars and crevasses with gentle wave-reworkings. There are numerous and rapid lateral substitutions of facies, and correlations have to be done using a stacking pattern method.

La série étudiée est située dans le bassin de Jaca, qui est l'un des sous-bassins de l'avant-pays sud-pyrénéen. Les Grès de Sabiñánigo, datés de l'Eocène, représentent les dépôts d'un système deltaïque à très forte influence fluviatile et nombreux indices de marées. Cette formation est épaisse de 150 mètres, elle est organisée schématiquement en deux grandes séquences de diminution de profondeur, elles mêmes constituées de "paraséquences", ou séquences génétiques, métriques à plurimétriques. La ligne d'affleurement a une orientation grossièrement perpendiculaire au paléo-sens des apports. Le but de l'étude est la caractérisation de certains faciès peu documentés, ainsi que la réalisation de corrélations à haute résolution sur la base d'un raisonnement en stratigraphie séquentielle.

La caractéristique majeure de cette formation est le très faible développement des faciès de dynamique de houle permanente, y compris dans les zones où l'influence marine est la plus prononcée. On note en outre une grande diversité de faciès, dont beaucoup correspondent à des environnements de plaine côtière, et posent un problème d'interprétation en termes de paléo-milieux de sédimentation. Ceux-ci sont déterminés par l'interprétation de la position du faciès au sein de séquences génétiques caractéristiques. Nous présentons ici deux séquences génétiques type, l'une fortement influencée par la dynamique marine (si faible soit-elle), et l'autre à dynamique fluviatile dominante (Figures 1 & 2).

- La séquence génétique à influence marine dominante (voir Fig. 1) est celle qui présente les faciès les plus caractéristiques, avec une succession verticale de dépôts *offshore* de prodelta puis de faciès hétérolitiques de transition *offshore/shoreface*. L'absence de dynamique de houle permanente se marque par le passage direct des faciès de transition à des faciès de plage à stratification plane et de faible angle sans dépôts de *shoreface*. Ce type de séquence se termine typiquement par des faciès de *sand flat* évoluant vers du *mixed flat*. Le retour à un environnement marin vrai est marqué par une petite surface de ravinement et une petite couche de sables de transgression, au dessus desquels on retrouve les marnes silteuses de prodelta.

- La séquence génétique à dominante d'énergie fluviatile (Fig. 2) présente un caractère général plus proximal, et les environnements les plus profonds correspondent souvent à un milieu marin restreint de type baie. En succession verticale, on trouve des niveaux hétérolitiques à rides de courant et petits remaniements de vagues correspondant à de l'embouchure distale, puis des niveaux à bancs de sable grossier immature amalgamés attribués à de l'embouchure proximale, ravinés au sommet par des faciès de distributaires à dynamique purement fluviatile. Le début de la remontée du niveau relatif se marque par l'apparition de figures tidales au sommet du remplissage des distributaires, et le développement de *mixed flat* à bancs grossiers

de crue. Durant la remontée, du fait de l'absence de dynamique de vagues, le passage des *mixed flat* à l'environnement de baie ne présente pas de surface de ravinement bien exprimée.

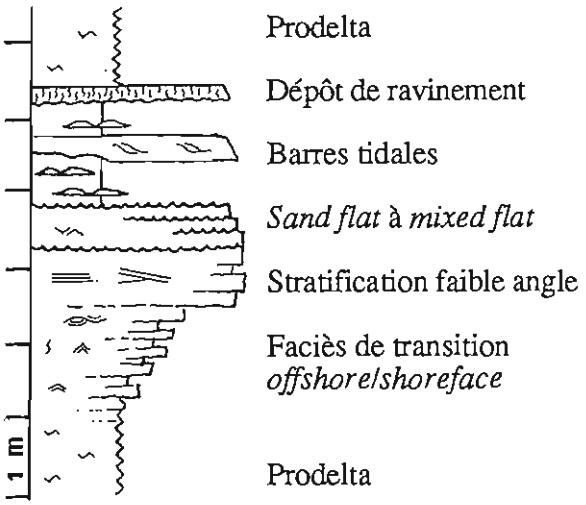


Figure 1 : Séquence génétique type en domaine dominé par la dynamique marine.

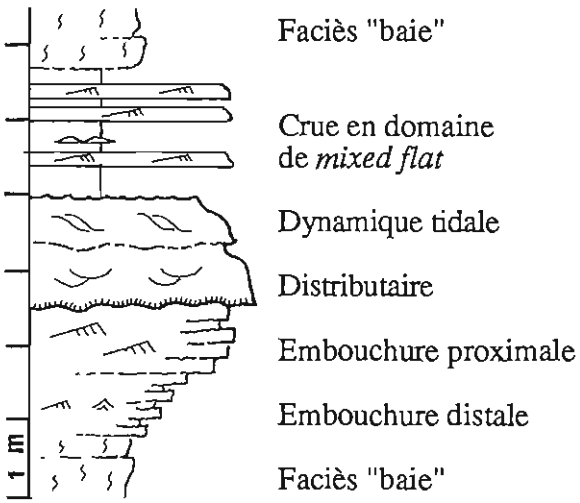


Figure 2 : Séquence génétique type en domaine à dominante fluviatile.

L'analyse haute résolution à l'échelle des paraséquences ou séquences génétiques montre qu'il existe des périodes de développement ou de préservation préférentielles pour certains faciès au sein d'un cycle éléméntaire de variation du niveau relatif de la mer :

- Les faciès tidaux se trouvent systématiquement au sein des dépôts correspondant à la remontée du niveau relatif. Dans les séquences génétiques à caractère marin dominant, ils se rencontrent en fin de séquence sous forme de barres et chenaux tidaux inclus dans les faciès de *mixed flat,* sous la surface de ravinement. Dans les séquences à dominante fluviatile, ils se rencontrent au sommet des remplissage de distributaires, c'est à dire lorsque l'on passe d'une dynamique essentiellement fluviatile à une dynamique estuarienne au sens large.
- Le matériel de crue ne se préserve pas dans le même type d'environnements lors de la montée et de la chute du niveau relatif de la mer. En période de chute, l'essentiel de ce matériel se dépose dans des systèmes d'embouchure en milieu marin ou en baie. En période de remontée, il se trouve en majorité sous forme de bancs grèseux intercalés dans des faciès de *mixed flat,* correspondant à des phénomènes d'épandage de crevasse en domaine de plaine côtière. Ceci traduit le fait qu'en période de chute, l'essentiel du matériel est amené jusqu'à la mer, alors qu'en période de remontée, il a tendance à être piégé dans des zones plus proximales.
- Les faciès marins peu profonds à figures de déferlement semblent préservés préférentiellement en période de chute du niveau marin. En effet, ils se placent au sommet des séquences de progradation de l'*offshore* vers le *foreshore*, sous les faciès de *sand flat* et *mixed flat* qui correspondent le plus souvent aux dépôts les plus proximaux de ce type de séquence.

Outre ces observations, l'analyse d'affleurements continus montre que les substitutions latérales de faciès sont très nombreuses et rapides. On corrèle latéralement un faciès argileux de baie à dépôts de crue, avec un faciès grèseux d'embouchure, et des dépôts hétérolitiques de *shoreface* inférieur. Ceci montre clairement le manque de fiabilité des corrélations fondées sur des critères lithologiques. D'autre part, du fait de la multiplicité des sous-environnements, il ne faut pas raisonner en termes de variations de profondeur de dépôt, mais suivant une zonation de proximalité / distalité par rapport au milieu le plus facile à identifier : le milieu marin (une baie fermée est plus profonde, mais plus proximale qu'une zone de plage). C'est l'analyse rigoureuse de l'évolution des faciès en termes de proximalité / distalité qui permet d'individualiser les séquences génétiques, de déduire les tendances de déplacement des paléoenvironnements et de réaliser des corrélations fiables.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES STRUCTURES DE TRANSFERT DE FLUIDES: DE L'EXPERIMENTATION EN LABORATOIRE A L'IDENTIFICATION A L'AFFLEUREMENT ET SUR CAROTTE - HOLOCENE, JURASSIQUE (EAU), CRETACE (FRANCE, MER DU NORD)

FLUID TRANSFER STRUCTURES: FROM LABORATORY EXPERIMENTATION TO OUTCROPS AND CORES IDENTIFICATION - HOLOCENE, JURASSIC (UAE), CRETACEOUS (FRANCE, NORTH SEA)

Ph. LAPOINTE et A.F. MAURIN
ADMA-OPCO, Po Box 303, Abu Dhabi, UAE et TOTAL, Cedex 47, 92069 Paris La Défense, France

A shock applied to loosely packed sediment, characterized with a high fluid content (water or hydrocarbons) can change the packing, increase the pore fluid pressure to the extent that the sediment undergoes fluidification and development of fluid transfer structures. Experiments have been conducted at the laboratory to study the behavior of the sediment during the process and to describe the newly born structures.

Application of the results have been done for small scale structures from Holocene outcrops (Abu Dhabi - UAE), and large scale structures to Cretaceous outcrops (Etretat - France). Identification of these structures have been conducted also on cores from Turonian (North Sea - UK) and Jurassic (Persian Gulf - UAE).

Les structures sédimentaires liées à la fluidification des sédiments sont fréquentes au long de l'échelle stratigraphique. Leur extension va du millimètre à l'hectomètre. Leur varieté morphologique et leur ubiquité en font un phénomène sédimentaire à la fois familier et mal connu, souvent difficile à appréhender sur carotte.

Une expérimentation simple conduite en laboratoire nous a permis de suivre les différentes phases de développement du phénomène. Les figures obtenues ont été corrélées avec des observations de terrain effectuées dans l'Holocène d'Abu Dhabi, le Crétacé de France et des observations sur carottes.

Le moteur des structures de transfert de fluides ou d'échappement (1) est la présence de fluides piégés dans le sédiment, en liaison avec des pressions anormalement élevées au sein de la formation considérée par rapport à l'environnement sédimentaire. La possibilité offerte aux fluides sous pression de s'échapper a pour effet de modifier temporairement les caractéristiques physiques du sédiment et d'entrainer celui-ci. Deux types d'action sont à considérer, la fluidification et la liquéfaction qui correspond à un état transitoire. L'état initial est restauré lorsque la contrainte appliquée disparait (thixotropie au sens large).

La fluidification aggrégative a été décrite sur un plan théorique et expérimental par Monroe (2), détaillant la fluidification d'un sédiment sous l'action de gaz intersticiels. A la suite de ces travaux, nous avons entrepris l'étude expérimentale de la fluidification particulaire.

Les conditions de départ sont celles d'une sédimentation alternée de boue carbonatée et de matériel sableux (carbonate/silice) déposé plus rapidement que la précédente. Le moteur de l'expansion est le fluide intersticiel piegé par la sédimentation rapide: eau (+ gaz dissous). Sous l'action d'un ébranlement (marteau), ces sédiments gorgés d'eau donnent naissance à des figures comparables à celles obtenues par Monroe. L'expérimentation a été photographiée en continu. La complexité des figures obtenues et leur individualisation augmentent avec la perennité de la contrainte appliquée, allant jusqu'au mélange de deux couches de sables.

Dans notre expérimentation, l'échappement du fluide s'effectue vers le haut par

rupture locale de la couche de sédiments dans l'axe de développement de la contrainte maximale, aidé par par les irrégularités initiales du dépot. Ceci se traduit tout d'abord par une déformation globale de la couche de sable I. L'expulsion des fluides induit des cheminées d'échappement. L'évolution se poursuit par la mise en mouvement de particules sableuses et leur injection dans le sédiment boueux avec la formation de structures en flammes caractéristiques. La déformation atteint ensuite la couche de sable II avec formation de structures en doigt de gants (dyke).

Les lamines de boue piégées à l'intérieur des couches de sables sont complètement désorganisées. La couche de sable I tend à se déplacer globalement vers le haut. A terme, on observe le mélange des deux sables, avec l'apparition de mouvements spiralés allant jusqu'à la création de rouleaux isolés. Le phénomène extrême est l'arrivée en surface du materiel par une cheminée d'échappement créant un mini volcan de boue modélisé dès les années 50 par Kuenen.

L'observation d'une coupe de terrain fraichement taillée dans l'Holocène d'Abu Dhabi révèle des structures sédimentaires similaires. De petite taille (2 à 10 cm.), elles affectent un sable carbonaté brun-roux à laminations. Des figures classiques (rides de vagues ou de courant) sont visibles en surface lorsque la couche n'est pas déformée. Les déformations dues au transfert de fluides sont représentées par des structures en flammes ou en doigt de gants. Localement, des masses de sables isolées existent, provenant de l'incorporation de sable blanc de la couche sus-jacente lors du déplacement. Les laminations originelles sont partiellement ou totalement détruites. Des observations analogues ont étées réalisées par Van Loon et Wiggers (3).

A l'échelle décamètrique, des figures analogues ont été reconnues sur les falaises d'Etretat. Elles sont du type dyke intrusif et écoulement plastique, souvent associés aux flancs de monticules de craie turonienne.

Sur carottes, du fait de la taille réduite de l'échantillon, ce sont essentiellement des figures de petite dimension qui peuvent être reconnues telles celles observées dans le Turonien du champ de Bruce (Mer du Nord, UK). Des structures en flammes et des dykes d'échappement sub-verticaux sont présents ainsi que des figures de déformations de types écoulement plastique ou liées à un ébranlement localisé, avec micro-failles syn-sédimentaires, caractéristiques de ce processus.

Dans le Jurassique du champ d'Umm Shaif (Golfe Persique, EAU), les carottes de la formation Arab montrent des phénomènes de transfert de fluides équivalents avec injection et transport de matériel. Des ruptures localisés de couches successives sont fréquentes, accompagnées de mélange de sédiments. Elles correspondent principalement à des dykes et des écoulements plastiques.

Les figures de transfert de fluides sont fréquentes dans la nature, elles traduisent à la fois une sédimentation active et rapide ou une certaine instabilité régionale. A grande échelle, elles peuvent modifier voire créer des réservoirs particuliers ou permettre d'expliquer des performances anormales (communications verticales, pressions anormalement élevées).

Références

1 - LOWE D.R., 1975, "Water escape structures in coarse grained sediments" Sedimentology, 22, p157-204.

2 - MONROE N.J., 1972, "The origin and exploration significance of dilation structures" Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas III,Symposium, Southern Methodist University.

3 - VAN LOON A.J. and WIGGERS, 1976, "Metasedimentary graben and associated structures in the lagoonal Almere Member (Groningen Fm., The Netherlands)", Sedimentary geology, 16, p 237-254.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Modélisation du transport sédimentaire

Application au suivi simultané de contaminants dissous et particulaires

POSTER

P. LE HIR, P. BASSOULLET, J.C. SALOMON
IFREMER, Centre de Brest, B.P. 70, 29280 Plouzané, FRANCE

Dans le but de déterminer le devenir des matières en suspensions et des contaminants associés, un modèle mathématique de transport de sédiment cohésif sous l'action du courant a été développé et appliqué à un estuaire macrotidal. L'originalité du code de calcul réside essentiellement dans :

– une gestion particulière des sédiments superficiels, autorisant n'importe quelle loi de consolidation,

– la possibilité d'advecter simultanément plusieurs variables dissoutes et/ou particulaires et de suivre ces dernières dans le sédiment superficiel lorsque des dépôts se sont produits.

Présentation du modèle

Le transport en suspension est traité en résolvant une équation d'advection/diffusion couplée au calcul du courant. L'érosion et le dépôt y sont introduits sous forme de termes source et puits. Le fond sédimentaire est discrétisé en couches de masses fixées mais dont la concentration variable est calculée par un modèle de consolidation qui admet une loi de tassement quelconque.

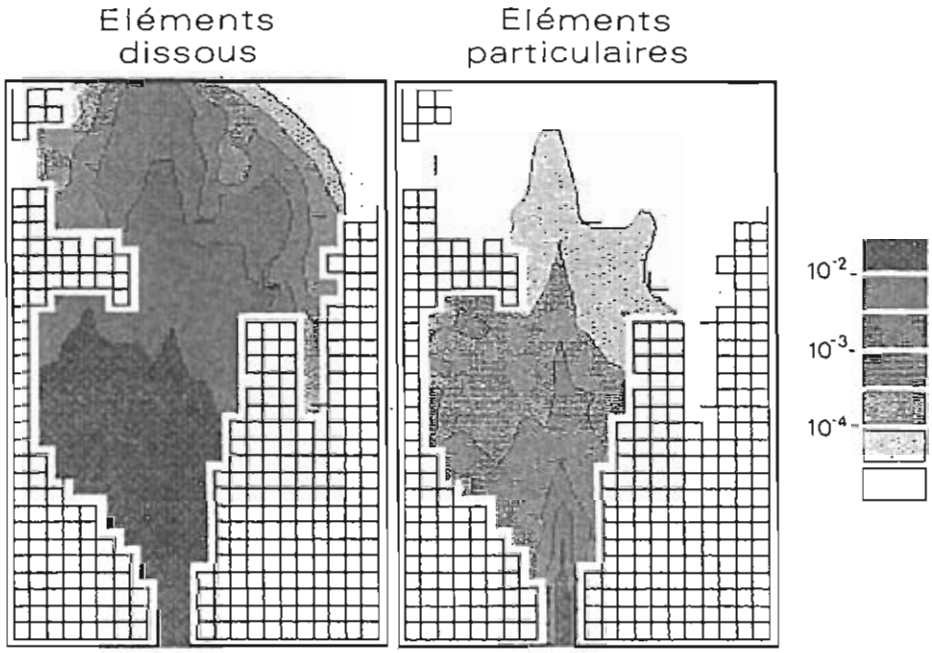
Les modèles de transport et de fond sédimentaires sont couplés par la gestion du stock de sédiment et par la relation entre la résistance du fond au cisaillement et la concentration superficielle du sédiment.

Dans le cas d'un transport de plusieurs variables, la répartition dans la masse d'eau de chacune d'entre elles est calculée à l'aide d'une équation d'advection/dispersion qui lui est propre. Au contraire la consolidation dans le sol n'est exprimée que pour la masse totale de sédiment, les différentes variables n'étant prises en compte que par leurs proportions dans ce sédiment.

Applications du logiciel de transport "multivariable"

Les applications sont nombreuses dans le domaine de la sédimentologie, car le modèle permet la prise en compte d'un classement granulométrique et la réalisation de "marquages numériques", chaque classe ou chaque sédiment marqué constituant une variable d'état du système : on peut ainsi identifier les matières en suspension (ou les sédiments) en provenance d'une rivière amont, du large, d'une station d'épuration..., ou même simuler la trajectoire d'un rejet ponctuel instantané...

Le modèle est aussi particulièrement adapté aux problèmes de "qualité d'eau" où les interactions entre éléments dissous et particulaires sont importantes. Par exemple, des relations d'adsorption/désorption entre les formes dissoutes et particulaires d'une même substance peuvent être introduites. Pour illustrer ce genre d'application, nous présentons la simulation du transport des bactéries rejetées en amont d'un estuaire sous forme libre ou liée aux particules, avec ou sans dégradation, en tenant compte d'éventuels "enfouissements" dans le sédiment. Les résultats supportent bien la comparaison avec les mesures *in situ* disponibles, et mettent en évidence les remises en suspension au cours de la vive eau.



Baie de Morlaix : Concentrations maximales induites par un rejet conservatif en amont de l'estuaire (flux rejeté : $1.s^{-1}$)

Conclusion

Le code numérique présenté constitue un logiciel de base pour la modélisation de la qualité de l'eau. De nombreux développements sont possibles, tant du point de vue hydrodynamique (discrétisation tridimensionnelle, turbulence...) que sédimentaire (processus d'érosion, floculation des matières en suspension, consolidation des sédiments, transferts d'eau interstitielle...).

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LE PALEOGENE DU BASSIN D'APT-MANOSQUE-FORCALQUIER: PARAMETRES DE CONTROLE DE LA SEDIMENTATION CONTINENTALE

PALEOGENE OF THE APT-MANOSQUE-FORCALQUIER BASIN: PARAMETERS CONTROLLING CONTINENTAL SEDIMENTATION

LESUEUR Jean-louis * , RUBINO Jean-loup ** , LENGUIN Michel ***

* Adresse actuelle, ELF AQUITAINE, C.S.T.J.F., Avenue LARRIBAU, 64018 PAU Cedex

** TOTAL NORGE A.S., P.O. Box 138, STAVANGER, NORVEGE

*** UNIVERSITE M. de MONTAIGNE, BORDEAUX III, Avenue des FACULTES, 33405 TALENCE Cedex

In the paleogene continental deposits of the Apt-Manosque-Forcalquier basin, vertical evolution of facies sequences and megasequences is induced by climatic variations. At a scale of the megasequence, tectonic activity is influencing the volumetric facies partitioning.

Le bassin paléogène d'Apt-Manosque-Forcalquier constitue l'extrémité orientale du Panneau de Couverture Nord-Provençal. Il se développe sur un substratum structuré au cours de la phase "pyrénéo-provençale". La création de ce bassin paléogène est liée à la distension qui affecte la plate-forme de l'Europe de l'Ouest au cours de l'Eocène supérieur.

Deux cycles tectoniques peuvent être mis en évidence à l'intérieur du remplissage sédimentaire de ce bassin.

Le premier cycle tectonique (Eocène supérieur-Oligocène moyen) correspond aux deux premières unités sédimentologiques définies (U1 et U2). Le second cycle tectonique (Oligocène moyen-Aquitanien ?) correspond aux trois dernières unités sédimentologiques définies (U3,U4 et U5a). Le début du second cycle tectonique traduit une nouvelle structuration des marges du bassin et le retour à des systèmes détritiques d'origine locale,contrairement au système deltaïque qui se développe dans la seconde unité (U2) dont le matériel provient probablement du socle provençal (Maures ou Corse-Sardaigne).

La subsidence active se marque par l'extension maximale des faciès lacustres et l'approfondissement du milieu avant que le soulèvement des bordures n'entraine la progradation importante de système deltaïque (sous-unité 3b de la région de Manosque) ou fluviatile (unité 4 de la région de Forcalquier). Au cours de cette dernière unité les faciès lacustres, peu profonds, se déposent dans la région d'Apt.

L'enregistrement des variations climatiques s'observe tant à l'échelle des séquences de faciès (séquences lacustres transgressives puis régressives,séquences granodécroissantes de chenaux) qu'à l'échelle des mégaséquences (évolution d'un domaine de cône alluvial vers un domaine lacustre ou inversement). Il se matérialise:
- dans l'environnement lacustre, par une modification de la hauteur d'eau et donc de la superficie du lac,
- dans la plaine d'inondation , par une oscillation verticale de la nappe phréatique,
- dans le cône alluvial, par une modification de la nature et de la fréquence des écoulements et traduit soit des variations cycliques de très haute fréquence, soit des variations du paleoclimat.

Dans le cône alluvial et dans le domaine lacustre, la mise en évidence des séquences de faciès pose le problème de la définition des discontinuités basales associées à la période de baisse du niveau de base.
Dans ce bassin dominé par un climat aride à semi-aride, c'est durant cette période que se produisent les transformations pédogénétiques. En effet, la période de bas niveau de base se caractérise par l'apparition de paléosols argileux dans la plaine d'inondation et probablement une absence d'écoulements grossiers au sein du cône alluvial.
Ces derniers semblent se produire juste avant la transgression lacustre.Nous les associons à une augmentation de la pluviosité que nous relions avec le début d'une phase transgressive.
La transgression lacustre est suivie d'une phase de rétrogradation du systèmealluvial consécutive à l'augmentation de superficie du lac , dans lequel , de la même façon que dans le domaine marin, les surfaces d'inondation maximale sont extrèmement nettes quelquesoit l'échelle d'observation. Cette période se marque par l'apparition de calcrètes dans la plaine d'inondation.
Durant la période suivant l'extension maximale du domaine lacustre, le déficit évaporatoire s'amplifie à mesure que le climat devient plus aride alors que dans le même temps , le bassin n'enregistre pas de progradation significative des systèmes détritiques.

De la même façon, une approche en terme de stratigraphie séquentielle peut être menée dans ce bassin à l'échelle des unités sédimentologiques. Deux types d'évolution verticale se différenciant par l'aspect globalement rétrogradant (unité 1) ou progradant (unités 3 et4) du système alluvial ont été reconnues. Ces deux phénomènes précèdent le developpement d'une période transgressive marquée par l'extension des faciès lacustres carbonatés, suivie d'une période de haut niveau caractérisée par de l'aggradation dans la plaine d'inondation.
Nous interprétons l'évolution verticale des mégaséquences de l'unité 1 comme purement contrôlée par une alternance climatique (période humide -période aride) dans laquelle la progradation rapide suivie d'une rétrogradation lente du cône alluvial semble marquer le début d'une phase transgressive.
Au contraire, l'aspect progradant du cône alluvial à la base des mégaséquences des unités 3 et 4 est interprété comme une réponse à la surrection tectonique des bordures du bassin.

Dans le bassin paléogène d'Apt-Manosque-Forcalquier, il apparait clairement un contrôle climatique par le biais des variations du niveau de base et de la répartition stratigraphique des systèmes détritiques dans l'organisation verticale des séquences et des mégaséquences (unité 1) dont la logique est contrôlée par l'alternance de périodes sèches et de périodes humides. Les unités 3 et 4 montrent que les modifications apportées par la tectonique dans la configuration du bassin versant, le contrôle de la vitesse de subsidence et l'architecture interne du bassin s'expriment surtout par des modifications volumétriques des faciès déposés dans les cortèges sédimentaires déterminés par les variations du paléoclimat.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES CORPS SEDIMENTAIRES DE PLATE-FORME ISSUS DES APPORTS EN SUSPENSION DE L'ESTUAIRE DE LA GIRONDE (FRANCE).

THE SHELF MUD PATCHES DEPOSITS ORIGINATING IN THE GIRONDE ESTUARY SUSPENDED MATTER.

P. LESUEUR, J.P. TASTET, O. WEBER
I.G.B.A. Département de Géologie et Océanographie, U.A 197, Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 TALENCE CEDEX

70 Kullenberg cores, 30 surficial cores and 200 grabs were taken in the Gironde mud patches during the cruises Depovase 1987-90. A synthesis of all analysis is presented and a sedimentary model of fine-gained sedimentation in the aquitaine shelf near the Gironde mouth is presented.

La plate-forme continentale aquitaine présente, au débouché de la Gironde, deux principaux corps vaseux en recouvrement du substrat sablo-graveleux. Localisés il y a une vingtaine d'années, leur reconnaissance morphologique et sédimentologique a été plus récemment entreprise (près de 1500 km de profils bathymétriques, 70 carottes longues, 30 carottes de l'interface). Près de 200 bennes ont permis d'identifier le substrat environnant.

Géométrie des corps vaseux

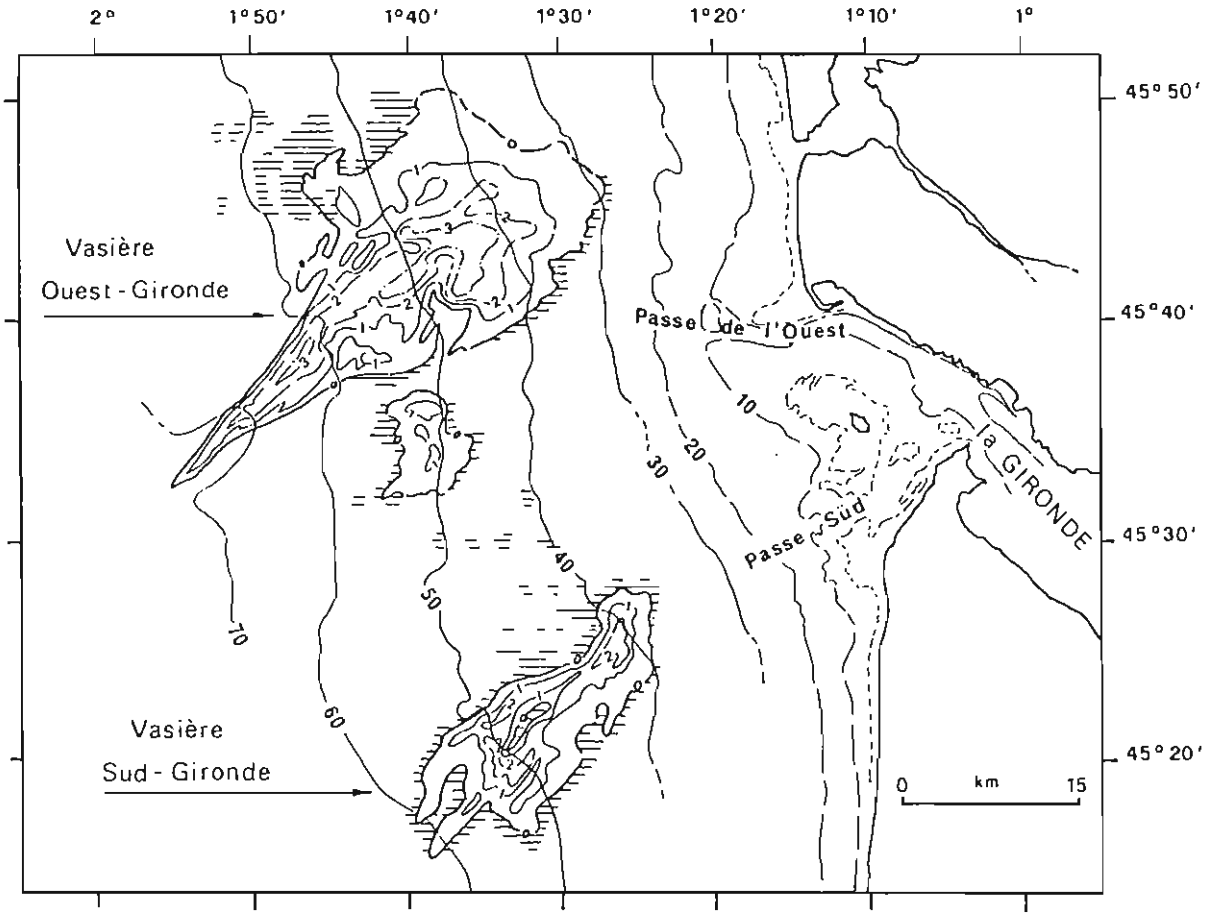
Le substratum des vasières Ouest et Sud-Gironde est une paléotopographie en creux, dont la surface présente dans le détail des placages sableux séparés de faibles dépressions. Ces corps sableux typiques du recouvrement du plateau continental interne à médian sont composés de sables moyens superposés à des graviers et sables grossiers coquilliers.
La vasière Ouest-Gironde, d'une longueur de 40km selon son plus grand axe occupe une surface de l'ordre de 420 km^2 entre des profondeurs comprises entre -30 et -75m ; son épaisseur reste inférieure à 4 mètres et son volume est évalué à 530 x 10^6 m^3.
La vasière Sud-Gironde est de dimensions plus modestes : sa surface est de 128 km^2, son épaisseur dépasse à peine 2 mètres et son volume est de l'ordre de 120 x 10^6 m^3. Elle est située plus près du littoral entre les isobathes -38 et -60m.
L'orientation générale des deux vasières et NE-SW, leur situation face à chacune des deux passes de l'embouchure de la Gironde est remarquable.
Une autre petite unité vaseuse d'épaisseur inférieure à 1 mètre et d'une trentaine de km^2 a été reconnue. Ailleurs, on n'observe que de rares placages vaseux diffus et ponctuels principalement dans des sites en dépression ou au pied de ruptures de pente.

Lithologie, séquences et structures internes

Les caractéristiques des deux ensembles vaseux sont tout à fait comparables. Il s'agit de sédiments silto-argileux organisés en séquences élémentaires grano-décroissantes débutant par un contact érosionnel ou net sur lequel reposent des silts grossiers ou des sables fins à lamines horizontales, légèrement obliques ou entrecroisées. Le terme supérieur est plus argileux et bioturbé.
On observe une variation de la lithologie en fonction de la profondeur.
Aux profondeurs les plus faibles (30 à 40m), les structures sédimentaires sont très abondantes et bien conservées. Les séquences élémentaires sont peu épaisses, la granulométrie présente une grande variabilité et la bioturbation est rare.
Aux profondeurs intermédiaires, l'épaisseur de vase est maximale, les séquences élémentaires sont plus épaisses, d'ordre décimétrique. La granulométrie est plus fine et la bioturbation est plus marquée. Aux profondeurs les plus importantes (au-delà de 50m) une intense bioturbation marque les sédiments. Hormis à la base nettement silteuse où les structures sont bien conservées, le remaniement par l'endofaune conduit à une homogénéisation du matériel silto-argileux.

Modalités de la sédimentation

Des mesures radiochronologiques et des analyses palynologiques ont montré que la vasière Ouest-Gironde s'est mise en place au cours de la période historique, après 1500 ans B.P. Des datations au $_{210}$ Pb sur les sédiments superficiels ont prouvé par ailleurs que la sédimentation actuelle s'effectue dans les zones centrales et aux profondeurs les plus importantes (>50 m). Aux plus faibles profondeurs, la sédimentation fine n'est que saisonnière et fugace, et les sables fins silteux de la plate-forme interne tendent à recouvrir les corps vaseux vers le SW.
Les deux vasières principales du plateau aquitain sont les lieux privilégiés de la sédimentation des apports de crues girondines surtout par l'intermédiaire d'un néphéloïde de fond.
Des évènements hydrodynamiques majeurs, comme les fortes houles remanient les vases de l'interface les moins consolidées et y incorporent des particules sableuses ou silteuses originaires de la plate-forme , mettant ainsi en place des séquences granoclassées comparables aux tempestites.
La contribution biogénique est de faible importance (débris de très fins lamellibranches et microfaune) et se marque surtout par une bioturbation des sommets des séquences élémentaires.



3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE INTERTIDALE SUR LA COTE OUEST DU COTENTIN: METHODES, TECHNIQUES ET RESULTATS

SEDIMENTARY DYNAMIC ALONG THE WEST COAST OF COTENTIN: METHODOLOGY, TECHNICS AND RESULTS

F.LEVOY
Université de Caen, Centre Régional d'Etudes Côtières, laboratoire de Géologie marine, 54 rue Charcot, 14530 Luc-sur-mer

Local Authorities are intented on building a global policy about coastal protection along the west coast of Cherbourg Peninsula in Normandy. In this program, lots of field experiments are developped to improve the knowledge of sediment transports in intertidal area and surf zone. Many traps, tracers and topometric devices have used to define sedimentary circulations and relationships with morphodynamic evolutions.

Dans le cadre de l'étude globale concernant la défense des côtes du Département de la Manche, un programme de mesures in situ, sur 90 kilomètres de côte, a été mis en place du cap de Carteret au Bec d'andaine, sur la façade occidentale du Cotentin.

Ce programme nommé ROMIS, Réseau d'Observations et de Mesures In Situ, intégre plusieurs expérimentations en nature visant à quantifier les transports sédimentaires par charriage ou en suspension sur les espaces intertidaux ouverts sur le large.

L'objectif de ces travaux est de préciser de nouvelles lois de transport, spécifiques aux domaines macrotidaux, afin de définir des schémas de circulation sédimentaire résiduelle intégrant une grande variabilité de conditions hydro-météorologiques locales.

10 secteurs de côte, d'environ 5 à 10 kilomètres de long, ont été préalablement sélectionnés comme des unités hydrosédimentaires potentielles dont les limites sont, pour le moment, incertaines et fluctuantes. Ce découpage repose sur une approche morphodynamique, chaque unité étant centrée sur un petit estuaire, appelé localement un havre, ou cloisonnée par un cap rocheux constituant un obstacle majeur aux transports sédimentaires intertidaux.

A l'intérieur de chacun de ces secteurs, des mesures de transports sédimentaires sont menées, avec, en parallèle, l'enregistrement des paramètres hydrodynamiques qui les génèrent (marée, courants, houles directionnelles).

Deux types de techniques sont utilisées:

- la mesure directe des flux sédimentaires est réalisée à l'aide de pièges à sédiments. Sur le bas estran, ils sont mis en oeuvre pour un ou deux cycles de marées et se trouve soumis essentiellement à l'influence des courants généraux. Dans la zone de déferlement, ils sont installés durant des périodes de 5 à 15 minutes, afin d'évaluer les transports de matériaux sous l'influence des courants de houle.

De la même manière d'autres types de pièges sont utilisés pour apprécier les transports éoliens.

- la mesure indirecte est basée, d'une part sur l'utilisation de traceurs fluorescents et radioactifs disposés en parrallèle à différentes altitudes sur les estrans et d'autre part sur la réalisation d'un suivi topométrique de la morphologie intertidale.

Cette approche spatiale, analysée à différentes échelles temporelles, permet de mieux apprécier les relations existantes entre les caractéristiques des transports sédimentaires (direction et intensité) sur les estrans macrotidaux et les modifications morphologiques et topométriques qu'ils subissent.

Une exemple sur le secteur de côte Blainville-Coutainville sera développé. Il révèle une discontinuité aussi bien du point de vue de la direction des transports que de leurs intensités, entre la dynamique sédimentaire de bas de plage, esssentiellement orientée vers le Nord sous l'influence des courants de marée et les transports de sédiments sur les hauts de plage, orientés de manière résiduelle vers le Sud, avec une intensité environ 100 fois supérieure aux transits de bas estrans.

La quantification des débits solides sous l'action de paramètres hydrodynamiques spécifiques ou conjugués permettra de mieux comprendre les fluctuations altimétriques et les modifications morphologiques des estrans. Cette connaissance devient indispensable pour définir des aménagements, par exemple, de protection contre la mer, qui ont un impact certain sur l'équilibre sédimentaire des espaces intertidaux sableux.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

INFLUENCE D'UN REJET DE STATION D'EPURATION SUR LES SEDIMENTS LITTORAUX. LE CAS DE LA RADE DE TOULON (VAR).

EFFECTS OF URBAN WASTE WATER DISPOSAL ON COASTAL SEDIMENT. THE EXAMPLE OF THE BAY OF TOULON (VAR).

R. LOARER*, A. ARNOUX**, G. BODENNEC***, Y. MARTIN****, J. L. BONNEFOND****, G. PAGANO*****.

* IFREMER Centre de Toulon, DRO/EM, BP 330, 83507 LA SEYNE CEDEX
** Faculté de Pharmacie, 27 bld J. Moulin, 13385 MARSEILLE CEDEX 04
*** IFREMER Centre de Brest, DRO/EL, BP 70, 29280 PLOUZANE
**** Fondation Océanographique Ricard, Ile des Embiez, 83140 SIX-FOURS-LES-PLAGES
***** Instituto Nazionale Tumori, 80131 NAPOLI, Italia

The effects of the urban waste water disposal of the eastern part of the Toulon district on the coastal sediment have been studied by considering their suspension matters and their associated pollutants. The connections between the toxicity of the organic and mineral pollutants, the organic matter, the pathologic bacteria and the rate of fine-grained sediment have been enlighted.

La station d'épuration de Toulon-Est rejette en mer son effluent à 1800 mètres du rivage et par 42 mètres de fond dans une rade semi-fermée de 18 km2.

Les apports particulaires et les polluants qui leur sont associés ont été étudiés et une explication de leur répartition dans la rade de Toulon en fonction de la granulométrie des dépôts a été tentée.

Sur la base d'un apport annuel de matières en suspension (M.E.S.) évalué à 1 000 000 t, on a ainsi quantifié les flux des principaux polluants métalliques (fer, zinc, plomb, cadmium) et organiques (hydrocarbures totaux et aromatiques, PCB, DDT, détergents anioniques) introduits annuellement dans le milieu.

Le panache de dispersion assure aux particules une large diffusion autour de la sortie de l'émissaire. Leur répartition sur les fonds a été cartographiée en utilisant une technique de marquage radio-actif (Hafnium 181+175).

Cette cartographie a permis une campagne de prélèvements des sédiments contaminés qui, à travers la granulométrie, l'analyse des polluants métalliques et organiques, la caractérisation chimique de la matière organique, des tests d'embryotoxicité sur des oursins et la répartition des bactéries d'origine fécale, a fait apparaître:

- un taux maximal des particules $< 63\mu m$ au centre de la rade, c'est à dire à 500 - 750 mètres du point de rejet,
- de très fortes teneurs en polluants à proximité immédiate du débouché où s'accumule un matériel grossier et hétérogène, puis, après une chute brutale des concentrations, un gradient inféodé à la granulométrie suivant les directions préférentielles de sédimentation,
- une zone particulièrement atteinte vers 500 mètres du point de rejet, correspondant à des taux d'envasement maximum,
- des teneurs maximales en lipides totaux à 750 mètres du rejet,
- un rapport des teneurs en hydroalcanes C 31/C 18 marquant la dispersion de l'effluent jusqu'à une distance de 500 mètres,
- une auréole particulièrement toxique entre 500 et 750 mètres du rejet,
- une relation certaine entre les taux de malformation larvaires et ceux correspondant aux particules $< 63\mu m$,

- un T90 élevé (14 jours en moyenne) pour les micro-organismes d'intérêt sanitaire, qui permet de considérer le sédiment comme un réservoir à bactéries, et ce d'autant plus qu'il est fin. Avec les risques d'une recontamination de l'eau en cas de remise en suspension des sédiments.

On retiendra en conclusion:

- la relation étroite entre la répartition des particules $<63\mu m$ originaires de l'effluent et celle des contaminants métalliques et organiques et de leur toxicité maximale,
- le rôle de la matière organique comme vecteur de transfert privilégié de la contamintation vers le milieu marin,
- la forte résistance des bactéries d'origine fécale dans le sédiment et les risques de recontamination de l'eau,
- l'impact limité du rejet sur les fonds, entre 500 et 1500 mètres selon les traceurs, grâce à une dispersion rapide dans un milieu où le bruit de fond est rapidement atteint; les concentrations mises en évidence sont en effet le plus souvent inférieures à celles trouvées dans d'autres secteurs pris en référence.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ORIGINE DES PHASES MINERALES DES PLACERS DE LA FORMATION DE PUNTA SERPEDDI (ORDOVICIEN SUPERIEUR - SE SARDAIGNE - ITALIE).

ORIGIN OF HEAVY MINERALS IN PLACERS OF THE PUNTA SERPEDDI FORMATION (UPPER ORDOVICIAN - SE SARDINIA - ITALY)

A. LOI[1], M.- P. DABARD[2], S. BARCA[1], J.- J. CHAUVEL[2], F. LEONE[1]

1 Dipartimento di Scienze della Terra, Universita di Cagliari, Via Trentino 51 - I 09127 CAGLIARI, Italy.
2 C.A.E.S.S.(UPR 4661 du CNRS)-Institut de Géologie-Université de RENNES-Campus de Beaulieu-F 35042 RENNES Cedex

The Punta Serpeddi Formation (Upper Ordovician) overlies ordovician lavas known as "Porfidi grigi" and contains heavy minerals concentrated in millimetric placers. The "Porfidi grigi" is the source of Ti-rich minerals and Y-poor Zircon but Y-rich Zircon have been provided by a plutonic/metamorphic precambrian basement actually unknown in Sardinia.

La Formation de Punta Serpeddi (Barca & Di Gregorio, 1967), datée de l'Ordovicien supérieur, repose transgressivement sur les volcanites ordoviciennes connues sous le nom de "Porfidi grigi" (Calvino, 1967). Cette formation affleure de manière diffuse dans tout le Sarrabus (SE Sardaigne) où elle montre des caractères lithostratigraphiques relativement constants.

La Formation de Punta Serpeddi comprend essentiellement des grauwackes lithiques, rarement arkosiques ; plus grossiers à la base, les sédiments vont des arénites à grain fin aux siltites grossières. Des alternances de niveaux peu épais (centimétriques à décimétriques) de conglomérats et de siltites (rythmites) caractérisent la partie médiane de la formation.

L'analyse pétrographique et sédimentologique de la partie supérieure de la Formation de Punta Serpeddi met en évidence un enrichissement notable en minéraux lourds (Loi *et ali.* 1991b) habituellement concentrés dans des lits millimétriques très rapprochés (3 à 4 niveaux par centimètre) interprétés comme des placers liés à des dépôts de tempêtes mis en place dans un environnement de type offshore (Loi *et ali.* 1991).

Les placers contiennent du rutile, du pseudorutile, du leucoxène, de l'anatase, de l'illménite, du zircon, de la monazite et de la tourmaline. Dans chaque plaque mince et suivant des traversées perpendiculaires au litage, 1500 points ont été déterminés par microscopie optique. Les teneurs en minéraux lourds ainsi déterminées oscillent entre 2 et 10%.

L'analyse à la microsonde (Microsonde Ouest - Brest - anal. M. Bohn) d'échantillons provenant des grauwackes et du "Porfidi grigi" permet de mettre en évidence quelques caractéristiques géochimiques importantes de certaines phases minérales présentes dans les arénites de la Formation de Punta Serpeddi. Ainsi, les données obtenues pour le zircon paraissent particulièrement intéressantes car elles permettent d'individualiser 2 populations montrant des teneurs en Y très différentes (fig.).

Ces différences de composition sont très nettement liées au degré d'usure et à la coloration des éléments de zircon. Dans les éléments incolores et prismatiques, la teneur en Y est toujours basse et proche de celle des zircons du "Porfidi grigi" dont la pauvreté en Y doit être reliée à la présence, dans la lave, de très nombreux éléments de monazite riches en Y. Par contre les éléments de zircon colorés et arrondis ont des teneurs en Y élevées et généralement égales au double de celles fournies par les zircons incolores.

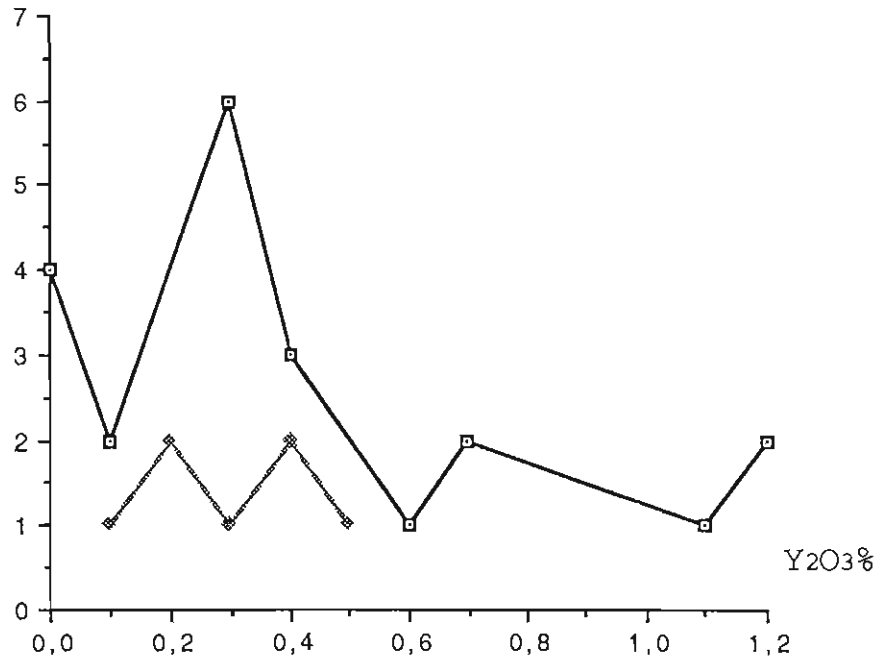


Fig.Répartion des teneurs en Y_2O_3 dans les zircons du "Porfidi grigi"(⊡) et de la Formation de Punta Serpeddi(◈).
Verticalement: nombre de zircons analysés - horizontalement: teneurs en Y_2O_3

On doit donc considérer que les éléments de zircon des arénites de la Formation de Punta Serpeddi ont une origine double. La source principale est le "Porfidi grigi" qui fournit la quasi totalité des minéraux titanifères, la monazite et le zircon pauvre en Y. En ce qui concerne la tourmaline et les grains arrondis de zircon, riches en Y, on doit par contre invoquer une source de nature plutonique ou métamorphique. L'existence de cette seconde source de matériel détritique est confirmée par la présence, dans les arénites de la Formation de Punta Serpeddi, de grains lithiques quartzo-feldspathiques et de grains de quartzite (Loi *et ali.* 1991b). L'origine de ces apports doit vraisemblablement être recherchée dans une zone de socle précambrien dont on ne connaît, en Sardaigne orientale, aucun affleurement indiscutable.

Références :
Barca S. & Di Gregorio F. (1979) - Mem. Soc. Geol. It. 20, 189-202.
Calvino F. (1967) - Soc. Coop. Tipogr. Padova, 1-60.
Loi A., Barca S., Chauvel J. J., Dabard M. P., Leone F. (1991a) - Geol. Bas. It., Siena, 184-186.
Loi A., Barca S., Chauvel J. J., Dabard M. P., Leone F. (1991a) - Geol. Bas. It., Siena, 187-188.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ARCHITECTURE D'UN BANC SABLEUX TIDAL : LE BANC DE SERCQ (Iles anglo-normandes)

ARCHITECTURE OF A TIDAL SAND BANK : THE SARK BANK (Channel Islands)

POSTER

N. M'HAMMDI*, S. BERNÉ**, J-F. BOURILLET**, J. P. AUFFRET***

*Université de Lille 1 et IFREMER-DRO/GM, BP 70, 29280 Plouzané Cédex
**Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, 29280 Plouzané Cédex
*** Laboratoire de Géologie Marine, Université de Caen, 14032 Caen Cédex

Abstract: The study of modern tidal sand-banks provides new informations on relationships between architecture , mechanisms of formation and the present dynamics of these sandbodies. The Sark bank is a banner bank located to the NW off Sark Island. The sand accumulation is 5 km long, 1.5 km wide, it reaches up to 30m. Various transverse and longitudinal bedforms cover the bank. They indicate an anticlockwise net bedload transport around the bank. The largest bedforms are very large dunes (sand waves) up to 15m high, very active due to the strong tidal currents (about 1 m.s^{-1} near the sea floor). High resolution seismic profiles and side scan images provide a new insight on the 3D architecture of the bank. Oblique reflectors are bounded by two types of erosional surfaces. The first are related to the migration of "climbing large dunes", the second are interpreted as transgression surfaces .

Les corps sédimentaires actuels du plateau continental font l'objet d'un regain d'intérêt, en raison de leur importance dans l'équilibre sédimentaire du domaine côtier, mais aussi comme "modèles" permettant une comparaison avec des équivalents fossiles dans les roches sédimentaires. Les bancs sableux sont particulièrement intéressants puisqu'ils représentent les plus grosses constructions sableuses de plateforme, susceptibles d'être préservées et de fournir de bons réservoirs pétroliers. Quelle est la dynamique de mise en place de ces corps, quelle est leur évolution actuelle et quelle est la part des processus hydrodynamiques et des variations du niveau de la mer au Quaternaire dans l'organisation de leur structure interne ?

Le banc de Sercq est un corps sédimentaire allongé selon un axe Nord-Sud, dont l'épaisseur atteint 30m, la longueur environ 5 km et la largeur 1,5 km. Comme de nombreux autres bancs tidaux (Stride, 1982), il présente une forte asymétrie, son flanc oriental étant beaucoup plus incliné que son flanc occidental (Figure 1).

La dynamique actuelle du banc de Sercq est relativement simple dans la mesure où il s'agit d'un banc de sillage, résultat de la déviation du courant tidal par les hauts fonds de l'île de Sercq. L'influence de la houle est limitée, du fait de la protection de l'île et de la profondeur d'eau relativement importante, comprise entre 12 et 40m. L'orientation des figures sédimentaires transverses (mégarides et dunes) et longitudinales (rubans sableux, queues de comètes) visibles sur la mosaïque sonar indique une circulation sableuse autour du banc, dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Ainsi, les grandes dunes (vagues sableuses), dont l'amplitude atteint 15 mètres, présentent un flanc raide vers le Nord sur la partie orientale du banc et vers le Sud sur la partie occidentale. Le passage entre les deux formes se fait par l'intermédiaire de dunes symétriques. Ce passage s'opère, soit par une succession de dunes en échelon, soit sur une même dune dont la polarité s'inverse progressivement. En raison de cette circulation, mais aussi parce que le relief important des dunes induit des écoulements secondaires obliques par rapport au grand axe de l'ellipse de marée, les directions de pendage des stratifications obliques sont très dispersées.

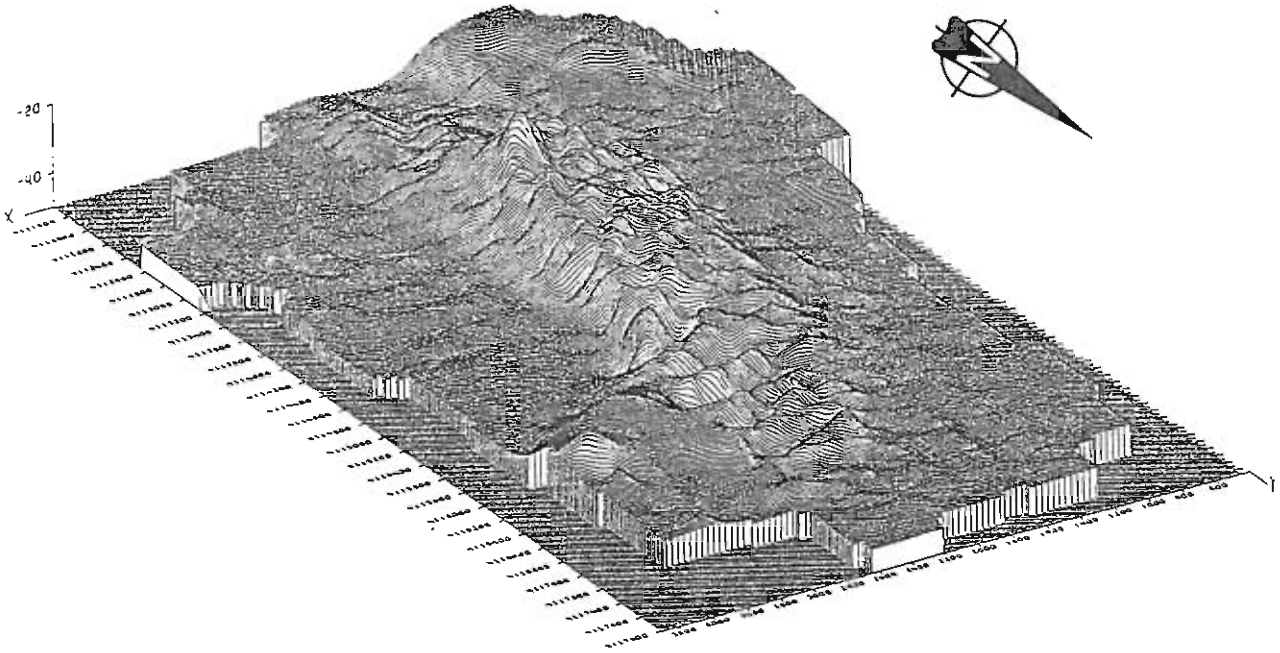


Figure 1 : Bloc diagramme du banc de Sercq, "vu" du Nord-Est. Exagération verticale de 10. Les échelles sont en mètres.

La structure interne du banc révélée par sismique est extrêmement complexe. En dehors des réflecteurs obliques plus ou moins sigmoïdaux caractéristiques des dunes, on observe deux types de discontinuités majeures. Les premières sont des surfaces de chevauchement produites par la progradation des grandes dunes. Les secondes sont parfaitement horizontales et tronquent les réflecteurs sous jacents (surfaces de "top lap").
Si l'origine des premières discontinuités est manifestement liée à un processus autocyclique (migration de corps sédimentaires), les secondes pourraient être assimilées à des surfaces de transgression. En effet, seule la remontée du niveau de la mer est succeptible de remanier un tel volume sableux, surtout dans un site protégé des houles dominantes. La distinction de ces deux types de surfaces, qui représentent des échelles de temps très différentes, n'est possible qu'à partir de leur reconstitution en trois dimensions, les premières étant d'extension plus faible que les secondes.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LA DIAGENESE DANS LES GRES DE DKHISSA (SIEGENIEN). OUGARTA - SAHARA NORD OCCIDENTAL

MAACHE N.
SONATRACH - Centre de Recherche et Développement - Algérie

La série des grès de Dkhissa (Siegénien de la Saoura) correspond à un épandage détritique lié à l'avancée de corps deltaiques suite aux mouvements régressifs et au comblement du bassin.
les grés constituent les derniers bancs des séquences de 2°et 3° ordre. Ces séquences granocroissantes sont interrompues par des épisodes gréso-carbonatés et carbonatés.
La séquence sédimentologique et pétrologique montre l'évolution suivante:

- grés fins en plaquettes = de 1 à 5 cm d'épaisseur.
- grés à rides et perforations.
- grés rouges, micacés, bioturbés (pistes et terriers).

Les rythmes sont stratocroissants,les grés s'enrichissent en bioclasts et oolithes de chlorites.
Parmi les phénomènes diagénètiques observés, on note:

- les nourrissages de silice
- les pseudomorphoses carbonatées
- les chlorites authigènes : en ciment
  en oolithes

Les grés à oolithes sus-jacents temoignent un milieu trés riche en fer. Lors de l'enfouissement précoce, le fer en excès précipite sous forme de pyrite (dans les oolithes) et de carbonates de fer (siderite ou ankerite?).

Au cours des stades précoces de la diagenèse, dans les eaux intertielles saturées la chlorite se forme (type 1 et 2). cette chlorite riche en fer pousse au dépens du quartz qui montre des traces de dissolution. La présence de fer dans les chlorites indique un milieu reducteur et basique (dissolution du quartz). Cette chlorite ainsi formée est pauvre en silice.

Les épigenèses chloriteuses des minéraux micacés (biotite-muscovite) ainsi que la néoformation de la chlorite (type.1) ont lieu postérieurement. Ces transformatins nécessitent des solutions riches en fer et en magnésium.

Au fur et à mesure de l'enfouissement,la silice est évacuée .Elle migre vers le haut de la nappe pour contribuer aux silicifications. Les solutions se concentrent et la chlorite se développe.
Toutes ces caractéristiques indiquent des fluctuations de la composition de la nappe phréatique. Au début de la diagenèse les solutions sont riches en alcalins (Ca,Mg provenant des eaux connées),le fer est présent sous plusieurs aspects dans le sédiment: il se forme des chlorites riches en fer.

Par élevation de la température, le quartz est dissout. Cette silice migre et va en fonction des composantes de la roche, soit:

- nourrir les quartz dépourvus de péllicules argileuses.
- remplir les interstices des grés à ciment chloriteux.
- épigeniser le carbonate de fer précoce.

La circulation ulterieure d'eaux acides provoque la déstabilisation de la chlorite et des minéraux micacés. La circulation de ces eaux est facilitée dans les grés bioclastiques par dissolution de ces derniers. La chlorite se transforme progréssivement en smectite puis en kaolinite liberant une quantité importante de Fe et de Mg responsable en partie dans la dolomitisation des niveaux carbonatés.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

POSITION SEQUENTIELLE DES PHASES DE CREUSEMENT ET DE REMPLISSAGE DE VALLEES. EXEMPLE DU TURONIEN SUPERIEUR DU MASSIF D'UCHAUX (VALLEE DU RHONE).

SEQUENTIAL LOCATION OF VALLEYS CUTTING AND FILLING. CASE STUDY OF THE UPPER TURONIAN OF THE MIDDLE RHONE VALLEY (FRANCE).

Fabrice MALARTRE* & Serge FERRY*°

*Université de Lyon, Centre des Sciences de la Terre, 43 Bd du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne
°URA 11 CNRS

Abstract *- Uppermost Turonian Montmout Sands, near Uchaux, represent a transgressive valley fill cutting into the underlying Boncavail Sandstones, a prograding coastal wedge of late Turonian age. The valley fill is composite (two erosional surfaces). Correlations with basinal carbonates show that both the two erosional and infilling phases may have occurred during the latest Turonian - early Coniacian transgression. To explain such an anomaly versus Exxon geologists' model ol sequence stratigraphy for 3rd order cycles, we propose a short-lived amplification of the (? glacio-eustatic) high-frequency sea level oscillations during the transgression, which dramatically enhanced the parasequential signal to make a transgressive surface looks like a sequence boundary.*

Nous présentons ici les résultats concernant le Turonien supérieur du massif d'Uchaux, dans le cadre d'un contrat d'étude TOTAL-CFP.

Le Turonien y est représenté par une grande "séquence de comblement", débutant par les marno-calcaires de la zone à Nodosoides. Le faciès devient progressivement plus calcaire. Le comblement se termine par les "grès de Boncavail" montrant une structure diagénétique cloisonnée. Sur ces grès reposent par l'intermédiaire de deux surfaces d'érosion les "sables de Montmout". Entre ces deux surfaces se développe un petit cycle transgressif. Au-dessus de la deuxième surface érosive, la formation de Montmout débute par des sables azoïques qui s'enrichissent vers le haut en débris de coquilles marines, se poursuit par de petits rythmes gréso-ligniteux avant de passer aux grès glauconieux marins du Turonien terminal ou du Coniacien basal. L'ammonite de zone *Subprionocyclus neptuni* a été trouvée sous les grès de Boncavail.

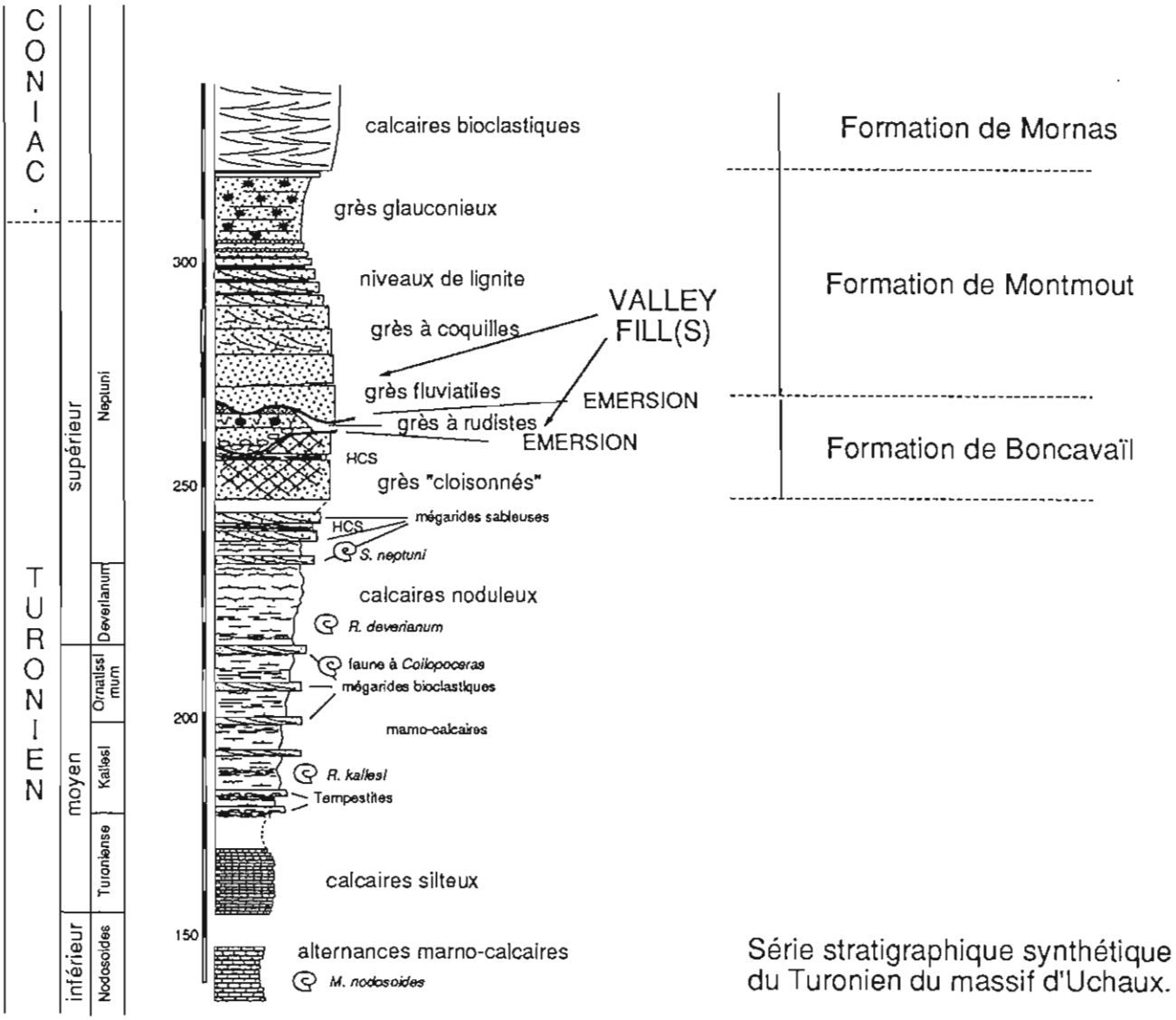
La série de Venterol, en bordure de talus, montre une épaisse masse de calcaires hémipélagiques.

En stratigraphie séquentielle, l'interprétation la plus simple consisterait à voir dans les grès de Boncavail un prisme progradant de haut niveau marin. Les deux surfaces d'érosion doivent représenter une limite de séquence de type 1 au sens d'Exxon. Ainsi le prisme de bas niveau serait représenté par les calcaires turoniens de Venterol. L'ennui d'une telle interprétation est que le sommet de la série régressive d'Uchaux doit être antérieur aux calcaires de Venterol, ce que contredisent les données biostratigraphiques. Les foraminifères indiquent que la deuxième masse calcaire située au-dessus du niveau marneux intra-turonien représente le Turonien supérieur. Ainsi l'interprétation séquentielle devient radicalement différente. Les grès de Boncavail représentent la fin de progradation d'un bas niveau marin, c'est-à-dire un prisme de bordure de plate-forme. D'autre part, les surfaces d'érosion à la base des sables transgressifs de Montmout ne peuvent plus représenter une limite de séquence de type 1. A la fois les phases de creusement et de remplissage du "valley fill" doivent trouver leur place dans le cortège transgressif suivant. Il faut en effet interpréter le fait paradoxal que les émersions les plus spectaculaires ne se produisent pas sur la limite de séquence, c'est-à-dire théoriquement au moment de la chute la plus rapide

du niveau marin relatif dans un cycle de 3° ordre, mais bel et bien en contexte globalement transgressif.

L'explication la plus vraisemblable est celle d'un glacio-eustatisme accordé sur les fréquences orbitales (théorie de Milankovitch) comme dans le Plio-quaternaire. Nous proposons donc comme explication l'existence d'un bref refroidissement global lors de la transgression de 3° ordre dont le moteur serait tectonique. Au cours de l'ennoyage tectonique du delta par reprise de subsidence, les oscillations glacio-eustatiques se seraient amplifiées par exemple sur le rythme de 100 000 ans (cycle de l'excentricité). Ainsi s'explique l'existence des deux surfaces d'érosion. Cette interprétation permet d'expliquer simplement la présence d'indices d'émersion là où ils ne devraient pas être, selon les concepts du modèle d'Exxon. L'exemple du masif d'Uchaux permet de jeter un regard neuf sur le problème très controversé du positionnement des limites de séquence. On voit que des indices d'émersion au toît des séquences "deltaïques" progradantes ne sont pas obligatoirement la trace de limites de séquence au sens du modèle d'Exxon.

Nous pensons que l'exemple d'Uchaux est le premier exemple démonstratif dans un système mixte ancien, du problème fondamental évoqué dans les carbonates à propos du modèle de stratigraphie séquentielle d'Exxon. La plupart des séries régressives de plate-forme pourraient représenter plus probablement des cortèges de bas niveau marin relatif que de haut niveau. Les discontinuités souvent érosives qui les surmontent ne seraient pas, dans de nombreux cas, des limites de séquence mais des structures purement transgressives qui naitraient par amplification temporaire du signal eustatique (glacio-eustatique ?) à haute fréquence.



Série stratigraphique synthétique du Turonien du massif d'Uchaux.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

MODALITES D'UNE SEDIMENTATION HALITIQUE EXEMPLE DU GISEMENT KEUPERIEN DE LORRAINE-CHAMPAGNE (NE FRANCE)

CONDITIONS OF A HALITIC SEDIMENTATION THE KEUPERIAN SALT DEPOSIT OF LORRAINE-CHAMPAGNE (NE FRANCE)

POSTER

Cl. MARCHAL*, J. HILLY* et A. BUFFET**

*Université de Nancy I, G.E.S., B.P. 239, F-54506 Vandoeuvre-lès-Nancy
**Cie des Salins du Midi et des Salines de l'Est, B.P. 25, F-54100 Varangéville

Through the study of the sedimentary structures, a saliferous series (Keuper, NE France) appears as a more or less regular repetition of "event sequences". Only the first phase of each, which corresponds to subaqueous conditions, is materialized by a rythmic deposition of few meters thick, in average (= "depositional sequence"). The alteration of this material and its deformation are the only remaining indicators of the following phases, in emerged conditions which probably last much more longer. The stacking of these depositional sequences constitutes the salt deposit and represents therefore only a relatively small part of the time needed for its formation.

Au sein des Marnes Irisées inférieures, le gisement salifère de Lorraine-Champagne est constitué par l'empilement sur 150 m maximum (intercalaires stériles compris) d'unités épaisses de 20 à 30 m, notées L à S, et caractérisées par des profils diagraphiques spécifiques (1). Ceux-ci traduisent, pour chacune, une association particulière de niveaux majoritairement halitiques ou argilo-carbonato-sulfatés.

L'observation de l'unité N sur toute son épaisseur (22 m) en mine (Varangéville, 11 km à l'ESE de Nancy) permet de retrouver et d'affiner les coupures données par les diagraphies : 5 (ou 6) surfaces principales d'érosion délimitent, avec les épontes de l'unité, 6 (ou 7) SEQUENCES DE DEPOTS d'ordre métrique. A partir de leurs caractéristiques sédimentologiques, la succession des phénomènes qui les ont engendrées et façonnées peut être reconstituée, permettant ainsi de définir une SEQUENCE EVENEMENTIELLE type, valable pour toutes.

1 - Début de la phase de dépôt sous-aquatique *(fig. A)*

Les apports détritiques argileux, plus ou moins abondants dans la partie inférieure de la séquence de dépôt, contribuent à la formation d'intercalations marno-sulfatées généralement très minces (pluricentimétriques à inframillimétriques) au sein des dépôts halitiques qu'ils polluent partiellement (sel sombre). Ce sel de base de séquence, finement et régulièrement stratifié, résulte d'*une sédimentation sous-aquatique rythmée (2) dans une saumure alternativement sursaturée et diluée par des venues d'eaux continentales et marines porteuses du matériel détritique et de sels dissous.*

2 - Evolution et fin de la phase de dépôt sous-aquatique. Tepees *(fig. A et B)*

Progressivement, les apports détritiques diminuent pour devenir à peu près inexistants dans la partie supérieure de la séquence (sel clair). Les couches de sel, toujours bien stratifiées mais souvent plus épaisses, sont légèrement puis fortement affectées par la formation locale de structures en tepees d'ordre métrique. Celles-ci dessinent en plan un réseau polygonal irrégulier dont la maille est d'une vingtaine de mètres. Des coins de halite limpide secondaire colmatent les vides produits par le décollement des bancs. La raréfaction des apports détritiques et le développement synsédimentaire des tepees témoignent d'*une aridité accrue et d'une tendance de plus en plus poussée à l'émersion.*

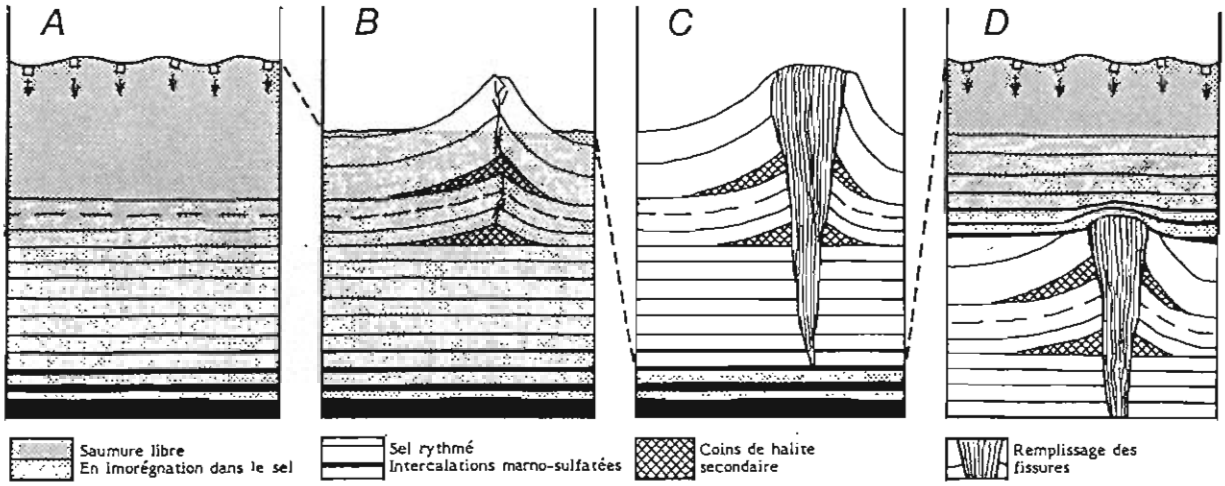
3 - Phase de fissuration en domaine aérien *(fig. C)*

Un réseau de fissures géantes, en forme de V, se développe progressivement et se superpose en règle générale à celui des tepees qui ont déjà fracturé et fragilisé plus ou moins profondément la partie supérieure de la séquence. S'enfonçant au delà de la base des tepees, ces fissures sont postérieures à tous les niveaux recoupés, y compris aux plus récents (coins halitiques). Leur remplissage, totalement indépendant des dépôts de la série salifère, est formé d'argiles sulfatées et de halite qui se présentent en feuillets plus ou moins réguliers, parallèles aux parois (donc proches de la verticale) et symétriques par rapport au

plan axial. *Ce type de fissuration, connu dans les zones arides actuelles, se développe en domaine aérien.* La nappe phréatique de saumure peut s'abaisser jusqu'aux niveaux argileux de base où se bloquent généralement les fissures.

4 - Retour à l'immersion et début de la séquence de dépôt suivante *(fig. D)*

Durant l'émersion, la surface est légèrement accidentée par le réseau de talus formés par les couches redressées dans l'axe des tepees et le remplissage des fissures. Au contraire, à l'intérieur des mailles du réseau, l'horizontalité originelle du sommet de la série déformée est conservée. Ces légers reliefs (quelques dm au plus) sont soumis, tout au long de leur existence, à une érosion (mécanique et chimique), particulièrement active lors du retour des eaux. *Ainsi se forme une surface repère d'érosion sur laquelle les premiers sédiments de la séquence de dépôt suivante reposent* : - soit en concordance, dans les mailles, sur les dépôts non déformés de la précédente, - soit en discordance angulaire à l'aplomb des bancs redressés des tepees et du remplissage vertical des fissures.



Dans la réalité, cette séquence événementielle peut être compliquée par de petites récurrences détritiques, un développement polyphasé des tepees ou des oscillations du niveau des eaux lors des émersions et des immersions. Mais dans tous les cas, elle met en évidence le caractère extrêmement discontinu de cette sédimentation halitique, les périodes de dépôt étant régulièrement interrompues par des périodes de non-dépôt. La précipitation du sel étant considérée comme un phénomène rapide, il y a tout lieu de penser que ces dernières durent beaucoup plus longtemps, compte tenu de l'importance des événements liés aux phases d'émersion du bassin. En d'autres termes, la séquence de dépôt ne correspond, en temps, qu'à une faible partie de la séquence événementielle.

Il faut par ailleurs rappeler que, durant les phases de dépôt, la sédimentation halitique est elle-même rythmée, avec des microséquences d'ordre centimétrique séparées par de multiples surfaces de dissolution (3).

Ces conclusions valent très certainement pour l'ensemble du gisement lorrain, (les mêmes faits ayant été observés dans d'autres unités, en mine ou sur carottes de sondage) et doivent pouvoir être appliquées à d'autres gisements présentant des structures similaires (Angleterre, Allemagne, Maroc...).

Ainsi donc, une série salifère donnant l'apparence d'une sédimentation continue pendant un laps de temps limité dans un milieu de dépôt constant, peut-elle résulter en fait de l'accumulation intermittente, mais maintes fois répétée sur une période plus longue, de petites séquences formées et conservées lorsque les conditions changeantes du paléoenvironnement le permettent.

(1) - MARCHAL Cl. (1983). - *Mém. Sci. de la Terre*, Nancy, n° 44.
(2) - GEISLER-CUSSEY (1986). - *Mém. Sci. de la Terre*, Nancy, n° 48.
(3) - GEISLER-CUSSEY *et al.* (1985). - *I.A.S., 6th Eur. Reg. Meet. of Sedim.*, Lleida, Abstr.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

MODELE QUANTITATIF ET PARAMETRES DES CYCLES HAUTE FREQUENCE EN PLATEFORME CARBONATEE INTER A SUPRATIDALE : L'HETTANGIEN DE LODEVE

QUANTITATIVE MODEL AND HIGH FREQUENCY CYCLE PARAMETERS FORCING INTER TO SUPRATIDAL CARBONATE SEDIMENTATION : HETTANGIAN, LODEVE

P. MARZA, M. SEGURET, J. MEGARD

Université Montpellier II, Laboratoire de Géologie des Bassins,
Place Eugéne Bataillon, case 58
34095 Montpellier Cedex 5

Using Fischer plots representation of accomodation we propose an eustatic curve of the Hettangian and a method to estimate the ratio recorded/non recorded Milankovitch cycles. Therefore the duration of the Hettangian azoic inter to supratidal carbonate sedimentation is approximated.

Sur la bordure Sud des Cévennes, à l'Hettangien, se dépose une série dolomitique dite inter à supratidale présentant de nombreux indices d'émersion. Durant cette période l'espace disponible pour la sédimentation (espace libéré par la subsidence et l'eustatisme) est régulièrement comblé, le remplissage sédimentaire constitue un enregistrement du signal "Espace Disponible".

Une coupe détaillée permet de quantifier cycle par cycle la variation de l'espace disponible. On définit un cycle entre deux émersions ou signes d'une réduction de la tranche d'eau. Sur 187 m de série, 210 cycles ont été identifiés.

Dans le milieu de dépôt considéré, la rareté des faunes ne permet pas un bon calage biostratigraphique. La durée de la sédimentation dolomitique hettangienne (215 m d'épaisseur) est ici comprise dans une fourchette de 6,5 à 9 Ma.

On propose une démarche qui permet de quantifier : la vitesse de sédimentation,
l'eustatisme,
la subsidence,
la durée réelle globale de l'intervalle considéré.

On admet que la subsidence d'origine thermique est linéaire à l'échelle de temps considérée. Il en résulte que les variations d'espace disponible à l'échelle d'un cycle sont d'origine eustatique.

Nous faisons l'hypothèse que ces variations résultent de cycles climato-eustatiques périodiques (100 et 20 ka) induits par les variations des paramètres orbitaux de la terre. Les cycles sédimentaires identifiés sont donc considérés comme ayant tous la même durée.

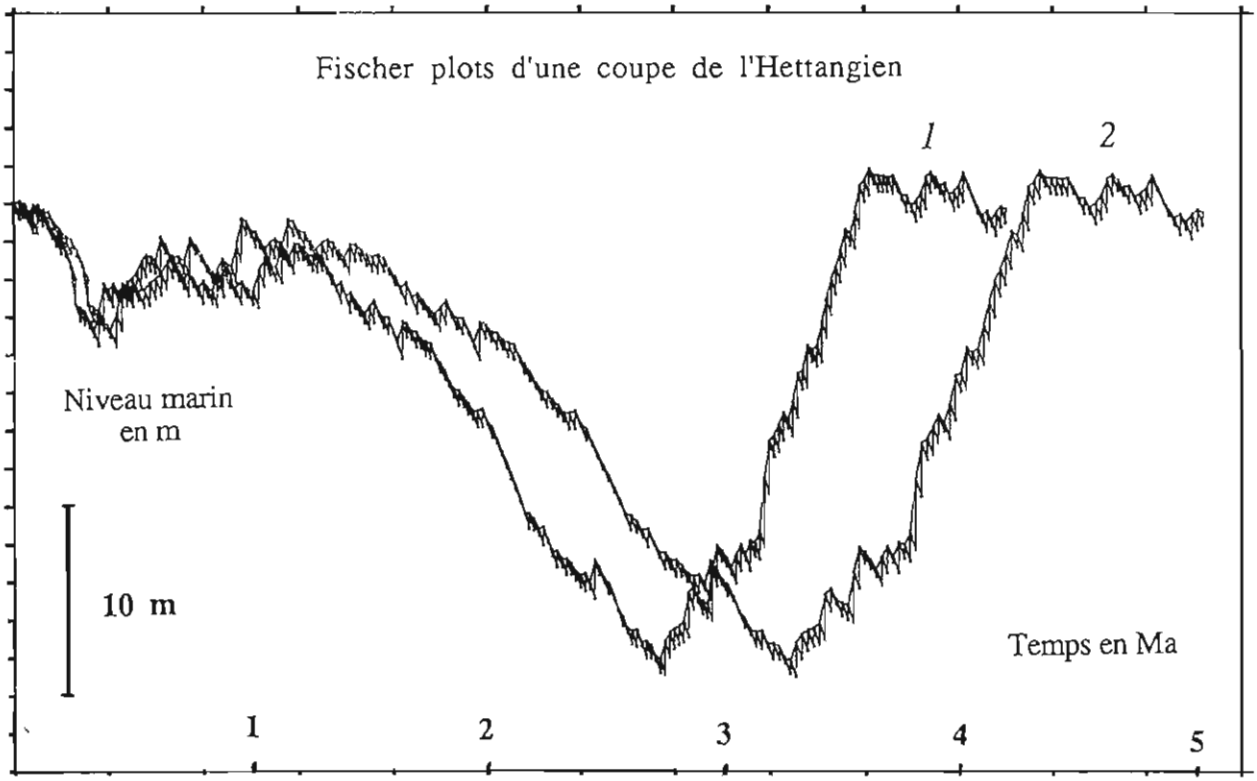
La représentation par la méthode des Fischer plots de la variation d'espace disponible permet de construire les courbes eustatiques correspondant à diverses valeurs de la subsidence.

On construit une colonne stratigraphique théorique à partir des paramètres : eustatisme, subsidence et vitesse de sédimentation. On cherche par approximations successives le signal Espace

disponible donnant un log théorique dont le Fischer plots sera le plus proche possible du Fischer plots du log réel. Ceci permet d'estimer le nombre de cycles non enregistrés dans le log réel.

Le nombre total de cycles (enregistrés, non enregistrés) multiplié par la durée d'un cycle (20 ka environ, cycles de Milankovitch) donne la durée totale de l'intervalle.
Pour l'Hettangien, on constate que en plus des 210 cycles enregistrés, ily a 40 cycles non enregistrés. La durée de sédimentation des 187 m de dolomie considérés est portée de 4200 ka (210 x 20 ka) à 5000 ka (250 x 20 ka).

Le tracé de la courbe eustatique cycle par cycle permet de connaître à la fois les variations à l'échelle du 5ème ordre et du banc d'épaisseur centimétrique à métrique et, par la dérive à plus long terme, les variations de 3ème ordre et l'organisation des cortèges sédimentaires d'épaisseur décamétrique à hectométrique.
La démarche proposée devrait être applicable à tous les environnements de dépôt où le taux de sédimentation permet le comblement incrémental de l'espace disponible.



Courbe 1 : 210 cycles de période 20 ka (cycles de precession)
=> - durée totale apparente de l'intervalle = 4,2Ma
- vitesse moyenne de subsidence apparente = 0,044 m/ka

Courbe 2 : La durée totale apparente de l'intervalle (4,2 Ma) est corrigée du pourcentage de cycles non enregistrés (16 %)
=> -durée totale estimée de l'intervalle = 5 Ma
-vitesse moyenne de subsidence estimée = 0,037 m/ka
Pour représenter la courbe eustatique 2, on donne à chaque cycle une durée virtuelle = 24 ka.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CONTOURITES QUATERNAIRES DANS LE BASSIN SUD-BRESILIEN: ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DES PALEOCIRCULATIONS DE FOND ANTARCTIQUES (AABW).

QUATERNARY CONTOURITES IN THE SOUTH-BRAZILIAN BASIN: SEDIMENT RECORD OF AABW VARIATIONS.

L.MASSE*, J.C.FAUGERES* ,M.L.MEZERAIS* et D.A.V.STOW**
*Département de Géologie Océanographie, U.R.A. 197, Univ. de Bordeaux 1, Talence 33405
**Department of Geology, the University, Southamton, S09 5NH, U.K.

Detailed stratigraphical, sedimentological and textural analyses are carried out on 6 Kullenberg cores recovered off the northern exit of the Vema Channel in contouritic sediments deposited by the AABW. A tentative interpretation of the relationships between the bottom current variations and the global climatic changes is proposed.

A leur débouché dans le bassin sud-Brésilien, les courants profonds liés à l'eau de fond Antarctique (au dessous de 4200m) ont déposé des sédiments contouritiques qui constituent une accumulation en éventail (au droit du "Vema Channel") ou de vastes champs de dunes sédimentaires (plus au N, sur le glacis).

Des prélèvements Kullenberg ont été effectués sur ces différents sites fournissant des informations sur les caractères de la sédimentation et ses variations au cours du Pleistocène supérieur et l'Holocène.

Les sédiments déposés (contourites) sont des vases fines, argilo-silteuses, peu ou pas carbonatées car déposées au-dessous de la C.C.D. Deux grands types peuvent être distingués:

-des vases vertes homogènes ou à lits microbrèchiques, sans dépôts métalliques;

-des vases beige-orange, auxquelles peuvent être associés en proportion variable des dépôts de manganèse: nodules, laminations, lits (mm à cm) croûtes localement décimètriques.

Des critères lithologiques et texturaux sont utilisés pour interpréter ces faciès en terme d'intensité des courants de dépôt. Les faciès à lits ou croûtes manganifères ainsi que tout niveau présentant des surfaces d'érosion sont considérés comme témoins de fortes intensités. Les vases homogènes vertes ou beiges ainsi que les vases beiges à laminations ou nodules correspondent à de beaucoup plus faibles intensités; un paramètre granulomètrique -le % de la fraction supérieure à 10 µm- permet d'établir entre elles une hiérarchie.

Une interprétation de la distribution verticale de ces faciès depuis environ 500.000 ans B.P.est proposée. Les variations paléoocéanographiques et paléoenvironnementales observées sont ensuite replacées dans un cadre stratigraphique mettant en évidence les faits suivants:

-les variations des circulations antarctiques ne sont pas en relation simples avec celles des climats;

-les épisodes de plus grandes activité et instabilité des courants semblent correspondre aux périodes de changements climatiques (en particulier passage glaciaire-interglaciaire);

-un évènement important intervient vers 350.OOO ans B.P., avec une diminution globale de l'intensité des paléocirculations ainsi que des apports continentaux et taux de dépôt.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SEDIMENTS, GEOMETRIES ET ARCHITECTURES DANS LA VALLEE DU COMBAU (S. VERCORS, FRANCE): PARTAGE DIFFERENTIEL DES FACIES PAR L'USINE DE CARBONATE

P
O
S
T
E
R

SEDIMENTS, GEOMETRIES, AND STRATAL ARCHITECTURE IN THE COMBAU VALLEY (S. VERCORS, FRANCE): FACIES PARTITIONING BY THE CARBONATE FACTORY

McDONOUGH, Katie Joe*, CROSS, Timothy A.*, HOMEWOOD, Peter W.**, Associated Elves**, ARNAUD, Hubert***, and ARNAUD-VANNEAU, Annie***

*Department of Geology and Geological Engineering, Colorado School of Mines, Golden, CO, 80401, USA;**Service Sedimentologie, Elf Aquitaine, SNEA(P), Avenue Larribau, 64018, Pau, France; *** Institut Dolomieu, Rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble, France

Carbonate ramp facies of Early Barremian age, exposed in southern Vercors National Park, (France) differ according to their position within a stratigraphic hierarchy. The spatial and temporal arrangement of facies suggest that variation in carbonate productivity through time is a dominant control on carbonate facies development and distribution.

Discrete, 20-30m thick, progradational or aggradational units were delineated in the Combau Valley of the southern Vercors. The units are basally bounded by deeper water facies as indicated by the sedimentary structures and textures and then shoal upward. Sedimentary structures suggest deposition of the deepest water facies near storm wave base, and of the shallowest facies just at fairweather wave base. In three dimensions, the units map as lobate forms ranging from 200-600m in both dip and strike directions.

Sediments in landward-stepping progradational units are characterized by well sorted, very fine to fine-grained, micritized skeletal grain, pelloid packstones and minor grainstones. By contrast, sediments accumulated in seaward-stepping progradational units are characterized by poorly sorted, coarse-grained to granule bioclastic grainstones with lower silica content than their landward-stepping counterparts. Sediments in both facies tracts are extensively bioturbated, with burrow size increasing and intensity generally decreasing upward within a shoaling/aggrading unit.

Facies associations of the type found in seaward-stepping units cannot be traced laterally into facies similar to those found in the landward-stepping units, indicating temporal separation of the two facies types. In other words, different facies existed at the same geomorphic positions (bathymetry, distance from shoreline etc.) at different times. Therefore a primary control on facies type may be position within a seaward versus a landward-stepping unit, and by inference, deposition during overall rising or falling base level. This in turn suggests that controls on carbonate productivity vary along with base level changes, possibly by change of the amount of ramp area flooded. Ramp angle (and therefore lateral dimensions of facies tracts) may then be controlled by a balance between the rate of carbonate production and the "shaving" and redistribution of sediments by the energetic processes above wave base.

Our observations here, concurring with similar observations made in other carbonate systems, suggest the need for revision of static carbonate facies models. To date these may be a composite mixture of facies and microfacies that accumulated in similar geomorphic positions but at different times during a base-level cycle. The models may instead have to reflect facies development in terms of position within a stratigraphic geometry (e.g. landward or seaward-stepping) and by inference, accumulation during base level rise or fall. Similarly, the notion that there is a paradox between rates of carbonate sediment production observed in the recent and those of carbonate accumulation deduced from the ancient shelf strata may have to be shelved, because of significant changes in carbonate productivity through time and their apparent association with base level rise and fall.

The "shelf" of ancient systems can be viewed as a dynamically maintained surface, approximately at base level, representing the position where there is an energy balance between the productivity of sediment and the continuous shaving and redistribution of sediment by the "wave-base razor". Because this balance is maintained through long periods of time and thick intervals of strata, it further suggests the operation of multiple feedback process/response systems that keep the shelf system in a dynamic equilibrium. This would account for the very thick sequences either of platform cycles shoaling only to fairweather wave-base (as seen in the Combau Valley), or of littoral cycles virtually never deepening beyond the wave-base as documented from many other places and ages.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

SEDIMENTOLOGIE DE SEQUENCES DE DEPOT CONDENSEES (2-3,5 MA) : LE SINEMURIEN SUPERIEUR - PLIENSBACHIEN INFERIEUR DE BOURGOGNE

SEDIMENTOLOGY OF CONDENSED DEPOSITIONAL SEQUENCES (2-3.5 MA) : THE UPPER SINEMURIAN - LOWER PLIENSBACHIAN OF BURGUNDY

M. METTRAUX *, F. GUILLOCHEAU ** et J.-L. DOMMERGUES ***

* Fonds National Suisse de la recherche scientifique, Bourse n° 8220-25948, Univ. de Strasbourg et Dijon

** Centre de Géochimie de la Surface, UPR 6251 du CNRS, 67084 Strasbourg Cédex

*** Centre de Géodynamique sédimentaire et Evolution géobiologique, UA CNRS 157, 21100 Dijon

L'intervalle Sinémurien supérieur- Pliensbachien inférieur du Bassin de Paris, dans un contexte de subsidence et d'apports terrigènes faibles (comprenant notamment la crise lotharingienne) permet, par la sensibilité de l'enregistrement, une certaine appréhension de la part des processus tectoniques *s.l.* par rapport aux mouvements eustatiques.

Le Lias du Bassin de Paris correspond à un grand cycle transgression/régression où la tectonique a conduit à une accélération de la subsidence. Le maximum de profondeur est atteint avec les schistes cartons du Toarcien. L'intervalle étudié se situe dans la partie médiane du demi-cycle transgressif entre les Calcaires à Gryphées d'âge sinémurien inférieur, et les marnes à Amaltheus (prismes progradants) d'âge domérien correspondant au maximum de vitesse de subsidence. Les sédiments d'âges sinémurien supérieur-pliensbachien inférieur présentent de rapides variations latérales d'épaisseur et de faciès.

Les affleurements étudiés se situent en Bourgogne et sur le pourtour du Morvan. Plusieurs raisons ont motivé ce choix : (1) des variations latérales de faciès importantes dans des sédiments relativement condensés, (2) un grand nombre de données disponibles (affleurements et sondages), (3) une biostratigraphie remarquable (21 "zonules" identifiées pour le Lotharingien-Carixien), (4) un contexte structural bien connu.

SEDIMENTOLOGIE DE FACIES. Ces sédiments bioclastiques se sont déposés sous l'action des tempêtes en "offshore" supérieur (zone comprise entre les limites d'action des vagues permanentes et de tempêtes). Localement (partie méridionale du Morvan), le "shoreface" est probablement atteint. Les faciès de tempêtes s'étagent d'un point de vue paléobathymétrique de 10 à 80 mètres. Les cortèges transgressifs sont extrêmement condensés et présentent de nombreuses minéralisations liées à la diagénèse précoce (phosphates, glauconie, silice, oxydes et hydroxydes de fer, ...). Les minéralisations sont très diversifiées. Les phosphates sont présents sous la forme d'extraclastes millimétriques à centimétriques à l'intérieur des différents faciès. Les faciès identifiés sont aussi variés : calcaires bioclastiques, wackestones à packstones (mudstones occasionnels) contenant entre autres des fragments de lamellibranches de brachiopides et d'échinodermes (spicules d'oursins et entroques), des foraminifères benthiques, des ostracodes et de petits gastéropodes. Les ammonites et bélemnites sont abondantes. L'étude des textures et des associations bioclastiques à l'échelle microscopique associée aux structures sédimentaires macroscopiques a permis de mettre en évidence des tendances de diminution ou augmentation de la paléobathymétrie dans chacune des coupes levées.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE. Cette analyse de sédimentologie de faciès, ainsi que les corrélations de coupe à coupe ont permis de définir plusieurs ordres de séquences de dépôts et leurs cortèges associés. Deux séquences de dépôt ont été identifiées à partir de leur faciès d'inondation maximale (profondeur maximale) et de leur surface d'inondation (ou de transgression ou de sommet de prisme de bas niveau : profondeur minimale), la limite de séquence ne pouvant être déterminée avec certitude. La première séquence, d'âge lotharingien (zones à Obtusum, Oxynotum et Raricostaum) débute par une surface d'inondation située dans la sous-zone à Obtusum ("zonule" à Obtusum). La surface

d'inondation est située entre les sous-zones à Oxynotum et Densinodulum. La deuxième séquence d'âge carixien inférieur (zone à Jamesoni) débute par une surface d'inondation maximale située dans la sous-zone à Aplanatum (sommet de la sous-zone à Raricostatum). La surface d'inondation serait située à la base de la sous-zone à Brevispina ("zonule" à Brevispina). La surface d'inondation suivante est localisée dans les zonules à Submiticum et Bronni, c'est-à-dire entre les sous-zones à Brevispina et Jamesoni. Ces séquences ont des durées comprises entre 2 et 3,5 millions d'années, ce sont des séquences de troisième ordre au sens de Vail *et al.* (1977), dont l'épaisseur est anormalement faible (de 10 centimètres à 4 mètres).

Ces séquences de troisième ordre se décomposent en séquences d'ordre inférieur : deux ordres peuvent être mis en évidence. L'importance de l'expression d'un de ces ordres de séquence par rapport à l'autre est fortement dépendant (1) de l'épaisseur et de la profondeur moyenne de la série considérée et (2) de la position sur une unité structurale donnée.

Dans l'état actuel de nos connaissances :

(1) les surfaces d'inondation maximale des séquences de troisième ordre ne coïncident pas avec celles de la charte de HAQ *et al.* (1987),

(2) la condensation d'une séquence de troisième ordre (a) affecte une séquence dans son intégralité (définie sur les surfaces d'inondation maximale) et (b) s'opère à l'échelle d'une unité structurale.

Pour l'ensemble de ces raisons, un contrôle structural nous semble la cause la plus probable de ces séquences de troisième ordre. Deux faits restent à déterminer : (1) comment l'eustatisme perturbe l'architecture de ces séquences et (2) la cause tectonique est-elle d'origine locale ou globale ?

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ACCUMULATION DE CONTOURITES EDIFIEE PAR L'EAU DE FOND ANTARCTIQUE, AU DEBOUCHE DU VEMA CHANNEL (BASSIN SUD-BRESILIEN).

A CONTOURITIC ACCUMULATION BUILT BY THE A.A.B.W. (SOUTHERN BRAZILIAN BASIN).

M.L.MEZERAIS, M.CREMER, J.C.FAUGERES et L.MASSE
Département de Géologie Océanographie, U.R.A. 197, Univ. de Bordeaux 1, Talence 33405

Analyses of cores, 3.5 kHz and seismic data point out the dynamic processes of contourite deposition and the growth mechanisms and steps of a Neogene contouritic sedimentary body located at the northern exit of the Vema Channel

Une accumulation sédimentaire, en forme d'éventail, a été édifiée par les courants de fond d'origine antarctique, au débouché nord du "Vema channel" (Rio Grande Rise, bassin sud-brésilien). Cette accumulation profonde (plus de 4500m), allongée SW-NE, présente une longueur de 150 km, une largeur de 100km et une élévation d'environ 250m par rapport aux fonds abyssaux environnants. Elle est située entre 2 chenaux majeurs qui la bordent au NW et au SE. Elle est limitée au NE. par une dépression en forme de croissant vers où convergent ces chenaux.

L'analyse des échofacies et des sédiments récoltés montre que les chenaux NW et SE sont parcourus par des courants très actifs, encore plus intenses dans le chenal S. où le fond est recouvert par une croûte de manganèse. L'accumulation elle-même n'est parcourue que par des écoulements de faible intensité peu ou pas chenalisés dont l'énergie croît légèrement d'amont en aval. Les sédiments superficiels sont des vases fines argilo-silteuses, peu ou pas carbonatées auxquelles des dépôts de manganèse sont souvent associés (laminations ou nodules). L'accumulation contouritique apparaît ainsi édifiée dans une zone de friction entre 2 branches très actives des circulations de fond antarctiques, par délestage d'un matériel fin transporté en suspension. Vers l'aval, les courants convergent dans la dépression en croissant où leur activité reste encore élevée, puis s'écoulent ralentis vers le N. sur le glacis brésilien.

L'analyse des profils 3.5 kHz et sismiques permet de reconstituer les processus et les principales étapes de la construction de cette accumulation qui a débuté au cours de l'Oligocène.

Globalement, la construction s'est accompagnée d'une progradation du corps sédimentaire du S. vers le N. c'est à dire dans le sens d'écoulement des courants; elle s'accompagne également d'une extension progressive de la zone de dépôt du NW vers le SE, confirmant la disymétrie des courants, plus actifs au SE qu'au NW, mais aussi une réduction génèrale de leur intensité au cours du Néogène.

Quatre étapes ont pu être distinguées dans la succession des dépôts.

-De l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur:

1- Amorce de l'édification avec des dépôts développés en bordure du chenal N.(fig.A).

2- La zone de dépôt migre vers le N. mais aussi vers le SE soulignant une diminution des courants qui balayaient ce secteur lors de l'étape précédente (fig.B).

-Du Miocène supérieur à l'Actuel:

3- Elargissement de la zone de dépôt témoignant d'une réduction génèrale de l'activité des courants (fig.C).

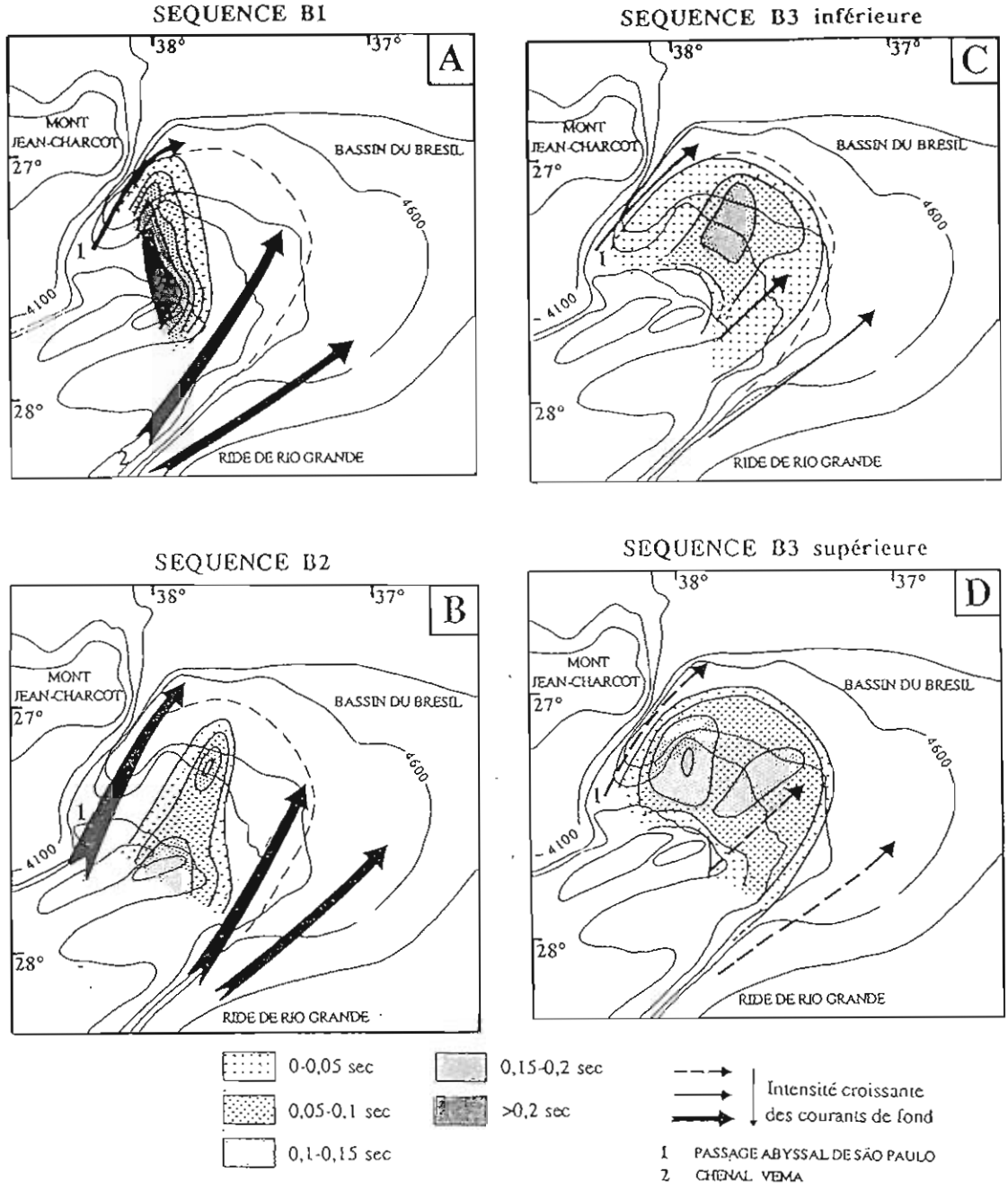
4- Phase de construction active dans un cadre de circulations profondes très ralenties (fig.D).

L'édification résulte de périodes d'accumulation et d'épisodes d'érosion intense responsables de la disparition partielle des lobes déposés antérieurement, en particulier entre 1 et 2. Il en résulte un relief relativement faible de l'accumulation et des taux de sédimentation réduits (3 à 4 cm/1000 ans).

Pendant les périodes de construction, les dépôts se disposent en lobes entre les zones chenalisées. Ces lobes migrent rapidement vers l'aval; leur migration latérale est plus lente et

plus complexe dans la mesure où elle est contrôlée par des reliefs volcaniques au N et au S et où l'intensité et la trajectoire des écoulements se sont modifiées dans le temps.

Nous proposons le nom de "Contourite Fan" pour ce type d'accumulation déposée par des courants de contour. En effet, par la localisation au débouché d'un chenal, par la morphologie génèrale en éventail, par la géométrie des dépôts en lobes associés à des chenaux et par leurs migrations longitudinale et latérale, enfin par l'imbrication des structures érosives et de dépôt , il présente nombre de caractères communs avec les "Deep sea Fan" turbiditiques.



- Les séquences de dépôt de l'ensemble supérieur B: cartes isopaques et circulations responsables de leur mise en place.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

DEFORMATION DE NODULES BARYTIQUES PAR COMPACTION (ALBIEN DU SUD-EST DE LA FRANCE)

P
O
S
T
E
R

DEFORMATION OF BARYTIC NODULES BY COMPACTION (ALBIAN OF SOUTH- EASTERN FRANCE)

S. MOSTEFAI & B. BEAUDOIN
Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M.-Sédimentologie-35, rue Saint-Honoré, 77305 FONTAINEBLEAU Cédex.

The barytic nodules of the Vocontian basin have an oblate shape more or less flattened and reveal in their bosom a varying system of septa which devide in veinlets occasionally distorted by compaction. A range study of these has shown an original spheric geometry; the compaction ratio is for both alike, about 1.4. Geochemical data indicate the previous constituent phases distribution which must be henceforth taken into account.

Des nodules barytiques de structure, de forme (le plus souvent ellipsoïdale) et de taille variées sont observés dans l'Albien du Domaine vocontien, organisés en niveaux intercalés dans la série des "marnes bleues". Ces nodules sont à croissance simultanée (baryte à texture isotrope), discontinue (texture isotrope à anisotrope) ou continue (texture isotrope puis anisotrope) (PAILLERET, 1983). Ils sont découpés par un réseau de fentes (septas) parfois traversées par un second système de filonnets à remplissage *in situ* de baryte (VANOSSI, 1964).

A partir des fentes partent des veinules remplies par de la baryte microcristalline qui, quand elles sont perpendiculaires au plan de stratification, montrent des déformations curvilignes vraisemblablement dues à la compaction. Le taux de compaction est alors exprimé par le rapport de la longueur initiale à la hauteur actuelle (fig 1). La forme des nodules, le plus souvent ellipsoïdale, parait également liée au phénomène de compaction. Si l'on fait l'hypothèse d'une déformation à volume constant, on peut calculer le taux de compaction et le comparer à celui mesuré sur les fentes: on obtient une même valeur de l'ordre de 1,3 - 1,4. Ces résultats confirment ainsi, avec ceux de PAILLERET (1983), l'hypothèse d'une déformation par compaction mécanique.

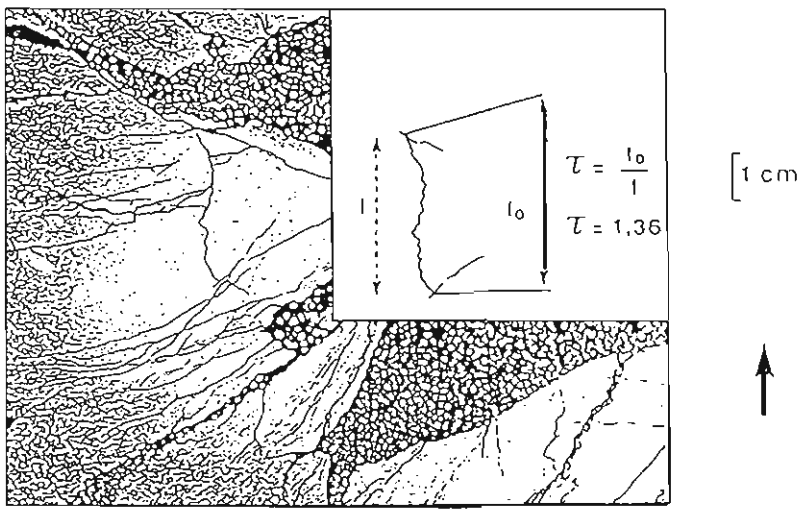


Fig. 1 Calcul du taux de compaction à partir des fentes.

En procédant à une opération de décompaction des réseaux de fentes, on aboutit à une structure en zig-zag avec des plans de rupture qui rappellent les filons sédimentaires (BEAUDOIN et al; 1987). Les structures de dissolution, quant à elles, enregistrent la déformation laissant voir un veritable effet pilier. Parmi les nodules étudiés on a observé des formes coalescentes qui présentent un cortex commun. Ces nodules décompactés révèlent une géometrie initiale parfaitement sphérique (fig 2).

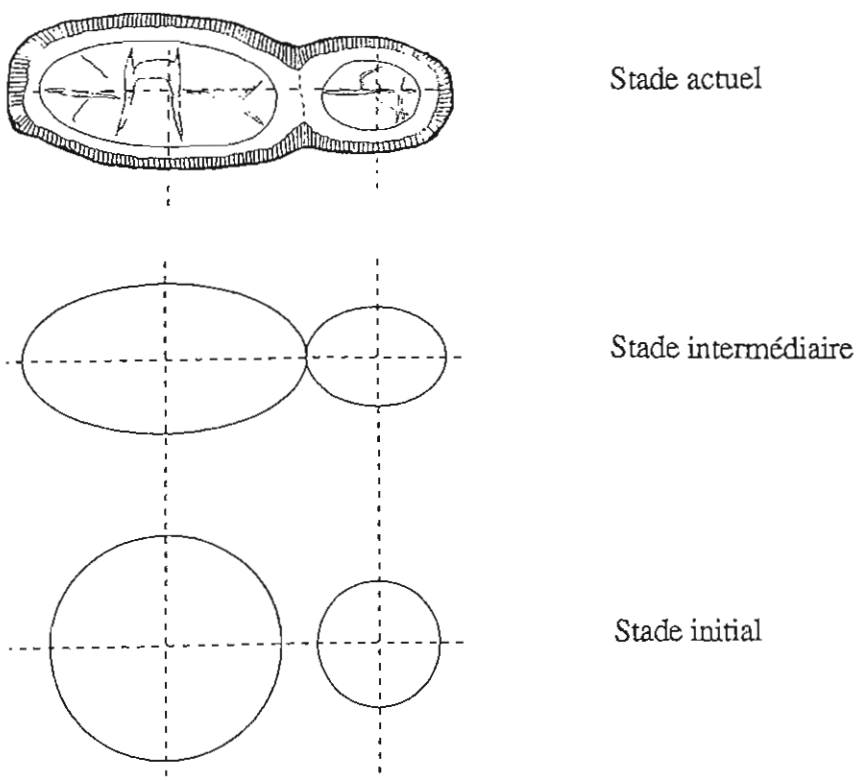


Fig. 2 Reconstitution de la forme originelle des nodules coalescents.

La nodulisation a donc été accompagnée d'une compaction (la coalescence en est une conséquence) dont on peut désormais apprécier le taux, et s'est poursuivie tout au long de la diagenèse (formation du cortex).

L'approche du phénomène de nodulisation par des méthodes chimiques et géochimiques a permis de distinguer les trois phases constitutives des nodules ($CaCO_3$, $BaSO_4$, Argiles). L'évolution non linéaire du rapport **Carbonate / Argile** exprime un transfert de matière (dissolution- cimentation) à partir d'un sédiment originel minéralogiquement indifférencié. La ou les **barytisations** qui ont accompagné le phénomène de nodulisation, se sont opérées dans un sédiment ayant déja subi un début de **carbonatation**.

Ces résultats permettent ainsi de définir la **nodulisation** comme étant un phénomène diagenétique majeur, indissociable de la compaction. A partir de ces considerations, et en étudiant des nodules de composition variée (barytiques, carbonatés...), on s'efforcera de quantifier les transferts de matiére (apport-départ) dans le sédiment au fur et à mesure du recouvrement.

BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G., MAILLART J., PARIZE O., PINAULT M., PINOTEAU B. et TRUYOL V. (1987).-Mesure directe de la compaction dans les sédiments.-Notes et Mémoires TOTAL-C.F.P., n° 21, pp. 235-247.

MOSTEFAI S. (1991).- Contribution à l'étude des nodules barytiques de l'albien du sud-est de France (Veynes-05).- Mem. D.E.A. Univ. P.&M. Curie.Paris VI, 65 p.

PAILLERET P. (1983).-Les nodules barytiques de l'albien du sud-est de la France; un exemple de concentrations minérales en relation avec l'évolution diagenétique du sédiment.- Thèse 3e cycle,Univ.Lyon, 229 p.

VANOSSI M. (1964).-Il problema delle septarie.- Att. Ist. Geol. Univ. Pavia, vol. 15, pp.32-88.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

REPARTITION ET MODE DE MISE EN PLACE DES DEPOTS PROXIMAUX D'UN EVENTAIL VOLCANOCLASTIQUE SOUS-MARIN: EXEMPLE DU VOLCAN DE LA FOURNAISE (Ile de La Réunion).

THE SUBMARINE VOLCANICLASTIC FAN OF LA FOURNAISE VOLCANO (La Réunion Island)

G. OLLIER *
Laboratoire "Environnement Sédimentaire", IFREMER-DRO/GM, 29280 Plouzané cedex

Abridged english abstract: The proximal part of the submarine fan of La Fournaise volcano is characterized by bathymetric highs which correspond to avalanche lobes separated each other by channels filled with sands and gravels. The avalanche lobes consist of giant blocks accumulation wich results from collapses affecting large areas of the volcano slope, whereas the channels are eroded by strong turbidity events.

L'étude des données bathymétriques, d'imagerie sous-marine, de sismique et de carottage du flanc immergé du volcan de La Fournaise permet de définir un véritable éventail sédimentaire sous-marin comparable à ceux existants au débouché des grands fleuves, ou en marge des calottes glaciaires.

Deux grandes zones de dépôt peuvent être distinguées à l'intérieur de cet appareil sous-marin, la première correspond au lobe des dépôts les plus grossiers situés à proximité immédiate de l'édifice volcanique, la deuxième correspond à l'ensemble des dépôts plus fins constituant l'enveloppe externe de l'appareil et pouvant se prolonger jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres dans le bassin des Mascareignes.

La présente communication est surtout orientée vers l'étude des dépôts du lobe des sédiments grossiers qui s'étendent sur une soixantaine de kilomètres d'ouest en est et une quarantaine de kilomètres du nord au sud entre 800 et 2500 m de profondeur d'eau. La quantité des dépôts accumulés depuis 500.000 ans (âge le plus ancien connu pour les formations aériennes) approche un millier de km^3 d'après les calculs effectués à partir de la bathymétrie. Touts les matériaux qui constituent ce lobe ne résultent cependant pas de phénomènes sédimentaires au sens strict, en particulier il a été montré récemment que de gigantesques glissements très lents ont permis le transport en masse de pans entiers du flanc du volcan vers le domaine sous-marin [1]. Hormis ces glissements, d'énormes quantités de matériaux dont la granulométrie va d'éléments hectomètriques à des silts, en passant par des sables et des graviers ont été identifiés, et peuvent être rattachés à des phénomènes sédimentaires classiques [2].

L'étude de la bathymétrie (Seabeam) [3], ainsi que des images sonar haute résolution (Sar) [2] associées à des profils sismiques 3.5 Khz permet de définir le paysage sous-marin actuel avec une grande précision. A l'échelle de l'éventail ce paysage apparaît dominé par l'existence de zones en relief présentant un facies sonar très cahotique séparées par des chenalisations très importantes charactérisées par des facies sonar calmes. Les photographies sous-marines et les carottages indiquent que les zones en relief correspondent pour la plupart à

des zones d'accumulation d'éléments hectomètriques, voire à des pans glissés entiers du volcan tandis que les chenaux sont remplis de graviers de sables et de silts.

Des carottages réalisés au débouché des chenaux, à la périphérie de l'éventail, montre la présence systématique de sables et de graviers. Le cône proximal détritique sous-marin d'un tel édifice volcanique est donc caractérisé par la présence de dépôts de granulométrie très élevée (brèches à éléments hectomètriques) mis en place lors d'événements gravitaires fragmentant son flanc. Les zones situées entre ces dépôts sont autant de couloirs empruntés par des écoulements de type turbiditique qui remanient des matériaux localisés en haut de pente sous-marine (coulées de lave démantelées etc...) [2]. L'existence de courants à haute énergie est démontrée par les formes érodés des couloirs, par la présence de rides transverses de longueur d'onde décamètrique affectant des sables et des graviers, par l'apparition de figures d'affouillement , et enfin par la présence de dépôts de débordement.

Un remplissage partiel des chenaux est observé tout le long de leurs cours ce qui semblerait indiquer un délestage permanent des événements gravitaires pendant leur transit au travers de l'éventail. Les facies sableux carottés au débouché des chenaux correspondent probablement au délestage final de la partie grossière des turbidites, et tendent à suggèrer l'existence de lobes sableux à la périphérie du système.

L'étude d'un système en activité comme celui de La Fournaise permet d'aborder les modalités de mise en place des dépôts volcanoclastiques, ce qui présente plus de difficultés à partir de systèmes fossiles qui sont la pluspart du temps incomplet dans leurs parties proximales, du fait de l'action des agents tectoniques et de l'érosion.

[1] LABAZUY P. (1991) Thèse, Université de Clermont-Ferrand.

[2] COCHONAT P. (1990) C.R. Acad. Sci. Paris, t. 311, Série II, p. 679-686.

[3] LENAT J. F. et al. (1990) Oceanologica Acta, Vol. spécial 10

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EFFECTS OF SEA LEVEL CHANGES IN DEEP ENVIRONMENTS: THE CASE OF THE VALENCIA TROUGH DURING THE QUATERNARY

Albert Palanques, Belén Alonso and Marcel.lí Farrán.
Institut de Ciències del Mar, Paseig Nacional s/n, 08039 Barcelona, Spain

In the Valencia Trough, cut and fill cycles in the upper sector of the depositional domain of some sea valleys, the development of turbidite systems at the base of the Ebro slope and in the lower Valencia Valley, and a cyclic fine sediment accumulation are controlled by the Quaternary sea level changes.

The effects of relative sea level changes in deep environments have received far less attention than those in proximal margin environments. In deep environments eustatic oscillations produce changes in the sedimentary regime and in the location of the depocenters. To show these changes, the effects produced by Quaternary glacio-eustatic oscillations in the Valencia Trough are very illustrative. This north-western Mediterranean area (Fig. 1) shows passive margins, several types of sea valleys and related depositional systems (Alonso et al., 1991). The canyons of this area have different sedimentary activity, morphology and origin, and some of them (Foix, Arenys, Besós, Blanes) merge into a deep ocean channel, called the Valencia Valley. Except for the Francolí Canyon, the canyons located in the Ebro Margin, have developed turbidite systems at the base-of-slope, but only one of them merges with the Valencia Valley at present.

The depocenter displacements produced by eustatic oscillations are identified in the high resolution seismic records taken in the upper sector of the depositional domain of the Valencia Valley and in the Blanes, Francolí, and Arenys canyons. These seismic profiles show at least four cut-and-fill cycles produced by Quaternary sea level oscillations (Fig. 2).

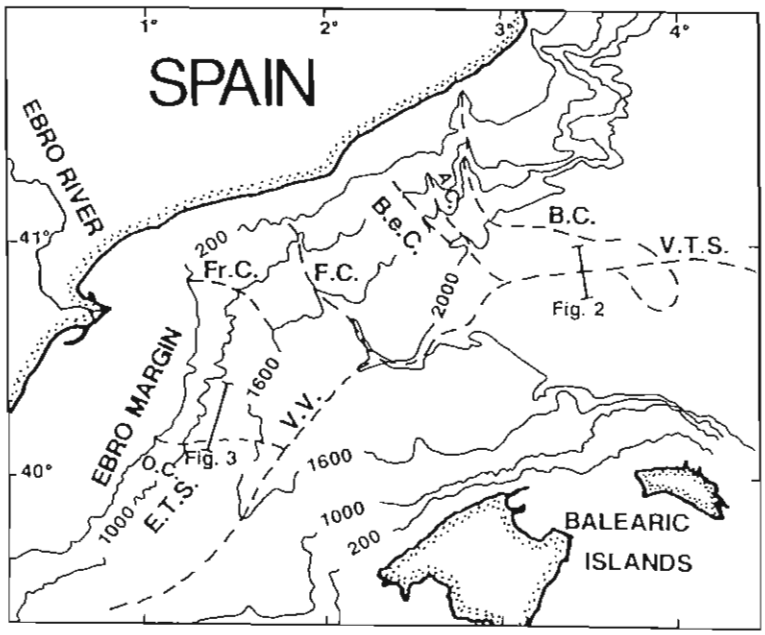


Fig. 1 Location map. Discontinuous line: sea valley axis. O. C.: Oropesa Canyon; Fr.C.: Francoli Canyon; F.C.: Foix Canyon; V.V.: Valencia Valley; Be.C. Besós Canyon; A.C.: Arenys Canyon; B.C. Blanes Canyon; V.T.S.:Valencia Turbidite System; E.T.S.:Ebro Turbidite System.

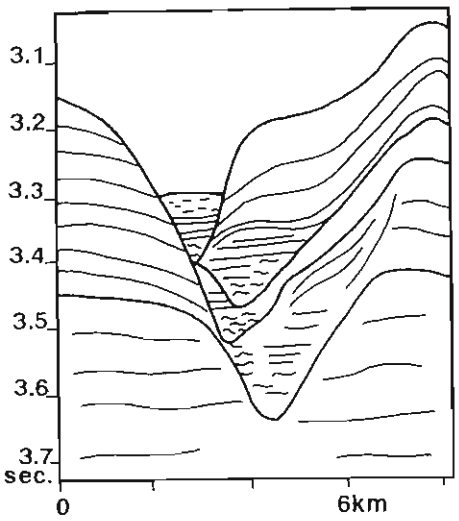


Fig. 2:Seismic profile showing cut and fill cycles in the Valencia Valley.

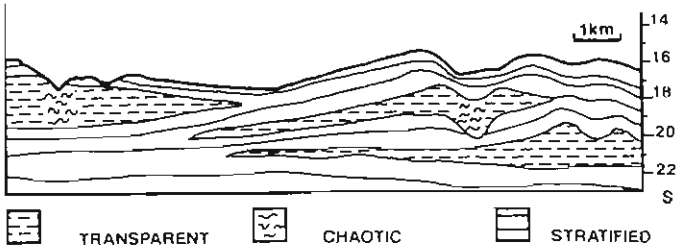


Fig. 3:Seismic profile showing the migration of active sea valleys and turbidite systems in the Ebro Margin

During the period of lowering of sea level there is a maximum accumulation of terrigenous fine sediments in the whole area which form an accumulation of deposits with well stratified seismic facies that changes laterally to the maximum accumulation of terrigenous sediments on the shelves and upper slope (Farrán and Maldonado 1990; Tesson et al., 1990) . During low stand periods, the maximum channelized sedimentary activity occurs and the depocenters migrate to deeper areas. This produces a strong incision along the erosive domain of the sea valleys, which is prolonged seaward, and it also generates the highest development of turbidite systems in the lower sector of some sea valleys. During the sea level rise, the boundary between the erosional and depositional domains migrated upward in the Valencia Valley and the Blanes, Francolí and Arenys canyons. The deeper sector of the erosional domain of these sea valleys was thus partially filled. Therefore, in these sea valleys there is a transition sector which alternates with the erosive domain or to the depositional domain, depending on the sea level oscillations. During the high stand periods the sedimentary activity is minimum and hemipelagic sedimentation predominates all over the basin except in the active sea valleys. Most of the cores taken in the study area show turbiditic sequences that are covered by a thin layer of hemipelagic-high stand-deposits (Palanques and Maldonado, 1985; Alonso and Maldonado, 1990). During the next lowering of sea level, maximum fine sediment deposition takes place again over the study area draping all the previous features.

In the canyons of the Ebro Margin, the glacio-eustatic sea level changes are not identified by cut-and-fill cycles. During the Quaternary the sources of sediment supply migrated laterally to the southwest, developing canyons at different locations. These canyons were active only during a limited period of time because of this migration. During the active phases of these canyons, turbidite systems were formed at the Ebro base-of-slope (Alonso et al., 1990) (Fig 3). The maximum development of the Ebro and the Valencia turbidite systems occurred during lowering sea level periods.

We conclude that the effects of eustatic sea level changes in the deep environments of the Valencia Trough are 1) an important cyclic accumulation of terrigenous fine sediments

over the whole basin during the lowering of sea level periods, 2) cut-and-fill cycles located between the erosional and depositional domains of the sea valleys that were active at the same location during several eustatic sea level changes: the cut is produced during the low stand periods and the fill during the sea level rise periods, 3) maximum development of turbidite systems in the base of the Ebro and the Valencia sea valleys during low stand periods, 4) thin layers of hemipelagic sediments are deposited during the high stand periods.

Finally, it is important to note that these effects could be produced by sea level changes in other areas and that similar effects can be controlled not only by glacio-eustatic sea level oscillations but also by tectono-eustatic events of a similar magnitude. Therefore, the geologic framework must be well-known in order to identify the effects of sea level changes in deep environments and to properly interpret their causes.

Alonso and Maldonado, 1990. Mar. Geol., 95. 353-377.
Alonso et al 1990. Mar. Geol., 95. 313-331.
Alonso et al., 1991, AAPG Bull. July (In press)
Farrán and Maldonado, 1990. Mar. Geol., 95. 289-312.
Palanques and Maldonado, 1985. Act. Geol. Hisp. 20, 1-19.
Tesson et al., 1990. Mar. Geol., 91, 325-332.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LA NATURE MINERALOGIQUE DES APPORTS EN SUSPENSION SUR LA MARGE ALGERIENNE ET LEURS RELATIONS AVEC LES SEDIMENTS.

MINERALOGICAL NATURE OF SUSPENDED MATERIAL TRANSPORTED ON THE ALGERIAN MARGE AND THEIR RELATIONS TO SEDIMENT.

H. PAUC
L.S.G.M., Université, Avenue de Villeneuve, 66025 PERPIGNAN (F).

The mineralogical nature of actual suspended matter from algerian greatest rivers justify the algerian continental shelf partitionning described by Chamley et al. (1964) into 2 regions: an algero-provençal kaolinitic one and a siculo-tunisian illitic other. In the vicinity of some coastal basaltic structures, smectitic sediments are also observed.

The conclusion is that a large proportion of shelf sediment is relictic and corresponds to others climatic conditions from Holocene.

La majeure partie du matériel en suspension fourni à la marge est émis pendant les crues. Ce matériel est alors essentiellement détritique et minéral (Pauc, 1989).

La crue générale en Algérie du Nord qui a eu lieu fin février 1982 (26, 27 et 28 février) a permis une reconnaissance générale de la nature minéralogique des matériaux en suspension émis par les cinq oueds algériens majeurs: Chéliff, Mazafran, Isser, Sébaou et Soummam. (tableau 1).

	Chéliff	Mazafran	Isser	Sébaou	Soummam
kaolinite	36	38	36	15	23
chlorite	16	3	14	13	19
smectite	21	29	24	38	22
illite	27	30	26	34	36
argiles	74	68	50	76	49
détritique	18	22	41	20	38
calcite	7	9	7	3	11

Tableau 1: Composition minéralogique des suspensions de crue des principaux oueds d'Algérie (février 1982).
(les complexes interstratifiés sont toujours très présents, mais n'ont pas pu, techniquement, être évalués sérieusement).

Les trois oueds qui empruntent des bassins versants fortement concernés par les formations néogènes (mio-pliocène) ou oligomiocènes présentent une composition minéralogique très homogène. Ce sont les oueds Chéliff, Mazafran et Isser, chez qui la kaolinite domine la composition minéralogique .

A l'Est, la Soummam voit s'inverser le spectre en faveur de l'illite, qui prend la place de la kaolinite occidentale. La Soummam est alimentée principalement par les hautes plaines de Bouira à Sétif qui correspondent à des marnes mésozoïques. L'érosion des massifs calcaires de la Petite Kabylie et du

versant méridional de la chaîne calcaire du Djurdjura permet d'expliquer une teneur légèrement plus forte en calcite.

Les suspensions prélevées dans l'embouchure de l'oued Sébaou se singularisent par leur très forte teneur relative en smectite et leur quasi absence de calcite. Ces particularités marquent la nature lithologique du bassin versant nord-kabyle de ce fleuve, principalement constitué de roches silico-alumineuses métamorphiques profondes, de roches magmatiques et de leurs débris. Il est probable que la teneur en smectite très élevée dans les suspensions du Sébaou provienne de l'altération des basaltes du massif du Cap Djinet, tout près de la zone d'embouchure. En effet, on observe presque toujours des concentrations de smectite sur la marge algérienne à proximité des épendages basaltiques conséquents (Oranie, Edough et Cap Djinet; Leclaire, 1972).

On peut ainsi décrire deux provinces minéralogiques d'apports: une province potentiellement "kaolinitique" à l'ouest (Chéliff, Mazafran et Isser) et une province "illitique" à l'est (Sébaou et Soummam).

Dans l'ensemble, cette répartition se raccorde bien aux deux provinces argileuses méditerranéennes décrites par Chamley *et al.* (1964), kaolinitique algéro-provençale et illitique siculo-tunisienne. Dans ces conditions, la smectite parait plus "accidentelle", associée à l'altération des formations éruptives le plus souvent côtières comme le massif du Cap Djinet associé à l'embouchure de l'oued Sébaou.

Dans le détail de la répartition des minéraux argileux sur le plateau continental, les nouveaux travaux en cours (AIT KACI, AMOKIES, ATROUNE, BENSLAMA H. et BENSLAMA L., BOUHAMADOUCHE et MOULFI) montrent de manière encore plus forte l'impact particulier de chacun des oueds sur son plateau adjacent. Ceci implique qu'une partie non négligeable du sédiment en place sur le plateau continental ne provient pas des apports actuels des oueds algériens. Il reste l'hypothèse de matériaux reliques envahis par les sédiments actuels en relation avec de profonds changements climatiques holocènes.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

NATURE, STRUCTURE ET MODALITES DE PRESERVATION DES SEQUENCES ELEMENTAIRES DE DEPOT A LA LIMITE MARIN/CONTINENTAL.

NATURE, STRUCTURE AND PRESERVATION POTENTIAL OF MARINE-EOLIAN GENETIC SEQUENCES .

J.N. PROUST [1] ET M. DEYNOUX [2]

(1) Unité de Recherche C.N.R.S. n°719 "Tectonique et Sédimentation", Université de Lille, U.F.R. des Sciences de la Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq.
(2) Centre C.N.R.S. de Géochimie de la Surface, Institut de Géologie, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg.

Sequence stratigraphy is a method of sedimentary basin analysis based on the recognition of geodynamically and chronostratigraphically significant elementary events.These events give an access to the nature, the frequency and the amplitude of global factors which control basin scale sedimentation.

Sequence stratigraphy principles applied to Late Proterozoic marine and non marine deposits in Western Mali have led to the development of a geologic model for the glacially controlled Wassangara basin.

An elementary stratigraphic event is defined by a detailled analysis of the transitional zone between marine and intracontinental aeolian dunes deposits. This event is bounded by two hiatal surfaces (maximum flooding surfaces) and truncated by erosional surfaces (emersive and transgressive surfaces) which limit tridimensional architectural elements (progradation, agradation and continental). Three sorts of events (landward stepping, vertically stacked and seaward stepping events) characterized by their geometry, composition, location in the basin and a specific volumetric partionning of sediments (fraction of sediment volums deposited during baselevel fall and base level rise times) exhibit general tendancies of the stacking cycle.

Four orders of superimposed sequences, based on the elementary event (the smaller one) are distinguished.Each of them corresponds to a baselevel fall and rise cycle controlled either by tectonic and climatic processes: (1) Two high frequency sequences of a hundred thousand years (glacial advance and retreat cycles) and less than a million years duration (glacial and interglacial stages) and (2) two low frequency from several millions years to tens of million years duration.

The study of the sediment volumetric transfert at the scale of genetic sequences shows how external factors which constrain the deposition of high resolution sequences (elementary events) controlled the geometry of lower order sequences.

La stratigraphie séquentielle est un outil qui permet d'isoler dans les dépôts sédimentaires des objets significatifs du point de vue chronologique et géodynamique. Le postulat de base est le suivant: la composition et la géométrie des corps sédimentaires sont contrôlées par les variations du niveau relatif de la mer. Ce type de méthode analytique ouvre donc en théorie l'accès à une libre interprétation des séries sédimentaires en termes de facteurs globaux de contrôle de la sédimentation dans un bassin (nature, fréquence, amplitude etc..) . Ces principes ont démontré toute leur force dans les séries sédimentaires où les dépôts marins sont volumétriquement dominants. Par contre, lorsque ce rapport s'inverse, et notamment en domaine strictement intracontinental, les diverses surfaces de référence qui limitent ou recoupent les séquences en zone marine s'amalgament puis entrent en conformité. De même, la notion de niveau de la mer devient de plus en plus relative.

Plusieurs points seront successivement abordés et illustrés à partir de l'analyse détaillée des dépôts synglaciaires du Protérozoïque terminal du groupe du Bakoye dans le bassin épicratonique de Taoudeni, au Mali occidental:

(1) -Substitution du concept de niveau marin relatif par celui de niveau de base mieux adapté à l'analyse des séries sédimentaires en milieu continental.

(2) -Analyse de la structure d'une zone de transition entre un domaine à sédimentation marine et un domaine à sédimentation continentale.

(3) -Distribution des faciès au sein d'unités génétiques de dépôts ou motifs élémentaires en empilement vertical (vertical stacking), en déplacement vers le bassin (seaward stepping) ou en déplacement vers le domaine continental (landward stepping).

(4) -Origine, mode de préservation et facteurs globaux de contrôle du dépôt des différents ordres de séquences observés.

La structure générale du motif élémentaire, utilisable à la fois en domaine strictement intracontinental et en domaine marin a été définie à partir de l'étude d'un affleurement type de 4 km de long pour 120 m de haut qui montre le passage latéral entre des sédiments marins et continentaux. La structure de ce motif élémentaire est basée sur la reconnaissance de quatre types de surfaces qui limitent trois types d'assemblages tridimensionnels de faciès ou éléments architecturaux[1]. Elle est limitée par deux surfaces de non dépôt (surfaces d'inondation maximale) et recoupée par deux surfaces d'érosion (surfaces d'émersion et de transgression) qui séparent trois éléments architecturaux fondamentaux (assemblage de progradation, continental et d'agradation). Trois types de motifs, caractérisés par leur géométrie, leur composition, leur position dans le bassin et un partitionnement volumétrique des sédiments spécifiques (rapport des volumes de sédiments déposés entre les phases de chute et de remontée du niveau de base), signent les tendances générales de leur séquence d'empilement. Il s'agit des motifs empilés verticalement (vertical stacking), en position déplacée vers le bassin ou bien vers le continent, des motifs en translation vers le continent (landward stepping) et des motifs en translation vers le bassin (seaward stepping).

Chacun de ces motifs montre le passage entre facies marins d'offshore supérieur et facies éoliens d'erg intracontinental. Les assemblages de progradation sont des dépôts de shoreface progradant dominé houle ou bien tempête; les assemblages continentaux des dépôts éoliens dunaires d'erg intracontinental ou des dépôts fluviatiles éphémères, et les assemblages d'agradation des dépôts de haute énergie à laminations planes, swaley cross stratification ou bien rides de houle. L'analyse détaillée de la succession des faciès et leur distribution dans un diagramme espace/temps permet de montrer que les sédiments préservés au sein des assemblages de progradation d'une part et des assemblages continentaux et d'agradations d'autre part se mettent en place respectivement et successivement en phase de chute puis en phase de remontée du niveau de base.

Deux familles de séquences ont ainsi pu être dégagées au sein desquelles chaque type de séquence correspond à des cycles différents de variation du niveau de base:

(1) des séquences haute fréquence et haute amplitude sous contrôle externe prépondérant (climat, paramètres orbitaux de la Terre), correspondant au motif élémentaire (100.000 ans, cycles d'avancée et retrait glaciaire) à un ensemble de motifs (<1Ma, stades glaciaires et interglaciaires),

(2) des séquences basse fréquence et basse amplitude, correspondant à l'ensemble de la séquence d'empilement (quelques Ma) au groupe du Bakoye (>10 Ma) sous contrôle prépondérant de la dynamique interne (cinématique des plaques)

Ainsi, l'étude des bilans de transferts de matières à l'échelle d'unités génétiques de dépôts permet de montrer comment les contraintes imposées par les facteurs externes (climat, paramètres orbitaux de la Terre), à l'échelle de la séquence haute résolution (le motif élémentaire), influencent la géométrie des séquences d'ordre supérieur.

---

[1] Association of facies or individual facies separated by bounding surfaces (Walker, 1990)

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CIMENTS SOUS-MARINS ET BIOSEDIMENTOLOGIE DES CALCAIRES VISEENS DE LA FORMATION NAPOLEON, BOULONNAIS (NORD DE LA FRANCE)

SUBMARINE CEMENTS AND BIOSEDIMENTOLOGICAL HISTORY OF THE VISEAN LIMESTONES FROM THE NAPOLEON FORMATION, BOULONNAIS (NORTHERN FRANCE)

A. PRUD'HOMME*, D. VACHARD** et J.-L. MANSY***
*Université Lille-Flandres-Artois, U.F.R. des Sciences de la Terre, Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex
**Université Lille-Flandres-Artois, U.F.R. des Sciences de la Terre, Laboratoire de Paléobotanique, U.R.A. 1365 du C.N.R.S., 59655 Villeneuve d'Ascq cedex
***Université Lille-Flandres-Artois, U.F.R. des Sciences de la Terre, Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale, U.R.A. 719 du C.N.R.S.
59655 Villeneuve d'Ascq cedex

Napoleon limestone, correlated with the Belgian "Grande Breche" does not present the same origin and is not due to the dissolution of evaporites. The abundance of fibrous submarine cements, of algal buildups leads us to explain the brecciation as a consequence of three concomitant processes: synsedimentary instability, collapse brecciation and tempestites.

La Formation Napoléon (V3aβγ) a jusqu'à maintenant été interprétée comme l'équivalent de la "Grande Brèche" belge, car elle montre un aspect bréchique dans sa partie "Grand-Mélange". Or l'ensemble des calcaires Napoléon (environ 23 mètres) correspond à une brèche exclusivement algaire alors que la Formation belge, tout en étant carbonatée ne présente pas cette spécificité.

Histoire biosédimentologique du calcaire Napoléon - Cette Formation repose sur le calcaire Lunel séquentiel, dont le sommet, particulièrement riche en dépôts algaires, parfois perturbés, annonce ceux du Napoléon.

Deux grandes subdivisions ont été décrites par B. Hoyez (1970): un ensemble basal (11m) à caractère bréchique plus ou moins accentué selon les niveaux et un ensemble supérieur correspondant à des calcaires algaires rubanés (12m).

Le calcaire Napoléon débute par des niveaux finement laminés puis apparaissent des edge-wises de plus en plus nombreux, des mud-cracks et des copeaux algaires. Les buissons algaires (Napoléon tigré des marbriers) s'installent alors et deviennent dominants sur les Stromatolites. Parsemées de Stromatactis parfois en communication avec de petits spéléothèmes, ces constructions présentent également des plages de sédiments internes.

De véritables poches emplies de Brachiopodes, correspondant vraisemblablement à des tempestites remplissent des dépressions entre des framestones à Spongiostromides. Ces Brachiopodes, flottés et piégés ont conservé leurs deux valves et présentent bien souvent des figures géotropes.

Des variations latérales se manifestent dans le "Grand-Mélange" : tantôt apparaissant comme un entrelac de massifs algaires cérébroïdes légérement perturbés, tantôt correspondant à une brèche vraie remaniant des poches à Brachiopodes ou même des récifs algaires déjà consolidés.

Il est couronné par des constructions algaires continues : les "Gra'mères ou Mam'zelles". Digités et ourlés d'un liseré blanchâtre caractéristique, ces massifs sont creusés de cavités sous-marines remplies de sédiments internes ou de Spongiostromides sciaphiles.
Les cavités s'enfoncent parfois profondément dans le bâti algaire et pourraient expliquer (p.p.) l'aspect bréchique des niveaux sous-jacents. En effet, des blocs atteignant la rupture d'équilibre peuvent se retrouver basculés au coeur de ces dépressions.

Moulant ces Gra'mères, des stromatolites se sont alors développés. Un peu plus haut, ils passent à un niveau-repère continu, constitué d'un cordon d'oncholites pluricentimétriques entre lesquelles existent des spéléothèmes rougeâtres, témoins d'une émersion temporaire.

Se succèdent ensuite des niveaux "tigrés", stromatolitiques et à black-pebbles, où existent encore les marques d'une instabilité sédimentaire. Le Napoléon se termine par une grande épaisseur de calcaires rubanés.

Ciments et sédiments internes - Les ciments sont de type fibreux, en calcite magnésienne (HMC), avec des faisceaux de fibres généralement bien formées, interprétés comme des ciments marins.

Ils sont voisins des ciments radiaxiaux et présentent des générations successives, séparées par des lignes noires, similaires au remplissage des Stromatactis, visibles à l'affleurement.

Ils apparaissent le plus souvent autour de Vermétidés (souvent confondus avec des Serpules mais correctement interprétés par Burchette et Riding (1977), dans le Viséen d'Angleterre), de Brachiopodes ou en draperies et planchers de microcavernes ménagées entre les colonies de Spongiostromides.

Des pseudomorphoses existent effectivement mais elles semblent remplacer plutôt des scalénoèdres de calcite en dent de chien (LMC) que des cristaux de gypse.

De plus, les exemples messiniens d'Espagne nous ont appris que le gypse pouvait se former sous une certaine tranche d'eau, au plus haut niveau marin d'une séquence, et que des figures de chicken-wire diagénétiques étaient trompeuses (Garcin 1987, Montenat et al. 1990, Vachard et al. en préparation).

On sait d'autre part la valeur méthodologique des sédiments internes marins pour cacheter une cimentation, elle aussi marine. Ici les sédiments internes sont des boues à silt carbonaté coquillier et à bioclastes et des passées à coprolites. Par contre les Spongiostromides sciaphiles qui se développent dans les anfractuosités du récif algaire ne doivent pas être, eux,confondus avec des grainstones à micropellets (de type loférite, texture grumeleuse, "grain growth",...).

Interprétation paléobiologique du calcaire Napoléon - Au Viséen supérieur se sont édifiés dans le Boulonnais de vastes récifs uniquement constitués d'algues, de Spongiostromides et de Stromatolites.

Ces récifs se trouvaient osciller entre le niveau 0 des mers (présence de Vermétidés) et des profondeurs plus importantes jusqu'à un milieu subtidal (présence des Brachiopodes). Il n'existait alors que de faibles périodes d'émersion (spéléothèmes et edge-wises si nous considérons ces derniers comme les traces d'une dessication suivie de fragmentation de tapis algaires).

Quels sont les phénomènes qui ont pu provoquer la formation d'une telle brèche? Par rapport à la "Grande Brèche" belge, il ne nous semble pas, que cette bréchification résulte de la dissolution de niveaux évaporitiques, ultérieurement remplacés par de la calcite sparitique. Même si quelques pseudomorphoses de gypse sont décelables, il s'agit d'un dépôt intertidal à subtidal et non supralittoral.

L'existence des poches à Brachiopodes peut être l'indice d'importantes tempêtes qui ont pu détruire partiellement les récifs algaires. Dès le sommet du calcaire Lunel, existent des preuves d'instabilité dans le contexte géodynamique de la plate-forme viséenne qui se continuent tout au long du dépôt du calcaire Napoléon et des failles synsédimentaires sont même visibles sur le terrain, des secousses sismiques peuvent ainsi constituer un facteur important dans le démantèlement de ces constructions.

Ainsi, la formation d'une brèche viséenne dans le Boulonnais est-elle le résultat de multiples interactions, à rechercher davantage dans le contexte géodynamique de l'époque que dans la dissolution d'évaporites.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EPISODES BRECHIQUES ET EVAPORITIQUES A LA LIMITE OXFORDIEN-KIMMERIDGIEN DANS LE QUERCY. SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE.

Jean REVERT, Jean DELFAUD

Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, 64000 PAU

On the Quercy area the so called sequanian breccias (Oxfordian-Kimmeridgian boundary) develop in many places. They display various typologies which are the result in a subtidal environment imposed. Their geometry is controlled by a network of tilted blacks, related to a proto-opening of the Golf of Gascony.

Le **problème**.- Les brèches dites séquaniennes sont d'âge Oxfordien supérieur à Kimméridgien inférieur [1]. Elles se répartissent en deux masses principales [2], [3]. Leur typologie est variée (fig. 1). Les processus de dessiccation sont fréquents (Brèches évaporitiques) mais il existe aussi des brèches tectoniques polygéniques, syn-sédimentaires [4].

Les brèches évaporitiques.- Ce sont des brèches polygéniques, à petits éléments, anguleux ou arrondis et à traces d'évaporites (pseudo-morphoses, fentes ou nodules calcitisés). Les cailloux noirs sont souvent présents. Dans les carrières de Orlyaguet, au Nord, (fig. 2) on observe les assises à cailloux noirs associées à un paléokarst sous évaporites, selon un modèle connu dans les sebkas actuelles [5].

Paléofailles et blocs basculés (fig. 3-4).- Dans le site éponyme de Larroque (Vallée du Lot), une masse resédimentée se développe au sommet du Kimméridgien inférieur, sur l'apex d'un bloc basculé d'orientation EW. Plus au Nord, des micrites à Ammonites [1] correspondent à un point bas. Puis, en bordure du Causse Martel, un nouveau bloc apparaît le long d'une faille EW (zone de Souillac) avec des brèches tectoniques qui reprennent des faciès à cailloux noirs.

Un dispositif analogue existe dans le Causse Limogne au Sud après une aire de dépôts de vasière micritique. Un troisième bloc basculé est observé dans les Gorges de l'Aveyron, au Sud de St Antonin. Dans un faciès de brèches évaporitiques, une brèche tectonique jalonne une faille orientée N 140. Le tout est fossilisé par le Kimméridgien supérieur.

Le modèle global est un système de blocs basculés (fig. 3) antithétique EW, de taille décakilométrique, générés par l'ouverture du Sillon du Golfe de Gascogne. Ce système dessine une bande EW qui associe Bassin de Parentis (Born), Quercy, Grands Causses et "Fosse" vocontienne (Dioïs).

REFERENCES

[1] R. CUBAYNES et al. (1989).- *Géologie de la France*, 3, p. 33-62.

[2] A. DUBREUIL (1984).- *Diplome d'Etudes Approfondies*, Université de Pau, 89 p.

[3] S. AL SHDIDI (1989).- *Diplome d'Etudes Approfondies*, Université de Pau, 93 p.

[4] J. REVERT, J. DELFAUD, S. AL SHDIDI, . DELOFFRE (1991).- *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, Série II, p. 1041-1047.

[5] B. PURSER (1983).- Ed. Technip.

TAILLE			FIGURES				ELEMENTS					FORME			MATRICE			TYPES	Ⓑ
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	16		
			★															M 1	MONOGENIQUE
											★							M 2	
															Silts			M 3	
																		M 4	
					★													M 5	
			★															P 1	POLYGENIQUE
											★							P 2	
																		P 3	
								★										P 4	
						★												P 5	

Fig. 1 : Les différents types de brèches 1. cm; 2. dm; 3. m; 4. slumping; 5. vides; 6. fentes; 7. éléments tectonisés; 8. calcaires granulaires; 9. cailloux noirs; 10. micrite à bioclastes; 11. micrite; 12. micrite à pseudomorphose; 13. éléments anguleux; 14. subanguleux; 15. arrondis; 16. argiles et silts; 17. microsparite et gravelles; 18. sparite.

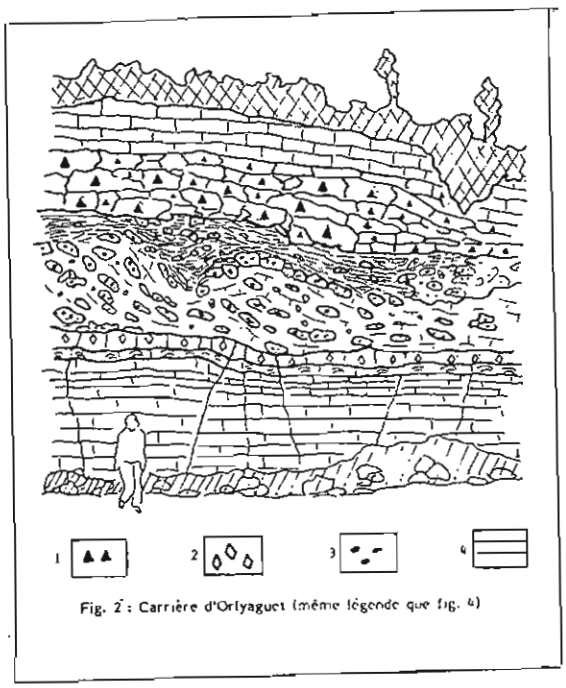


Fig. 2 : Carrière d'Orlyaguet (même légende que fig. 4)

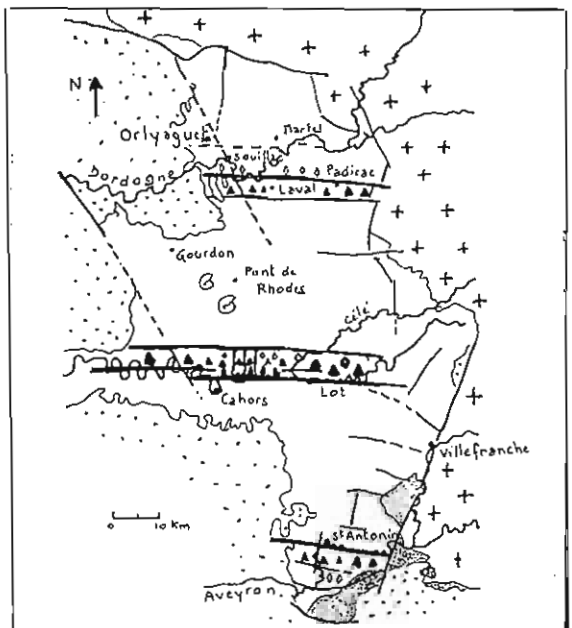


Fig. 3 - Paléostructures kimméridgiennes du Quercy.

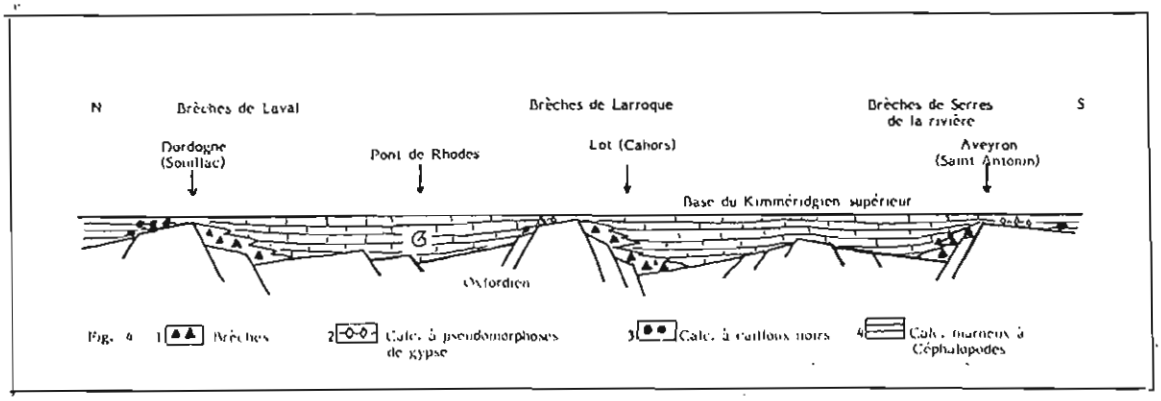


Fig. 4 - Schéma sédimentaire du Kimméridgien inférieur du Quercy.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

HIGH FREQUENCY MORPHOSEDIMENTARY CHANGES OF THE MODERN EBRO RIVER-MOUTH

G. RIERA, M. CANALS AND J. SERRA
Grup de Geologia Marina, Dpt de Geologia Dinamica, Universitat de Barcelona,08028-Barcelona

High frequency (one year span) morphosedimentary changes have been observed in the Ebro mouth and surrounding areas, including submerged sand bars and the mouth bar.

The Ebro River, 928 km in length, drains a watershed of 85550 km^2. It is the biggest river system in the Iberian Peninsula.The Ebro Delta has a surface area of about 285 km^2 and is one of the largest deltas in the Mediterranean.The distance from its apex in Tortosa to the mouth is 40 km. It is a fluvial-dominated delta, although wave processes are also important. Migrations of the active river-mouth are historically well known.The latest occurred in the fifties due to the sedimentary replenishment and abandonment of the former nothern mouth and near river channel.

Generalised erosion of the delta beaches has increased since the sixties. This took place following a period of intense river damming, and it is now the biggest problem regarding the deltaic stability. Nowadays, up to 95% of the river sediment load appears to be retained upstream of the Mequinensa dam, 155 km from the river-mouth.

In this communication we deal with the short-time, high frequency evolution undergone by the modern river-mouth, from Riomar Beach to the previous, now abandoned, mouth (Fig.1). The period of study goes from March 1990 to June 1991, along a coastal stretch of 2.5 kms. The following is based on aerial photograph analyses and on summer and winter field topographic and bathymetric campaigns.

The resulting detailed planimetric restitutions allowed to relate the observed morphosedimentary changes with the dynamic agents controlling them. The present river-mouth bar began to develop in December 1989, longitudinally growing towards the West. Their length and width are continuously changing. The minimum is reached in October 1990, and the maximum in the spring and summer months both in years 1990 and 1991 (Table I). The periodic increases and diminutions of the area of the emerged part in the mouth bar have been reported in Table II. Two sand bars have been observed at the left side of the mouth, off the mouth bar, offshore the Riomar Beach, and one single bar at the right side. The maximum depth of the outermost sand bar crest is 3m (July 90), the rest being shallower. Bar morphology completely disappears deeper than the 5m isobath. Distances from the shore vary between 325 m and 600 m for the outer left sand bar, and between 150 m and 170 m for the single right bar.

Floodings and high river discharges are the factor reponsible for the most dramatic changes observed in the river-mouth bar morphology during the considered span of time. As an exemple, a break in the river-mouth bar ocurred in April- May 91 because of high river flows, up to 1300 m^3/s. These flows also caused the deepening of the main river channel (from 2 m to 4 m deep), and the formation of an episodic mouth flat island. This island is displaced with respect to the position normally occupied by the river-mouth bar when its legth reaches maximum values.

During low river discharge periods, waves and littoral drift actions move the sediment particles slowly, modifying the morphologies formed after the critical discharge epochs.This favours the lengthening and the widenning of the river-mouth bar and related features like the submerged sand bars, and destroys episodic sand bodies not in equilibrium with these quiet conditions, like the mouth flat island cited before.

	LENGTH (m)	WIDTH (m)
MARCH 90	600	100
JULY 90	750	60
OCTOBER 90	200	50
FEBRUARY 91	370	75
JUNE 91	375	95

Table I. The length has been measured from a zero start point following the main axis of the mouth bar. The width has been measured following a normal section located approximately in the extremity of the continuously emerged position of the bar.

MARCH-JULY 90	-31925
JULY-OCTOBER 90	-44875
OCTOBER 90- FEBRUARY 91	24800
FEBRUARY-JUNE 91	10675

Table II. River-mouth bar area variations, m2.

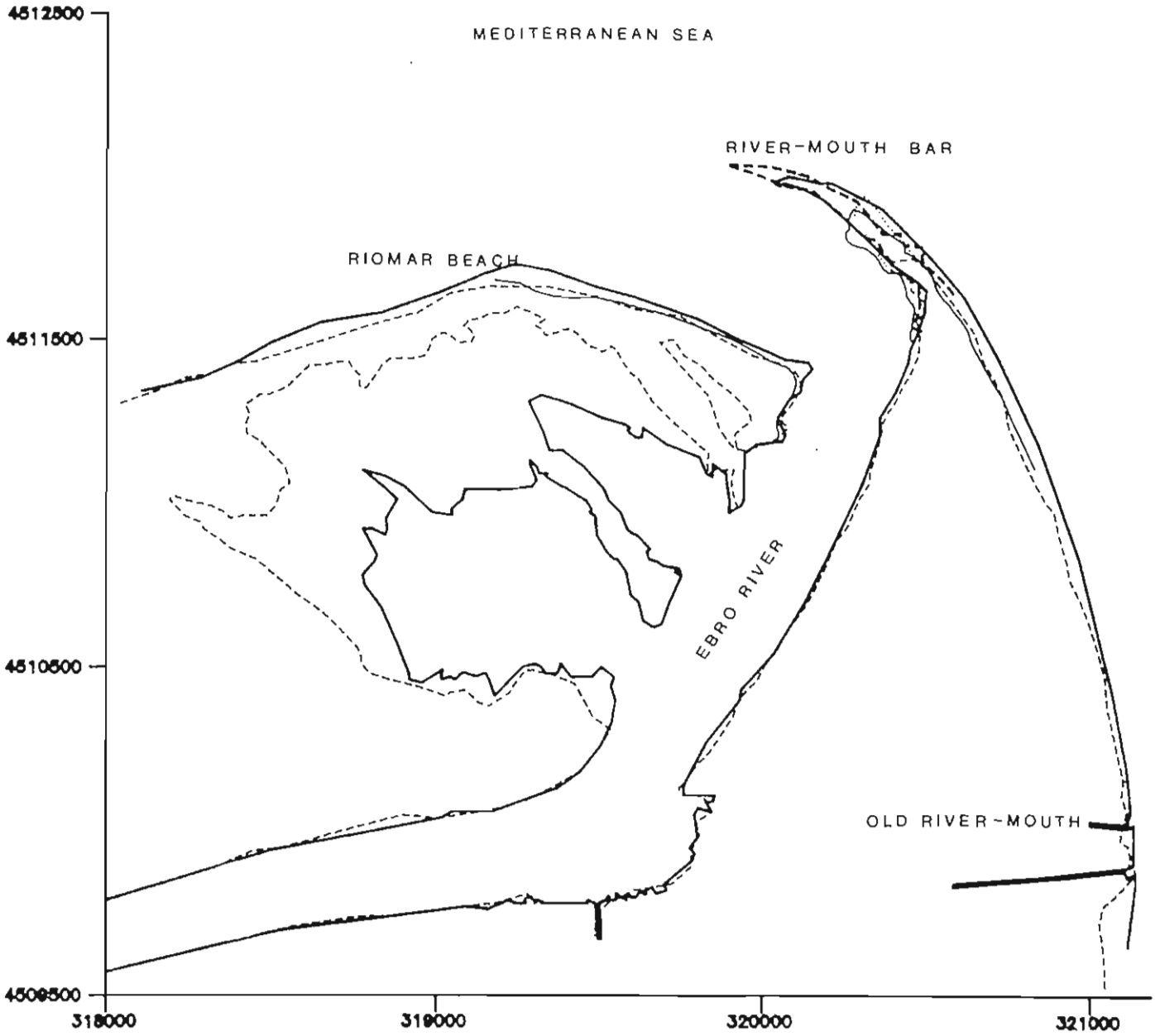


Fig.1. Modern Ebro river-mouth general map. The different coastlines are shown. March1990 — ; July 1990---; October 1990----; February 1991 — and June 1991 ..... .

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ROLE DES SEQUENCES D'ASSECHEMENT/SUBMERSION EN MARAIS MARITIMES ATLANTIQUES : RESULTATS BIOSEDIMENTOLOGIQUES ET GEOMECANIQUES PRELIMINAIRES

ROLE OF DRAINING/SUBMERSION SEQUENCES IN ATLANTIC COASTAL MARSHES : PRELIMINARY BIOSEDIMENTOLOGICAL AND GEOMECHANICAL RESULTS

S. ROBERT
CREMA-L'Houmeau, BP 5, 17137 L'Houmeau

In marshal aquaculture, an empirical ancestral practical,"Assec" (draining) is commonly realized for putting in the better conditions of a new aquatic production cycle . The sediment desiccation aims to destroy competitors, pack down basin soil, oxydate sediment and improve matter organic mineralization .
This sedimentological study is established to physically characterize water-sediment interface in relation to underlying sedimentary column, in examining their evolution during draining (78 days) and submersion (141 days) . Fifty mini-cores (to 35 cm) have been made and each of them was sliced according to following levels (in cm) : 0,5-1-2-3-4-5, then 7-9-11 and so on . This study is based on following characteristics : general description; texture (+cation exchange capacity); water content; structure/ultrastructure and interaction nutrient/support microprobal study; bioturbation; yield value/cohesion and consistancy .

Quelque soit leur âge, les marais maritimes sont des accumulateurs de matière organique, piégée au niveau de l'interface eau-sédiment . Facteur important dans le domaine aquacole, la fertilité du réseau trophique est sous la dépendance,d'une part de la reminéralisation de la matière organique de l'interface, d'autre part des flux de nutriments entre cette interface et la colonne d'eau .

L'entretien des bassins exploités en aquaculture repose sur une pratique ancestrale empirique : l'Assec, qui consiste à vider les bassins, puis à exposer à l'air les sédiments pendant plusieurs semaines, avant de les remplir à nouveau pour un autre cycle d'élevage . La dessication du sédiment a pour quadruple but : de détruire les compétiteurs des futures espèces élevées (huîtres, palourdes, crevettes); de tasser le sol afin de recreuser naturellement les bassins; d'oxyder le sédiment qui, auparavant réduit, libérait alors des nutriments accentuant, par eutrophisation, l'accumulation de matière organique; enfin, d'améliorer la minéralisation de celle-ci . Véritable "stimulation naturelle", l'Assec rejoint donc l'une des préoccupations de la recherche écologique et aquacole en marais : celle de comprendre la

dynamique des éléments nutritifs et de la matière organique afin de stimuler, de contrôler et, si possible, d'orienter la production de microalgues planctoniques favorables .

Aux frontières de la pédologie et de la biologie, le volet sédimentologique de cette étude générale vise à caractériser physiquement l'interface eau-sédiment (siège principal des processus biogéochimiques) en relation avec la colonne sédimentaire sous-jacente, en suivant leur évolution au cours de la mise à sec (78 jours) d'un bassin expérimental du CREMA et au cours de sa remise en eau (141 jours) .

Cinquante mini-carottes ont été réalisées : 31 mini-carottes, de 15-18 cm de long en moyenne, lors de la mise à sec et 19 mini-carottes de 25-33 cm de long en moyenne, lors de la remise en eau . Chaque mini-carotte était découpée en tranches correspondant aux niveaux (en cm) : 0,5-1-2-3-4-5 (selon les besoins de l'étude biogéochimique), puis, à partir de la dernière cote, en fonction d'un pas de 2 cm .

Cette étude sédimentologique repose sur les caractéristiques suivantes : description générale (dont l'état évolutif de la fissuration); texture (et capacité d'échange cationique du cortège argileux); teneur en eau; structure/ultrastructure (faciès,agrégats,porosité) et étude microanalytique de l'interaction nutriment/support; bioturbation; paramètres de comportement, d'une part la rigidité initiale/cohésion (avec,viscosité et thixotropie) et d'autre part la consistance (liquidité/plasticité) .

Les résultats préliminaires présentés ici sont à divers degrés d'achèvement et ne couvrent pas la totalité du plan d'étude fixé .

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

STRUCTURE AND FAULT DEVELOPMENT ALONG THE TANGANYIKA RIFT VALLEY

J. ROLLET, A. MONDEGUER, C. COUSSEMENT,
J.P. REHAULT et J.J. TIERCELIN

Université de Bretagne Occidentale, URA 1278, GDR 910 du CNRS,
Département des Sciences de la Terre, 6 Avenue Le Gorgeu, 29287 Brest

The rift Tanganyika opened through a late Precambrian stabilized craton. The present structure of the trough results of a regional NW-SE to N.NW-E.SE tensional stress prevailing since Oligocene times. The main rifted structure presents within the lake Tanganyika seven subcontinuous half grabens depressions separated by transverse thresholds with horst shape. Two major of these transverse fault zones forming bathymetric shoals have a role of natural dams reducing hydrologic and sedimentary transits between the different basins and favouring euxinic environment development.

Reinterpretation of some GEORIFT seismic section and of MSS Landsat scenes are used for this structural sketch :

- The Northern terminaison of the lake shows an obvious half graben asymmetry with very sharp fault scarps and Eastern tilted blocks in the West ; this part of the trough is N-S to N.NE-S.SW controlled by a large normal faults. However, NW-SE structural influence occurs South of Uvira, and illustrates thus the role of transverse zones like the T.R.M. in the recent evolution sketch of the East African Rift system.

- The South Tanganyika troughs complex is determined by two main structural directions :
  . A N 140 direction represented by the Southern end of Lake Tanganyika trough ;
  . A N 70 direction which corresponds to a wide annexe fault zone, running westward from the Mpulungu sub-basin which main structure is a westward tilted half graben and comprising the Mweru and Mweru Wantipa troughs.

Each of these structures, developed under tensional constraints, is associated to dextral (Mpulungu sub-basin) or senestral strike slip movements (Mweru-Mweru Wantipa fault zone).

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ENVIRONNEMENTS BATHYAUX EN NOUVELLE-CALÉDONIE : SÉDIMENTS ET BIOPHASES À CACHET NÉRITIQUE, DUNES HYDRAULIQUES.

BATHYAL ENVIRONMENT OFF NEW-CALEDONIA : NERITIC-LIKE BIOGENIC SEDIMENTATION AND SAND WAVES

Michel Roux et l'équipe CALSUB.

Laboratoire des Sciences de la Terre, Université de Reims, 51062 REIMS Cédex, URA 157 et GDR Ecoprophyce du CNRS.

Dives using the diving saucer Cyana had explored carbonate bathyal slope environment off New Caledonia. Between 300 and 700 m, bioclastic sedimentation with large sand waves was observed. In fossil environments, a few neritic facies, classically attributed to the outer platform, could be interpretated as the result of upper slope sedimentation.

Lors de la campagne CALSUB, les fonds bathyaux situés en contre-bas des plates-formes coralliennes ont été explorés à l'aide de la soucoupe plongeante Cyana au large de la Nouvelle-Calédonie. Les algues vertes sont présentes jusqu'à 110 m, les algues rouges jusqu'à 145 m. Les matériaux algaires et la faune associée alimentent la sédimentation jusqu'à plus de 400 m de profondeur et se mélangent avec des fossiles et des bioclastes autochtones issus des biocénoses bathyales.

La zone épibathyale est riche en formes évoquant la faune de la Téthys mésogéenne jurassique et crétacée (Nautiles, Pleurotomaires, Spongiaires, Brachiopodes, Crinoïdes ...). La richesse et l'abondance du benthos sont les plus élevées dans les zones balayées par des courants entre 300 m et 700 m (parfois 10 à 20 térébratules par m2 ou couverture totale par les échinodermes). Ces courants induisent des érosions et des accumulations bioclastiques. Quand ils sont canalisés par la morphologie (reliefs de faille, notamment), ils induisent des corps sédimentaires bioclastiques façonnés en champs de dunes hydrauliques. On se trouve dans des conditions proches de celles à l'origine de certains calcaires à Entroques.

La biocorrosion semble jouer un rôle considérable dans l'érosion et le démantèlement des surfaces durcies. Les terriers et les traces indiquent l'importance de la bioturbation des pentes sédimentaires. Les hard-grounds plus ou moins couverts par l'épifaune sont bien développés entre 300 et 500 m et correspondent à des pentes fortes. Au-delà de 800 m, la faune et les sédiments perdent généralement leurs influences "néritiques" et les surfaces d'arrêt de sédimentation ne sont que faiblement indurées par des enduits ferro-manganiques.

Les observations de la campagne CALSUB s'ajoutent à celles effectuées par d'autres campagnes de plongées en submersible dans l'Ouest-Pacifique et dans l'Atlantique Ouest tropical. Certains phénomènes taphonomiques observés illustrent des cas bien connus dans les séries géologiques mais trop exclusivement attribués aux faibles profondeurs. Bien des "plate-formes externes" des reconstitutions géologiques pourraient appartenir au domaine épibathyal.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ETUDES DES PARTICULES EN SUSPENSION PIEGEES DANS LE CANYON SOUS-MARIN DE TOULON (FRANCE)

SUSPENDED PARTICLES IN SUBMARINE CANYON OF TOULON (FRANCE)

ROUX, M.R., DEGIOVANNI, C., BLANC-VERNET, L., LE CAMPION, J.,
POYDENOT, F., WEYDERT, P.
Centre d'Océanologie de Marseille, O.S.U., Case 901,
13288 Marseille Cedex 9

The studies of suspended particles in the canyon of Toulon shows the little differences of composition between subsurface and bottom sediment traps. The benthic and pelagic origins of the biogenic particles composition allow to differenciate lateral adventive and convective transports.

Au cours de l'été 1989, dans le cadre du programme ECOMARGE, deux pièges à particules ont été immergés dans l'axe du canyon de Toulon sur un replat topographique situé à -1100m de profondeur et positionné 43°00'53 N et 5°59'72 E. L'absence d'apports détritiques directs a favorisé le choix de la zone d'étude. Le mouillage était constitué par deux pièges à particules automatiques comportant chacun six godets programmés selon un pas d'échantillonnage de 18 jours. Par suite d'impératifs dictés par la Marine Nationale, le piège supérieur A se trouvait à une profondeur de -375m ; le piège inférieur B était à 45m au-dessus du fond, soit à -1055m de la surface.

Des profils hydrologiques effectués à l'aide d'une sonde CTD pendant la période d'expérimentation montrent que les eaux étaient bien stratifiées et que les pièges étaient dans les eaux intermédiaires au-dessous de la thermocline.

Résultats quantitatifs.

Les principaux résultats, amènent à énoncer plusieurs remarques.

1. Les quantités de matières en suspensions recueillies sont nettement plus importantes dans le piège B que dans le piège A. Ceci est facilement expliqué par la position des pièges dans la colonne d'eau. En effet, des mesures de seston faites pendant la durée d'expérimentation montrent que le piège A se trouvait dans la zone de concentration minimale des particules en suspension.

2. Les quantités de matière en suspension déposées dans les godets A et B fluctuent avec le temps et traduisent le caractère impulsionnel des apports. Toutefois, on peut noter un décalage d'environ 36 jours entre les quantités particulaires minimales récoltées dans les deux pièges.

3. Enfin, la composition relative des différentes phases constituant les matières en suspension sont pratiquement constantes dans le temps. La fraction carbonatée représente entre 21 et 27% du poids total et les valeurs sont comparables quel que soit le piège considéré. En revanche, les taux de matières organiques sont supérieurs de 5% dans le piège B. Pour chacun des pièges, les variations sont faibles dans le temps.

Résultats qualitatifs.

L'examen au MEB des matières en suspension, revèlent deux phases particulaires: une phase d'origine détritique minérale ou/et biologique et une phase biologique d'origine autochtone.

1. La phase minérale détritique est constituée par des éléments carbonatés et silicatés. Les carbonates paraissent tous avoir une origine détritique. Les silicates sont composés par des particules argileuses homogènes marron agglutinées par un mucus floconneux et une présence constante de micas blancs. Les analyses par diffraction X permettent d'identifier un cortège minéralogique commun aux deux pièges: illite mal cristallisée largement dominante, un complexe gonflant et des traces de chlorite et/ou kaolinite.

2. La phase biologique est caractérisée par un macroplancton comparable à celui prélevé aux filets à plancton dans les mêmes eaux; les fibres de Posidonies sont plus ou moins nombreuses selon les godets. L'examen au MEB a permis de déterminer des Coccolithes, des Silicoflagellés, des Diatomées planctoniques et benthiques, des spicules de micro-ascidies et des foraminifères benthiques et planctoniques.

Conclusions.

La durée de l'expérimentation précise les modalités estivales de la sédimentation dans le canyon de Toulon.

- Le piège A, immergé directement au-dessous de la zone euphotique, enregistre les fluctuations de flux particulaire liées aux apports du courant liguro-provençal comme l'atteste les origines orientales des minéraux argileux (notamment la smectite).

Le piège B, immergé à 45m au-dessus du fond, semble enregistrer des modifications de flux particulaire semblable à celles du piège A, après un décalage temporel d'une quarantaine de jours par rapport aux conditions de surface.

La dualité des origines (benthique et pélagique) du matériel biogène capté par les pièges traduit les grands types de cheminement possibles à travers la tranche d'eau.

- Le transport actif est assuré par un néphéloïde profond intermittent qui s'écoule par gravité soit selon l'axe du canyon, soit selon le flanc Est (fibres de Posidonies, organismes benthiques en provenance du précontinent...).

- Le transport passif correspond à la sédimentation d'une pluie de particules (organismes planctoniques, pelotes fécales...).

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

Les barres tidales bioclastiques (faciès foramol): un élément majeur des cortèges transgressif du Miocène Rhodanien

Bioclastic tidal bars (foramol facies): A major component of the transgressive system tracts within the Rhodanian Miocene succession.

J.L. Rubino*, G. Clauzon**, L. Guy***, J.L. Lesueur***,
Ph. Crumeyrolle**** et B. Granier****

* TOTAL Norge A.S., P.O. Box 138, Stavanger, Norvège.
** Institut de géographie, Université d'Aix-Marseille, Aix en Provence 13100, France.
*** Adresse actuelle: S.N.E.A.P., Avenue Larribau, 64000 Pau, France.
**** TOTAL, Centre scientifique et technique, Rte de Versailles, 78470 St. Rémy lés Chevreuse, France.

In the Rhodanian tertiary foreland basin, located in a mid latitude setting, bioclastic tidal bar complexes are build up with intrabasinal fragments (i.e. foramol facies): These tidal bar complexes form the main component of the transgressive system tracts of the third order Burdigalian to Tortonian (?) depositional sequences.

Les séquences de dépôt du Miocène Rhodanien se développent en contexte de bassin d'avant pays étroit dans lequel se manifeste une forte dynamique des courants de marée. De nombreuses barres bioclastiques ou mixtes, s'intercalent au sein des marnes et des sables de plateforme.
Ces complexes de barres, épais de 5 à 80 m, sont formées par la superposition de faisceaux de stratifications obliques.
Les reconstitutions paléogéographiques montrent que pendant la période Burdigalien-Tortonien, la région étudiée était située dans la zone des moyennes latitudes. Ceci est confirmé par l' absence de faciès carbonatés de type *Chlorozoan* ou *Chloralgal* ainsi que par la faible diversité spécifique des récifs qui se développent plus au Sud.
Le sable constituant ces barres tidales bioclastiques dérive presque exclusivement de fragment d'organismes intrabassinaux (bryozoaires, échinides, mollusques, annélides, algues rouges, foraminifères) associés à la glauconie et des pellets. Cette association est caractéristique du faciès de type *Foramol* qui lui aussi est bien developpé dans la zone de moyenne latitude.
L'analyse de la géométrie interne de ces complexes de barres permet de distinguer:
- Des formes longitudinales ou obliques plurimètriques constituées par des festons décimètriques migrant obliquement entre de grandes surfaces d'accrétion.
- Des formes transversales, montrant un très large spectre de géométries internes, fonction du degré d'asymétrie des courants de marée (i.e."Sand-waves" de J.R.L.Allen, 1980). Les termes extrêmes correspondent respectivement à de très grandes barres (>8m) montrant des foresets tangentiels et des corps de plus petite taille formés par la superposition de mégarides bidirectionnelles et migrant sur des surfaces faiblement inclinées.

Une étude préliminaire semble montrer qu'en outre il existe une relation entre la hauteur des corps sableux unitaires et la nature du faciès bioclastique: Les très grands corps sont souvent constitués par le faciès *rhodalgal* dans lequel prédominent les algues mélobésiées. Dans les corps de taille inférieure, c'est le faciès *molechfor* qui est dominant. Ceci confirme des observations antérieures concernant le développement de mélobésiées en relation avec un hydrodynamisme élevé.
Ces barres bioclastiques occupent une position stratigraphique précise dans la série Miocène: Elles s'associent aux cortèges transgressifs des séquences de troisième ordre, dont la pluspart peuvent être corrélées avec les cycles de Haq et al.(1987):

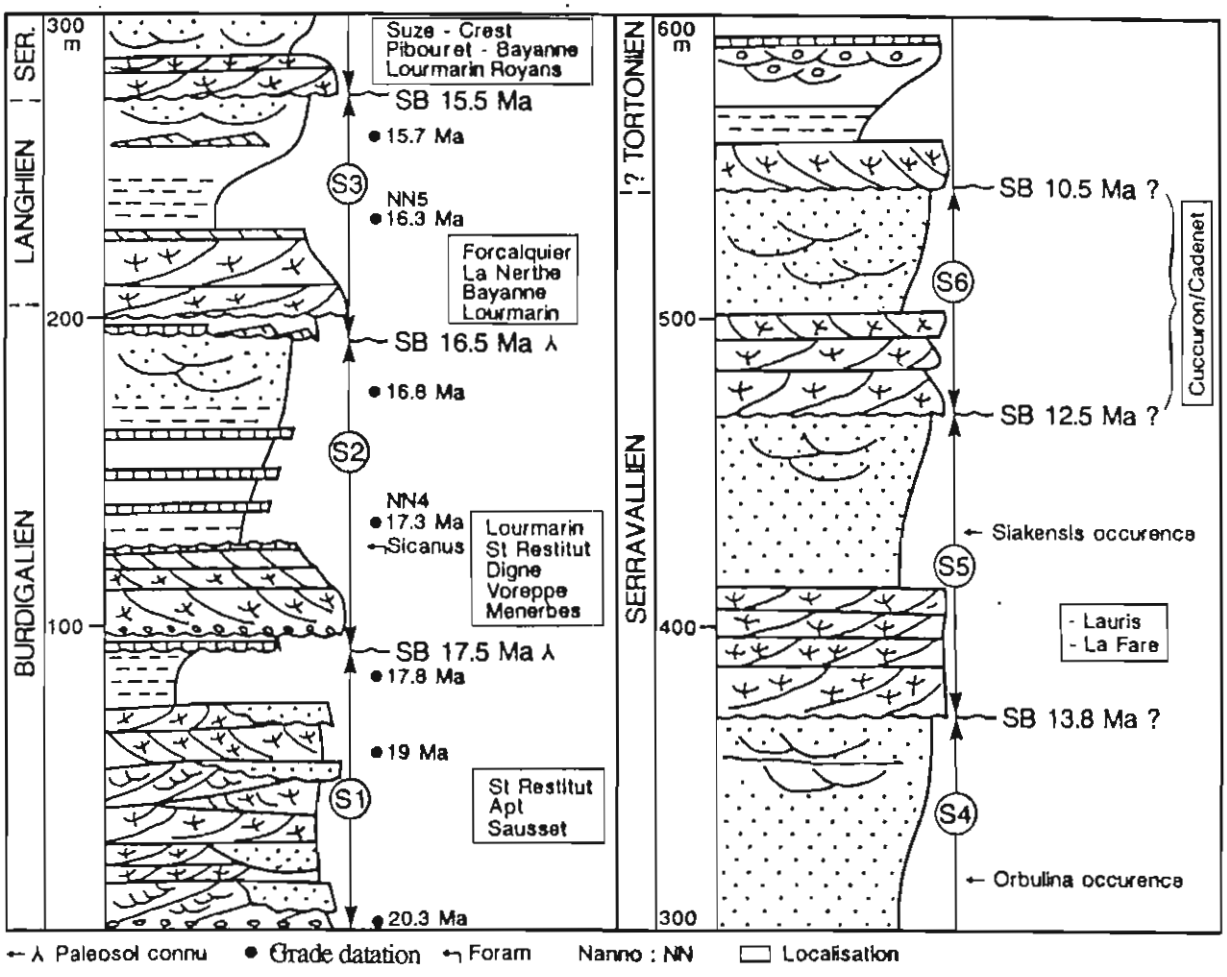
- Ces barres peuvent reposer directement sur un paléosol ou sur une surface d'altération associé à la limite de sequence. Elles peuvent aussi recouper les premièrs dépôts transgressifs (i.e. calcaire lacustre, plage ou dépôt palustre) par l'intermédiaire d'une surface de ravinement transgressive.

- Ces barres montrent une organisation verticale stratodécroissante associée à une diminution de la taille des mégarides (i.e. approfondissement) et un passage à des faciès "wavy" ou nodulaires et bioturbés.

- Ces barres sont fréquemment couronnées par des "hard-grounds" riches en faune attestant de périodes de maximum transgressif. Sur ceux-ci progradent à nouveau des dépôts silicoclastiques.

Les barres bioclastiques passent dans la zone amont du bassin à des dépôts clastiques aggradants (Région de Digne et de Voreppe). A l'inverse dans les zones distales moins subsidentes, leur épaisseur est moindre et elles sont constituées uniquement de faciès bioclastiques (Région de la Nerthe et de Provence).

C'est donc pendant les périodes de transgression, dans les bassins d'avant-pays alpins, lieu d'une forte sédimentation térrigène, que se développeront les faciès carbonatés. Bien que la production de carbonates sous les moyennes latitudes soit lente, celle-ci devient prépondérante en période transgressive lorsque les apports clastiques sont piégés sur les bordures du bassin.Ces carbonates sont en même temps remaniés par des forts courants de marée amplifiés par la géométrie allongée du bassin.



3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CARACTERISATION DU REMPLISSAGE DES BASSINS INTRAMONTAGNEUX
CHARACTERISATION OF INTERMONTANE BASINS SYSTEMS

POSTER

R. SABRIER, J. NEURDIN-TRESCARTES et J. DELFAUD
Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, 64000 PAU

The intermontane basins deposits are composed of complex mixtures of materials reworking more or less distant reliefs and the up hill slopes. The clay mixture is modifed by geochimical environment depending upon the topographic location, the climate, the tectonic and eustatic variations. Any examples showing the influence of these factors are selected.

Les dépôts des bassins intramontagneux renferment des mélanges complexes de minéraux hérités, transformés ou néoformés qui résultent de la sommation de plusieurs paramètres : sources d'apports, nature des roches affectées par l'érosion (sols des pentes amont, roches mères des reliefs), conditions de milieu de dépôt définies par la toposéquence, intensité et durée de l'altération-pédogenèse contrôlées par le climat, pulsations tectoniques et eustatiques. Les cortèges argileux témoignent de l'évolution verticale du contexte paléogéographique (minéraux essentiellement hérités dans l'avant-delta, et dans les milieux de delta sursalés, proportion variable de minéraux hérités et de minéraux transformés ou néoformés dans le milieu et le haut de delta), de l'évolution latérale liée aux conditions de drainage (levées de chenaux, zone d'inondation située à l'arrière des chenaux), et enfin des variations liées aux effets de la pédogenèse (horizons A, B, C).

L'analyse multifactorielle permet de regrouper les échantillons par famille en fonction de systèmes géochimiques (fig. 1 et 2). Des exemples, pris dans les bassins d'avant-chaîne pyrénéens, le bassin du Chélif et le bassin permien du Var, mettent en évidence l'importance de ces différents paramètres.

Dans les bassins d'avant-chaîne pyrénéens, dès l'Eocène supérieur, le matériel de comblement est caractérisé par des matériaux provenant tour à tour des massifs anciens (Massif Central au Nord, Massif de l'Ebre au Sud) puis de l'axe orogénique en voie de surrection. Ces dépôts vont subir une altération-pédogenèse qui modifiera les associations originelles de minéraux argileux en fonction de la toposéquence et des milieux géochimiques qu'elle induit. Les zones mal drainées, riches en carbonates fournissent des smectites (excepté dans les milieux sursalés), les zones bien drainées engendrent des kaolinites ou des vermiculites : il en ressort que la formation des smectites est liée aux phénomènes de subsidence, et celles de kaolinite ou de vermiculite à des phases de soulèvement.

Par ailleurs, les évolutions des associations de minéraux argileux témoignent de la dérive climatique, celle-ci étant très nette au Nord de la chaîne des Pyrénées (smectites et kaolinite sous climat subtropical pendant l'Eocène et l'Oligocène ; kaolinite sous un climat très humide et chaud au Pontien ; kaolinite et surtout vermiculite sous les climats humides froids pendant les réchauffements interglaciaires).

Dans le bassin du Chélif, au Serravalien-Tortonien, période à climat (sub)tropical, l'altération-pédogenèse donne naissance à des smectites dans la plaine d'inondation, des kaolinites dans les zones bien drainées (pentes, levées de chenaux) et des interstratifiés à smectites dans les zones intermédiaires (fig. 3 et 4). Sous ce même climat, dans les zones très actives (cônes alluviaux), la durée d'altération très courte donne sur les pentes des milieux en voie d'acidification qui engendrent des vermiculites et non des kaolinites (fig. 3 et 4).

Dans le bassin permien du Var, les cortèges argileux n'enregistrent pas les effets du volcanisme (absence de smectite) ce qui peut être la conséquence d'une température assez froide, mais témoignent d'une tectonique active (présence d'interstratifiés I + V) confirmée par des cônes alluviaux et des coulées boueuses. Un modèle explicatif peut être fourni par les Andes actuelles qui, sous l'équateur, associe à un volcanisme intense, un étagement des systèmes : ferralitisation, fersiallitisation, aluminosiallitisation et podzolisation.

En conclusion, il apparaît que les associations de minéraux argileux dépendent des matériaux, du climat des toposéquences et surtout du rythme de subsidence (tableau).

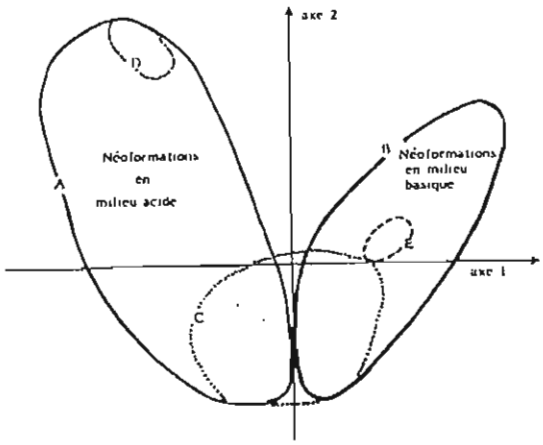


Fig. 1 - Analyse multifactorielle : représentation graphique des familles d'échantillons du piémont nord-pyrénéen.

A - aire de distribution des échantillons en voie d'acidification
B - " " " " de milieu basique
C - " " " " à minéraux hérités
D - " " " " du sidérolithique
E - " " " " des marnes de Gan

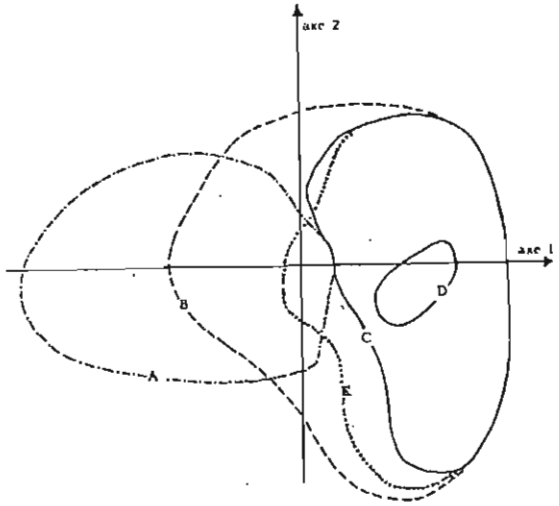


Fig. 2 - Analyse multifactorielle : représentation graphique des familles d'échantillons du piémont sud-pyrénéen.

A - Aire de distribution des échantillons de haut de delta
B - " " " " de milieu de delta
C - " " " " d'avant-delta
D - " " " " de milieu de delta à sursalure
E - " " " " des marnes bleues de Pampelune

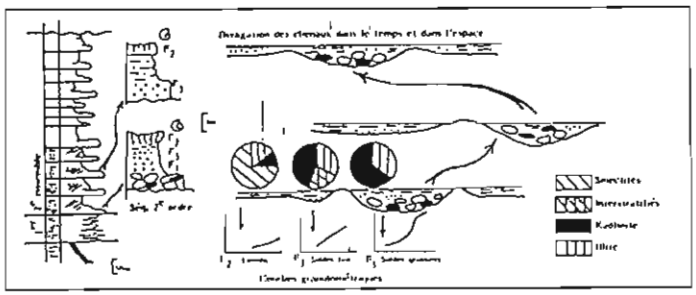


Fig. 3 - BOU HANIFIA (Beni-Chougran) - Bassin du Chélif.
Evolution horizontale : facteur climatique prépondérant.

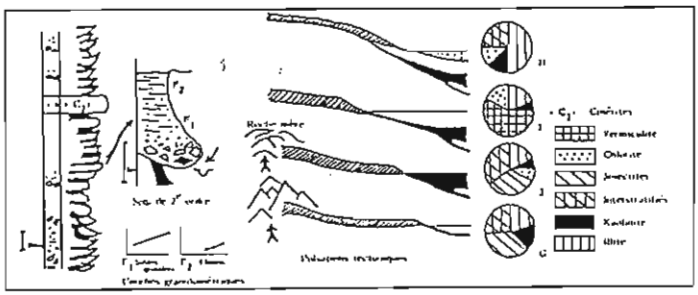


Fig. 4 - TAFARAOUI (Tessala) - Bassin du Chélif
Evolution verticale : facteur tectonique dominant.

Milieu	Caractère chimique	Climat	Paramètres tectoniques					Associations argileuses						Exemples de Bassins
			V	SL	SR	EL	ER	K	Ver	Ill	Chl	Ins	Sm	
Bien drainé	pH ≤ 5	Chaud et humide				X		⊕		◌				Piémont nord-pyrénéen (PONTIEN)
		Subtropical					X	⊕		○				Jaca-Pampelune (EOCENE-OLIGOCENE)
	en voie d'acidification	Tempéré à froid				X		○	⊕	○	◌			Piémont nord-pyrénéen (PLIO-QUATERNAIRE)
		Chaud et humide					X	○	⊕	○		○		Chélif (SERRAVALIEN p.p.)
		Subtropical					X	○	⊕	○		⊕		Chélif (TORTONIEN)
Mal drainé	carbonaté	Subtropical			X			○	.	○	○	⊕	⊕	Jaca-Pampelune (EOCENE-OLIGOCENE)
		Subtropical		X				○		○	○	⊕	⊕	Piémont nord-pyrénéen (OLIGOCENE-MIOCENE) Chélif (SERRAVALIEN-TORTO.)
		Subtropical	X		X			○		○	○	⊕	○	Chélif (SERRAVALIEN-TORTO.)
		Subtropical		X				○		○	○	○	⊕	Chélif (SERRAVALIEN-TORTO)
	sursalé	Subtropical		X				○		○	○	○	○	Jaca-Pampelune (EOCENE-OLIGOCENE)
Intermédiaire	neutre	Tempéré à froid	X					○	⊕	○	○	○	○	Var (PERMIEN)
		Tempéré à froid		X	X	X	X	○	⊕	○	○	○	○	Piémont nord-pyrénéen (PLIO-QUATERNAIRE)
		Subtropical	X	X	X	X	X	○	○	○	○	⊕	○	Chélif, Jaca-Pampelune, Piémont nord-pyrénéen

Tableau - Associations principales de minéraux argileux rencontrées dans les bassins intramontagneux.

V : volcanisme, SL : subsidence lente, SR : subsidence rapide, EL : épirogenèse lente, ER : épirogenèse rapide, K : kaolinite, Ver : vermiculite, Ill : illite, Chl : chlorite, Ins : interstratifiés, Sm : smectites.
⊕ minéral néoformé ou transformé ○ minéral hérité

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ROLE PERTURBATEUR DU RELIEF DANS LA GENESE DES MINERAUX ARGILEUX: EXEMPLE DES BASSINS PROVENCAUX AU PERMIEN SUPERIEUR ET AU DEBUT DU TRIAS

DISTURBING PART OF THE RELIEF IN THE ARGILACEOUS MINERAL GENESIS (LATE PERMIAN-LOWER TRIAS OF PROVENCE)

R. SABRIER+, N. TOUTIN-MORIN++ et J. DELFAUD+
+ Université de Pau-Pays de l'Adour, C.U.R.S.-I.P.R.A., Av. de l'Université, 64000-Pau
++ Université d'Orléans, Géologie Structurale-U.R.A. 1366, BP 6759, 45067-Orléans cedex

The argilaceous mineral associations in the pedogenetic levels of Provence (Southeastern France) show different climatic zones which are in relation with the high altitude situation of some basins. This is comparable to present facts observed in South America.

Les petits bassins continentaux intramontagneux de Provence orientale prennent naissance au début du Permien dans un contexte transtensif (1). Le régime tectonique distensif se généralise au Permien supérieur (2). Ces bassins sont comblés au cours du Permien et au début du Trias par d'épaisses molasses arrachées aux massifs hercyniens (Massifs des Maures, du Tanneron et de Six-Fours), par du matériel volcanique et par des argilites rubéfiées (3).

Si les traces de vie sont fréquentes et la matière organique abondante à certains niveaux du Permien supérieur (datés du Thuringien par la flore), les paléosols sont plus rarement conservés (4) et seul le Permien supérieur situé au-dessus de l'ensemble rhyolitique A7 renferme des horizons pédogénétiques; en revanche, ces niveaux sont fréquents à la base du Trias détritique de faciès Buntsandstein.

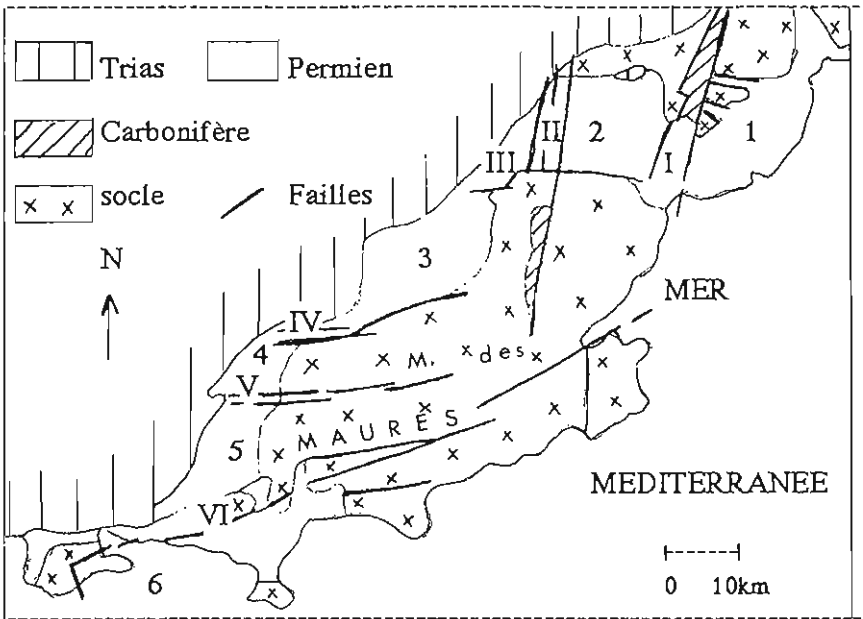
L'analyse des phases argileuses de ces niveaux pédogénétiques montre que:

- les cortèges sont riches en illite (jusqu'à 90%) et pauvres en kaolinite (moins de 5%) excepté à la Bergerie, entre les bassins du Luc et de Cuers, où les taux de kaolinite peuvent dépasser 25% dans certains horizons;
- l'altération du volcanisme basique ne fournit pratiquement pas de smectites;
- les minéraux argileux sont essentiellement hérités;
- l'altération-pédogenèse sur les bassins versants ne produit pas de kaolinite et de smectite mais des interstratifiés à illite-vermiculite (jusqu'à 35%), parfois des interstratifiés à chlorite-vermiculite.

Nous en déduisons que, sous un climat régional tropical (5), les effets de l'altération-pédogenèse sont discrets: pas de néoformation, seulement des transformations, ce qui semble paradoxal. On doit noter que les zones drainées fournissent des interstratifiés à vermiculite qui sont entraînés par l'érosion dans les zones basses (plaines d'inondation) selon le modèle de mésotoposéquence (6) tandis qu'une tectonique active, mise en évidence par les cônes installés le long des failles bordières des bassins (2-7) et l'existence de coulées boueuses, perturbe l'altération-pédogenèse. La présence constante d'interstratifiés à vermiculite et la faible halmirolyse des roches volcaniques indiquent un climat froid qui ne peut s'expliquer que par l'effet de relief dû aux hautes montagnes nées de l'orogenèse varisque.

Ainsi, les associations de minéraux argileux témoignent d'une zonation climatique verticale allant d'un climat tropical à un climat froid. Certains bassins de Provence orientale devaient, à la fin du Permien et au début du Trias, fonctionner comme les bassins d'altitude actuels d'Equateur, du Pérou ou de Bolivie (Altiplano par exemple) où les dénivelés sont plurikilométriques.

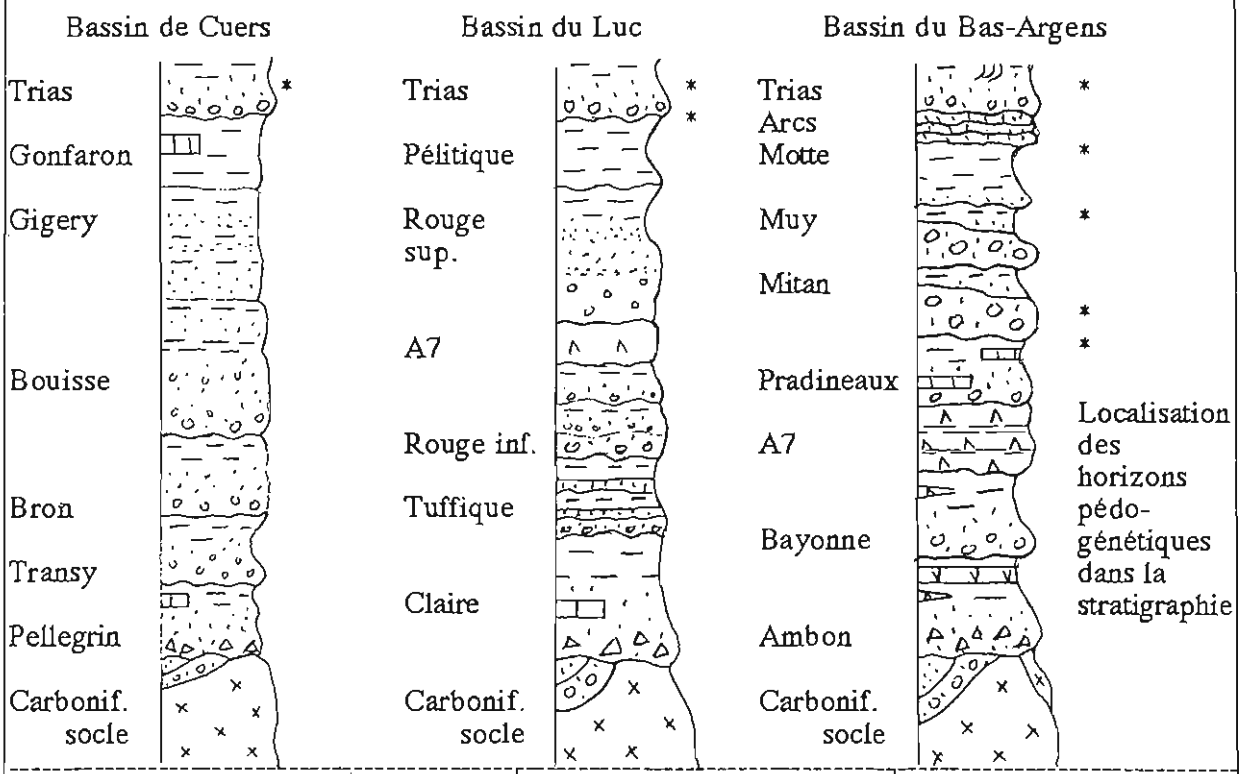
(1) Delfaud J. - 1984 - Bull. Centre Rech. Expl.-Product. Elf Aquitaine, Pau, 8, 1, p.27-53.
(2) Toutin-Morin N. et Bonijoly D. - (sous presse) - Cuadernos de Geologia Iberica Madrid.
(3) Toutin N. - 1980 - Thèse Doct. ès-Sciences, Un. Nice, 2 t., 594p.
(4) Toutin-Morin N. - 1986 - Arch. Sciences Genève, 39, 1, p.67-78.
(5) Toutin-Morin N. - 1984 - 27è CGI Moscou, C04.1, 4, vol.11, p.210.
(6) Sabrier R. - 1988 - C.R.Ac.Sc. Paris, 307, II, p.1549-1552.
(7) Delfaud J., Toutin-Morin N. et Morin R. - 1989 - C.R.Ac.Sc. Paris, 309, p.1811-1817.

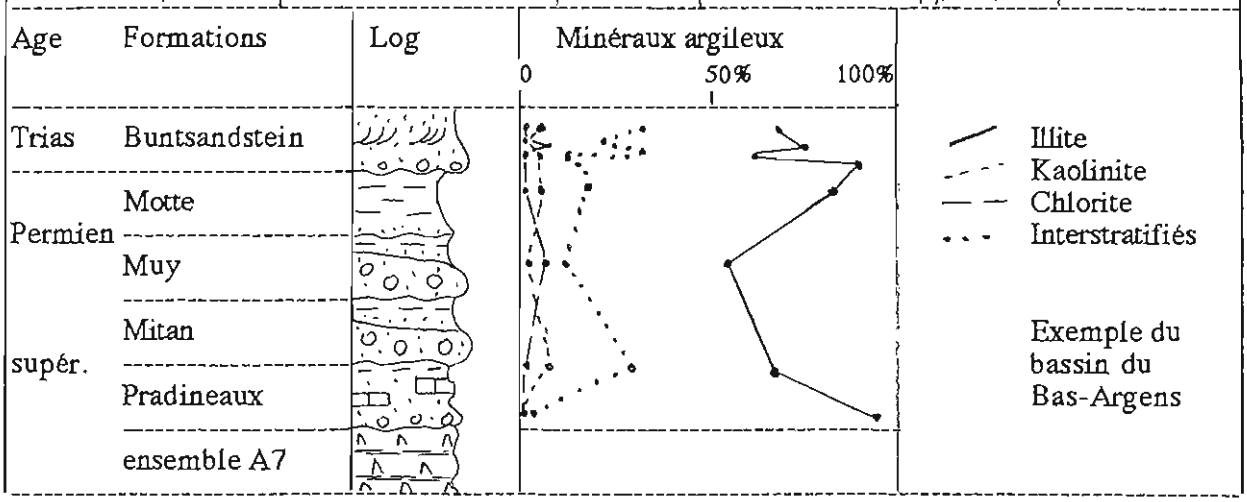


Bassins permiens:
1 Estérel; 2 Bas-Argens;
3 Luc; 4 Cuers; 5 Solliès-Pont; 6 Toulon

seuils permiens:
I double paléorelief du Reyran;
II seuil du Muy;
III seuil de Vidauban;
IV seuil de Pignans;
V seuil de Pierrefeu;
VI paléorelief du Pradet

Localisation géographique des bassins provençaux





3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

L'EVOLUTION DES ARGILES : REFLET DE LA PEDOGENESE DANS LE POUDINGUE DE JURANCON

BEHAVIOR OF CLAYS : EVIDENCE FOR PEDOGENESIS IN THE POUDINGUE OF JURANCON

R. SABRIER et D. GEISLER-CUSSEY

Laboratoire de Géodynamique et de Modélisation des Bassins sédimentaires, I.P.R.A.-Faculté des Sciences, Université de Pau, avenue de l'Université, 64000 Pau

The Poudingue of Jurançon conglomerate Formation displays various clay mineral associations, allowing to distinguish between contemporaneous and subsequent pedogenesis.

La formation continentale du Poudingue de Jurançon, d'âge miocène, affleure de Pau à Orthez, entre les gaves de Pau et d'Oloron et correspond à un important cône détritique, essentiellement conglomeratique, lié au démantèlement des Pyrénées. Le dépôt est formé de séquences d'ordre métrique, de type torrentiel, constituées par des chenaux à remplissage de galets de nature essentiellement calcaire et de granulométrie décroissante, généralement surmontés par des passées argileuses. Ces dernières, souvent bigarées ou trigarées, de teintes variées : ocre, gris clair, rouge plus ou moins violacé, présentent des caractéristiques de paléosols.

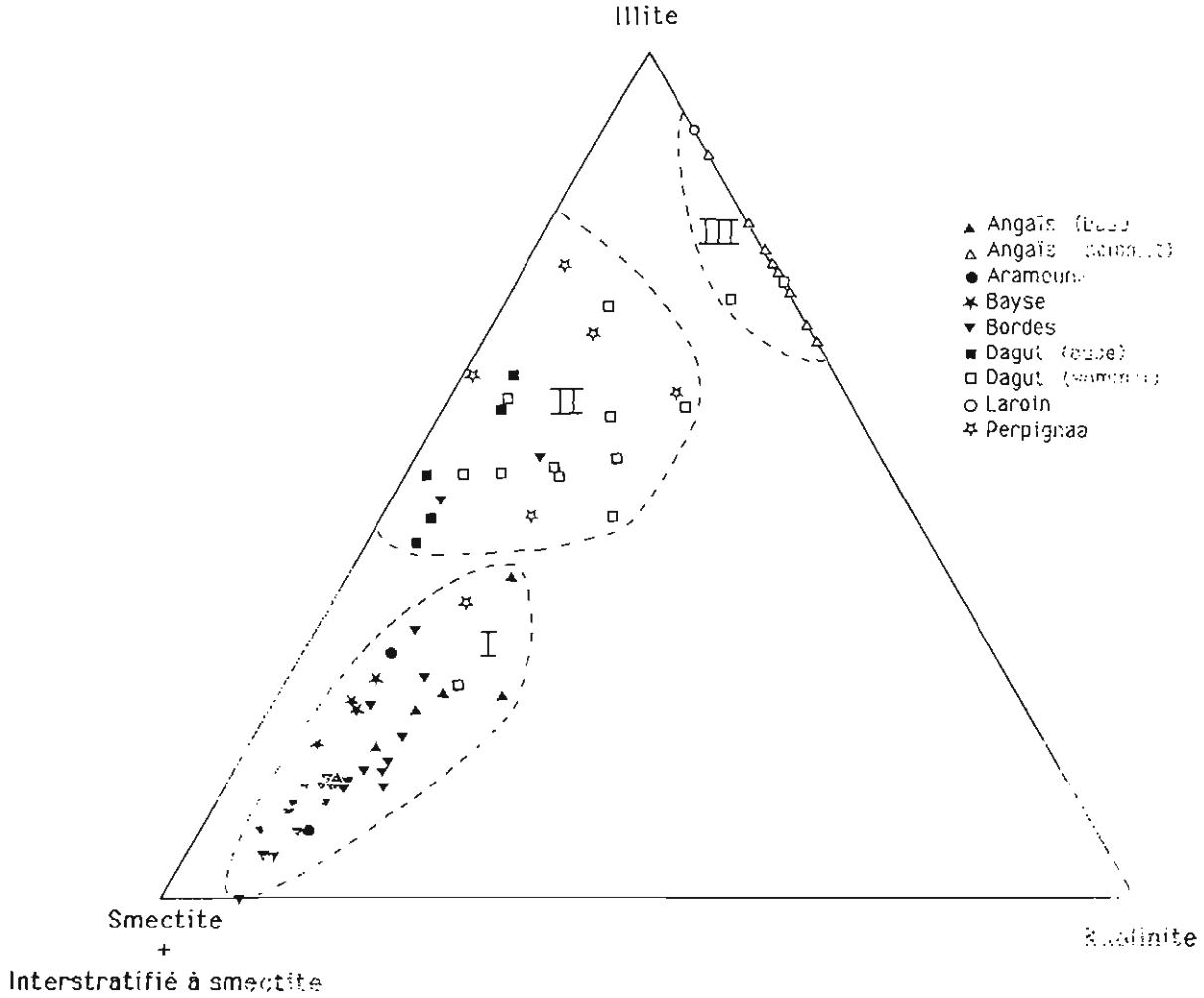
L'analyse diffractométrique des niveaux argileux dans les paléosols fait apparaître essentiellement trois types d'associations (figure)

La première association (I), à smectite dominante (plus de 50 %), illite (10 a 30 %) et kaolinite, reflète un système mal drainé, trés carbonaté. La durée, vraisemblablement longue, de la pédogenèse détermine la néoformation de quantités importantes de smectites. Par contre la constance du rapport kaolinite/illite permet de conclure à une origine héritée pour ces deux espèces minérales.

La seconde association (II), à illite dominante (50 % ou plus), smectite et interstratifiés à smectite (30 à 50 %) et kaolinite, résulte d'un système sans doute mieux drainé et moins riche en carbonates. De ce fait la néoformation smectitique est moins poussée et l'on observe des interstratifiés à smectite associés. L'illite et la kaolinite apparaissent toujours héritées.

La troisième association (III), à illite dominante (50 % ou plus), kaolinite (20 à30 %), smectite et interstratifiés à smectite en faible pourcentage ou absents, correspond à un système bien drainé, entraînant la disparition des carbonates et par conséquent une certaine acidité du milieu. Cet environnement

explique la quasi absence des smectites et des interstratifiés à smectite et permet la néoformation de kaolinite.



L'association de type I est la plus répandue et correspond à une altération sous climat subtropical pendant le dépôt du Poudingue de Jurançon. Les associations de type II et III ne sont observées que sur certaines coupes, vers le sommet de la formation et peuvent être interprétées comme le résultat de l'action d'un climat chaud et trés humide s'exerçant vraisemblablement sur des paléoreliefs au cours du Pontien.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

L'EVOLUTION DE L'EVENTAIL SOUS-MARIN DU VAR DEPUIS LA CRISE MESSINIENNE (ALPES-MARITIMES, FRANCE)

EVOLUTION OF THE VAR FAN SINCE THE MESSINIAN CRISIS

POSTER

Bruno SAVOYE* Pierre COCHONAT*, L. DROZ◆ et David J.W. PIPER+

* Laboratoire "Environnements Sédimentaires" IFREMER-DRO/GM, B.P. 70, 29280 Plouzané, France.

◆ Laboratoire de Géodynamique sous-marine, B.P. 48, 06230 Villefranche/mer, France

+ Atlantic Geoscience Center, P.O. Box 1006, Dartmouth, N.S. B2Y 4A2, Canada

5000 kms of seismic profiles allow to understand the evolution of the Var Sedimentary Ridge since the Messinian salinity crisis. Three majors stages have been distinguished:
(1) The early Pliocene stage with hemipelagic sedimentation in the basin, corresponded to the infilling of the rias, which indented the coast at that time.
(2) The first occurence of channel/levee complex and the migration of the Var valley from a messinian paleodirection to the present W-E direction.
(3) The last period, which is characterized by the stability of feed axis and depositional areas and corresponds to the growth of the Var Sedimentary Ridge.

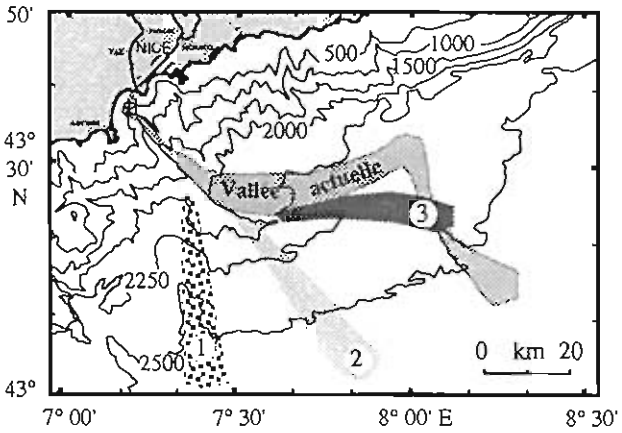
L'éventail sous-marin du Var, caractérisé par l'hyperdéveloppement de l'une de ses levées, est la structure sédimentaire la plus remarquable de la marge liguro-provençale [2]. Les données bathymétriques, les données sonar et 3,5 Khz acquises ces dernières années, ainsi que les observations réalisées à l'aide du submersible, témoignent de son activité actuelle certaine et en particulier de l'existence de courants épisodiques "puissants" transitant dans le canyon et la vallée sous-marine du Var. Un certain nombre de processus, essentiellement d'origine gravitaire, ont pu être identifiés à partir de "l'empreinte", qu'ils ont laissée sur le fond [5]. La morphologie actuelle du système est certes fonction de ce mode de fonctionnement actuel, mais elle est surtout le fruit de toute une évolution, qui débute à la fin du Miocène [6] et a pu être reconstituée pas à pas grâce à l'importante couverture sismique maintenant disponible.

L'étude de la série plioquaternaire de la ride du Var permet de distinguer trois phases différentes dans le mode de fonctionnement du système :

• Au début du Pliocène, la morphologie de la marge héritée de la crise messinienne [6] assure un contrôle très puissant du mode de dispersion des sédiments vers le large. Les sédiments grossiers sont piégés, pour la plupart, dans les anciennes gorges messiniennes devenues des rias après la remontée du niveau de la mer à +150 m NGF [1 et 3]. La sédimentation dans le bassin est de caractère hémipélagique. Aucune chenalisation n'est visible en pied de pente.

• Au milieu du Pliocène (sans qu'aucune date précise puisse être donnée), le mode de sédimentation sur la pente et dans le bassin change. Ce changement coincide avec une modification des directions structurales contrôlant la sédimentation profonde (passage d'une direction N-S à une direction NE-SO) [4]. Il correspond surtout à un changement considérable du type de sédimentation dans le bassin. Alors que les dépôts sous-jascents sont homogènes, la distribution des faciès suggère ici la mise en place d'un système chenalisé. On suit parfaitement sous la ride actuelle le cours du paléochenal du Var. Son orientation primitive est calquée sur le prolongement naturel de la vallée messinienne, indiquant que celle-ci n'était vraisemblablement

pas comblée à cette époque. Il est possible que ce changement des conditions de sédimentation dans le bassin coincide avec la fin du comblement des rias, qui entaillaient le continent au début du Pliocène. Les sédiments grossiers, apportés par les rivières alpines comme le Var, n'étant plus piégés dans ces fosses, pouvaient alors être remobilisés par les processus gravitaires en haut de pente. Le mode de comblement, si particulier, des rias pliocènes du Sud de la France par des Gilbert-deltas [1] est très efficace et permet de combler, en un laps de temps relativement court, le vide considérable créé par les érosions messiniennes. En l'absence de datation précise de cette période charnière dans la sédimentation du bassin ligure, cette hypothèse ne peut pas être confirmer ou infirmer. C'est au cours de cette période, que la vallée sous-marine du Var acquiert progressivement l'orientation E-O qui est la sienne aujourd'hui. Cette évolution progressive s'effectue par sauts successifs de la vallée principale vers le Nord, accompagnée du développement préférentiel de plus en plus marqué de la levée droite. Trois phases majeures de migration ont été reconnues (cf. figure ci-contre).



• La partie supérieure de la ride, qui est constituée par les dépôts du Quaternaire et probablement de la fin du Pliocène, correspond à l'individualisation affirmée d'un régime turbiditique très proche du mode de fonctionnement actuel du système sédimentaire sous-marin du Var. Si dans le détail, en particulier dans la zone du méandre plus à l'Est, on observe des migrations du chenal principal jusqu'à une période très récente, celles-ci restent limitées dans l'espace et le mode de fonctionnement du système sous-marin du Var est caractérisé par l'extrême stabilité des axes de transport et des aires de dépôt. Cette remarquable stabilité explique en partie le développement important de la Ride sédimentaire du Var, qui, par endroit, surplombe la vallée du Var de plus de 300 m. Sur la ride, les dépôts, issus du débordement des courants transitant dans la vallée, s'organisent en dunes sédimentaires de plusieurs kilomètres de longueur d'onde [2 et 5].

Actuellement, les sédiments se déposent préférentiellement dans la partie Est du système, là où la ride est la moins élevée. De nombreuses marques d'érosions ont été repérées à différentes échelles à la fois dans le chenal et dans la partie orientale de la ride. La partie occidentale de la ride (la plus ancienne et aussi la plus épaisse) est affectée par des glissements de couverture et de nombreux indices de remobilisation ont été observés.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES :

[1] Clauzon et al., 1990. Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the french Mediterranean region. Paleontologia i Evolució, Memòria Especial 2, p. 131-186.

[2] Droz, L., 1991. Les éventails sous-marins profonds : structure et évolution sédimentaire. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches, Villefranchelmer, 272 p.

[3] Irr, F., 1984. Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure Nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléomarge liguro-provençale. Thèse de Doctorat d'Etat, Nice, 457 p.

[4] Le Cann, C., 1987. Le diapirisme dans le bassin liguro-provençal (Méditerranée occidentale) : relations avec la tectonique et la sédimentation. Thèse 3ème Cycle, Brest, 296 p.

[5] Savoye, B. et Piper, D.J.W., 1990. What controls on depositional architecture of the Var canyon fan system ? Evidence from side-scan sonar images and high resolution and very high resolution seismic profiles? . 13 th International Sedimentological Congress, Nottingham, Publication Spéciale, p. 478.

[6] Savoye, B. et Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean sea in the Nice area, southern France. Marine Geology, v. 97, p. 279-304.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

APPORTS DE L'IMAGERIE DE PAROI (FMS) A L'ANALYSE STRATIGRAPHIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DES SERIES MESOZOIQUES DU FORAGE BALAZUC1 (PROGRAMME GEOLOGIE PROFONDE DE LA FRANCE - ARDECHE)

CONTRIBUTION OF THE FORMATION MICROSCANNER (FMS) TO THE STRATIGRAPHIC AND SEDIMENTOLOGIC INVESTIGATION OF THE MESOZOIC SUCCESSION INTERSECTED IN THE BALAZUC1 DRILL HOLE (DEEP GEOLOGY OF FRANCE PROGRAMME - ARDECHE)

S. SCHEERENS
Laboratoire Géochimie des roches sédimentaires Faculté Orsay 91400
P. LE STRAT, J. PERRIN, Ph. RAZIN
BRGM - BP 6009 - 45060 ORLEANS cedex 2

L'imagerie de paroi (FMS) est un outil de haute résolution qui fournit une grande définition des faciès géologiques. L'emploi de cet outil dans le forage de Balazuc1 (GPF) permet d'élaborer une charte lithologique et une analyse de deux séquences types en constante comparaison avec les carottes.

Le forage scientifique de Balazuc1 (Programme géologie profonde de la France) a été implanté de façon à caractériser puis à quantifier les transferts de matières dans les réservoirs stratiformes du Trias et du Lias à proximité immédiate d'une faille jurassique majeure ((1),(2)). L'ouvrage qui comporte une partie carottée (1199 - fond : 1728 m) est entièrement instrumenté par une panoplie complète de diagraphies acoustique, nucléaires et électriques.

La caractérisation des réservoirs passe par une analyse sédimentologique fine des carottes et par l'interprétation des diagraphies dont l'imagerie de paroi (FMS).

Le FMS ou Formation microscanner est une sonde de résistivité à quatre patins de 16 électrodes qui délivre une image déroulée de la paroi du puits avec un pas d'échantillonnage de 2,5 mm. Cette haute définition offre la possibilité de suivre les variations latérales et verticales des formations géologiques traversées. Ainsi les structures supérieures à 5 mm deviennent visibles.

Les données géologiques recueillies sont de 3 types (3) : tectoniques, sédimentaires et diagénétiques. Seules les caractéristiques sédimentaires seront abordées ici :

Tout d'abord sont examinées sous forme d'une charte lithologique les principaux faciès observés dans les séries mésozoïques du forage de Balazuc. Une confrontation constante avec les carottes a été menée. Elle permet pour les zones non carottées une extrapolation lithologique après étalonnage du FMS.

Dans une deuxième étape un essai de caractérisation de séquences sédimentaires est proposé.

Un exemple de séquence fluviatile est traité dans le Trias puis un autre modèle de séquence est étudié dans le Lias carbonaté.

La constante comparaison avec les carottes permet de déterminer les limites de l'outil. Il s'agit notamment de la définition et de la hiérarchie des discontinuités sédimentaires qui n'apparaissent pas suffisamment clairement sur l'image FMS. Par contre, à partir des contrastes de résistivité, on réalise sur l'image un pointé des différentes séquences emboîtées, en termes d'épaisseurs et de polarité. Cette démarche participe à l'interprétation en stratigraphie séquentielle de la série mésozoique.

(1) G. RAMPON, P. DUBOIS et coll. Documents BRGM, n° 81-11, 1984, 111 p., G. RAMPON, P. DUBOIS et coll., Documents BRGM, n° 95-11, 1985, 176 p., D. GIOT, P. DUBOIS et coll. Documents BRGM, n° 123, 1987, 143 p., D. GIOT, C. MEGNIEN, M. STEINBERG et coll., Documents BRGM, n° 176, 1989, 108 p., D. GIOT, M. STEINBERG et coll., Documents BRGM, n° 200, 1990, 160 p.

(2) D. GIOT, F. ROURE, S. ELMI, D. LAJAT et M. STEINBERG, C.R. Acad. Sci., Paris, 312, Série II, 1991, p. 747-754

(3) SERRA O., 1989 - Formation microscanner interpretation 117 p. Schlumberger educational services.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CARACTERISATION ET EVOLUTION D'UN ENSEMBLE VOLCANO-SEDIMENTAIRE MARIN : LA FORMATION OBISPO (MIOCENE, COAST RANGE, CALIFORNIE CENTRALE, U.S.A)

CHARACTERIZATION AND EVOLUTION OF A MARINE VOLCANO-SEDIMENTARY FORMATION: THE OBISPO FORMATION (MIOCENE, COAST RANGE, CENTRAL CALIFORNIA, U.S.A.)

Jean-Luc SCHNEIDER

University of California, Department of Geological Sciences, Santa Barbara, CA 93106, U.S.A.
Adresse actuelle : U.L.P., Institut de Géologie, 1, rue Blessig, 67084 Strasbourg Cedex.

Abstract: The marine Obispo Formation corresponds to a short volcanic episode during the Miocene sedimentation in the Coast Range of Central California (U.S.A.). An effusive and pyroclastic activity characterizes the eruptive periods. The volcanic material was reworked during inter-eruptive periods and thick tuffaceous deposits were emplaced. The volcanic activity seems to influence the characteristics of the deposits and of the basin itself.

La formation volcano-sédimentaire Obispo correspond à un court épisode d'activité volcanique bimodale (basaltes et rhyodacites) au cours du Miocène inférieur dans le Coast Range de la côte centre-californienne (Fig., HALL et CORBATO, 1967 ; FISHER, 1977). Cette formation se développe dans un contexte de décrochement (HALL, 1981) lié au passage en subduction d'une triple jonction de dorsales océaniques au niveau de la marge active est-pacifique. L'étude de détail de cette formation révèle l'existence de **deux types de périodes asynchrones de dépôt**.

1. **Les périodes éruptives** au cours desquelles l'activité volcanique fournit du matériel au bassin sous deux formes :

* ***Les faciès effusifs*** représentés par des coulées (basaltes) montrant parfois des débits en oreillers, des hyaloclastites basiques et des intrusions (dolérites et rhyodacites), témoignent de la proche présence des centres éruptifs. Les coulées peuvent s'empiler sur des épaisseurs importantes et marquent la croissance de strato-cônes.

* ***Les faciès pyroclastiques*** sont représentés par des dépôts de coulées de cendres soudés à haute température (ignimbrites soudées). Ces tufs rhyodacitiques s'accumulent dans des paléo-dépressions d'extension limitée et sont étroitement liés aux coulées basaltiques et à des sédiments marins renfermant des fossiles indiquant la plate-forme supérieure. De rares niveaux de tufs à cristaux résultant de retombées pyroclastiques ont été reconnus.

2. **Les périodes inter-éruptives** correspondent aux épisodes de resédimentation du matériel volcano-détritique et sont enregistrées par deux ensembles de faciès :

* ***Les faciès pyroclastiques resédimentés***, qui constituent 80% du volume de la formation, correspondent à des tufs cendreux et ponceux de composition rhyodacitique et forment un équivalent des ignimbrites soudées. L'important volume de ponces et d'échardes de verre est mélangé à des éléments lithiques (blocs pélitiques parfois plurimétriques, fragments de dolérites, de granitoïdes...). L'analyse des séquences de dépôt permet de proposer une origine gravitaire pour ces tufs (pyroturbidites). Les resédimentations se produisent directement sur les pentes des appareils volcaniques à la suite de violentes éruptions explosives.

* ***Les faciès épiclastiques*** sont peu développés dans la formation et sont représentés par des dépôts gréso-pélitiques et conglomératiques qui renferment généralement des éléments d'origine volcanique (basaltes et dolérites) et provenant d'un socle métamorphique. Ces dépôts témoignent d'érosions dans de proches domaines émergés.

Conclusion :

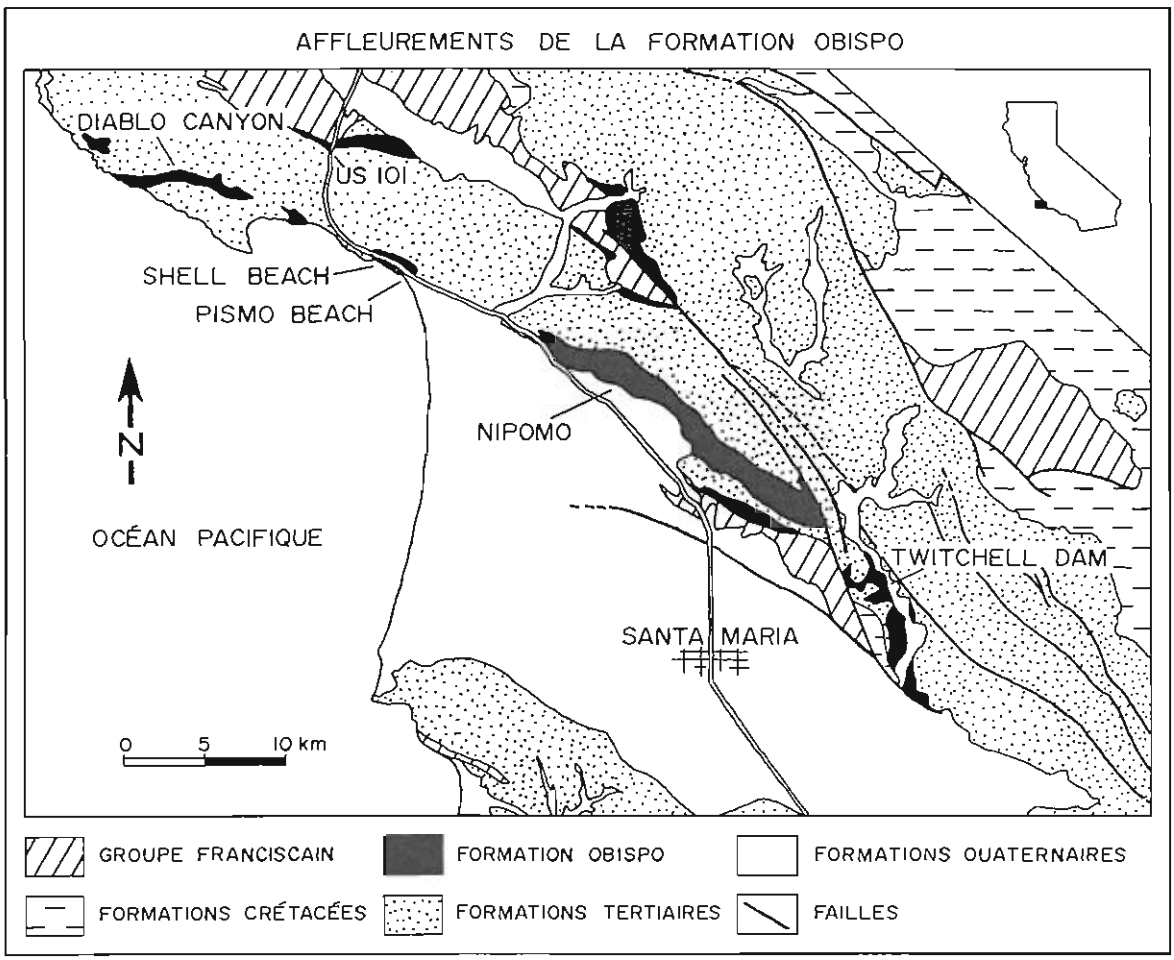
* L'activité volcanique détermine la répartition des faciès effusifs et pyroclastiques au cours des périodes éruptives.

* Pendant les périodes inter-éruptives, une partie des dépôts volcaniques est rapidement resédimentée et mélangée à du matériel épiclastique.

* La formation Obispo correspond à une période d'intense activité volcanique dans un domaine marin qui diffère nettement de celui des épisodes de sédimentation pélagique qui l'encadrent (formations Rincon et Monterey). Le milieu de sédimentation peu profond de la formation Obispo semble résulter, du moins en partie, de la croissance rapide des appareils volcaniques qui contrôlent les caractéristiques du bassin.

Références :
FISHER, R.V. (1977). "Penrose Conference, G.S.A., *Geology of subaqueous volcanic rocks*", Livret-guide d'excursion, 29 p.
HALL, C.A., Jr. & CORBATO, C.E. (1967). *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **78**, 559-582.
HALL, C.A., Jr. (1981). *J. Geophys. Res.*, **86**, B2, 1015-1031.

Travail financé par une Bourse "Lavoisier" du Ministère des Affaires Etrangères, la "Leonora Lindsley Memorialship" (Institute of International Education, New York) et la Fondation Alliance (Mulhouse).



3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EROSIONS A LA TRANSITION DELTA/TALUS ET DISCORDANCES DE TYPE I ATYPIQUES DU BASSIN D'AVANT CHAINE SUD-PYRENEEN.

LARGE SCALE EROSIONS AND ATYPIC TYPE I UNCONFORMITIES IN THE DELTA/SLOPE TRANSITION OF THE SOUTH PYRENEES

Michel SEGURET

Université Montpellier II, Laboratoire de Géologie des bassins,
Place Eugène Bataillon, case 58
34095 Montpellier Cedex 5

Au sud de la nappe du Cotiella, le chevauchement en rampe latérale de l'unité Sud - Pyrénéenne centrale sur l'unité de Gavarnie controle la transition delta/talus. Ondécrit les limites érosionnelles de séquence, l'organisation des facies dans chaque séquence et les relations entre érosions du talus et leurs équivalents sur la plateforme.

La profondeur des trois érosions étudiées est respectivement de 520 m, 600 m, 620 m, et leur extension latérale de 1300 m, 1450 m, 3250 m. Leur géométrie est en escalier avec rampes à 60° coupant les bancs de grés et calcaires de la plateforme sous jacente et paliers dans les niveaux d'argile.
Quatre facies principaux (a : grés et conglomérats de chenaux; b : turbidites fines de levée; c : tempestites; d : argiles de pente) remplissent la cicatrice d'érosion.

Ces érosions se forment en période de bas niveau marin par addition d'écroulements de pente incrémentaux.

En haut niveau marin, l'accomodation est partout positive; le taux de sédimentation est suffisant pour combler l'espace créé sur le bloc supérieur du chevauchement où la plateforme aggrade et progade ; il est insuffisant pour la forte accomodation du bloc inférieur qui est sous alimenté, ainsi se localise la transition delta/talus. Les loupes incrémentales d'arrachement de pente sont régulièrement comblées.

Lors de la vitesse de chute eustatique maximum, la plateforme est exondée ; les sédiments transitent (conglomérat lag) ; le loupes d'arrachement incrémentales ne sont pas comblées ; l'addition des loupes successives et rétrogressives forme les érosions de grande extension ; le matériel remobilisé va se déposer dans les lobes turbiditiques (turbidites de type I, basin floor fan).

Au début de la remontée eustatique les grés et conglomérats remplissent la base des érosions (chenaux turbiditiques) puis dépôts de levée et tempestites remplissent la partie haute des érosions en construisant le slope fan (Turbidites de type III).

Discussion : discordances de type I atypiques.

Les érosions de talus constituent des limites de séquence de type I. Toutefois leur corrélatif de plateforme n'est pas une vallée incisée mais au contraire un intervalle d'aggradation enregistrant des périodes successives d'exondation (conglomérat lag), de remise en eau brutale avec lag time / lag depth (perforation des galets) et sédimentation de plateforme ("marnes" et " packstone à Nummulites).

Ceci est lié à la conjonction de deux particularités du système :

1) Contrairement à une situation de marge passive où l'accommodation augmente progressivement vers le bassin et où le point d'équilibre et l'onlap côtier migrent au cours d'un cycle eustatique, ici, l'accommodation varie brutalement de part et d'autre du chevauchement ; le bloc supérieur peut être brutalement exondé ou inondé.

2) La vitesse maximum de chute eustatique de troisième ordre était voisine de la vitesse de subsidence du bloc supérieur.Dans ces conditions une surface d'érosion composite se forme dans la pente au cours des bas niveaux successifs à haute fréquence résultant de l'interférence bas niveau de 3ème ordre + bas niveau de 4ème/5ème ordre. Au contraire l'intervalle corrélatif de plateforme enregistre les alternances haute fréquence de sédimentation lors des inondations de haut niveau 4ème/5ème ordre et de by-passing lors des exondations de bas niveau 4ème/5ème ordre.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

PARADOXE DES RELATIONS TECTONIQUE SEDIMENTATION : LES DISCORDANCES SUR CHEVAUCHEMENT NE DATENT PAS L'ACTIVITE TECTONIQUE EXEMPLE SUD-PYRENEEN

PARADOX IN TECTONIC DATING : UNCONFORMITIES OVER THRUST DO NOT DATE TECTONIC ACTIVITY SOUTH PYRENEAN EXAMPLE

Michel SEGURET

Université Montpellier II, Laboratoire de Géologie des bassins,
Place Eugène Bataillon, case 58
34095 Montpellier Cedex 5

Les modèles géodynamiques de bassin d'avant chaîne modélisent la discordance générée sur le bord externe par la migration du bombement périphérique sous l'influence de la relaxation de la lithosphère (modèles visco-élastiques) ou de changements de taux de chevauchement (modèles élastiques). Ces modèles ne font pas intervenir l'eustatisme.

Le modèle de stratigraphie séquentielle a montré que la réponse stratigraphique à l'addition d'un signal linéaire (subsidence) et d'un signal sinusoïdal (eustatisme) était dissymétrique et que les discordances se formaient lors de la vitesse maximum de chute eustatique. Malgré cela, quelques études ont depuis considéré que des variations de vitesse de propagation des chevauchements étaient responsables de la formation des limites de séquence de dépôt et une méthode de datation de l'activité tectonique par les limites de séquence et intervalles condensés a été proposée.

Une approche conceptuelle du problème et l'exemple des relations entre propagation du chevauchement et séquences de dépôt au Sud de la nappe du Cotiella (Eocène Sud-pyrénéen) nous conduit à des conclusions diamétralement opposées.

L'approche conceptuelle montre que dans un bassin d'avant chaîne où un chevauchement tend à émerger par fonctionnement d'une rampe frontale en avant d'un décollement, l'accommodation change brutalement de part et d'autre du chevauchement. Si le chevauchement se propage à une vitesse constante, une baisse eustatique est une condition suffisante pour créer une discordance qui pourrait être interprétée comme liée à un changement de l'activité tectonique.

L'exemple de terrain montre que, entre deux discordances successives, les discordances progressives témoignent d'une déformation continue liée à une propagation continue du chevauchement ; les discordances érosionelles de base de séquence correspondent à des érosions à la transition delta/talus et sont liées à une baisse eustatique entrainant une accommodation négative sur le bloc supérieur du chevauchement :

Pendant le haut niveau marin, en raison du fort taux de sédimentation le dispositif tectono-sédimentaire est en équilibre avec sédimentation de plateforme sur le bloc supérieur et sédimentation de talus sur l'extrémité du chevauchement. Les sédiments déposés sont au fur et à mesure, déformés dans un pli d'extrémité de chevauchement et une discordance progressive se forme.

Pendant le bas niveau marin les sédiments transitent, une surface érosionnelle composite de grande extension se développe (voir autre abstract par M. Seguret) suffisamment profonde pour recouper la surface de chevauchement.

Au début de la montée relative, les dépôts de chenaux, de levée turbiditique, des tempestites, remplissent la cicatrice d'érosion.Ces dépôts sont en discordance angulaire sur les dépôts de la séquence précédente uniquement parce que l'érosion, en enlevant le sommet de la

série, a détruit la progressivité de la discordance. Comme le chevauchement est toujours actif, la discordance d'origine eustatique et ces dépots de bas niveau sont eux même plissés.

Ainsi, dans ce cas, les discordances sur chevauchement ne permettent pas de dater l'activité tectonique. La discontinuité apparente du phénomène tectonique (propagation du chevauchement) n'est qu'un artefact résultant de la discontinuité et de la dissymétrie du phénomène sédimentaire régi, ici comme sur les marges passives, par les variations discontinues d'accomodation induites par l'eustatime.

Il est vraissemblable qu'il en est de même 1) au dessus d'un chevauchement aveugle en domaine marin quand, par suite d'une différence d'accommodation plus faible entre bloc supérieur et bloc inférieur, les érosions ne recoupent pas la surface de chevauchement ; 2) dans le cas de chevauchements émergents en domaine continental quand la sédimentation syntectonique des brèches et conglomérats de cones alluviaux est controlée par les variations du niveau de base du système fluviatile.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

EVOLUTION ACTUELLE DU NIVEAU DES MERS

PRESENT LONG-TERM CHANGES OF MEAN SEA LEVEL

B. SIMON

Etablissement Principal du Service Hydrographique
et Océanographique de la Marine (EPSHOM)
B.P. 426 - 29275 BREST CEDEX

Global warming produces the rise of mean sea level as a consequence, but the process is not well understood. The need for accurate prediction requires more tide-gage observations, determination of geocentric altitudes and modelisation of several geophysical parameters.

Les questions concernant le réchauffement global ont reçu ces dernières années une attention accrue quand il devint évident que les activités humaines pouvaient modifier considérablement l'environnement.

La combustion de charbon et de pétrole ainsi que la déforestation entraînent un accroissement dans l'atmosphère des taux de dioxyde de carbone et d'autres gaz responsables de l'effet de serre. Il en résulte une augmentation de la température de l'atmosphère dont l'un des effets les plus préoccupants est l'augmentation du niveau moyen des océans.

Cependant, si la réalité du phénomène n'est guère contestée, son ampleur et surtout son évolution font l'objet d'estimations très diverses, traduisant les incertitudes sur les mécanismes mis en jeu.

On observe généralement, sur un siècle, une augmentation du niveau moyen comprise entre 10 et 20 cm. Elle résulte de la combinaison de différents phénomènes :

- modification de la masse totale des océans,
- variations stériques,
- modification des conditions océano-climatiques locales (régime des vents et des courants),
- mouvement local de l'écorce terrestre,
- évolution du géoïde associée à des mouvements convectifs internes.

Tous ne relèvent pas de l'échauffement global et aucun ne peut être négligé a priori. L'étude de leur contribution à l'évolution apparente du niveau moyen nécessite l'observation d'un certain nombre de paramètres géophysiques.

./.

Le mouvement des pôles, la variation de la durée du jour, les variations de gravité sont, par exemple, des indicateurs de la répartition des masses sur la Terre. Ils portent la signature de l'évolution des glaciers continentaux et de la banquise arctique.

Les conditions océano-climatiques locales ont une influence considérable sur le niveau des mers. Elles sont sujettes à des fluctuations importantes sur des périodes de plusieurs années. Un effort de modélisation est donc nécessaire afin de réduire ce "bruit" qui peut masquer une évolution à long terme.

La principale source de données concernant les niveaux moyens est le Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL), chargé de recenser et collecter les observations de niveaux moyens de toutes les stations marégraphiques connues dans le monde. Mais le réseau mondial d'observatoires de marée, mis en place essentiellement pour les besoins de la navigation, présente l'inconvénient d'être très inhomogène, ce qui risque d'entraîner des biais dans les estimations. Par ailleurs, les sites où existent les longues séries d'observations, nécessaires aux études de niveau moyen, sont rares.

La mise en place de nouveaux observatoires de marée pour assurer l'homogénéité des observations sur tous les océans et leur positionnement dans un repère absolu grâce aux techniques spatiales sont les objectifs du "Global Sea Level Observing System" (GLOSS), projet international conduit sous l'égide de l'UNESCO pour étudier l'évolution du niveau des mers.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

MINERALOGIE DES ARGILES DE L'OCEAN ATLANTIQUE ET FACIES SEDIMENTAIRES I UN EXEMPLE:LE FORAGE 366.

CLAY MINERALOGY AND LITHOLOGY IN SEDIMENTS FROM THE ATLANTIC OCEAN I: AN EXAMPLE,HOLE 366.

M.STEINBERG
Laboratoire de géochimie des roches sédimentaires.Université de Paris Sud.URA 723.Bat.504
91405 Orsay Cédex.

For the studied borehole,most lithological units may be distinguished through their clay assemblages.Thus,the lack of relationship between lithology and clay assemblages which is generally assumed for oceanic sediments,cannot be onsidered as a general rule.

L'estimation semi-quantitative des pourcentages des divers minéraux constitutifs des sédiments océaniques a été effectuée dans de très nombreux forages réalisés dans le cadre des programmes DSDP puis ODP. L'interprétation des résultats a, le plus souvent, été fondée sur la seule minéralogie des argiles car les phyllites sont considérées comme des traceurs plus sensibles que d'autres minéraux aux nombreux paramètres permettant de définir des paléoenvironnements.Deux autres hypothèses,implicitement ou explicitement admises,ont étayé cette démarche.La premiere consiste à admettre que compte-tenu de l'épaisseur rarement supérieure à 1000m et de l'âge rarement antérieur au Crétacé "moyen" des séries forées,les modifications diagénétiques des argiles peuvent être généralement négligées.La seconde hypothèse consiste à admettre,notamment dans le cas de l'Océan Atlantique,que l'essentiel des phyllites est d'origine continentale;elles ne font que se "superposer" aux autres constituants biogéniques des sédiments.Ceci aurait pour conséquence habituelle l'absence de relation entre le faciès du sédiment (lithologie) et la nature, les proportions des divers minéraux argileux.De fait,on pourrait citer de nombreux exemples où des changements de faciès ne semblent accompagnés d'aucun changement notable du cortège argileux.De même,il existe des changements d'assemblages argileux ne coïncidant pas avec des discontinuités lithologiques. (cf.les exemples présentés dans le récent ouvrage de H.CHAMLEY,1989).

Le but de cette communication est de montrer qu'il existe des "exceptions à la règle" dont la mise en évidence peut être facilitée par la prise en considération:
a) des proportions relatives de tous les minéraux et pas seulement des argiles,
b) des variations de flux (taux d'accumulation) des argiles et pas seulement de leurs pourcentages.

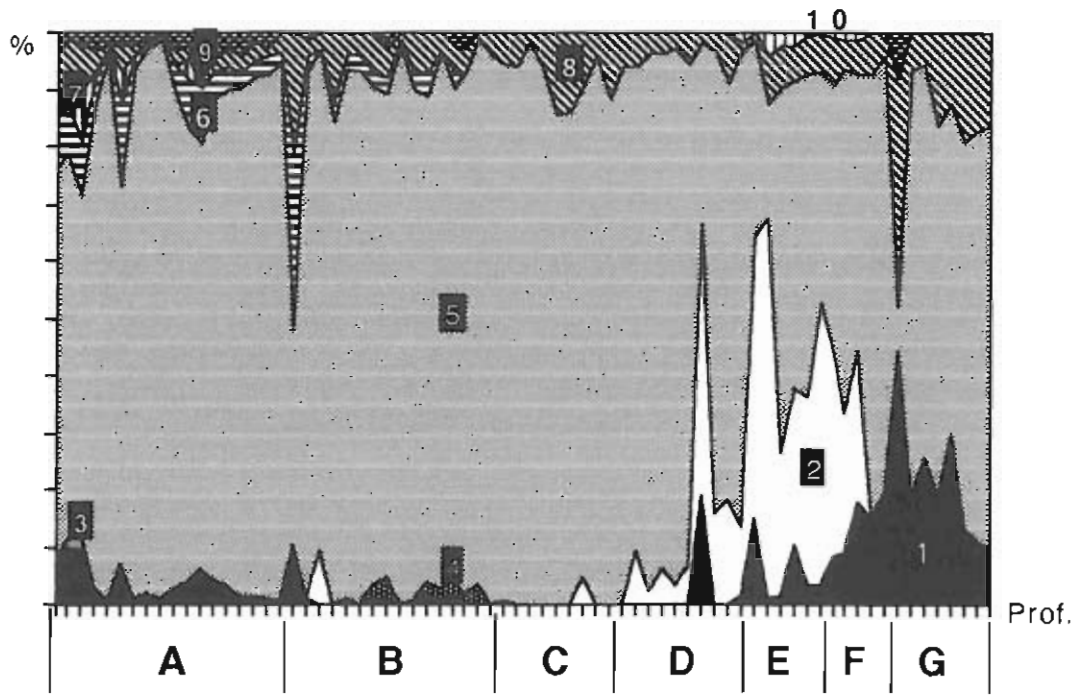
L'exemple présenté est le forage 366 (LEG 41,Y.LANCELOT & E.SEIBOLD,1978) situé dans la partie SE de l'Atlantique Nord (5,40° 07'N 19,51°01'W).Il a été implanté par 2860m de fond au sommet de la ride de la Sierra Leone.La série sédimentaire forée (850m) constitue une coupe qui est considérée comme à peu près continue du Quaternaire au Paléocène inférieur. L'étude minéralogique est due à F.MELIERES (1978).

Du sommet à la base du forage,on trouve les faciès et les assemblages minéralogiques suivants (fig.):

A) Boues et marnes à nannoplancton renfermant,en dehors de la calcite,du quartz,du feldspath dans les échantillons les plus récents,et un assemblage kaolinite,illite,smectite,interstratifiés.

B)Alternances cycliques de craie et d'argile.En dehors du premier échantillon,particulièrement riche en argile,il n'y a plus de quartz (dans 1 éch.,de l'opale) mais des zéolites Dans le cortège argileux,l'illite disparaît,les interstratifiés deviennent épisodiques,la kaolinite est toujours présente associée à des smectites.

C)Craie à nannoplancton qui,en dehors de la calcite,ne renferment que des smectites (et de l'opale dans un échantillon)



1:quartz,2:opale,3:feldspath,4:zéolites,5:calcite,6:kaolinite,7:illite,8,smectite, 9:interstratifiés,10:argiles fibreuses

D)Alternances de craie et de chert (ou de porcellanite),le cortège argileux reste identique (smectite seule) mais l'opale et/ou le quartz sont présents.

E)Alternances de calcaire argileux et de chert,en dehors du quartz et de l'opale,des argiles fibreuses s'ajoutent aux smectites.Dans cette formation comme dans les suivantes les proportions de calcite diminuent.

F)Calcaires argileux:à peu près identique à E

G)Calcaires siliceux avec quelques niveaux de calcarénite:quartz,disparition de l'opale et des argiles fibreuses,la smectite est la seule argile sauf dans 1 niveau de calcarénite renfermant en plus des interstratifiés.

Conclusion: Dans cet exemple,chaque faciès est caractérisé par un assemblage de minéraux ce qui est évidemment normal (la distinction entre E et F est toutefois impossible). De plus,et c'est le point essentiel,les assemblages d'argiles permettent également,mais pour un nombre de cas moindre,de distinguer les faciès A,B,C+D,E+F et G.Sans nier l'existence des nombreux cas où ce genre de relation est nettement plus ténue voire inexistante,il devient donc important d'évaluer,d'une façon plus générale,les relations entre faciès et minéralogie des argiles.

H.CHAMLEY.1989,Clay sedimentology.Springer Verlag.

Y.LANCELOT & E.SEIBOLD Initial Report of the Deep Sea Drilling Project,Volume 41:Washington (U.S. Government Printing Office.1978.

F.MELIERES,X-Ray mineralogy studies,Leg 41,Deep Se Drilling Project,Eastern North Atlantic Ocean,in Y.LANCELOT & E.SEIBOLD Init.Rep.D.S.D.P.,Vol.41,p.1065-1086,1978.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

MINERALOGIE DES ARGILES DE L'OCEAN ATLANTIQUE ET FACIES SEDIMENTAIRES II: UNE APPROCHE STATISTIQUE

CLAY MINERALOGY AND LITHOLOGY IN SEDIMENTS FROM THE ATLANTIC OCEAN II: A STATISTICAL APPROACH

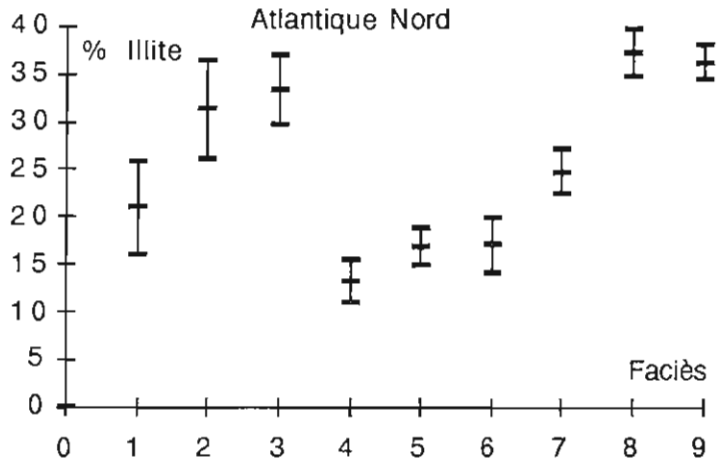
M.STEINBERG
Laboratoire de géochimie des roches sédimentaires.Université de Paris Sud,URA 723.Bat.504
91405 Orsay Cédex.

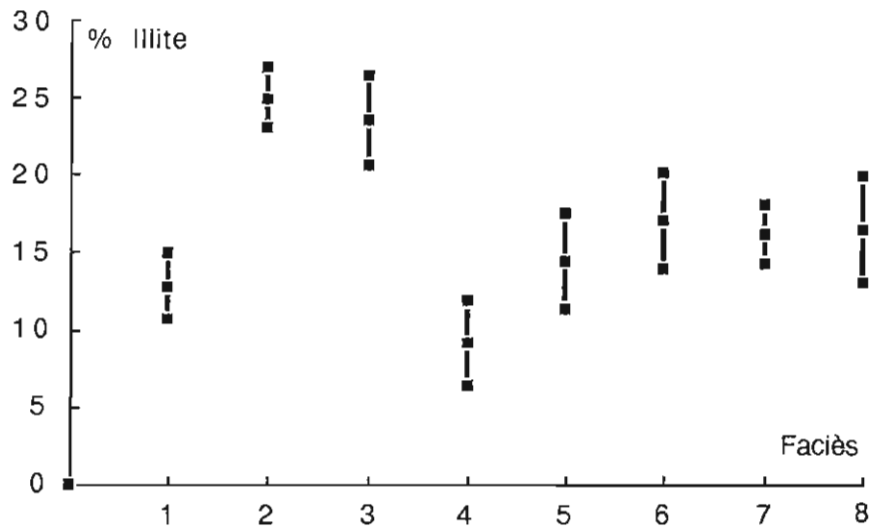
Une façon de déterminer s'il existe une relation entre les faciès sédimentaires et leur contenu en argiles est de traiter statistiquement les analyses minéralogiques publiées dans les rapports des campagnes DSDP et dans quelques thèses.Pour des raisons géologiques évidentes il est normal d'examiner séparément l'Atlantique Nord et l'Atlantique Sud.Il se trouve que cette distinction est rendue nécessaire du fait de l'hétérogénéité des données analytiques.En effet,pour l'Atlantique Nord la grand majorité des analyses minéralogiques dont on dispose concernent l'ensemble des minéraux des sédiments.A condition de prendre un certain nombre de précautions inhérentes à la comparaison de résultats obtenus dans des laboratoires différents,on a là un ensemble de données relativement cohérent.Pour l'Atlantique Sud,la plupart des résultats publiés concernent seulement la fraction argileuse (C.ROBERT,1982).Toutefois,pratiquement tous les sédiments ainsi étudiés ont également fait l'objet d'une analyse chimique du sédiment total (majeurs et quelques traces,H.MAILLOT,1982). Grâce à ces analyses,il est possible d'estimer les teneurs en calcite,en silice libre (quartz + autres formes de la silice),le restant du sédiment étant assimilé à la fraction argileuse.Cette simplificaion qui consiste donc à ne pas tenir compte des autres alumino-silicates conduit à une surestimation de la fraction argileuse mais n'introduit pas d'erreur supplémentaire dans l'estimation des proportions relatives des divers minéraux argileux (M.STEINBERG,1989).

Les faciès pris en compte sont ceux définis dans les rapports des DSDP.Cette caractérisation est généralement fondée sur l'examen macroscopique des carottes et celui de frottis.Afin de ne pas multiplier le nombre de classes d'échantillons nous avons distingué:
1)les calcaires (consolidés) dont la nature est assez variable; 2)les sédiments carbonatés à nanno et/ou foraminifères qu'il s'agisse de boues ou de sédiments semi-consolidés (craies); 3) les marnes; 4)les argiles; 5)les argiles "pélagiques" (profondeur de dépôt supérieure à 3500-4000m; 6)les sédiments biosiliceux; 7)les black shales; 8)les sédiments silteux et/ou sableux.Pour l'Atlantique Nord il était en outre indispensable de prendre en considération les turbidites (9) qui sont beaucoup plus rares dans les forages de l'Atlantique Sud et les sédiments à composante volcanique notable dont nous ne tiendrons pas compte ici.

Les deux diagrammes présentés montrent les valeurs moyennes du pourcentage d'illite présent dans les fractions argileuses des divers lithofaciès.La barre d'erreur correspond à un intervalle de confiance de 95%.Sans fournir ici un tableau des effectifs de chaque classe lithologique,indiquons que ces diagrammes sont fondés sur la prise en considération d'environ 3500 échantillons pour l'Atlantique Nord et d'environ 1500 pour l'Atlantique Sud.L'illite a été choisie car son origine terrigène n'est généralement pas contestée.

Deux faits sont particulièrement visibles sur ces diagrammes :
1)Bien que les deux lots de données ne soient pas fondés sur des mesures strictement identiques la position relative des divers faciès est très voisine dans les deux parties de l'Atlantique.
2)Dans les deux cas on constate que la fraction argileuse des sédiments meubles ou peu consolidés carbonatés et marneux (faciès 2 & 3) est significativement plus riche en illite que celle des sédiments argileux (faciès 4 & 5) et biosiliceux (faciès 6).Dans les black shales et les sédiments silteux et/ou sableux (faciès 7 & 8) le pourcentage d'illite augmente légèrement (Atl.Sud) ou notablement (Atl.Nord) de même que dans les turbidites (9).





On retrouverait des résultats analogues en prenant en considération les autres minéraux argileux.

Conclusions. Dans les deux parties de l'Océan Atlantique dont les histoires géodynamiques, paléocéanographiques,paléoclimatiques... ont été différentes il existe des relations analogues entre la composition de la fraction argileuse et les faciès sédimentaires.Ceci doit nécessairement être lié aux conditions de dépôts et/ou à l'existence de phénomène diagénétiques discrets mais homogénéisants.

H.MAILLOT 1982 Les paléoenvironnement de l'Atlantique Sud:apports de la géochimie sédimentaire. Thèse Doc.ès Sci. Lille 316 pp.

C.ROBERT 1982 Modalités de la sédimentation argileuse en relation avec l'histoire géologique de l'Atlantique Sud.Thèse Doc.ès Scl.Marseille 141 pp.

M.STEINBERG 1989 Fluctuations des taux d'accumulation des sédiments de l'Atlantique Sud au cours des derniers 120 millions d'années.C.R.Acad.Sci.,Paris,II,941-946.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

MINERALOGIE DES ARGILES DE L'OCEAN ATLANTIQUE ET FACIES SEDIMENTAIRES III: ET QUAND ON CONSIDERE UN SEUL FACIES

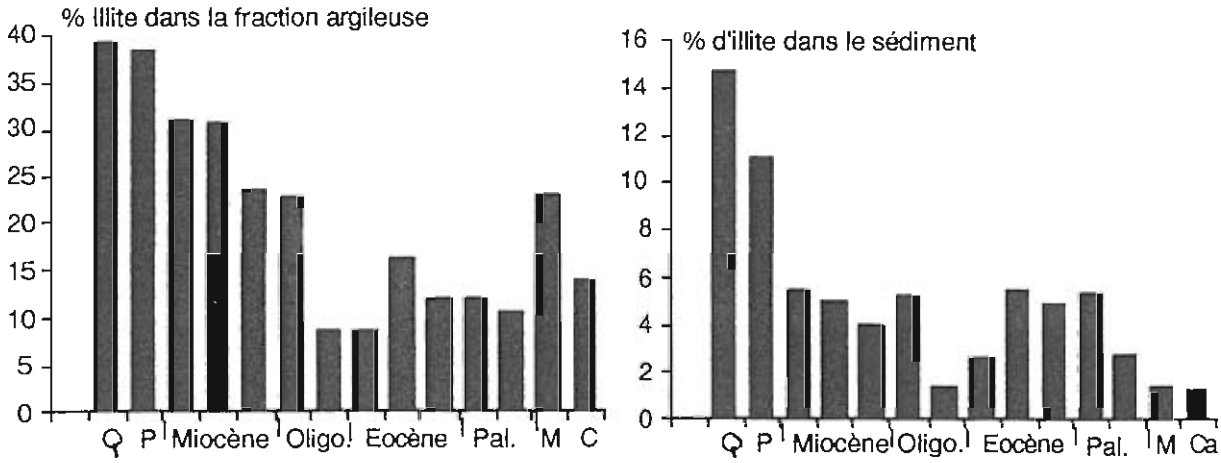
CLAY MINERALOGY AND LITHOLOGY IN SEDIMENTS FROM THE ATLANTIC OCEAN III: WHEN ONE LITHOFACIES IS CONSIDERED.

M.STEINBERG
Laboratoire de géochimie des roches sédimentaires.Université de Paris Sud,URA 723.Bat.504
91405 Orsay Cédex.

Percentages of illite in nanno & foram oozes or chalk increase since the late Eocene They are correlated with the clay fraction accumulation rate.The increase of erosion on continental areas,is thus important to consider.

Un des objectif de l'étude des argiles dans les sédiments océaniques est d'obtenir des informations concernant les conditions,au sens large,ayant régné sur les continents.Ces indications peuvent être d'ordre paléoclimatique (les divers climats génèrent des assemblages argileux différents,ce qui n'implique d'ailleurs pas le transfert immédiat de ce message dans les océans),d'ordre paléogéodynamique : des mouvements tectoniques mais aussi des variations relatives du niveau des mers entrainent des fluctuations de l'intensité de l'érosion,d'importants épisodes volcaniques ont également des conséquences sur la minéralogie des argiles etc..Par ailleurs,ces indications peuvent avoir été très modifiées par l'action des courants (sédimentation différentielle au moment du dépôt,remaniements ...) ou par la diagenèse.Nous avons constaté que statistiquement,les divers faciès sédimentaires sont caractérisés par des assemblages argileux plus ou moins spécifiques.On est donc conduit à considérer que pour suivre,à grande échelle, l'évolution des assemblages argileux au cours du temps,il est judicieux de considérer séparément les divers faciès.Par exemple: les boues carbonatées étant statistiquement plus riches en illite que les sédiments argileux,il est préférable d'examiner l'évolution du pourcentage d'illite dans ces seuls faciès carbonatés afin de ne pas risquer que le message recherché soit perturbé par des variations liées à des changements de faciès.

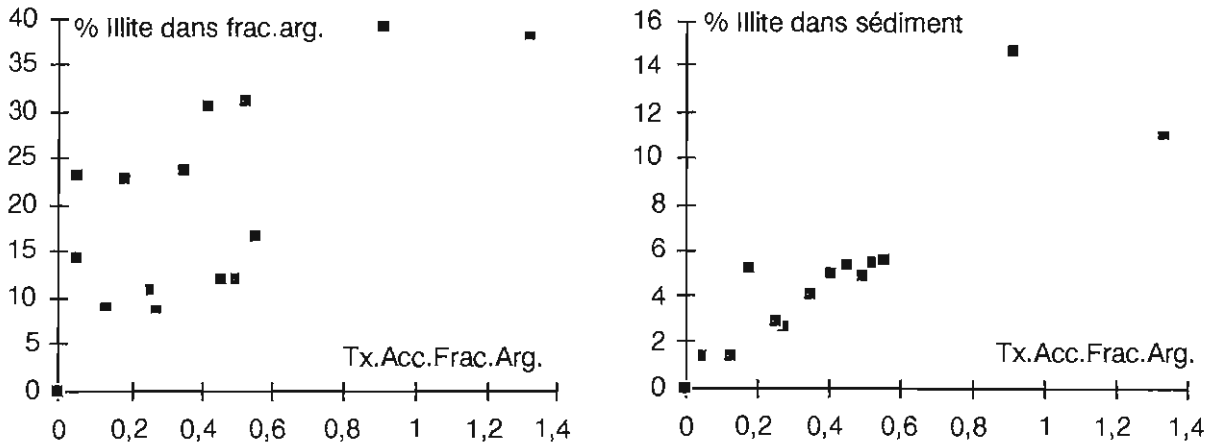
Les boues et craies à nannoplancton (et forams) de l'Océan Atlantique Nord ont été choisies.



Ces faciès ne sont pas connus (ou n'ont pas été échantillonnés) avant le Campanien.Les deux diagrammes ci-dessus montrent l'évolution des teneurs moyennes en illite soit dans la fraction argileuse soit dans le sédiment,depuis le Campanien jusqu'au Quaternaire.Ces variations ne sont pas identiques bien que présentant quelques tendances communes.On note par exemple dans les deux diagrammes,une augmentation du pourcentage d'illite depuis l'Oligocène.Ce

phénomène a été souligné par de nombreux auteurs.Il est considéré comme un écho du refroidissement des climats (H.CHAMLEY,1979,1981).

Ce refroidissement n'est guère contestable,il est attesté par de très nombreux indicateurs paléoclimatiques qu'il s'agisse d'indicateurs paléobiologiques ou isotopiques.Un accroissement des teneurs en illite,minéral "primaire" témoin d'une diminution de l'intensité des altérations continentales va donc a priori dans le même sens.Cependant le fait suivant montre que cette relation doit être précisée.En effet,on constate que les teneurs en illite des sédiments sont assez clairement corrélées aux taux d'accumulation de la fraction argileuse.



Cette relation très nette quand on considère le pourcentage d'illite dans le sédiment l'est moins quand on considère le pourcentage d'illite dans la fraction argileuse,on a alors l'impression qu'il existe deux lignées de points.

En admettant que les quantités d'illite actuellement présentes dans les sédiments sont identiques a celles primitivement déposées (pas de diagenèse ni de remaniements),la corrélation observée signifierait que le pourcentage relatif d'illite présent dans les boues carbonatées est proportionnel au flux (masse par unité de surface et par unité de temps) d'argile apporté c'est à dire proportionnel au taux d'érosion des continents (et/ou au taux de transfert des argiles dans les zones à sédimentation carbonatée).L'augmentation des teneurs en illite depuis l'Oligocène n'est pas contradictoire avec un refroidissement des climats car ce dernier favorise la conservation de minéraux "primaires" comme l'illite.Toutefois c'est probablement parce que cette évolution climatique a été accompagnée d'un accroissement du taux d'érosion qu'on la perçoit aussi nettement dans les sédiments océaniques carbonatés.

Conclusion Dans les boues carbonatées et les craies de l'Atlantique Nord,la proportion d'illite varie au cours du temps.Depuis le Campanien les pourcentages d'illite présents dans les sédiments sont proportionnels aux taux d'accumulation de la fraction argileuse.Depuis l'Oligocène,cette variation est conforme à l'évolution connue des climats.Toutefois la relation entre proportions d'illite et taux d'accumulation de la fraction argileuse conduit à souligner le rôle de l'érosion.

H.CHAMLEY 1979,North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurasic.In Taiwani M.,Hay W.,Ryan W.B.F.,Eds.,Deep drilling results in the Atlantic Ocean: Continental margins and paleonvironment.Maurice Ewing ser.,Am.Geophys. Union,3,342-31.

H.CHAMLEY 1981.Long-term trends in clay deposition in the ocean.Oceanologica Acta,Spec.Iss.,105-110.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES NODULES CARBONATES DU PASSAGE CENOMANO-TURONIEN DU BASSIN D'AGADIR (MAROC)

CARBONATE NODULES AT THE CENOMANIAN-TURONIAN BOUNDARY AT AGADIR (MOROCCO)

S. TERRAB*, B. BEAUDOIN*, N. EL KAMALI**,*, M. PINAULT*

* Ecole des Mines de Paris, CGGM-Sédimentologie, 35 rue St-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex
** Université Cadi Ayad, Faculté des Sciences, Département de Géologie, BP 28/S, Agadir

The nodulization of the Cenomanian-Turonian boundary at Agadir section is essentially of diagenetic origin, due to differential compaction and carbonate transfer by dissolution at small and large scale.

Le bassin d'Agadir représente l'extrémité occidentale de la chaîne alpine du Haut-Atlas. Il présente, pour le Cénomano-Turonien, la série stratigraphique la plus complète qui affleure dans de bonnes conditions, surtout au niveau de la coupe étudiée, le long de la côte atlantique, à 20 km au Nord d'Agadir.

Le Cénomanien est constitué de marnes jaunes, intercalées de bancs calcaires lumachelliques. La partie supérieure (zone à *cushmani*) montre plusieurs niveaux décimétriques, riches en matière organique.

Le Turonien inférieur et moyen affleure sous forme d'une corniche calcaire, d'environ 100 m d'épaisseur, qui montre un aspect régulièrement stratifié. L'ensemble est constitué de lamines parallèles inframillimétriques, avec quelques rares niveaux bioturbés. Un calcul simple montre, sur un intervalle de 1,5 Ma, que chaque lamine représente environ 15 à 20 ans.

L'analyse détaillée, sur une épaisseur décamétrique, de la partie inférieure de la falaise turonienne (fig. 1) a montré une diversité de forme et de taille des nodules qui présentent pour la plupart des zones silicifiées. Cette silicification a touché également les sédiments encaissants en recoupant, par endroits, les lamines à l'emporte-pièce, indiquant ainsi qu'elle s'est effectuée en plusieurs phases au cours de la nodulisation.

Les nodules sont disposés selon des lits horizontaux qui se superposent les uns aux autres avec toutefois une disposition générale montrant un dispositif en quinconce à l'échelle du nodule et à celle de l'ensemble de la partie étudiée. Ceci souligne donc que la distribution de matière n'est pas homogène sur l'ensemble de l'affleurement et qu'il existe, aux diverses échelles, une concentration de carbonates dans une zone aux dépens d'une autre, aussi bien horizontalement que verticalement.

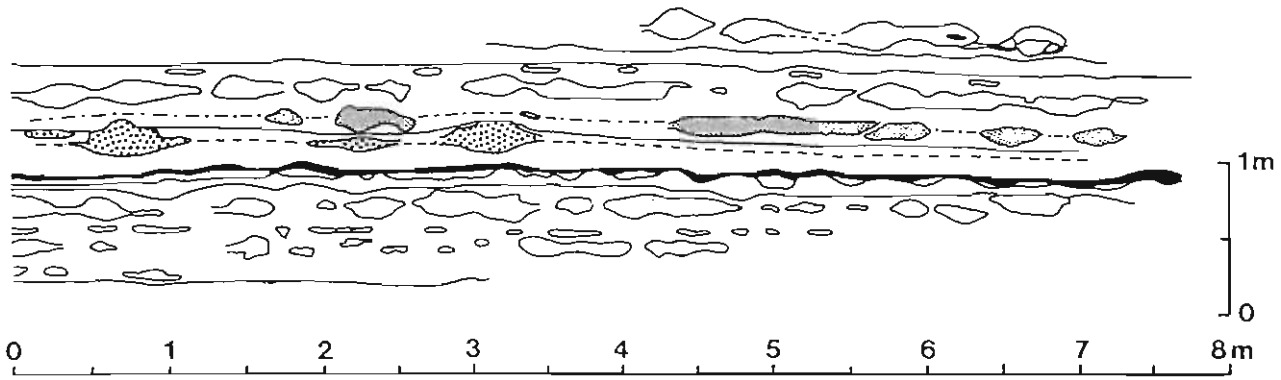


Fig. 1 - Les nodules du Turonien inférieur (détail).

Les lamines ne sont pas planes mais présentent des ondulations en passant au-dessous, au-dessus et dans les nodules, ce qui donne à l'affleurement un aspect général très chaotique, dû aux mouvements horizontaux, rotations et déformations engendrés par la compaction verticale.

La présence de petits nodules emprisonnés dans des concrétions de taille plus importante et la déformation continue des lamines autour des nodules d'une part, et de l'intérieur vers l'extérieur de ceux-ci d'autre part, indiquent que la odulisation fut progressive (Beaudoin *et al.*, 1989) avec une compaction pré- et post-silicification.

Les mesures du taux de compaction, macroscopiquement et microscopiquement, ont donné des valeurs allant de 1 à 8, ce qui révèle l'existence d'une soustraction de matière dans les zones présentant des taux de compaction élevés (>3). Ce transfert de matière a été également caractérisé à travers les teneurs en carbonates, à différents endroits d'un nodule mètrique étudié en détail, et de son encaissant.

Une analyse fine, à la microsonde électronique, (Terrab, 1990) au niveau de lames minces chevauchant la zone "surcompactée" et la zone peu compactée, a montré, *in situ,* que la variation des différents éléments composant le nodule (Ca, Si, Al, Fe) est en relation avec l'évolution diagénétique. Ainsi, un bilan de matières, établi au sein d'un même faisceau de lamines, a montré la diminution de la quantité de Ca dans la zone réduite en épaisseur, les quantités d'Al et de Fe n'ayant pas changé.

Ces résultats soulignent le caractère isotrope du sédiment originel et sa différenciation au cours de la diagénése par un transfert de carbonates à l'échelle de la lamine et de celle de l'ensemble des quelques mètres étudiés. Plusieurs questions restent cependant posées dont celle du rôle de la matière organique dans la nodulisation. C'est dans cet esprit qu'une étude complète du Turonien du bassin d'Agadir est actuellement développée.

Plus au Sud dans le bassin de Tarfaya, le Turonien présente une épaisseur moindre (25 m environ) et livre une faune fortement différente de celle des autres bassins marocains. Néanmoins, l'ensemble du Turonien de Tarfaya montre les mêmes phénomènes de nodulisation qu'à Agadir (Einsele et Wiedmann, 1982). Dans un but comparatif, leur étude est menée en parallèle dans les deux régions.

Références :

BEAUDOIN B., EL KAMALI N., MARRAKCHI C. (1989). - Nodulisation et compaction dans la série turonienne du bassin d'Agadir (Maroc). - 2ème Congr. Français de Sédimentologie, Livre des Résumés, p. 25-26.

EINSELE G., WIEDMANN J. (1982). - Turonian Black Shales in the Moroccan coastal basins : First upwelling in the Atlantic Ocean ? - *In* U. Von Rad *et al* . Ed., "Geology of the Northwest African Continental Margin", Berlin, Springer Verlag, p. 396-414.

TERRAB S. (1990). - Etude de la nodulisation au passage cénomano-turonien. Coupe d'Agadir (Maroc). - Mém. D.E.A., Univ. Paris Sud, Orléans, Paris VI, ENSMP, 70 p.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LES DEPOTS CYCLIQUES DU DOMAINE INTERTIDAL SUPERIEUR DANS LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

P
O
S
T
E
R

UPPER INTERTIDAL CYCLIC DEPOSITS IN THE MONT-SAINT-MICHEL BAY

Bernadette TESSIER
Laboratoire de Dynamique Sédimentaire et Structurale, URA 719
Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq

Since a few years, tidal cyclicities in ancient sediments are recognized within vertically accretional deposits as planar or ripple bedded heterolithic facies. These facies constitute prominent characteristics of tidal dynamics but they are still little investigated in modern sediments. In addition, their interpretation in ancient sediments as paleobathymetric indicators, remains difficult. The example of the recent deposits of the Mont-Saint-Michel Bay (Normandy) shows that these facies develop in the upper intertidal domain with very specific features, and demonstrates that precise conditions control their formation and preservation .

Depuis les travaux de Visser (1980), l'enregistrement sédimentaire des cycles tidaux semi-diurne, diurne et semi-lunaire constitue un critère fiable de reconnaissance des corps progradants d'origine tidale. Depuis quelques années seulement, cet enregistrement des fluctuations périodiques de l'énergie des courants de marée est également identifié dans les dépôts résultant d'une accrétion verticale de la sédimentation, et représentés par des alternances sablo-argileuses à lits plans ou à litage de rides de type flaser-, wavy- ou lenticular-bedding. Ces enregistrements verticaux sont reconnus dans des formations anciennes du Précambrien au Cénozoïque mais, curieusement, leur description dans les milieux actuels est encore rare.

Dans la zone estuarienne de la Baie du Mont-Saint-Michel, soumise à une dynamique macrotidale, le domaine intertidal supérieur, la haute slikke, est le siège d'une sédimentation active essentiellement contrôlée par les courants de marée.

Pendant le cycle semi-lunaire de morte-eau / vive-eau qui dure 14 jours, la haute slikke n'est recouverte que lors des vives-eaux (VE), c'est-à-dire pendant 5 à 6 jours seulement. Les mortes-eaux (ME) se marquent par une longue émersion d'environ une semaine.

Sur la haute slikke, à chaque marée de VE, se dépose un lit sableux plan ou sous forme de train de rides. Au moment de l'étale de pleine mer, une décantation s'opère et le lit sableux est moulé par un lit silto-argileux. Ce doublet, d'épaisseur plurimillimétrique à centimétrique, constitue l'apport sédimentaire d'une marée. C'est le cycle de marée (CM), équivalent dynamique du *Tidal Bundle* progradant dans les mégarides.

Le sédiment de la haute slikke est donc constitué par une succession de CM montrant parfois une organisation verticale précise liée au cycle semi-lunaire. En fonction principalement du litage, différents types d'enregistrements sont distingués :

- Dans le litage plan, les CM sont regroupés par micro-séquences d'environ 10 - 12 séparées les unes des autres par un lit silteux très noir. A l'intérieur de chaque séquence, les CM successifs se dilatent et s'amincissent progressivement. Ces séquences matérialisent le cycle de morte-eau / vive-eau. Le nombre de CM qu'elles contiennent correspond exactement à celui des marées qui atteignent effectivement la haute slikke. La dilatation des CM traduit l'augmentation d'énergie de la ME vers la VE, l'amincissement reflète le phénomène inverse. Enfin, l'émersion de ME est soulignée par le lit noir.

- Dans le litage de type flaser- et wavy-bedding, les CM sont également regroupés par séquences toujours limitées par un lit très noir. L'évolution de l'énergie se matérialise par un enchaînement précis des formes de litage. Le cycle semi-lunaire idéal débute toujours par 1 voire 2 CM plans, passant rapidement à du wavy-bedding puis du flaser-bedding en phase d'augmentation d'énergie, le flaser-bedding correspondant à l'énergie maximum. La diminution d'énergie se traduit par un retour progressif au wavy-bedding puis au litage plan. Le nombre de CM par cycle semi-lunaire est également voisin de la douzaine.

- Dans le litage de rides chevauchantes - ce terme est ici descriptif et désigne un litage engendré par la migration de rides souvent lingoïdes qui prennent naissance dans le creux des rides sous-jacentes, donnant au litage général un aspect chevauchant - deux types d'enregistrements sont reconnus. Dans le type I où chaque CM est représenté par un train de rides, les rides se chevauchent régulièrement pendant la phase d'énergie croissante, puis l'angle de chevauchement augmente peu à peu lors du retour vers la ME. Dans le type II, le train de rides, d'amplitude décimétrique, constitue la totalité du cycle semi-lunaire ; à l'intérieur de la ride, les lamines qui représentent les CM moulent d'abord la forme du train de rides sous-jacent, puis se redressent peu à peu et correspondent au lee-side de la ride. Elles redeviennent ensuite moulantes lors de la décroissance d'énergie. Ce dernier type résulte donc d'une accrétion latérale au cours d'une VE, et d'une accrétion globalement verticale pendant plusieurs VE successives.

Toutes ces formes d'enregistrement du cycle semi-lunaire sont relativement fréquentes dans les dépôts de la haute slikke mais leur occurrence répond à des conditions précises.

-Pour que soient enregistrés régulièrement les CM successifs, l'action des vagues pendant le et sur le lieu de dépôt est exclue. Un milieu protégé est donc nécessaire (chenal abandonné, point-bar de chenal secondaire). Par contre, les cycles semi-lunaires sont toujours bien enregistrés après, voire pendant, une période d'agitation au large. Ainsi des eaux suffisamment turbides pénètrent dans l'estuaire et déposent des CM épais qui ne sont pas érodés lors des marées suivantes. Lorsque ces conditions ne sont pas réunies, les cycles semi-lunaires enregistrés se caractérisent par des CM partiellement ou entièrement érodés. De tels cycles de ME / VE sont dits amalgamés et le taux d'amalgamation est lié à l'énergie du milieu.

Parmi toutes les caractérisques de ces faciès à cycles tidaux, un paramètre essentiel est à considérer. Il s'agit du nombre de CM enregistrés par cycle semi-lunaire. Ce nombre dépend en effet étroitement du milieu de dépôt dans le domaine tidal. Il diminue progressivement du domaine subtidal au domaine intertidal supérieur. Dans la baie du Mont-Saint-Michel, sur la haute slikke, les cycles semi-lunaires ne contiennent plus qu'une douzaine d'événements alors qui devraient en contenir théoriquement 28 en milieu subtidal compte-tenu du régime semi-diurne de la Baie (deux marées par jour). Dans une série ancienne, l'analyse des variations de ce nombre est par conséquent susceptible d'apporter de précieuses indications sur les tendances évolutives de la sédimentation. Ce nombre d'événements est néanmoins très délicat à interpréter puisqu'il dépend également du régime tidal de l'environnement, à savoir semi-diurne ou diurne (une marée par jour). Par conséquent, dans une formation ancienne, le nombre d'événements ne peut en aucun cas faire l'objet d'une interprétation ponctuelle basée sur la découverte de quelques cycles semi-lunaires seulement. Il ne sera éventuellement significatif que si l'analyse de son évolution est possible sur l'ensemble de la série considérée. Le régime tidal pourra ainsi être estimé à partir du cycle de ME / VE le plus complet. Alors seulement, l'ensemble des paramètres qui caractérisent ces faciès (nombre de CM, taux d'amalgamation, type de litage) constitueront des indicateurs fiables de milieu de dépôt et d'énergie.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ARCHITECTURE ET DYNAMIQUE DES DUNES TIDALES DU CHENAL DU CAP-FERRET (Bassin d'Arcachon)

ARCHITECTURE AND DYNAMICS OF TIDAL DUNES OF CAP-FERRET CHANNEL (Arcachon Basin)

F. THAURONT*, S. BERNÉ**, J.F. BOURILLET**, P. CIRAC***

* GDR GEDO, Université de Bretagne Occidentale, 29287 Brest Cedex
**Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, 29280 Plouzané cedex
*** Département Géologie et Océanologie, Université de Bordeaux 1, 33405 Talence Cédex

Abstract : Tidal dunes of the "Cap Ferret" channel, in the Bay of Arcachon, were investigated by high resolution geophysical tools in 1987 and 1989. The studied area displays flood dominated dunes in the inner part (landward), ebb-dominated dunes in the outer part (seaward). The boundary between the two zones consists of symetrical dunes. The comparison of the two surveys indicates that this boundary moved seaward of about 1000m.

Le bassin d'Arcachon est une lagune mésotidale isolée de l'océan Atlantique par la flèche sableuse du Cap-Ferret. Elle est constituée d'un large plateau vaseux entaillé par des chenaux de marée méandriformes.
Le chenal du Cap-Ferret, axe hydrologique principal de la lagune, a fait l'objet de deux campagnes de reconnaissance, Géodep 1 en 1987 et Géodep 2 en 1989.
Les données de sonar latéral, de sismique très haute résolution et de sondeur bathymétrique ont permis une première étude des corps sableux transverses du chenal.
Il s'agit de dunes,dont l'amplitude moyenne est de 2,4 mètres pour une longueur d'onde moyenne de 41 mètres.
La morphologie externe des dunes permet de différencier plusieurs formes réparties en trois zones le long du chenal :

(1) les dunes de flot qui ont un flanc raide orienté au nord et que l'on retrouve vers l'intérieur de la lagune ;

(2) les dunes de jusant qui présentent la morphologie inverse et qui occupent le début du chenal (coté océan) ;

(3) les dunes symétriques où les deux flancs ont un pendage équivalent et qui se trouvent en position intermédiaire.

Les anciennes directions de progradation des dunes sont révélées par la sismique, sous la forme de réflecteurs obliques. Elles sont généralement conformes aux directions actuelles. Dans certains cas cependant, des dunes à morphologie actuelle de flot (type 1) présentent une structure interne dominée par des réflecteurs obliques orientés dans le sens du jusant.
Il y a donc eu un changement des conditions hydrodynamiques et remobilisation des sédiments superficiels aboutissant à l'inversion des sens de transport résiduel par charriage.
La comparaison de l'orientation des dunes tidales entre 1987 et 1989 met en évidence une inversion de polarité de certaines dunes. Les formes à polarité de flot (type 1) progressent vers le Sud, de près d'un kilomètre dans la partie centrale du chenal et de 800 mètres sur ses flancs.
Plusieures hypothèses sur l'origine de ces modifications importantes peuvent être proposées :

- l'importance relative du flot et du jusant sur le transport sableux pourrait-être controlée par l'importance relative des vives eaux et des mortes eaux au cours d'une année ;
- l'action du vent pourrait modifier les transports résiduels, d'une part en générant des courants de dérive, d'autre part en modifiant la trajectoire et l'intensité des courants de vidange.

Les dunes tidales du bassin d'Arcachon sont profondément modifiées au cours de périodes inférieures ou égales à un an. Les phénomènes dont la période d'action est de quelques mois doivent être considérés comme les principaux agents hydrodynamiques à l'origine de ces modifications. L'accès à des modèles numériques de courant et des mesures *in situ* (tracages fluorescents) devraient permettre de mieux définir les processus d'évolution de ces dunes, qui jouent un rôle important dans le bilan des transits sableux affectant le Bassin d'Arcachon.

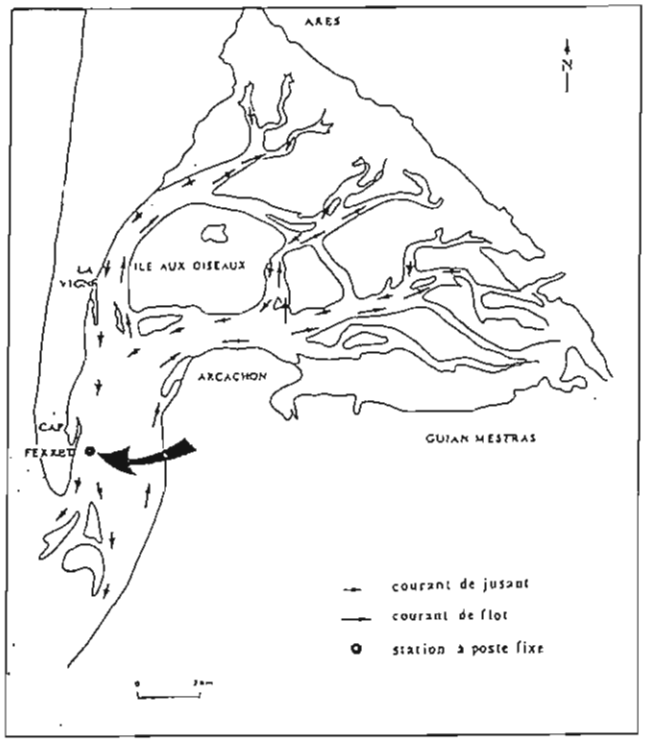


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude et direction des courants dominants dans le bassin (d'après Gassiat, 1989)

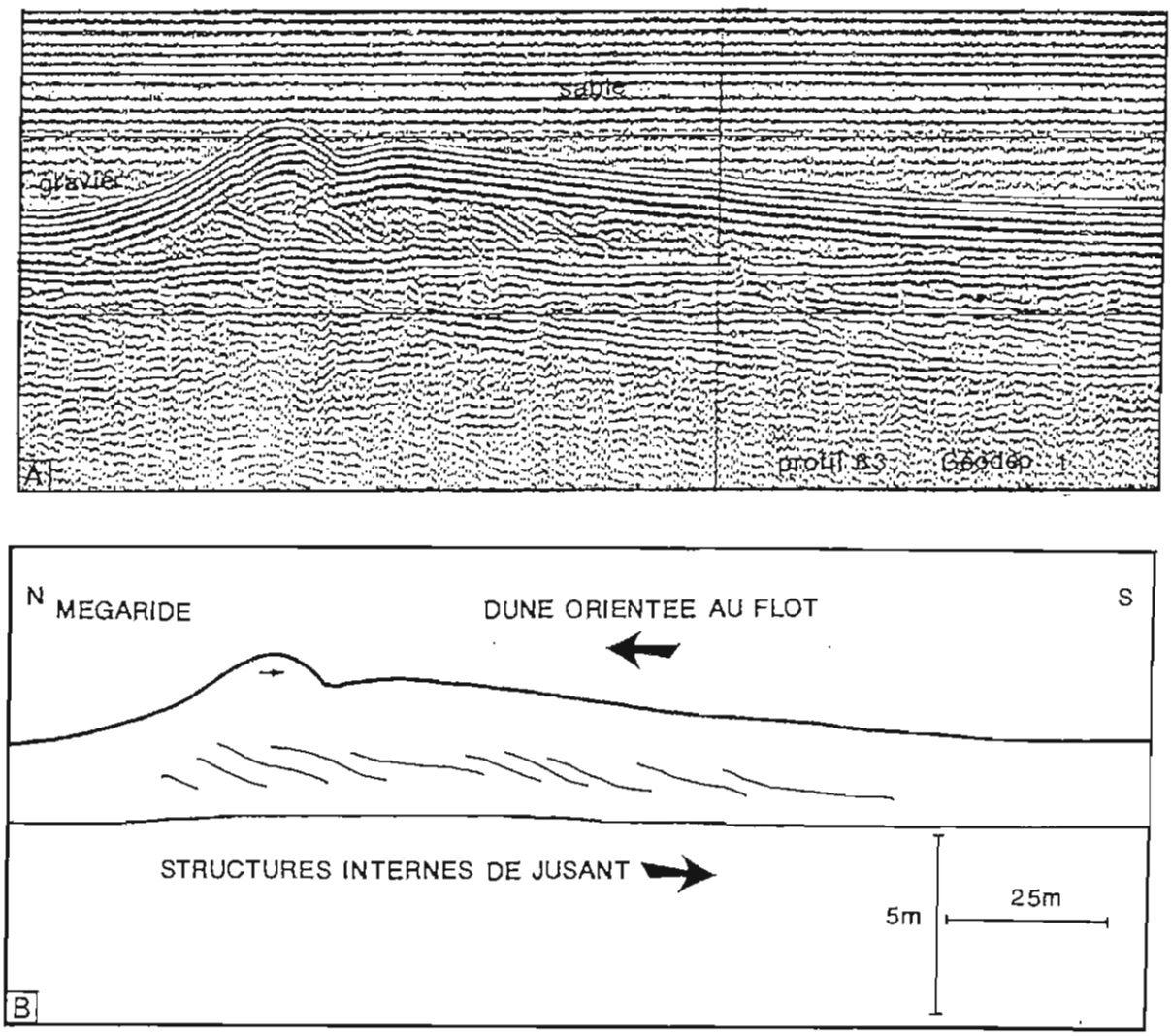


Figure 2 : Coupe sismique (A) et interprétation (B) d'une dune à morphologie externe dominée par le flot et à structure interne de jusant.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ACTION CONJUGUEE DE L'EUSTATISME ET DE LA TECTONIQUE DANS LE DEPOT DU COMPLEXE DELTAIQUE EOCENE SUPERIEUR-OLIGOCENE DE JACA (Espagne)

Gérard THOMAS, Jean DELFAUD, Jacqueline NEURDIN, Roger SABRIER

Laboratoire Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires, Université de Pau, 64000 PAU

The filling of Jaca basin consists of multiple sequences controlled by astronomic cycles, eustatic sealevel and compressive synsedimentary tectonic. Active and continuous subsidence allows the recording of tectonic phases, eustatic cycles during 3.5 My and 1.5 My whole the 42 parasequences within an average time of 80,000 years suggest an astronomic event.

Le complexe détritique éo-oligocène de Jaca traduit la phase de comblement du bassin d'avant-fosse de Jaca-Pampelune. Les dépocentres, qui migrent du Nord au Sud, forment une série épaisse (plus de 3000 m cumulés). Elle comprend en 3 mégaséquences qui sont constituées tour à tour de marnes bassinales, de grès margino-littoraux et de molasses continentales. La mégaséquence médiane, deltaïque, se compose tour à tour de 42 séquences d'avant-delta (regroupées en 4 lobes), de multiples séquences de milieux de delta (Couches Rouges) et de conglomérats de haut de delta (Fm Bara-Oroël).

L'eustatisme se retrouve dans les mégaséquences (Fig. 1). On reconnaît les prismes de bas niveau Ta-3.6 (= Grès de Sabiñanigo datés de la zone N 16 par M.J. Toledo [1]), le prisme Ta-4.1 = Turbidites de Gracionepel (définies par C. Puigdefabregas [2]) et le prisme Ta-4.4 = Série de transition à la base des Couches Rouges (voir H. Nuñez del Prado [3]). Les hauts niveaux correspondent tour à tour aux Marnes de Pampelune, aux 4 lobes d'avant-delta de Jaca [4], aux Couches Rouges médio-deltaïques de la base du Rupelien (où la remontée eustatique retarde le comblement par le delta).

Dans le détail, la charte des cycles de Vail comprend 3 cycles pour l'intervalle Ta-4.1-4.3. On est conduit à les paralléliser avec les 4 lobes d'avant-delta, le lobe supplémentaire pouvant résulter d'un redoublement d'origine tectonique.

La tectonique est active durant toute la sédimentation. Les plis NS tournant vers le N110 au Nord, sont édifiés durant la mégaséquence MS1 (1). Puis ils constituent une barrière qui limite l'extension des lobes 1 et 2 de la MS2 (fig. 2), ils s'effacent ensuite et le delta prograde largement vers le NW. Enfin des accidents décrochants EW dextres se manifestent durant la fin de MS2 et MS3 [5].

Au total, une subsidence très active et continue permet l'enregistrement des phases tectoniques, des cycles eustatiques de durées de 3,5 Ma et 1,5 Ma, puis de 42 paraséquences dont la durée moyenne de 80.000 ans suggère une cause astronomique.

REFERENCES

[1] J.M. TOLEDO (1990), *Thèse ENSPM*, 37-983.

[2] C. PUIGDEFABREGAS (1975).- *Pirineos*, v. 14, p. 1-108.

[3] H. NUÑEZ DEL PRADO (1986).- *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Pau.

[4] F. MEDJADJ, J. DELFAUD, J. NEURDIN, R. SABRIER (1985).- *6ème Congrès Europ. I.A.S.*, p. 108–110

[5] G. THOMAS, J. DELFAUD (1990).- *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 310, Série II, p. 801-806.

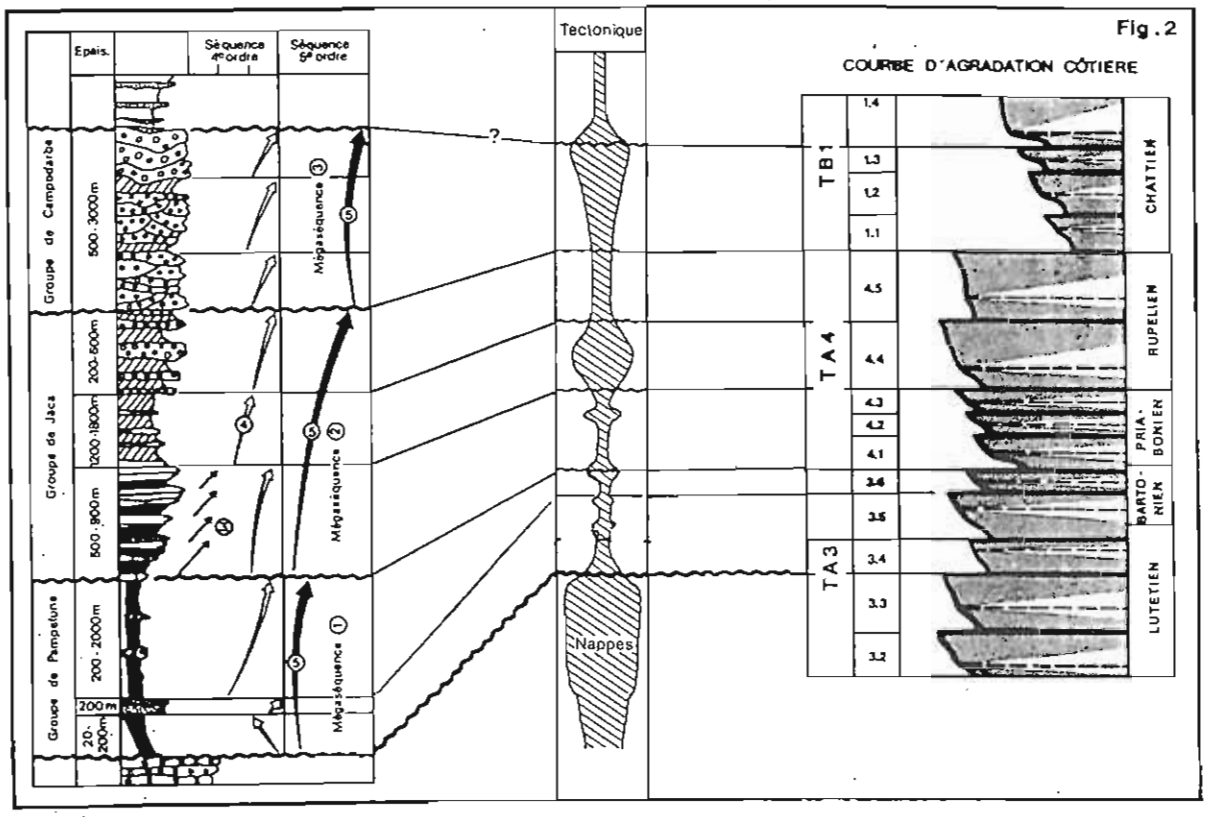


Fig. 1 - Parallélisme entre le découpage séquentiel et la charte de Haq et al., 1987.

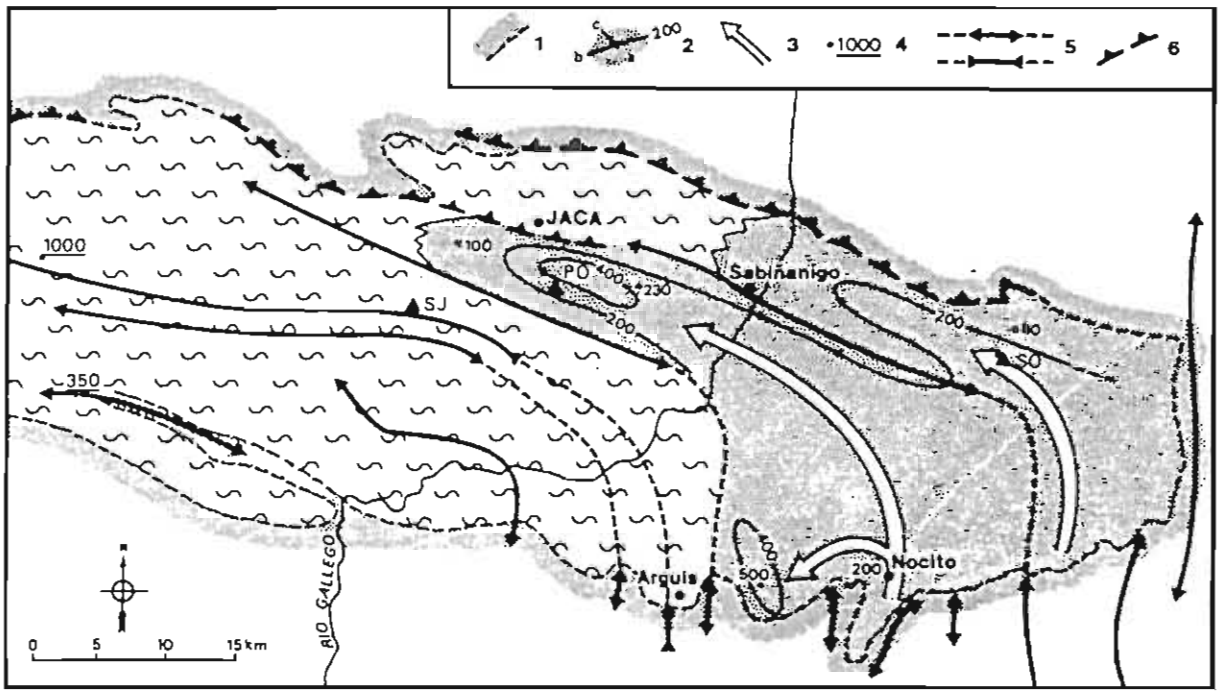


Fig. 2 - Les déformations synsédimentaires au cours du dépôt des lobes deltaïques L_1 et L_2.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

LA DERNIERE TRANSITION GLACIAIRE-INTERGLACIAIRE DANS LE LAGON DE MAYOTTE (CANAL DE MOZAMBIQUE, SW OCEAN INDIEN) ; PREMIERES DONNEES SUR LA SEDIMENTATION HOLOCENE ET LES PALEOENVIRONNEMENTS (*).

THOMASSIN Bernard A (1), ARNOUX A. (2), , EL MOUTAKI S. (3), FROGET C.† (4), KOUYOUMONTZAKIS G. (5), LEZINE A.-M. (3).

(1)Centre d'Océanologie de Marseille (CNRS-URA 41), Station marine d'Endoume, 13007 Marseille.

(2)Lab. Hydrologie et Molysmologie, Fac. Pharmacie, 13385 Marseille cedex 5.

(3)Lab. Géologie du Quaternaire ,CNRS Marseille-Luminy, Case 907, 13288 Marseille cedex 9.

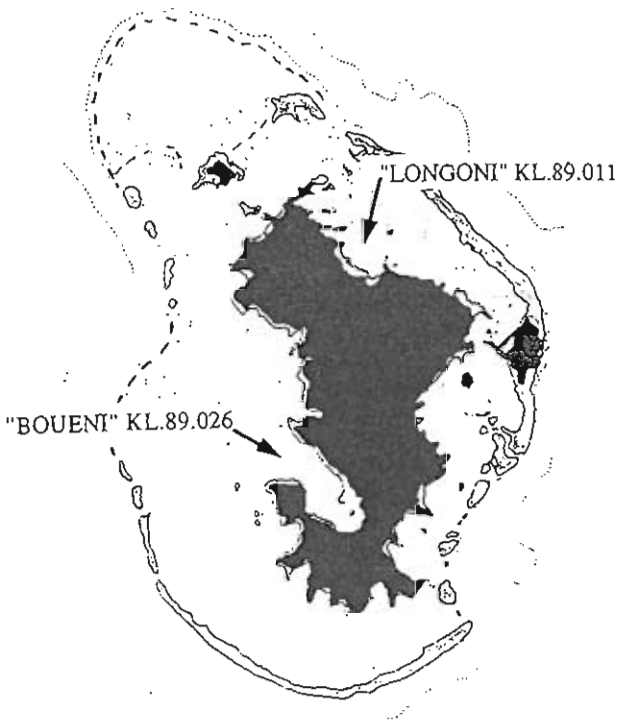
(4)Lab. Géologie, Fac. Sciences Marseille-Luminy, 13288 Marseille cedex 9.

(5)Centre de Sédimentologie-Paléontologie, Fac. Sciences, 13331 Marseille cedex 3,.

Abstract. The last glacial-interglacial transition in the Mayotte coral reef lagoon is studied from two sediment cores. In the SW area, the marine transgression reached the 60 m depth level near 10,000 y B.P. and induced there the growing of a mangrove belt, overlapping a paloeosoill. Following marine sedimentation in the lagoonal waters is everywhere muddy, with a peculiar increase in the uppest levels in response to modern landscape erosion, probably associated with anthropogenic effetcs.

Mayotte (archipel des Comores) est une île haute, volcanique, ceinturée par une barrière récifale quasi-continue qui délimite ainsi un lagon très étendu (≃ 1 000 km^2, largeur = 3-15 km, rapport surfaces "terres émergées/lagon" = 0,37) dont la profondeur est importante (30-45 m, avec des dépressions pouvant atteindre 60-80 m). La barrière récifale est ancienne (1,5 Ma ?) et est formée de plusieurs édifices récifaux superposés ; l'histoire quaternaire du lagon paraît complexe.

La sédimentation dans ce lagon , depuis le dernier stade glaciaire, a été étudiée à partir de profils sismiques haute résolution (Coudray et al., 1989) et de carottages (carottier à piston type Kullenberg ; campagne "Carlamay" du N.O. des T.A.A.F. "La Curieuse", 25/08-06/09/1989)(*). Les analyses granulométriques, bioclastiques, géochimiques et palynologiques de deux carottes prélevées dans des secteurs opposés de l'île apportent des précisions importantes sur la sédimentation dans ce lagon et sur la climatologie locale et régionale au cours de la dernière transgression marine.



La carotte "Bouéni", KL.89.026, dans le lagon S.W (12° 52' 35" S, 45° 05' 25" E). Elle a été prélevée par 56,3 m de profondeur (par rapport au zéro SHOM), à l'ouverture de la grande baie de Bouéni, dans un secteur du lagon particulièrement accidenté vers le large. Cette séquence sédimentaire présente, sur 5,5 m de longueur, 4 horizons bien individualisés, qui montrent la superposition de 2 séries terrigènes de part et d'autre de la profondeur 3,62 cm.

- *Horizon 1*, profond (-5,5 à -4,5 m). Il est constitué d'une argile compacte, gris-verte, à débris végétaux et morceaux de bois (matière org. M.O.= 10% environ), aux teneurs élevées en Al, Cr, Ni, Cu et Zn.. Celle-ci est particulièrement riche en spores de fougères. Cet horizon correspond à un paléosol ayant émergé lors de la dernière régression glacaire. Le niveau -5,5/-5,2 m est daté de 10.270 ± 410 a B.P.

- *Horizon 2* (-4,5 à -3,5 m). Il apparaît nettement comme un horizon de transition, constitué d'abord d'une argile organique très noire, puis d'une tourbe à débris figurés "tabac", elle-même recouverte, entre -3,62 et -3,55 m, par un lit de coquilles de mollusques marins (*Cerithidea, Cardium, Anadara, Saccostrea*). Ces sédiments sont très riches en M.O. (>20%) et particulièrement en C org. (10-15%), avec deux pics marqués vers -4,4 m et -3,8/-3,7 m. Au contraire, ils sont très pauvres

en $CaCO_3$. Si les teneurs en Al et Cr sont du même ordre quedans l'horizon sous-jacent, celles en Fe,Ni et Cu, bien qu'encore élevées, décroissent, tandis que celle en Mn chute. Les quantités maxima de pollens sont atteintes dans cet horizon. Les taxons correspondent : - à des palétuviers (*Rhizophora* dominant, surtout vers -3,8 m, niveau de développement réel d'une mangrove littorale, puis *Ceriops* t., maximum vers -3,3 m) ; - à de la forêt. Le développement de cette mangrove est synchrone du développement de cette végétation forestière à *Macaranga, Antidesma, Eugenia, Pausinystalia, Olea* et Moraceae), dont on trouve les traces jusqu'à -2,8 m. La datation des coquilles indique un âge de 10.990 $\pm$ 190 a B.P.

- *Horizon 3* (-3,5 à -0,3 m). Il est constitué d'un important dépôt de vases rougeâtres avec différentes passées coquillières (à Ptéropodes *Diacria* venant des eaux du large, à mollusques endogés -*Nassarius, Cardium*-, etc.). Leur teneur en carbonates croît nettement depuis -3,4 m jusqu'à -2,8 m pour osciller ensuite entre 60 et 80 % avec une baisse marquée vers le niveau -1,4/-1,2 m, tandis que la teneur en M.O. fluctue (10-18%) avec une teneur en C org. faible (<2%). En opposition avec ces variations, les teneurs en Al, Cr, Mn décroissent notablement de -3,5 m jusqu'à -2,8 m, pour diminuer progressivement jusqu'à -0,3 m, indiquant une modification de la sédimentation. L'analyse palynologique révèle la présence de kistes de Dinoflagellés marins à partir de -3 m , mais la densité de ces derniers n'atteint un palier qu'entre -2 m et -1 m , alors que les pollens de palétuviers régressent considérablement (<5%). Par ailleurs, les spores de Ptéridophytes sont toujours bien représentés ; les taxons forestiers restent présents avec, au-dessus de -2,8 m, une prédominance à *Podocarpus* associé à Combretaceae et *Alchornea*, et, au-dessus de -1,2 m ,une abondance de *Treculia, Pycnanthus* et *Trema*. Les datations de coquilles indiquent : 5.700 $\pm$ 970 a B.P., entre -1,8/-1,7 m , et 350 $\pm$ 280 a B.P., entre -0,3/-0,2 m.

-*Horizon 4* (-0,3 m à la surface). Cet horizon subactuel est constitué par un dépôt de vases rougeâtres très fluides, dans lesquelles les teneurs en M.O.augmentent légèrement (>15%), alors que celles en $CaCO_3$ chutent (50%). Cette sédimentation terrigène récente est marquée par une augmentation nette des teneurs en Al, Cr, Ni, Cu et Zn et, de façon moindre, en Fe et Mn. Les taxons polliniques en nette augmentation sont : *Phoenix*, les Graminées et les Cypéracées.

La carotte "Longoni" KL.89.011, dans le lagon N.E. (12° 42' 48" S, 45° 09' 11" E). Elle a été prélevée à l'ouverture de la baie de Longoni, par 39,6 m de profondeur (par rapport zéro du SHOM), dans un secteur du lagon montrant la topographie classique (Thomassin et al., 1989a, b ; Kouyoumontzakis, 1989). Cette séquence sédimentaire de 2,9 m de longueur ne présente que 3 horizons nets.

- *Horizon 1* (-2,9 à -2,35 m). Cet horizon profond est constitué d'une vase compacte, brun foncé-jaunâtre, très pauvre en carbonates (<5%) et moyennement riche en M.O. (10-12%), mais à teneur en C org. faible (0,4%). Ces altérites sont par contre très riches en Al, Cr, Fe, Ni et Cu, mais pauvres en Mn.

- *Horizon 2* (-2,3 à -0,7 m). Cet horizon vaseux débute par un lit de coquilles et débris d'Acropores qui indique le début d'une séquence marine (dépôt de plage ou d'arrière récif ?) ; par la suite, une passée à coquilles d'huîtres s'y observe à -1,7 m. D'où un net accroissement des teneurs en carbonates (de<5% à >30%, avec des maxima entre 50-60%). Les teneurs en M.O. et C org. augmentent elles aussi (= 15% et >0,8% respectivement). Cette sédimentation est caractérisée par une chute nette des teneurs en Cr, Fe, Ni, Cu qui atteignent un minimum vers -1,3/-1,1 m.

- *Horizon 3* (-0,7 m à la surface). Il est constitué d'une vase marron, assez riche en débris coquilliers (huîtres et gastéropodes endogés). Un net enrichissement en Al, Fe, Ni, Cu caractérise ces dépôts récents qui correspondent à une nouvelle phase d'apports terrigènes résultant de transport d'altérites important en relation avec la reprise d'une érosion importante dans l'île, concommittante de l'accroissement des effets anthropiques.

CONCLUSIONS : PALEOENVIRONNEMENTS ET COURBE DE REMONTEE DU NIVEAU DE LA MER.

En **baie de Bouéni** , une mangrove littorale se développe très ponctuellement, lors d'un ralentissement de la transgression marine, vers 10.000 a B.P., au-dessus d'un paléosol ayant émergé. Elle témoigne de la position du niveau de la mer à -61 m par rapport au niveau actuel, vers cet âge ; ce résultat est très proche de ceux trouvés en Mer Caraïbes (Bard et al. 1990) à partir de coraux. Auparavant, la végétation herbacée composée de fougères attesterait l'existence, dans ce secteur SW de l'île, d'un climat d'altitude moyenne, semblable à celui d'aujourd'hui vers 600 m dans le Sud de Mayotte (Choungui) , dans des conditions de sécheresse sous l'influence des alizés du S.E.. Par contre, la végétation forestière qui se développe en même temps que la mangrove indique un changement climatique majeur, avec apparition d'un climat plus humide, semblable à celui que l'on rencontre aujourd'hui au Nord de l'île, sous l'influence plus prononcée des flux saisonniers de la mousson malgache.

Les taux de sédimentation moyens obtenus à partir des datations ^{14}C varient entre 0,2845 $cm.an^{-1}$ dans le niveau inférieur à -3,6 m et 0,03834 $cm.an^{-1}$ dans le niveau supérieur, soit une sédimentation 10 fois supérieur dans la séquence organique, continentale et marine frangeante, de la base, que dans la séquence argileuse, marine et typiquement lagonaire, du sommet. Dans les niveaux superficiels, on observe une reprise des apports terrigènes riches en Al, Cr, Fe, associés à une reprise de l'érosion.

En **baie de Longoni**, la transgression marine recouvre les sols auparavant émergés à la cote -42 m (par rapport au zéro du SHOM.) La sédimentation marine, qui débute par des laisses de plage, est à dominante argileuse (>80% de lutites) tout au long de la séquence, même si les caractéristiques géochimiques varient en relation avec les apports terrigènes massifs. En l'absence de datation, le taux de sédimentation n'a pû être évalué.

---

* Programme CORDET 1989-90 "L'érosion à Mayotte et ses conséquences sur la sédimentation et les communautés du lagon" (coordonnateur : Prof. J. COUDRAY) + soutien CNRS/INSU (B.A. THOMASSIN). Campagne à la mer réalisée avec le concours des T.A.A.F. et du Service des Pêches de Mayotte (J.-M. MAGGIORANI et coll.).

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

QUI CONSTRUIT LES PYRAMIDES ABYSSALES ?

Virginie TILOT
IFREMER, DRO/EP, BP 70, F-29280 Plouzané

De nombreuses traces de bioturbation, ainsi que leurs auteurs, furent photographiés lors de campagnes exploratoires dans une province à nodules polymétalliques se situant entre 127°W-135°W et 12°N-15°N. En effet les systèmes d'exploration RAIE, Epaulard et le submersible Nautile ont permis de prendre plus de 200000 photographies du fond le long de 1700 km de transects, dans des régions de collines abyssales. Sur certains types de substrats, nous pouvons observer une forme particulière de bioperturbation. Celle-ci prend l'aspect d'un tumulus allongé, de 2 m de long sur 50 cm de large, surmonté d'une dépression centrale. L'auteur de cette bioturbation est un vers échiurien de la famille des *Bonelliidae* pouvant étendre sa trompe à plus de 10 m sur la couverture nodulifère et sédimentaire. La taille et la forme de ces tumuli donnent des indications sur l'éthologie de ces vers. Une corrélation a pu être mise en évidence entre ce type de bioturbation, des conditions environnementales particulières et certains assemblages de la mégafaune épibenthique.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ETUDE SISMIQUE HAUTE RESOLUTION D'UN BANC SABLEUX TIDAL LE MIDDELKERKE BANK - MER DU NORD MERIDIONNALE

HIGH RESOLUTION SEISMIC STUDY OF A TIDAL SAND BANK THE MIDDELKERKE BANK - SOUTHERN NORTH SEA

Alain TRENTESAUX*, Serge BERNE** et Marc DE BATIST***

* Boursier IFREMER/Région Nord Pas-de-Calais, Université de Lille I, laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale, F-59655 Villeneuve d'Ascq Cédex

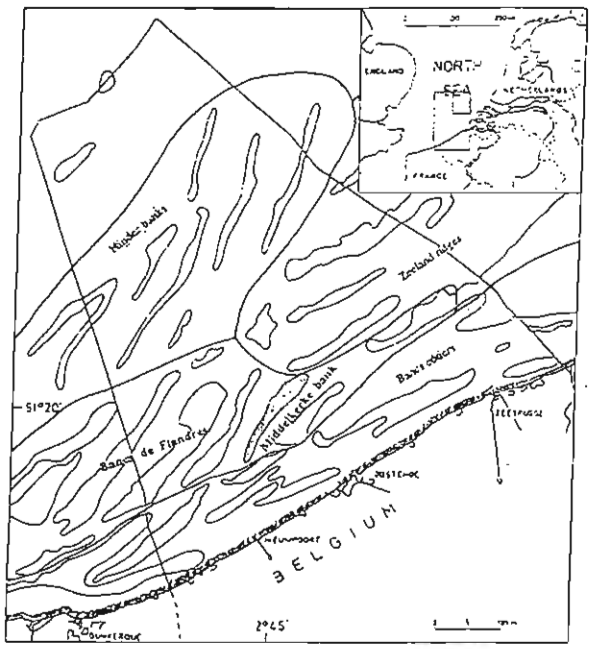
** Laboratoire "Environnements Sédimentaires", IFREMER-DRO/GM, 29280 Plouzané Cédex

*** Renard Centre of Marine Geology, Geologisch instituut, Krijgslaan,281 S8,B-9000 Gent

The Middelkerke bank, a linear sand bank located some15 km off the belgian coast, is one of the Flemish Banks, the precise origin of which is still controversed. Its internal structure has been investigated by means of high resolution seismics in the framework of the MAST 0025-C project : RESECUSED. A dense grid of seismic profiles allowed to identify a number of uncomformable surfaces, bounding 7 seismic units. 4 of these were sampled in a nearby borehole. Observations on the shape and seismic facies of these units show an evolution from a continental or very nearshore environment to the present shelf environment. The directions of internal reflectors indicate various directions of progradation.

L'origine des bancs sableux de plateforme demeure très discutée. La plupart des ouvrages (voir en particulier Tillman, Swift et Walker, SEPM Short course n°13, 1985) distinguent les corps dont l'origine est attribuée à la houle et ceux crées par les courants de marée. La côte Est des Etats Unis et la Mer du Nord fourniraient des exemples actuels de ces deux types.

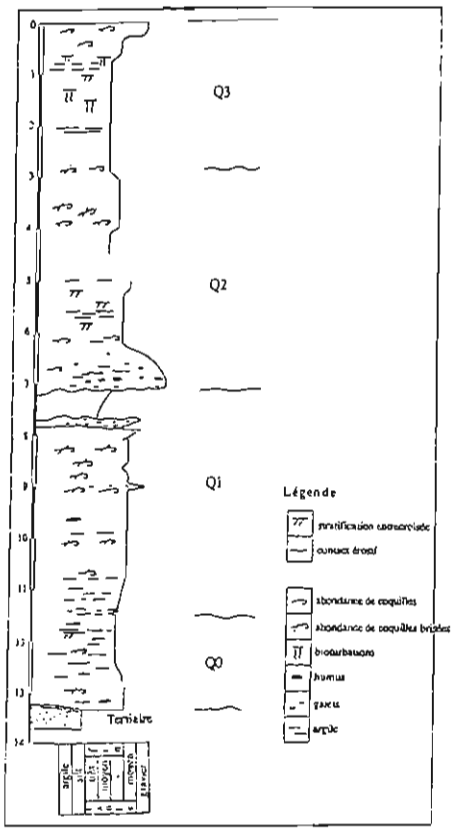
Dans le cadre du programme européen MArine Science and Technology (MAST) sur les relations entre les courants marins et la mobilité des sédiments dans la Mer du Nord (projet 0025-C : RESECUSED coordonné par le Professeur de Moor, Université de Gand), le banc de Middelkerke a fait l'objet d'études de sédimentologie, géophysique et courantométrie. Le présent travail se propose de décrire les principaux enseignements tirés de l'étude sismique haute résolution de l'architecture du banc.



Le banc de Middelkerke fait partie des bancs de Flandres. Il est situé à 15 km au large des côtes belges (Fig. ci-contre). C'est un corps sableux de grande taille : 15x4 km, allongé obliquement par rapport au rivage, et d'une épaisseur maximale de 25 mètres. L'étude sismique haute résolution a été entreprise avec un enregistrement numérique et analogique, utilisant un nouveau type de sparker le long d'une grille couvrant l'ensemble du banc et d'une densité suffisante pour en permettre une reconstitution tridimensionnelle.

Le dépouillement des profils sismiques permet de distinguer des réflecteurs de trois ordres.

1- La limite Tertiaire/Quaternaire, bien marquée sur les profils est caractérisée par le passage entre l'Argile des Flandres éocène et le Quaternaire sableux. C'est une surface de discordance sub-horizontale entaillée par des paléochenaux.



2 - Les réflecteurs principaux. De grande extension latérale, ils sont les marqueurs d'évenements importants de l'histoire du banc. Ces réflecteurs délimitent des unités sismiques définies par leur localisation, leur forme, leur épaisseur maximale, leur faciès sismique et leur réflecteurs internes. La précision de leur position dans l'espace grâce notamment aux croisements entre les profils permet une modélisation tridimensionnelle de ces différentes surfaces.

3 - Les réflecteurs internes. Ils sont d'extension latérale trop faible pour pouvoir être suivis le long de tous les profils. Ils marquent des surfaces de progradation ou d'érosion au sein des unités sismiques.

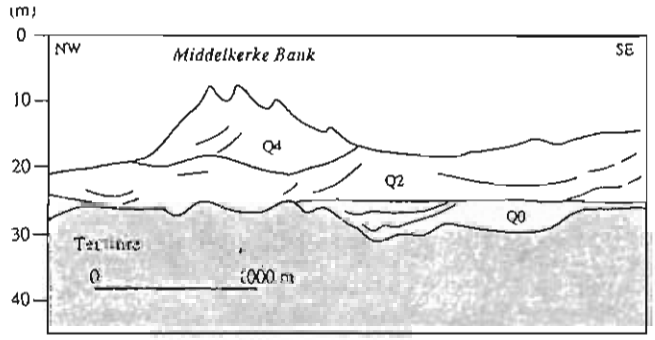
Sept séquences sismiques Q_0 à Q_6, délimitées par des discontinuités, ont ainsi été définies. Certaines présentent des directions de progradation différentes et traduisent donc des phases de construction bien distinctes (Fig. ci-dessous).

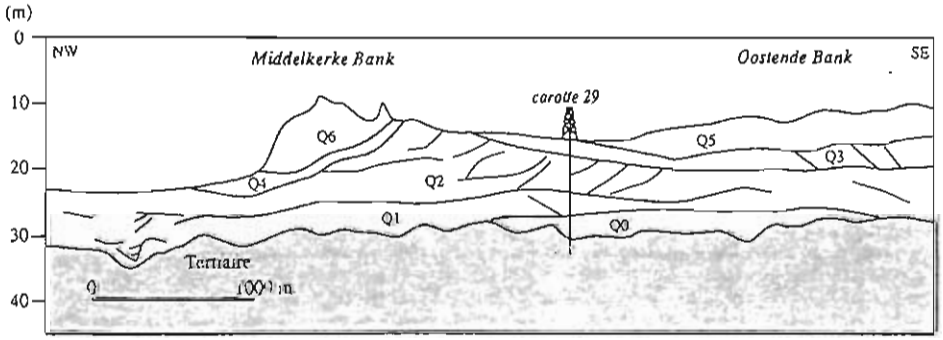
Un forage de 13,75 m atteignant le Tertiaire et effectué par le Service Géologique Belge a permi de dresser une colonne lithologique (Fig. ci-contre) et d'identifier les quatre unités sismiques inférieures définies par la sismique. Elle nous permet de comparer les faciès lithologiques et sismiques et de préciser la vitesse des ondes acoustiques dans le sédiment : de l'ordre de 1600 $m.s^{-1}$.

On observe de la base au sommet :

L'unité Q_0 riche en débris humiques et argileux qui débute par un niveau grossier de silex roulés et de galets de marcassite. L'unité Q_1 dont la teneur en coquilles augmente aux dépends des niveaux humiques et argileux. L'unité Q_2 est marquée à sa limite inférieure par un niveau de gravier. Elle est marquée par l'abondance de figures d'entrecroisements. L'unité Q_3 dans laquelle apparaissent des bioturbations.

A partir des informations lithologiques et sismiques, un scénario de mise en place du banc est proposé, discutant de la part relative des differents agents hydrodynamiques et des variations du niveau de la mer au Quaternaire.





3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES MESOZOIQUES D'APRES LE FORAGE CAROTTE DE MONTCORNET (AISNE)

POSTER

MESOZOIC SEDIMENTARY ENVIRONMENTS FROM THE BOREHOLE OF MONTCORNET (AISNE, NORTH OF FRANCE)

A. TROUILLER*, H. CHAMLEY**, P. DEBRABANT**, J.-F. DECONINCK** & P. RECOURT**

* Agence Nationale pour la Gestion des Déchets Radioactifs, Route du Panorama Robert Schumann
B.P. 38 92 Fontenay-aux-Roses

** Université de Lille I,
Dynamique sédimentaire et structurale, URA 719 C.N.R.S.
59655 Villeneuve d'Ascq CEDEX

During Early Liassic, continental influences are expressed by the deposition of illite and kaolinite bearing clays with continental organic matter coming from the Ardenne-Eifel massif. More marine conditions characterize Late Liassic clayey deposits enriched in marine organic matter and smectites. Aalenian to Late Bathonian deposits are composed of oolitic limestones. A hardground occurs at the boundary between Bathonian and Callovo-Oxfordian formations which are composed of smectite-rich clays and altemating limestones in the upper part. A dolomitic horizon in the Kimmeridgian indicates subaerial exposure at the end of the Jurassic. Late Albian and Cenomanian glauconitic silts and sandstones indicate deltaic environments while Turonian marls and chalks indicate offshore deposits. Detrital inputs of illite and kaolinite occurring during the Cenomanian are due to strong erosion on the rejuvenated Londres-Brabant massif.

I - CONTEXTE DE L'ETUDE

La reconstitution de l'environnement sédimentaire, structural et hydrogéologique et la création d'un modèle géologique à trois dimensions s'appuient sur des moyens d'investigation très divers : photographies aériennes, cartographie de surface, sismique réflection haute résolution et forages profonds, dont un carotté en continu de 1 123 mètres de profondeur.

II - METHODES D'ETUDES EMPLOYEES SUR LE FORAGE

Le forage carotté devait fournir les caractéristiques géologiques, géochimiques mais aussi géotechniques de terrains traversés. Pour que les argiles soient prélevées au mieux, des carottiers à triple paroi ont été utilisés dans ces niveaux.

L'acquisition des données s'est faite de deux manières :

- en instantané pour approcher l'état des roches en place, avec enregistrement en continu des paramètres de forage et étude des carottes dès leur sortie du trou : levé lithologique et structural, photographie en déroulé, essais géotechniques, granulométrie et analyses chimiques simples ;

- en différé, avec diagraphies "classiques" (neutron, résistivité, ...), imagerie de paroi et sonde géochimique, et avec analyses et déterminations plus complètes sur des échantillons prélevés systématiquement et conditionnés sur le chantier moins de trois heures après la sortie des carottes. Parmi les prélèvements destinés à approfondir certains points particuliers, 626 échantillons ont été utilisés pour déterminer les assemblages minéralogiques argileux.

L'acquisition de données multiples à partir de méthodes différentes a permis de croiser les informations pour interpréter les résultats. L'environnement sédimentaire et son évolution pendant le Jurassique et le Crétacé ont été reconstitués à partir du levé lithologique, de la minéralogie des argiles, de l'étude de la matière organique et de la biostratigraphie (Ammonites, Foraminifères, Ostracodes, pollens, Dinoflagellés, nannoflore ...).

III - SEDIMENTOLOGIE

La région de Montcornet se situe en domaine marin de plate-forme depuis l'Hettangien jusqu'au Kimméridgien, période qui voit l'émersion de cette région.

Pendant l'Hettangien et le Sinémurien, la sédimentation argilo-carbonatée s'effectue en domaine marin proximal sous faible tranche d'eau, avec apports de matière organique d'origine continentale et argiles dominées par des illites et kaolinites détritiques provenant principalement du Massif Ardenne-Eifel. Puis des sédiments marneux se déposent sur une plate-forme externe. Cette dernière subsiste pendant le Carixien (apparition de smectites) et le Domérien, dont les faciès très faiblement carbonatés reflètent un milieu marin du large. La nature de la matière organique et l'abondance d'illite et de kaolinite indiquent cependant une influence continentale marquée. La fin du Domérien est caractérisée par un niveau de silts argilo-carbonatés déposés sous une très faible tranche d'eau.

Le Toarcien inférieur à matière organique marine (algues tasmacées) et smectites traduit un milieu marin franc pauvre en oxygène, qui passe dès le Toarcien supérieur à un dépôt enrichi en matière organique continentale et en kaolinite. Les calcaires oolithiques de plate-forme externe à smectites de l'Aalénien au Bathonien inférieur, puis de plate-forme interne au Bathonien supérieur, se terminent par un hard-ground qui marque le passage avec l'ensemble Callovo-Oxfordien.

Cet ensemble présente une sédimentation détritique très fine de domaine marin franc, à smectites abondantes provenant en partie de l'Atlantique et matière organique sapropélique. L'influence continentale est toutefois attestée par la présence de zircons et de rares feldspaths détritiques. Les faciès deviennent de plus en plus carbonatés vers le haut, avec apparition de récifs dans l'Oxfordien supérieur. L'Oxfordien terminal et le Kimméridgien basal sont constitués d'une alternance d'argiles, de calcaires et de sables déposés en milieu de plate-forme interne, précédant un niveau dolomitique qui marque l'émersion fini-jurassique.

Les premiers dépôts du Crétacé sont datés de l'Albien supérieur au Cénomanien : les silts, grès et argiles à glauconie traduisent des faciès prodeltaïques évoluant progressivement vers des dépôts de front deltaïque. Le passage aux marnes du Turonien inférieur (dièves), déposées en milieu marin franc, est la conséquence de la remontée générale du niveau marin. Les dièves font place à la craie déposée sur une plate-forme externe. Les smectites, qui dominent le cortège argileux, sont accompagnées d'illite croissante à partir du Cénomanien moyen puis de kaolinite à partir du Cénomanien supérieur. Ce changement minéralogique à caractère régional constitue l'expression d'une reprise d'érosion consécutive à une déstabilisation du massif Londres-Brabant.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

CHEMICAL CYCLICITY AND CORRELATION OF LOWER LIAS MUDSTONES USING GAMMA RAY LOGS, YORKSHIRE, U.K.

F.S.P. van Buchem [1&2], D.H. Melnyk[3] and I.N. McCave[2]

1: Institut Français du Pétrole, 92506 Rueil-Malmaison Cedex, France

2: Department of Earth Sciences, University of Cambridge, UK

3: BP Research Centre, Sunbury-on-Thames, UK and Paleoservices, Sandons Road, Watford, UK

The Lower Lias exposed along the Yorkshire coast (Redcar and Robin Hood's Bay) consists of a series of shallow marine mudstones (Redcar Mudstone Formation) which can be subdivided based on sedimentological features in five units. In stratigraphic order they are: the Calcareous Shales rich in *Gryphea* beds, the Silicious Shales with abundant bioturbated sandy layers, the black and very fine grained Pyritous Shales, the silty Banded Shales, and at the top the increasingly sandy Ironstone Shales.

The palaeoecological and sedimentological understanding (Sellwood, 1972; van Buchem and McCave, 1989) provides an excellent background for a detailed study of the different aspects of the radioactive element distribution in this marine mudstone series. Three aspects are highlighted:

1) outcrop to borehole total gamma-ray correlation

Natural gamma-ray spectrometry allowed the radioactive characterisation of the shallow marine Redcar Mudstone Formation, which corresponds very well with the gamma-ray log of the Felixkirk Borehole in the western part of the basin. This illustrates the usefulnes of the method to tie outcrop (type) sections to available well logs in the same basin. A subdivision of the mudstone series based on the gamma-ray spectrometry curves matches closely the facies subdivision which is based on the detailed sedimentological analysis.

2) radioactive mineral distribution

The distribution of Th (ppm), K (%) and U (ppm) are generally highly correlated with the total radioactivity. However, anomalies do occur and they appear to mark major changes in the sedimentary environment of the Cleveland Basin: a peak in the Th/K ratio can be related to an iron-oolitic horizon marking a condensed sequence in the early/mid Sinemurian; a sharp fall in the Th/K ratio followed by high U values is related to an inferred deepening event and sedimentation under dysaerobic conditions (early Pliensbachian transgression).

Comparison with mineralogical (clays) and chemical (Si/Al and Al/K ratio, V, TOC) profiles of the same section allows for an evaluation of the significance of radioactive element distribution in terms of grainsize, run-off and oxygenation indicators. The Th- and K-bearing sediment fractions responded on a facies scale, indicating a major change

in the composition of the terrestrial influx in the early Pliensbachian (sharp increase kaolinite content), and to a lesser extent on a layer scale, probably reflecting grainsize separation during transportation and deposition. The U fraction supplied less ambiguous information about the depositional conditions, higher values being found together with V and TOC peaks indicating relatively less oxic conditions in the water column leading to anoxic reducing conditions at shallow depth in the sediment or indeed at the sediment/water interface.

3) frequency distribution in total gamma ray signal

A spline curve fitted through the total radioactivity data emphasises low frequency cyclicity (wavelengths of between 10 and 30 meters) within the outcrop section. These cycles appear to be correlatable with cycles of comparable wavelengths in the low-pass filtered gamma-ray log of the Felixkirk Borehole.

Spectral frequency contour mapping of the adjacent Felixkirk Borehole showed that there is a consistent pattern in the occurrences of shifts in the high frequency (< 3m) distribution. The maximum peak of the eccentricity frequency (which dominates the record) is found in sections marked by increases in the total gamma-ray distribution, and coincide with transgressive phases. This higher sensitivity of the depositional system to register the 100 ka regular changes in the environment is believed to be related to the higher sedimentation rate during these intervals. This is possibly due to the increasing water depth allowing relatively greater preservation of depositional sequences and decreased frequency of erosional reworking, i.e. a greater stratigraphic completeness. The Milankovitch mechanisms (whatever they are) most likely act at all times but during deepening phases their effects are best preserved. The related question why at some times the eccentricity signal is best preserved, while at others the obliquity and/or precession signal is dominant (e.g. the Banded Shales) probably has a cause different from enhanced preservation and stratigraphic completeness (e.g. of 0-800 ka, > 800 in the Pleistocene).

This paper shows that the combination of the natural gamma-ray spectrometry with the frequency contour mapping technique allows a rapid recognition of relatively condensed/regressive phases and relatively expanded/transgressive phases. For the sequence stratigraphic interpretation of marine mudstone sequences this may well prove to be a very powerful approach.

Sellwood B.W. (1972) Regional environmental changes across a lower Jurassic Stage-boundary in Britain, Paleontology, 15, 125-157

van Buchem F.S.P. and McCave I.N. (1989) Cyclic sedimentation patterns in Lower Lias mudstones of Yorkshire (GB), Terra Nova, 1, 461-467

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

APERÇU DE LA STRUCTURE ET DU REMPLISSAGE LACUSTRE DU LAC DU BOURGET PAR SISMIQUE HAUTE RESOLUTION

OUTLINE OF THE STRUCTURE AND THE LACUSTRINE INFILL OF LAKE LE BOURGET BY HIGH RESOLUTION SEISMICS

P
O
S
T
E
R

Pieter VAN RENSBERGEN*, Marc DE BATIST*, Christian BECK** et Erwin VAN HEUVERSWYN*

* Renard Centre of Marine Geology, Geologisch Instituut, Krijgslaan 281 S8, B-9000 Gent
** Laboratoire de Géodynamique, Université de Savoie, BP 1104, F-73011 Chambéry Cedex

A high-resolution reflection seismic survey on Lake le Bourget (northwestern Alps), during which the entire post-Neogene lacustrine infilling was penetrated, allowed a description of the pre-Holocene morphology, a seismostratigraphic analysis of the Holocene lacustrine sediments and the identification of several faults, including possible active ones. Different sedimentary processes, related to seismotectonic or climatic events, are discussed.

Le Lac du Bourget, d'une largeur moyenne de 2,5 km et d'une longueur de 18 km, est situé au confins du Jura méridional des chaînes subalpines (Massif des Bauges). Il est parallèle et intercalé entre deux chainons anticlinaux chevauchant vers l'Ouest. Son creusement, Würmien, c'est fait aux dépens d'un substratum mésozoique, néogène (molasse), ou quaternaire plus ancien (Riss et inter-Riss-Würm).

Une première campagne sismique haute résolution a été effectuée sur le Lac du Bourget en mars 1991 par le RCMG (Université de Gand, Belgique) en collaboration avec le Laboratoire de Géodynamique (Université de Savoie, Chambéry). Dans cette optique, la méthodologie classique de la sismique réflection marine a été adaptée pour une utilisation en eau douce. La source acoustique, un nouveau type de sparker multi-électrode placé très près de la surface, était contenu dans une manchon rempli d'eau salée. L'enregistrement s'est fait en monotrace analogique.

Cette première reconnaissance a fourni un grand volume de données d'excellente qualité : 57 profils sismiques d'une longueur totale de 165 km. Sur environ 20 % des profils (de les parties les moins profondes) des bulles de gaz (matière organique en décomposition) empêchent toute pénétration. Ailleurs la pénétration dépasse 200 ms et atteint le substratum molassique.

Une interprétation préliminaire a permis de décrire la morphologie du bassin, de localiser les accidents les plus importants et de définir un nombre de séquences sismiques.

Le substratum molassique a la forme d'un bassin allongé à pentes raides à l'Ouest et à l'Est. Au nord et au sud le fond du bassin est près de la surface et dans la partie centrale il atteint une profondeur importante. La pente Ouest est caractérisée par deux plateformes, qui peuvent être suivies sur toute la longueur du Lac et qui sont probablement liées à la présence de failles. A l'Est la molasse est recouverte de sédiments lacustres pré-Holocenes, témoins d'un lac pré-Würmien.

6 séquences sismiques peuvent être reconnues dans le remplissage Holocene du Lac. Celles-ci sont définies par des surfaces discordantes, par leur faciès sismique et la disposition des réflecteurs internes.

Séquence 1 : montre de réflections irrégulières et ondulantes, avec localement des clinoformes sigmoïdales à pente raide. Vers le centre du bassin les réflecteurs deviennent parallèles et continus.

Séquence 2 : est caractérisée par l'absence de réflections internes au centre du bassin ; vers les marges quelques réflections parallèles apparaissent. La séquence peut être divisée en deux séries : dans la série inférieure les réflecteurs se terminent en biseau d'agradation

contre le sommet de séquence 1 (surface S2) ; dans la série supérieure il se terminent en biseau d'agradation contre la série sous-jacente.
Séquence 3 : constituée de réflecteurs parallèles drapés, se terminant en biseau d'agradation contre les surfaces S1, S2 ou S3.
Séquence 4 : montre des réflecteurs internes divergents vers le sud. La surface S4 est une surface basale d'agradation, importante dans la région du Sierroz et près de la Leysse. Autour d'Aix-les-Bains la situation est plus complexe : les deux cônes d'agradation s'entrecroisent et sont difficiles à distinguer.
Séquence 5 : montre de belles clinoformes de progradation sigmoïdales dans le nord du Lac. Plus au centre du bassin la séquence contient des réflecteurs peu aisés à corréler. Le séquence 5 est aussi caractérisée par la présence de nombreuses unités lenticulaires à faciès chaotique.
Séquence 6: représente le drapage sédimentaire récent.

Le remplissage lacustre du Lac du Bourget pendant l'Holocène a été caractérisé par l'intéraction de trois principales sources de sédiment : le Rhône au Nord, la Leysse au Sud et le Sierroz débouchant près d'Aix-les-Bains. L'apport de sédiments par ces rivières est controlé climatologiquement. La Leysse et le Sierroz, qui constituent une source encore active de nos jours, ont fourni de façon plus au moins équivalente l'essentiel des sédiments de la séquence 4. A partir de la séquence 5 une importante série deltaïque montre l'influence croissante du Rhône et la mise en place d'un cône de déjections dans la partie septentrionale, les trois deltas s'entrecroisant dans la partie centrale.

D'importants "mass-flow" - glissements sous-aquatiques - s'intercalent dans la séquence 5 (jusqu'à 20 m d'épaisseur sur plusieurs km^2). Ils pourraient représenter la trace d'activité sismotectonique à caractère catastrophique ou celle d'évènements climatiques catastrophiques.

La construction de la plaine alluviale du Rhône a probablement provoqué une montée graduelle du niveau du lac durant l'Holocène. D'importants discordances montrent que cette évolution a dû se faire par étapes.

L'étude détaillée de la stratigraphie sismique et séquentielle permettra de mieux reconstruire l'histoire tectonique (phénomènes aléatoires ?) et climatologique (phénomènes cycliques ?) Holocène de la région du Lac du Bourget.

3ème Congrès Français de Sédimentologie - Brest 18, 19, 20 Novembre 1991

A MAGNESITE STROMATOLITE OF LOWERMOST CAMBRIAN AGE FROM PACIOS, SPAIN

UN STROMATOLITE DE MAGNESITE D'AGE CAMBRIEN INFERIEUR A PACIOS, ESPAGNE

WESTALL, F. and GUILLOU, J.J., Université de Nantes, Sciences de la Terre, 2, rue de la Houssinière, 44072 Nantes Cédex 03.

Dans le gîte lenticulaire de magnésite de Pacios, le niveau spathique montre une biolamination alternativement claire et sombre, typique des stromatolites. Malgré le métamorphisme mésozonal, les biolaminations bien préservées sont constituées de mattes de bactéries separées par des laminae de grands cristaux spathiques. Cyanobactéries (?), bactéries et thallophytes sont identifiables sous forme de moules et d'empreintes. Une comparaison avec des carbonates biolaminés actuels montre nettement les analogies entre le milieu de dépôt des magnésites spathiques et celui des stromatolites.

Geological setting: The 4 km, 12-15 m thick magnesite lens was deposited in shallow water on pelitic sediments, a few meters above a Precambrian schisty basement. Palaeogeographic reconstructions demonstrate that this occurred under arid conditions at the upper, enclosed end of a lagoon adjacent to a broad, semi-enclosed marine basin (1,2). The magnesite forms one end member of a carbonate series deposited in the basin: magnesite-dolomite-calcite (with increasing water depth). Pelitic sediments subsequently covered the series and the whole was subjected to amphibolite grade metamorphism. However, due to its dynamo-metamorphic behaviour, the magnesite shows little evidence of deformation.

The magnesite is a creamy white to reddish, yellow, beige or grey rock. The grey facies is characterised by fine, dark and light lamination of the order of fractions of a mm to 6 mm in thickness (2). Three types of laminae interfinger with one another. (a) Very fine, wavy, discontinuous black laminae, ca. 0.1 mm in thickness, consisting of mat-like aggregates (colonies) of small (<1 um long), cigar-shaped bacterial rods (moulds). The aggregates range from 5-20 um in size and may be loose or densely packed with a blobby cement. Discus-shaped pellitic aggregates of about 10 um in diameter are associated with these layers. Other, rarer, coccoid structures, 0.5-1 um in diameter, occur in the bacterial mat assemblage. (b) Fine-grained, mid-grey laminae, 1-6 mm thick, consisting of small, well-crystallised grains which appear "clean" in thin section; SEM studies show that bacterial rods are rare. (c) Coarser-grained sparry magnesite crystals, up to a few mm in size, forming 1.5-5 mm thick laminae. The crystals commonly form a double fence structure on either side of the bacterial mat layer, being oriented either vertical to the mat or radiating out in a fan-shape. These grains generally have a "dirty" appearance, due to high concentrations of bacterial rods. The bacteria may be indiscriminately distributed

throughout the crystal, or they may be concentrated in well-defined zones, often arranged in two, feather-like edges along the long sides of the crystal, leaving a "clean", central V-shape between them.

The microbiota: A few larger micro-organisms have been observed with the light microscope including remnants of a Thallophyte (3). Ghost-like cyanobacterial structures up to 10 um in diameter, and displaying regularly distributed pores, were observed with the TEM. However, the microbiota is dominated by small bacterial rods. The rods are <1 um in length. Higher magnifications (>50,000X) show that their surfaces are covered with microcrystals. The rods may be isolated, form parallel or en echelon associations, but most commonly they occur as twinned, star-shaped aggregates. Frond-like colonies of bacterial rods were also observed within the cyanobacterial (?) ghost structures. Rare 0.5-1 um, coccus-like structures are associated with the bacterial rods.

Fossilisation: The very fine crystal size of the magnesite ensures good preservation. TEM studies indicate that the original organism had a ca. 50 nm microcrystallite coating of magnesite while living. After death, the cytoplasmic contents dispersed, but the cell wall apparently remained. Magnesite invaded the interior of the cell. The cell wall later decayed, leaving a hollow channel between the external coat of microcrystallites and the internal magnesite mould. These structures are unique in metasediments in that details of the order of nm have been preserved.

Modern biolaminites: Detailed studies of modern carbonate biolaminite deposits from a sabkha environment (4,5), together with the observations described above, enabled this finely laminated, grey magnesite facies to be interpreted as a stratiform stromatolite. The paucity of cyanobacterial remains (the main builders of stromatolites) is probably related to early microbial decay; however, the light and dark laminations formed by successions of microbial populations are sufficient evidence of their erstwhile existence (5). The above-mentioned studies (4,5) demonstrate the possibility of a number of coexisting layers of mats with bacterial activity continuing to some depth. This may explain the symetric double fence structure on either side of the buried, active bacterial mats in the sparry magnesite from Pacios. Experimental evidence suggests that, at present, magnesite can form microbially (at a high pH, 8.5-10) (6).

(1) Guillou, J.J., 1970. Bull. BRGM, 2e série, Sect IV, n°1970.
(2) Guillou, J.J., 1980. Centre de Rech. Petrogr. Géochim., RCP 459, 155 pp.
(3) Chayé d'Albissin, M., & Guillou, J.J., 1986. Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys., 27:339-349.
(4) Gerdes, G., & Krumbein, W.E., 1986. Biolaminated deposits. Springer Verlag. 183 pp.
(5) Krumbein, W.E., & Cohen, Y. 1977. In Flugel, E. (ed), Fossil algae, 37-56, 375 pp. Springer.
(6) Thompson, J.B., & Ferris, F.G., 1990. Geology, 18:995-998.

AUTEURS	PAGE
ACCARIE H.	1
AIT OUALI R.	107
ALLOUC J.	179
ALONSO B.	221
ANDRE J.-P.	37
ANGELIER J.	71
ARNAUD H.	211
ARNAUD-VANNEAU A.	7, 211
ARNOUX A.	181, 195, 275
ASSOR R.	15
AUFFRET G.A.	11, 13
AUFFRET J.-P.	9, 137, 199
AUGRIS C.	15, 79
AVOINE J.	17
BABIN P.	139
BADAIRE C.	19, 39
BALTZER A.	21, 87
BARCA S.	197
BASSOULET Ph.	23, 187
BEAUCHAMP J.	19, 39
BEAUDOIN B.	25, 127, 217, 267
BENRABAH B.	27
BERKHLI M.	29
BERNAT M.	133
BERNE S.	31, 199, 271, 279
BERTHAULT G.	33
BERTRAND P.	35
BIAGI R.	37
BINET C.	39, 19
BLANC J.-J.	41, 43
BLANC-VERNET L.	239
BODENNEC G.	195
BODEUR Y.	45
BONJOUR J.-L.	47
BONNEFOND J.-L.	195
BONNOT-COURTOIS Ch.	49
BOUGAULT H.	11
BOUILLE S.	47
BOULEGUE J.	133
BOURILLET J.-F.	51, 199, 271
BOUROULLEC J.-L.	52b
BOURQUIN S.	53
BOUT V.	55
BREYER R.	57
BUATIER M.	59
BUFFARD R.	61
BUFFET A.	205
BUROLLET P.-F.	63
BUSSON G.	63b
CALVEZ J.-Y.	47
CAMBON P.	11
CAMPY M.	111
CANALS M.	3, 233
CARRIO-SCHAUFFHAUSER E.	7
CASANOVA J.	65
CASTAING P.	67
CASTELO BRANCO R.	69
CAULET J.-P.	55
CHAMLEY H.	55, 71, 79, 91, 281

CHANTRAINE J.	47
CHAPALAIN G.	73
CHAUVEL J.-J.	47, 75, 97, 197
CIBAJ I.	77
CIRAC P.	271
CLABAUT P.	15, 79, 91
CLAUDE D.	81, 95, 173
CLAUZON G.	241
CLERC-RENAUD-MARSSET T.	83
CLERMONTE J.	53
COCHONAT P.	21, 85, 87, 161, 249
COCIRTA C.	177
COJAN I.	89
COLLINS M.	67
CORBAU C.	91
COTILLON P.	145
COURTINAT B.	117
COUSSEMENT P.	236b
COUTELLE A.	13
CREMER M.	93, 215
CROSS T.	163, 211
CROUZEL F.	33
CRUMEYROLLE Ph.	95, 129, 173, 241
CURIAL A.	115
DABARD M.-P.	97, 197
DAUTEUIL O.	11
DE BATIST M.	109, 279, 285
DE MENOCAL P.	131
DE PUTTER T.	99
DE RESSEGUER A.	67
DEBENAY J.-P.	101
DEBRABANT P.	55, 131, 281
DECONINCK J.-F.	103, 281
DEGIOVANNI Ch.	43, 105, 239
DELFAUD J.	107, 155, 231, 243, 245, 273
DEMOULIN B.	131
DENNIELOU B.	109
DESAUBLIAUX G.	129
DEWEZ S.	79
DEYNOUX M.	227
DI GIOVANNI Ch.	111
DJARNIA M.	113
DOMMERGUES J.-L.	213
DROMART G.	115
DROMART G.	117
DROUET S.	117
DROZ L.	249
DUGUE O.	119
DUMAS A.	121
DUPRET L.	123
DURAND J.	75
DURAND M.	53, 125
EL KAMALI N.	267
EL KHANCHOUFI A.	127
EL KHANCHOUFI A.	127
EL MOUTAKI S.	275
ELMI S.	115, 143
ESCHARD R.	129, 183
ETOUBLEAU J.	11
FAGEL N.	55, 131
FARRAN M.	221

FAUGERES J.-C.	133, 139, 209, 215
FERRY S.	203
FILY G.	119
FLOQUET M.	171
FOUCHER J.-P.	135
FOUCHER J.-P.	133
FOUQUET Y.	11
FRIEDENBERG R.	151
FROGET C.	275
GAILLARD J.-F.	13
GARLAN T.	137
GAYET J.	139
GEISLER-CUSSEY D.	247
GELI L.	141
GIOT D.	143
GIRAUD F.	145
GOUT B.	181
GRANIER B.	241
GRIBOULARD R.	133
GROTTE A.	15
GRUET Y.	147
GUERROT C.	47
GUILLOCHEAU F.	115, 149, 151, 163, 183, 213
GUILLOU J.-J.	101, 153, 287
GUY L.	241
GUZMAN VEGA M.	155
HALLEGOUET B.	157
HERBOSCH A.	159
HILAIRE-MARCEL C.	65
HILLY J.	205
HOFFERT M.	151, 161
HOMEWOOD P.	163, 211
HUYGHE A.	165
IATZOURA A.	167
IMBERT P.	77
IZART A.	169
JAN DU CHENE R.	119
JANJOU D.	47
JAVAUX C.	171
JOSEPH Ph.	95, 173
JULIEN P.-J.	33, 47
KARLIKOW N.	175
KARRAT L.	177
KERBRAT R.	11, 13
KERDJIDJ K.M.	27
KHATIB R.	179
KOUYOUMONTZAKIS G.	181, 275
LAADILA M.	107
LAFONT F.	183
LAIGNEL B.	137
LALLIER-VERGES E.	35
LAPOINTE Ph.	185
LARQUE P.	161
LAVAL M.	117
LE CAMPION J.	239
LE CANN C.	13
LE DREZSEN E.	87
LE HIR	23, 187
LE SUAVE R.	161
LE VOT M.	49
LEJAY A.	151

LENGUIN M.	189
LEONE F.	197
LESUEUR J.-L.	95, 173, 189, 241
LESUEUR P.	191
LEVOY F.	193
LEZINE A.-M.	275
LEZZAR K.	77
LOARER R.	195
LOI A.	197
M'BAN E.	25
M'HAMMDI N.	199
MAACHE N.	201
MACAIRE J.-J.	177
MALARTRE F.	203
MANSY J.-L.	229
MARCHAL Cl.	205
MARTIN Y.	195
MARZA P.	207
MASSE L.	209, 215
MAURIN A.-F.	185
McCAVE I.N.	283
McDONOUGH K.-J.	211
MEGARD J.	207
MELNYK D.H.	283
MERZERAUD G.	151
METTRAUX M.	213
MEZERAIS M.-L.	93, 209, 215
MILLER H.	109
MOGUEDET G.	101
MONDEGUER A.	144
MONTADERT L.	129
MOONS A.	109
MOREL Y.	161
MORON J.-M.	119
MORRISON M.	87
MOSTEFAI S.	217
MOUSSINE-POUCHKINE A.	77
MULLER C.	13
NAVILLE C.	143
NEEDHAM H.-D.	11
NEURDIN-TRESCARTES J.	243, 273
NOEL D.	63b
O'NEIL J.-R.	59
OLLIER G.	21, 87, 219
ONDREAS H.	13, 15
PAGANO G.	195
PAGES J.	101
PAICHELER J.-C.	29
PALANQUES A.	3, 221
PAUC H.	225
PAUTOT G.	161
PEACOR D.R.	59
PERRIN J.	143
PERRUCHOT A.	177
PINAULT M.	127, 267
PIPER D.J.W.	21, 87, 249
PONSOT C.	119
POYDENOT F.	43, 105, 239
PROUST J.-N.	227
PRUD'HOMME A.	165, 229
RABU D.	47

RECOURT P. 281
REHAULT J.-P. 3, 52b, 236b
RENARD M. 1, 167
REVERT J. 231
REYSS J.-L. 13
RIERA G. 233
RIOULT M. 119
ROBERT S. 235
ROLLET J. 52b, 236b
ROURE F. 143
ROUX M. 43, 237
ROUX M.-R. 239
RUBINO J.-L. 189, 241
SABRIER R. 107, 243, 245, 247, 273
SALOMON J.-C. 187
SAURIAU P.G. 147
SAVOYE B. 249
SCHAAF A. 145, 161
SCHEERENS S. 251
SCHNEIDER J.-L. 253
SEGURET M. 207, 255, 257
SERRA J. 233
SIMON B. 259
STEINBERG M. 143, 261, 263
STOW D.A.V. 209
TASTET J.-P. 67, 191
TENG L.S. 71
TERRAB S. 267
TESSIER B. 91, 123, 269
THAURONT F. 271
THOMAS G. 273
THOMASSIN B. 181, 275
TIERCELIN J.J. 52b, 236b
TILOT V. 277
TOUTIN-MORIN N. 245
TRENTESAUX A. 279
TROUILLER A. 281
VACHARD D. 29, 165, 229
VAIL P. 119
VAN BUCHEM F.S.P. 129, 283
VAN HEURVERSWYN E. 285
VAN RENSBERGEN P. 285
VAN VLIET-LANOE B. 157
VICAIRE O. 79
VINCENT C. 67
VOISSET M. 13
VOULGARIS G. 67
WEBER O. 67, 191
WESTALL F. 153, 287
WEYDERT P. 43, 239

LISTE DES PUBLICATIONS

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

n° 0 - La sédimentation du Jurassique. Paris, 1979.

n° 1 - 1er Congrès Français de Sédimentologie.
19-20 novembre 1987. - Livre des résumés.

n° 2 - L'éventail sous-marin de Ceüse (S.E. France) à l'Apto-Albien.
5-6 octobre 1987. - Livret-guide de l'excursion.

n° 3 - Sédimentation molassique et paléopédogénèse en Languedoc.
16-18 septembre 1987. - Livret-guide de l'excursion.

n° 4 - Passages carbonates - silicates.
15-16 juin 1987. - Livre des résumés.

n° 5 - Paléobathymétrie, eustatisme et séquences de dépôts.
3-4 juin 1988. - Livre des résumés.

n° 6 - Le Trias détritique de Provence du Dôme de Barrot et du Mercantour. Exemples de sédimentation continentale en contexte anorogénique.
15-17 juin 1988. - Livret-guide de l'excursion.

n° 7 - Biosédimentologie. Réunion Spécialisée APF-ASF-SGF.
10-11 octobre 1988. - Livre des résumés.

n° 10 - Livre des résumés du 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Paris, 1989.

n° 11 - Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins.
Book of Abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Lyon, 1989.

n° 12 - Mesozoïc eustacy record on Western Tethyan margins.
Book of abstracts of 2ème Congrès Français de Sédimentologie. Excursion, 1989.

n° 13 - Diapirisme sur une marge en distension puis en décrochement. Exemple des Pyrénées occidentales françaises.
27-28-29 avril 1991. - Livret-guide de l'excursion et Table Ronde.

n° 14 - Sédimentation, diagenèse et séquences de dépôt dans les séries carbonatées de plateforme d'âge Bathonien à Oxfodien en Bourgogne.
27-28-29 juin 1991, Livret-guide de l'excursion.

n° 15 - 3ème Congrès Français de Sédimentologie.
18-19-20 novembre 1991 - Livre des résumés.

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

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

Atelier de reprographie
IFREMER - Centre de Brest
B.P. 70 - 29280 PLOUZANE
Tel. : 98. 22. 40. 40.

Novembre 1991

Dépôt légal : 4ème trimestre 1991

3ème Congrès Français de Sédimentologie

- Dynamique sédimentaire en milieu marin
- Biosédimentologie
- Sédiments et extension
- Reconnaissance des cycles
- Sédimentation littorale
- Tectonique et sédimentation
- Sédimentation profonde
- Sédimentation sur les pentes et dépôts gravitaires
- Sequences de dépôt
- Enregistrement des modifications en milieu continental
- Diagenèse et transferts de matière
- Sédimentation de plateforme
- Principes et méthodes

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-14-5