

Paris, Cité des Sciences et de l'Industrie
20-21 Novembre 1989

2^{ème}

CONGRÈS
FRANÇAIS
DE
SÉDIMENTOLOGIE

LIVRE DES RÉSUMÉS

DES



ASSOCIATION
SEDIMENTOLOGISTES
FRANÇAIS

2ème Congrès Français de Sédimentologie

Paris, Cité des Sciences et de l'Industrie

20, 21 et 22 Novembre 1989



PROGRAMME

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

Un index alphabétique des auteurs figure page 301.

PROGRAMME DU LUNDI 20 NOVEMBRE-MATINACCUEIL : à partir de 8h45SESSION : TECTONIQUE ET SÉDIMENTATIONSalle A

- 9h30 : CAMOIN G., BOUJU J.P., MAURIN A.F. et PERTHUISOT V - Relations récifs-diapirs dans le Sénonien de la région de Khenchela (Algérie orientale). p. 57
- 9h50 : EL HATIMI N. - Les séries jurassiques et crétacées du groupe du Moussa (rif septentrional, Maroc) : exemple de liaison tectonique-sédimentation dans une portion de marge divergente passive. p.117
- 10h10 : SAINT-MARTIN J.P. et MACHHOUR L. - Déformations synsédimentaires dans le Messinien d'Afrique du Nord (Algérie, Maroc) p.257
- 10h30 : PARIZE O. - Mise en évidence du contrôle structural de la sédimentation turbiditique dans le domaine vocontien (bassin du Sud-Est de la France). Discussion de l'origine diapirique de la paléoride de Vaucluse (Hautes-Alpes, France). p.225
- 10h50 : COJAN I. - Structure diapirique contrôlant la sédimentation. Séries continentales de Provence (Rians - K/T). p. 79
- 11h10 : MAILLART J. et BEAUDOIN B. - Compaction différentielle ou fracturation tectonique ? Failles et compaction. p.187

11h30-12h30 : POSTERS

12h30-14h00 : PAUSE DEJEUNER

SESSION : ANATOMIE SÉDIMENTAIRESalle B

- 9h30 : DELFAUD J. - Successions de complexes sédimentaires et évolution des types de bassins. p.105
- 9h50 : HAMOUMI N. - Les discontinuités sédimentaires du Bassin anti-atlasique ordovicien du Maroc : genèse et signification dynamique. p.151
- 10h10 : SCHNEIDER J.L. - Contrôle de la sédimentation par l'activité volcanique : l'exemple des séries volcano-sédimentaires du Viséen supérieur des Vosges du Sud (France). p.265
- 10h30 : TALAH N. et DELFAUD J. - Anatomie de la nappe détritique progradante à la limite Siluro-Dévonien dans le bassin de l'Ahnet (Sahara algérien). p.273
- 10h50 : SCHEERENS S., CIBAJI. et MANSY J.L. - La sédimentation détritique de l'Emsien en Ardenne. p.261

11h10-12h30 : POSTERS

12h30-14h00 : PAUSE DEJEUNER

SESSION : SÉDIMENTOLOGIE MARINESalle C

- 9h30 : AVOINE J. - Dynamique sédimentaire en domaine côtier de haute énergie. Exemple de la Baie de Seine. p. 15
- 9h50 : PARIZE O., SAVOYE B., SAHABI M. et COCHONAT P. - Observation d'un réseau, d'origine sous-marine, de chenaux en tresse sur le fond de la tête du canyon sous-marin du Var (Nice, France). Origine et implications. p.227
- 10h10 : THIRY M. et JACQUIN T. - Minéraux argileux des sédiments mésozoïques de l'Océan Atlantique en relation avec l'activité du rift et les fluctuations du niveau marin. p.277
- 10h30 : LARSONNEUR C. - Bancs coquilliers et bancs sableux en baie du Mont-Saint-Michel : dynamique et évolution Michel : dynamique et évolution. p.165
- 10h50 : NESTEROFF W.D. - Dépôts hydrothermaux et hydrogénétiques sur la dorsale pacifique Est (EPR) vers 13° N. p.207
- 11h10 : FAUGERES J.C., GRIBOULARD R. et GONTHIER E. - Quaternary sediment features on an active margin : the South Barbados accretionary complex. p.127

11h30-12h30 : POSTERS

12h30-14h00 : PAUSE DEJEUNER

PROGRAMME DU LUNDI 20 NOVEMBRE-APRES-MIDISESSION : TECTONIQUE ET SEDIMENTATIONSalle A

- 14h00 : TOUTIN-MORIN N. - Instabilité tectonique de la Provence orientale au Permien. p.291
- 14h20 : MASSE P.J.L., MASSE J.P. et TRONCHETTI G. - Variations sédimentaires sous contrôle tectonique durant l'Aptien supérieur - Cénomaniens moyen à l'articulation des blocs provençal et languedocien (SE de la France) . p.195
- 14h40 : GUIRAUD M. - Caractérisation sédimentologique et géométrie des dépôts de cône alluvial et fluviaux de la série Crétacé inférieur de Bima associés aux décrochements N 50° synsédimentaires (bassin de la Haute-Benoue, nord ouest Nigeria). p.145
- 15h00 : SENANT J. et POPOFF M. - Stades initiaux du rifting continental et évolution tectono-sédimentaire des bassins du Nord-Est du Brésil. p.267
- 15h20 : ORTUÑO ARZATE S. et DELFAUD J. - La sédimentation mésozoïque dans le Bassin de Zongolica (Mexique central). p.217
- 15h40 : NUNEZ DEL PRADO H. - Evolution sédimentaire du complexe deltaïque transitionnel de Jaca (Nord -Espagne). p.211
- 16h00 - 16h20 : PAUSE - POSTERS
- 16h20 : TREMOLIERES P., ESCHARD R., CHERCHI A. et MONTADERT L. - Distribution des réservoirs sableux associés aux blocs basculés du rift oligo-miocène de Sardaigne. p.293
- 16h40 : RAZIN P. - Un système turbiditique carbonaté sous contrôle tectonique : exemple du flysch calcaire de la côte basque. p.241
- 17h00 : DUGUE O. - Les transits argileux callovo-oxfordiens à l'Ouest du Bassin anglo-parisien. p.111
- 17h20 : GENEY D.P. - Formations quaternaires et tectonique associée. Ile de Porquerolles et de Port-Cros, Var (France). p.131

SESSION : ANATOMIE SEDIMENTAIRESalle B

- 14h00 : CHUKWUEKE C., DELFAUD J. et THOMAS G. - Anatomie du complexe deltaïque du Niger (côte ouest) dans le secteur de Warri. p. 67
- 14h20 : GUZMAN-VEGA M. et DELFAUD J. - Les étapes du remplissage du bassin côtier de Tampico-Tuxpan (marge ouest du golfe du Mexique) : rifting, marge passive et talus progradant. p.149
- 14h40 : LESUEUR P., TASTET J.P., WEBER O. et SINKO J.A. - La vasière à l'Ouest de la Gironde (France) : corps sédimentaire pélagique d'âge historique. p.177
- 15h00 : LESUEUR P., WEBER O. et TASTET J.P. - Les séquences de tempête dans la sédimentation pélagique de plateforme : exemple de la vasière à l'Ouest de la Gironde (France). p.179
- 15h20 : MATMATI F., M'RABET A., BEN ISMAIL K. et BEN HAJ ALI M. - La plateforme carbonatée de l'Eocène inférieur en Tunisie Centrale : potentiel réservoir des corps chenalisés. p.197
- 15h40 : PERRIN C. - L'édification centrifuge de l'Atoll de Mururoa (Polynésie française). p.229
- 16h00 - 16h20 : PAUSE - POSTERS
- 16h20 : LAVILLE P., CUSSEY R., DURAND J. et FLOQUET M. - Faciès, structure et dynamique de mise en place de dunes oobioclastiques au Callovien inférieur en Bourgogne. p.171
- 16h40 : COJAN I. et THIRY M. - Séquences régressives stampiennes. Exemple des sables de Fontainebleau (Bassin de Paris). p. 81
- 17h00 : RUBINO J.L. et PARIZE O. - Caractéristiques des systèmes turbiditiques silico-clastiques apto-albiens du bassin vocontien (S.E. de la France) : Position séquentielle - Comparaison avec l'Aetuel. p.253
- 17h20 : NEURDIN-TRESCATES J. - Les paramètres mécaniques et chimiques des dépôts silico-clastiques : reflets des milieux de sédimentation ? Exemple du bassin néogène du Chélif (Algérie). p.209
- 17h40 : CROUZEL F. et DURANTHON F. - Enseignements de la sédimentologie sur la perméabilité (exemple aquitain). p. 91

SESSION : SEDIMENTATION GRAVITAIRESalle C

- 14h00 : LAVAL F. - Systèmes turbiditiques dans les flyschs nord-maghrébins crétacés. p.167
 14h20 : NEGRA E.H.M. - Les dépôts gravitaires dans le Sénonien du secteur Faid-Sidi Khalif, Tunisie Centrale. p.205
 14h40 : EL MAHERSSI C., BEAUDOIN B. ET BEN ISMAIL K. - Discontinuités érosives majeures et déformations synsédimentaires dans le flysch numidien de Tunisie. p.121
 15h00 : LAVAL F. - Le Numidien : appareils gravitaires et mégaséquence dans le Nord et l'Est de la Grande Kabylie (Algérie) p.169
 15h20 : BAGHLI K., GUILLOCHEAU F., HOFFERT M., MOUHOUBI M. - Importance des contrôles allocycliques en sédimentologie de faciès : le cas des dépôts turbiditiques de plaine sous-marine du flysch gréso-micacé (Oligocène, Algérie du Nord) p. 17
 15h40 : EL KHANCHOUFI A. et BEAUDOIN B. - Le Numidien du Rif (Maroc) : observations sédimentologiques p.119
- 16h00 - 16h20 : PAUSE - POSTERS

SESSION : GEOCHIMIESalle C

- 16h20 : RIVIERE M. - Indices minéralogiques et géochimiques d'un épisode de confinement au Burdigalien dans les bassins nord-bétique et algérien. p.247
 16h40 : BEAUCHAMP J. - Teneur en bore des argiles et paléosalinité : discussion, application aux séries rouges azoïques. p. 21
 17h00 : GUILLOU J.J., DEBENAY J.P. et PAGES J. - Caractéristiques du gypse sous-aquatique actuel de la Ria de la Casamance (Sénégal). p.143
 17h20 : BONJOUR J.L. et DABARD M.P. - Le rapport Ti/Nb dans les sédiments détritiques terrigènes : un marqueur d'environnement géodynamique de dépôt. p. 39
 17h40 : REBELLE M. - La transgression marine dans le fossé de la Bénoué (NE Nigéria) au Cénomanién - Turonien : interprétation paléogéographique de la formation de Gongila p.243

PROGRAMME DU MARDI 21 NOVEMBRE-MATINSESSION : CYCLES SEDIMENTAIRESSalle A

- 9h00 : GULLOCHEAU F. et HOFFERT - Importance des contrôles allocycliques en sédimentologie de faciès : le cas des dépôts de tempêtes d'Offshore. p.139
- 9h20 : TESSIER B., GIGOT P., LARSONNEUR C. et MONFORT Y. - Enregistrement des cycles tidaux en accréation verticale. Exemples en baie du Mont-Saint-Michel et dans la molasse marine miocène du bassin de Digne. p.275
- 9h40 : LEJAY A., GULLOCHEAU F. et HOMEWOOD P. - Architecture des dépôts de marées côtiers dans les séquences de très haute fréquence de la Molasse de Fribourg (Suisse) : importance relative des processus auto et allocycliques. p.173
- 10h00 : BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. - Séquences eustatiques de courte durée : un exemple du Protérozoïque du craton ouest africain. p. 31
- 10h20 : VAN BUCHEM F.S.P. et McCAVE I.N. - Cycles sédimentaires dans les argiles du Lias inférieur de Yorkshire (GB). p.297
- 10h40-11h00 : PAUSE - POSTERS
- 11h00 : CRUMIERE J.P., PASCAL F. et COTILLON P. - Organisation des séquences de dépôt et répartition des cortèges sédimentaires de la plate-forme nord-provençale au bassin vocontien oriental (SE France) au Cénomanién et Turonien Inférieur . p. 97
- 11h20 : CRUMIERE J.P., CRUMIERE-AIRAUD C. et ESPITALIE J. - Préservation cyclique de la matière organique des sédiments au passage Cénomanién-Turonien dans le bassin vocontien (SE France). Contrôles paléo-océanographiques. p. 95
- 11h40 : BOUQUILLON A., FRANCE-LANORD C., MICHARD A., TIERCELIN J.J., STOW D.A.V., COCHRAN J.R. - Origine et évolution de la sédimentation cénozoïque dans la zone distale du delta profond du Gange (ODP LEG 116). p. 43
- 12h00-14h00 : PAUSE DEJEUNER

13h30 - 14h00 : ASSEMBLEE GENERALE DE L'A.S.F.Salle ASESSION : METHODES ET QUANTIFICATIONSalle B

- 9h00 : DE FOUQUET C. - Modélisation géostatistique d'un réservoir hétérogène argilo-gréseux. p. 99
- 9h20 : JOSEPH P., CHENET P.Y. et TAUPIN B. - Les modèles numériques d'évolution de bassin : un nouvel outil pour l'exploration pétrolière. p.161
- 9h40 : DESMAISON Y. - Quantification de la déformation synsédimentaire des bassins : l'exemple du S.E de la France au Mésozoïque. p.107
- 10h00 : BUROLLET P.F. - Evaluation quantitative de la sédimentation crétacée en Tunisie p. 53
- 10h20 : CREMER M. - Flux terrigènes dans le golfe de Gascogne au Quaternaire récent : évaluation du "flux turbiditique". p. 89
- 10h40-11h00 : PAUSE - POSTERS
- 11h00 : COCHONAT P., LE SUAVE R., CHARLES C., GREGER B., HOFFERT M., LENOBLE J.P., MEUNIER J. et PAUTOT G. Premières observations et mesures in situ réalisées sur les dépôts pélagiques du Pacifique nord-est central . p. 75
- 11h20 : SCHIEB T., TISOT J.P. et COCHONAT P. Propriétés géotechniques et étude de la stabilité des sédiments marins de la Baie des Anges (Nice, Alpes-Maritimes). p.263
- 11h40 : GENSOUS B., EL HMAIDI A., WILLIAMSON D. et TAIEB M. - Caractérisation chronologique et sédimentologique des dépôts récents de la marge rhodanienne. p.133
- 12h00-14h00 : PAUSE DEJEUNER

13h30 - 14h00 : ASSEMBLEE GENERALE DE L'A.S.F.Salle A

SESSION : BIOSÉDIMENTOLOGIESalle C

- 9h00 : ARBEY F. - Développement de voiles "algobactériens" dans des microkarsts silicifiés de la Hamada du Guir (Sahara algérien nord occidental) p. 9
- 9h20 : DEGIOVANNI C. et BLANC-VERNET L. - Essai de discrimination des stocks bioclastiques sur le banc des Blauquières (Sud Provence). p.103
- 9h40 : THOUIN C. et CASANOVA J. - Biosédimentologie des carbonates microbiens du Lac Tanganyika (Burundi). Implications hydrologiques. p.283
- 10h00 : CASTANIER S., MAURIN A.F. et PERTHUISOT J.P. - Séquence expérimentale de production bactérienne d'Ooides (?). p. 63
- 10h20 : PERTHUISOT J.P., CASTANIER S. et MAURIN A. - Le cube et la sphère, deux exemples actuels de croissance isotrope de corps bio-cristallins en milieu évaporitique. p.231
- 10h40-11h00 : PAUSE - POSTERS
- 11h00 : MONTY C.L.V., WESTALL F., VAN DER GAAST S.J. - Authigenic opaline structures in deep-sea sediments of Miocene age from the Southeast Atlantic (ODP Hole 699A). p.203
- 11h20 : PAICHELER J.C. et GALL J.C. - Les rythmes sédimentaires et biologiques : relations avec le climat et l'activité microbienne. Exemple des dépôts à lamines de deux lacs de l'Oligo-Miocène nord-anatolien (Turquie). p.223
- 11h40 : GALL J.C., PAICHELER J.C. et DURINGER P. - Les alternances lamines claires - lamines sombres : rythmes sédimentaires ou bioconstructions ? p.129

12h00-14h00 : PAUSE DEJEUNER

13h30 - 14h00 : ASSEMBLEE GENERALE DE L'A.S.F.

Salle A

PROGRAMME DU MARDI 21 NOVEMBRE-APRES-MIDISESSION : CYCLES SEDIMENTAIRESSalle A

- 14h00 : CLAUZON G. - La genèse des terrasses fluviatiles d'après l'exemple des fleuves méditerranéens français. p. 71
 14h20 : THOME M., RUBINO J.L., CLAUZON G. et LESUEUR J.L. - Identification des limites de séquences de dépôts en système fluviatile : le cas du Miocène de Chateaufort (SE France). p.281
 14h40 : GUY L., RUBINO J.L. et TREMOLIERES P. - Stratigraphie séquentielle et modalités de comblement des vallées incisées. Le Burdigalien de Montbrun-les-Bains et Chateaufort Miravail (SE France). p.147
 15h00 : CRUMEYROLLE P., RUBINO J.L. et CLAUZON G. - Cycles transgressifs-régressifs mineurs de faciès alluviaux et marins : le Serravallien du bassin de Digne (Alpes de Haute Provence, France). p. 93
 15h20 : ESCHARD R., CRUMEYROLLE P., HOUEL P. et RAVENNE C. - Géométrie et dynamique de séquences de dépôts dans un système deltaïque : l'exemple du Jurassique moyen du bassin de Cleveland, Yorkshire. p.125
 15h40 : DUGUE O. et RIOULT M. - Contrôle épirogénique et eustatique des séquences sédimentaires callovo-oxfordiennes sur la bordure de massifs paléozoïques à l'Ouest du Bassin anglo-parisien. p.113

16h00 - 17h00 : SESSION POSTERS

- 17h00 : PROUST J.N., DEYNOUX M. et GUILLOCHEAU F. - Ordre et nature des variations relatives du niveau marin en période glaciaire. p.235
 17h20 : DESSAY J., HUMBERT L et POUCHAN P. - Age des variations du niveau marin et de la dolomitisation de l'île de Makatea (Polynésie Française). p.109
 17h40 : CORREA I. et BAITELLI R. - Sédimentation quaternaire de la plate-forme continentale du Sud du Brésil. p. 83

SESSION : METHODES ET QUANTIFICATIONSalle B

- 14h00 : GUILLOCHEAU F. - Séquences de dépôts de la plate-forme dévonienne armoricaine : un contrôle par variations du niveau du substratum (tectonique s.l.). p.137
 14h20 : AUFFRET J.P., BERNE S., WALKER P. - Hydrodynamique et mobilité des vagues de sable sous-marines en baie de Surtainville (Manche). p. 13
 14h40 : PABLAN-GOYHENECHÉ C., DURAND J. et SOUDET H.J. - Approche de la modélisation d'un réseau fluviatile anastomosé par analyse d'images. p.221
 15h00 : SOUSSI N. et BEN MAMMOU A. - Les apports solides en suspension de la Mejerda (Tunisie). p.271
 15h20 : AISSAOUI M. - Datation par magnétostratigraphie des calcaires de l'atoll de Mururoa . p. 5
 15h40 : COTILLON P. - Variations du flux carbonaté dans les séries océaniques ; mise au point d'une méthode d'appréciation par le traitement d'images appliqué aux carottes de sondage du site 534 DSDP (Atlantique central) . p. 85

16h00 - 17h00 : SESSION POSTERS

- 17h00 : SABRIER R. - Apport de l'analyse à composante réduite pour l'interprétation de minéraux argileux et la reconstitution de mégatopo-séquence sur le Piémont nord-pyrénéen (Béarn, Sud Armagnac). p.255
 17h20 : DURINGER P. - Rift : mode d'emploi. Le climat plus fort que la tectonique ? Exemple du rift rhénan. p.115
 17h40 : DE RESSEGUIER A. - Un nouveau carottier léger de l'interface eau-sédiment. p.101

SESSION : DIAGENESESalle C

- 14h00 : OLLIER G., PELLINE C. et MATHIS B. - Etude de la compaction des sédiments glaciaires du secteur de Prydz Bay (Antarctique). p.215
- 14h20 : BEAUDOIN B., PINAULT M. et ARNAUD M. - Estimation des transferts de carbonate au cours de la compaction à partir de la déformation des moules d'ammonites. p. 27
- 14h40 : BEAUDOIN B., ELKAMALI N. et MARRAKCHI C. - Nodulisation et compaction dans la série turonienne du bassin d'Agadir (Maroc). p. 23
- 15h00 : COUREL L., LIU X.B. et WANG H. - Hétérogénéité de la diagenèse thermique dans les bassins houillers. Liaison avec la dynamique des bassins. p. 87
- 15h20 : CHAMLEY H., MÜLLER D.W., PIERRE C. et ROUCHY J.M. - La Méditerranée au Messinien : messages minéraux paléogéographiques en Espagne, diagénétiques en Mer Tyrrhénienne. p. 65
- 15h40 : THIRY M., VINSOT A. et BERTRAND-AYRAULT M. - Faciès blancs et faciès glauconieux sombres dans les sables de Fontainebleau (Stampien, Bassin de Paris). Milieux de dépôt et paléooaltérations . p.279

16h00 - 17h00 : SESSION POSTERS

- 17h00 : GRIMALDI M.H. - Utilisation de la cathodoluminescence pour la mise en évidence d'une diagenèse dolomitique polyphasée (Dolomie de Mano, Jurassique terminal nord-pyrénéen). p.135
- 17h20 : TOUIR J. - Les environnements de genèse des dolomies du Turonien moyen de Jebel Mrhila (Tunisie centrale) . p.285
- 17h40 : BLANC J.J. - Problème des alternances dolomitiques aux plates-formes carbonatées : cas du Mont Puget (Sud de Marseille ; Hautérvien, Barrémien). p. 35

PROGRAMME DU MERCREDI 22 NOVEMBRE-MATIN

SESSION : MATIERE ORGANIQUE

Salle A

- 9h00 : PURSER B.H., BALTZER F. et PLAZIAT J.C. - Sédimentation et diagenèse de la matière organique : étude comparative des effets climatiques. p.237
- 9h20 : AUBRY C. - Sédimentation de la matière organique dans un contexte de dessalure : la Baie de Floride (Etats Unis) p. 11
- 9h40 : KENIG F. et BOICHARD R. - Sédimentation de la matière organique dans un contexte hypersalin : le système lagune/sabkha d'Abu Dhabi (E.A.U.). p.163
- 10h00 : WEISSERT H. et BREHERET J.C. - Isotope stratigraphy in Aptian-Albian sediments from the Vocontian trough : oceanic signal and diagenetic overprint. p.299
- 10h20 : TRIBOVILLARD N.P., JAUTEE E. et STEPHAN J.F. - Organic maturation in the La Luna Formation (Late Cretaceous) in the Venezuelan Andes. p.295
- 10h40 - 11h00 : PAUSE-POSTERS

SESSION : EVAPORITES

Salle A

- 11h00 : BUSSON G. - Nomenclature et interprétation des roches salines : évaporites ou précipitites. p. 55
- 11h20 : REBELLE M., Von STEMPEL C. et BATSCHE H. - Hydrogéologie et géochimie appliquées aux problèmes de stockage des déchets radioactifs dans les formations salifères. p.245
- 11h40 : BUFFARD R. - Cristallisation de talc et de chlorite : deux exemples de pseudomorphoses, reliques d'épisodes évaporitiques du Protérozoïque supérieur du Shaba, Zaïre. p. 51

SESSION : KARSTS

Salle B

- 9h00 : QUINIF Y - Sédimentation dans les karsts récents. Implications aux karsts anciens p.239
- 9h20 : BATTIAU-QUENEY Y. et ARBEY F. - Pédogenèse et karstification dans le Carbonifère de Ballyegan (Comté de Kerry, Irlande). p. 19
- 9h40 : HOGREL-MADE M. Karsts et bauxite dans la région basco-béarnaise de Tardets (Pyrénées occidentales). p.155
- 10h00 : ERTUS R. et DUPUIS C. - Dynamique sédimentaire des paléokarsts oligo-miocènes de l'Entre-Sambre-et-Meuse (Belgique). p.123
- 10h20 : SIMON-COINCON R. et ASTRUC J.G. - Les pièges karstiques en Quercy : rôle et signification dans l'évolution des paysages. p.269
- 10h40 - 11h00 : PAUSE-POSTERS
- 11h00 : MAGNIN F., GUENDON J.L., VAUDOUR J. et MARTIN Ph. - Les travertins : formations corrélatives de géosystèmes karstiques. Séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires. p.185
- 11h20 : MARTIN Ph. - Les travertins : formations corrélatives des géosystèmes karstiques ; relations entre les unités de drainage et les constructions travertineuses sises à l'aval. Le cas de bassins versants provençaux (France). p.191
- 11h40 : ABERKAN M. Karstification et pédogenèse dans les calcarénites du littoral atlantique marocain. p. 1

SESSION : SEDIMENTATION FLUVIO-DELTAIQUESalle C

- 9h00 : CLAUZON G. et RUBINO J.L. - Les Gilbert deltas du Midi méditerranéen français. Un mode de remblaiement des rias pliocènes. p. 73
- 9h20 : MEDJADJ F. - Corrélation de quelques unités allochtones de Boghari (Algérie) sur la base de données sédimentologiques. p.199
- 9h40 : TOURENQ J. - Caractérisation, par l'étude minéralogique, de la dynamique de mise en place des sédiments dans la formation du Bourbonnais (Massif Central, France). p.289
- 10h00 : LESUEUR J.L., RUBINO J.L. et LENGUIN M. - Caractéristiques et évolution d'un système lacustre : l'Oligocène moyen du bassin de Forcalquier. p.175
- 10h20 : CAMPY M., LAMY AU ROUSSEAU R. et NICOUUD G. - Modalités de la déglaciation würmienne dans le Nord-Ouest des Alpes (Savoie, Bassin genevois). Analyse sédimentologique des dépôts supra-morainiques. p .59
- 10h40 - 11h00 : PAUSE-POSTERS
- 11h00 : BONJOUR J.L. - Nature et origine de la rubéfaction des premiers dépôts paléozoïques du domaine centre-armoricain (Massif Armoricaïn). p. 37
- 11h20 : ROCHE M. et MULLER A. - Les sables de Mortinsart (Trias terminal) à Habay-la-Vieille (bord nord du Bassin Parisien) : interprétation des paléo-environnements à la lumière des données sédimentologiques et palynologiques . p.249

XIII
SESSION POSTERS

- ACCARIE H. et DECONINCK J.F. - Relations entre présence de palygorskite, périodes d'anoxie et eustatisme au Crétacé moyen dans le massif de la Maiella (Italie centro-méridionale). p. 3
- ALGOUTI A. et BEAUCHAMP J. - Paramètres structuraux d'un sable de rivière en climat semi-aride : le système R'Dat-Tensif (Maroc). p. 7
- BEAUDOIN B., MAILLART J., MERCIER D. et PINAULT M. - Stratification diagénétique en deux réseaux sécants (Domérien du Vançon, près de Sisteron). p. 25
- BERNE S., CASTAING P., MOULIN P. et WEBER O. - Relation entre la variabilité du courant tidal et la structure interne des dunes hydrauliques (vagues sableuses) dans l'estuaire de la Gironde. p. 29
- BIBLIOTHEQUE DE L'ECOLE DES MINES DE PARIS - Sciences de la Terre -Sédimentologie. p. 33
- BOULVAÏN F. - Monticules micritiques frasniens (Belgique, France) et variations du niveau marin. p. 41
- BOURDEAU E. et COURJAULT-RADE P. - Numérisation d'acétate peels par microdensitométrie : un nouvel outil d'analyse pétrographique des carbonates. p. 45
- BREYER R. - Les associations des rudistes du Coniacien de Gattigues (Gard, SE France) et leurs significations paléocéologiques dans le contexte sédimentaire. p. 47
- CANU M., MARABINI F., CASINI ROPA D. et CURZI P.V. - Comparison of shepard and nota textural classifications of the sediments in the Adriatic sea (Italy). p. 61
- CIBAJ I. - Sedimentary structures and their paleogeographical significance of "grès de Virieux" formation (Lower Emsian, Ardennes). p. 69
- COCHONAT P., SCHIEB T., MULLER C., BOURILLET J.F., SAVOYE B. - Hyatus sédimentaires et surconsolidation : indices de glissements superficiels dans le cône sédimentaire sous-marin du Var. p. 77
- GUILLOCHEAU F., BAGHLI M.K., BIRCKEL P., CİNER A., DEYNOUX M., HOFFERT M., LEJAY A., MERZERAUD G., METTRAUX M. et PROUST J.N. - Les séquences à haute résolution (20 à 400 Ka) dans les bassins sédimentaires : relais des processus autocycliques par les contrôles allocycliques. p.141
- HANZO M. et ESPITALIE J. - Relation entre la matière organique et la sédimentation du Lias de Lorraine. p.153
- IZART A. - Quelques exemples de corps sédimentaires dans le Carbonifère de la Meseta marocaine. p.157
- JOSEPH P., BEAUDOIN B., FRIES G. et PARIZE O. - Tectonique distensive et vallées sous-marines du Crétacé vocontien (S.E. France). p.159
- LIU X. B. - Géothermie actuelle et paléogéothermie dans le bassin houiller de Lorraine. p.181
- MACHHOUR L. et MAURIN A.F. - Biosedimentological aspects of sedimentary pyrites. Examples from the Albian deposits of the Toulonnais basin (S.E. France). p.183
- MANIER E. et MERCIER D. - Un cône alluvial d'âge protérozoïque en Guyane française ; minéralisation aurifère associée. p.189
- MARTINI R., DE WEVER P. et ZANINETTI L. - Les radiolarites du Trias moyen de la formation du Monte Facito Auct. (Bassin de Lagonegro, Italie méridionale). p.193
- MONTAGGIONI L.F., NAIM O. et CUET P. - Enregistrement sédimentaire de l'Eutrophisation sur les récifs coralliens actuels. p.201
- OLLIER G., COCHONAT P. et LEDREZEN E. - Organisation d'un système sédimentaire volcano-détritique sous-marin (Ile de la Réunion). p.213
- ORZAG-SPERBER F., PLAZIAT J.C. et PURSER B.H. - Expressions sédimentaires de l'évolution du rift de la Mer Rouge (rive occidentale, Egypte). p.219
- PHILIP J., MERMIGHIS A. et TRONCHETTI G. - Séquences de développement et de submersion de plate-forme carbonatée au Passage Cénomanién/Turonien dans les Hellenides internes (Péloponnèse, Grèce). p.233
- ROMERO-SEGURA M.J. et MORENO C. - Sédimentation "catastrophique" actuelle. Une base pour reconnaître les anciennes séquences. p.251
- SAVOYE B., PIPER D.J.W., LERICOLAIS G., DROZ L. et COCHONAT P. - Quels sont les facteurs à l'origine de la structure sédimentaire actuelle de l'appareil sous-marin du Var ? Données sismiques très haute résolution. p.259

**RESUMES
DES COMMUNICATIONS ORALES
ET DES POSTERS**

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

KARSTIFICATION ET PEDOGENESE DANS LES
CALCARENITES DU LITTORAL ATLANTIQUE
MAROCAIN

M. ABERKAN

Université Mohammed V, Faculté des Sciences
Département des Sciences de la Terre, B.P. 1014,
Rabat - Maroc

Au Maroc, toute la côte atlantique, depuis Tanger jusqu'en Mauritanie, est marquée par une succession de cordons littoraux superposés, emboîtés ou juxtaposés selon l'âge et le cadre géologique régional. Ces alignements côtiers sont constitués de calcarénites qui, après leur mise en place, ont été altérées et leur surface karstifiée.

Au Nord de Rabat, les cordons littoraux fossilisent des paléosols rouges : les plus anciens (Tensiftien) sont assez évolués et sont associés à des karstifications. La fraction argileuse de ces sols est constituée de l'illite et de la kaolinite probablement héritées de la roche-mère (calcarénite) ainsi que de la chlorite, de la vermiculite, de la smectite et des interstratifiés 10-14 Å résultant de transformations et/ou de néoformations pédogénétiques.

Dans le complexe dunaire attribué au Soltanien, jusqu'à six sols fossiles rouges peu évolués sont mis en évidence. Ils témoignent de périodes d'humidification climatique intrasoltaniennes pendant lesquelles se manifestent des pédogenèses rubéifiantes, dont l'intensité et surtout la durée n'étaient pas suffisantes pour aboutir à des sols rouges évolués.

Les minéraux argileux de ces sols intrasoltaniens sont constitués surtout d'illite et de la kaolinite héritées de la roche-mère.

Relations entre présence de palygorskite, périodes d'anoxie et eustatisme au Crétacé moyen dans le massif de la Maiella (Italie centro-méridionale).

H. ACCARIE* et J.F. DECONINCK**

* Laboratoire de sédimentologie, Ecole des Mines de Paris,
35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau, cedex.

** Laboratoire de Dynamique sédimentaire et structurale,
U.R.A. 719 C.N.R.S., Université de Lille I,
59655 Villeneuve d'Ascq, cedex.

P
O
S
T
E
R

Au Crétacé moyen et supérieur, le massif de la Maiella (Italie centro-méridionale) représente une zone de transition constituée d'une pente tectonique entre la plate-forme carbonatée des Abruzzes au Sud et le Bassin des Marches-Ombrie au Nord.

Dans le domaine de bassin, la minéralogie des argiles des formations essentiellement carbonatées de deux coupes (fig. 1) a été étudiée grâce à la diffraction des rayons X: la coupe de Pennapedimonte (Turonien) et la coupe de Pretoro (Albien supérieur à Turonien supérieur).

Les cortèges argileux sont constitués essentiellement d'illite et de smectite. L'illite est plus abondante à Pennapedimonte, coupe située en position proximale, tandis que la smectite domine à Pretoro, coupe située en position plus distale, en raison d'une sédimentation différentielle de ces deux espèces minérales.

Dans certains niveaux, la palygorskite s'ajoute à la smectite et à l'illite. A Pretoro, cette argile fibreuse est identifiée à l'Albien supérieur dans un lit d'argiles noires laminées déposé dans des conditions anoxiques, et au Turonien inférieur dans un niveau argileux équivalent latéral du "Livello Bonarelli" et par conséquent également déposé durant une période d'anoxie (fig. 2, Accarie & Deconinck, 1989).

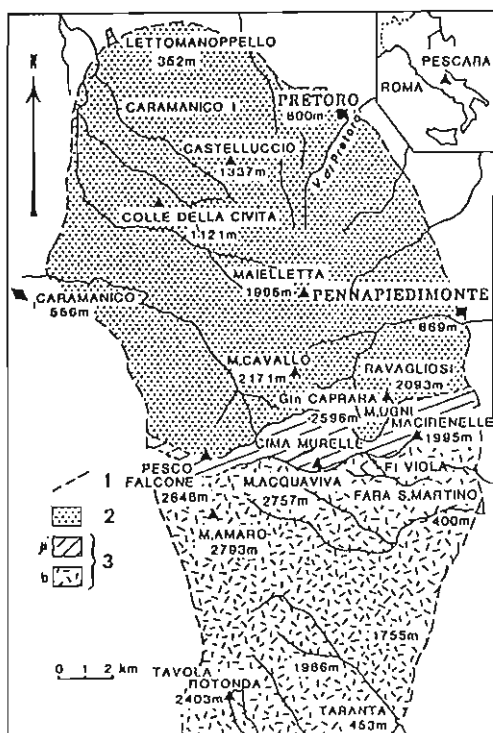


Fig. 1. Localisation géographique.

A Pennapiedimonte, les argiles fibreuses sont présentes dans des niveaux calcarénitiques constitués d'éléments (débris de rudistes en particulier) remaniés depuis le domaine de plate-forme (fig. 2). Cette association indique que les minéraux fibreux identifiés dans le domaine de bassin proviennent du remaniement de sédiments préalablement déposés sur la plate-forme carbonatée dans des milieux chimiquement confinés.

Selon de nombreux auteurs, les périodes d'anoxie du Crétacé correspondent à des hauts niveaux marins. A Pretoro, la présence de palygorskite, uniquement dans les sédiments déposés au cours de ces périodes, paraît donc déterminée par une reprise, en contexte transgressif, des formations superficielles, depuis les plates-formes carbonatées vers les domaines de bassin.

ACCARIE H. & DECONINCK J.F. (1989) Relation entre présence de palygorskite et périodes d'anoxie à l'Albien supérieur et au Turonien inférieur à moyen dans le massif de la Maïella (Abruzzes, Italie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, II, p. 1267 - 1272.

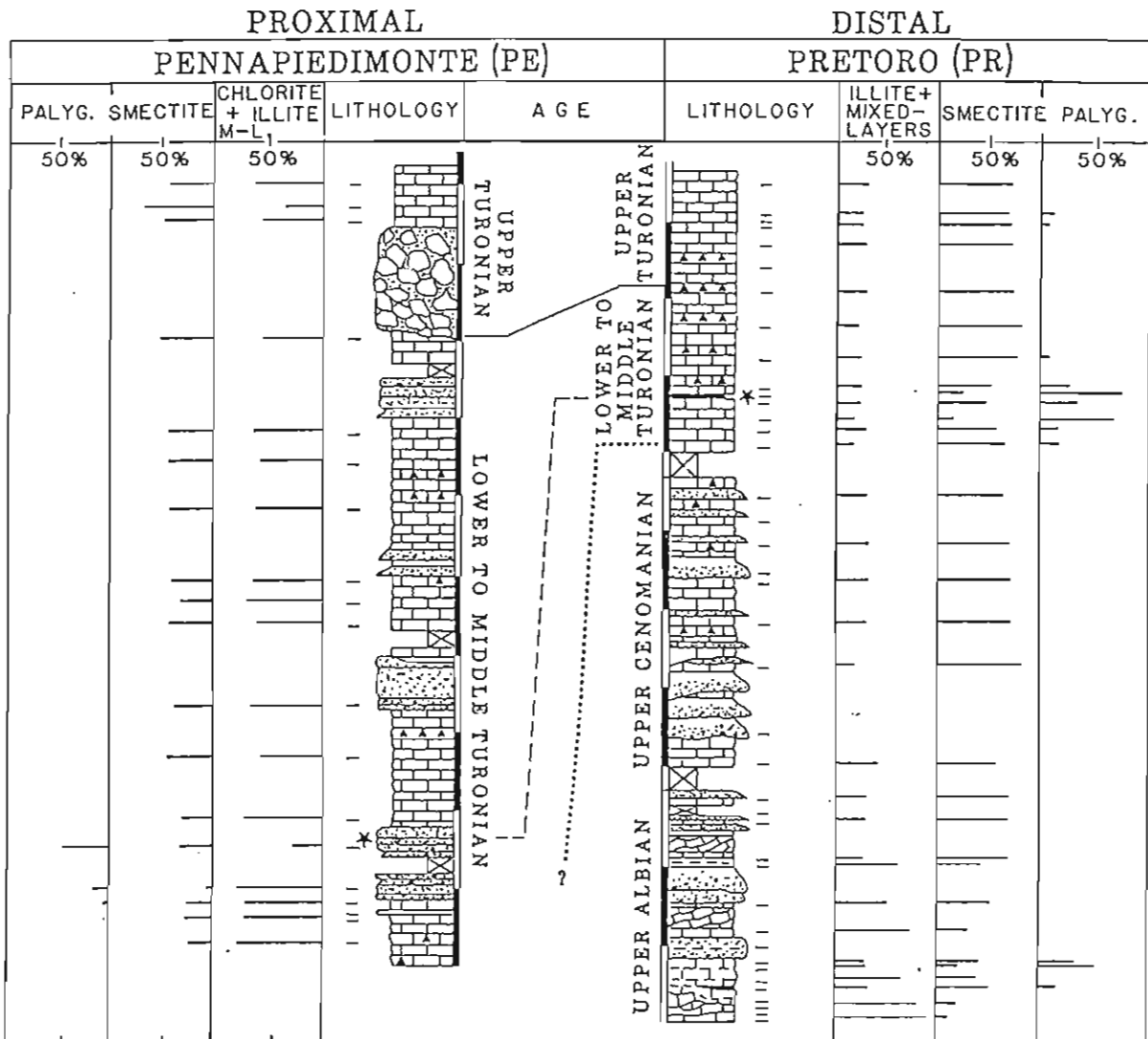


Fig. 2. Minéralogie des argiles des coupes de Pennapiedimonte et Pretoro.

DATATION PAR MAGNETOSTRATIGRAPHIE DES
CALCAIRES DE L'ATOLL DE MURUROA

Djafar M. Aïssaoui

CNRS-UA 723

Département de Géologie, Bât. 504, Université d'Orsay
91405 Orsay Cedex - France

Pour la première fois, des mesures de magnétisme rémanent sur les 100m supérieurs des calcaires de Mururoa (Océan Pacifique 21°50 S 138°50 W) ont permis l'évaluation de l'âge de l'atoll.

Le sommet du sondage Française présente une polarité normale équivalente au Brunhes dont l'extension va jusqu'à 45.8m. Dominé par les inversions, l'intervalle sous-jacent est le Matuyama. Compris entre 45.8 et 66.6m, il possède une récurrence de polarité normale attribuée à l'Olduvai, entre 54.5 et 57.3m. Les nombreuses discontinuités sédimentaires et diagénétiques, n'ont pas permis l'identification de toutes les subdivisions du Matuyama. L'intervalle sous-jacent entre 66.6 et 95.8m correspond au Gauss. Il est ponctué de deux périodes d'inversions, de 72.8 à 75m et de 80.4 à 83.1m qui sont respectivement les subdivisions 2A1 et 2A2. L'absence de toute discontinuité significative et la corrélation latérale avec les niveaux datés d'Irène 30 (en respectant l'obliquité liée à la progradation) permet de bien situer le Gauss. Enfin, la partie basale montre la succession d'une période inverse de 95.8 à 97.8m qui passe à la base, à une période normale jusqu'à 100m. Le Gilbert avec sa subdivision 2Ar dans le sondage Française reste à confirmer. La présence d'une surface durcie et perforée explique peut être la réduction sensible de la subdivision 2Ar du Gilbert.

La Figure 1 résume la magnétostratigraphie de l'atoll de Mururoa. Les premiers 100m du sondage Française ont atteint le sommet du Pliocène inférieur (à partir de 95.8m). Entre cette époque et l'Holocène (dont la base se trouve à 4.5m) se distinguent le Pliocène supérieur et le Pléistocène. L'attribution à l'Olduvai du seul intervalle normal au sein du Matuyama, permet de situer la base du Pléistocène à 54.5m. Le Pliocène supérieur est compris entre cette cote et le sommet du Gilbert à 95.8m. Les dates proposées impliquent un taux de formation des 100m de l'atoll en moins de 3.5 Millions d'années. La Figure 2 illustre la corrélation positive entre les ralentissements du taux d'accumulation et la fréquence des émergences.

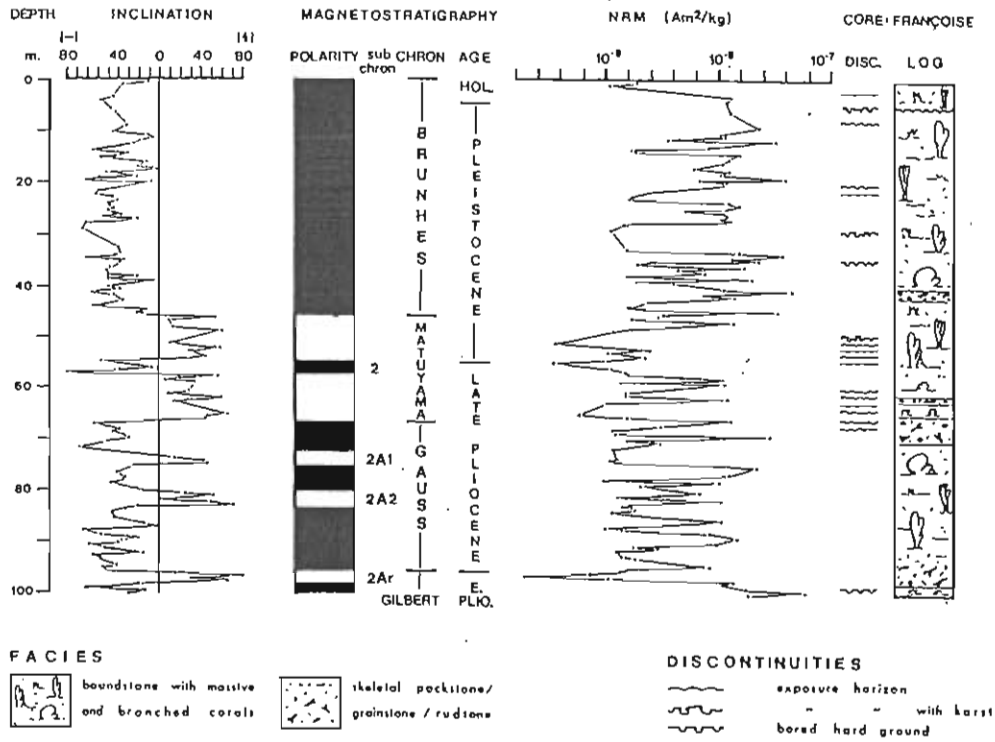


Figure 1

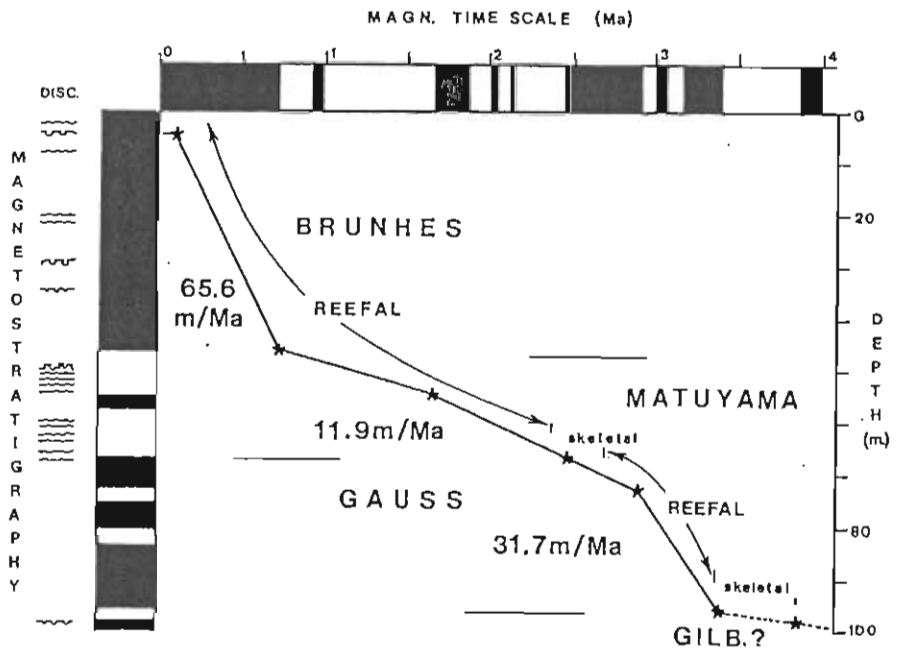


Figure 2

PARAMETRES TEXTURAUX D'UN SABLE DE RIVIERE EN CLIMAT SEMI-ARIDE: LE SYSTEME R'DAT-TENSIFT (MAROC)

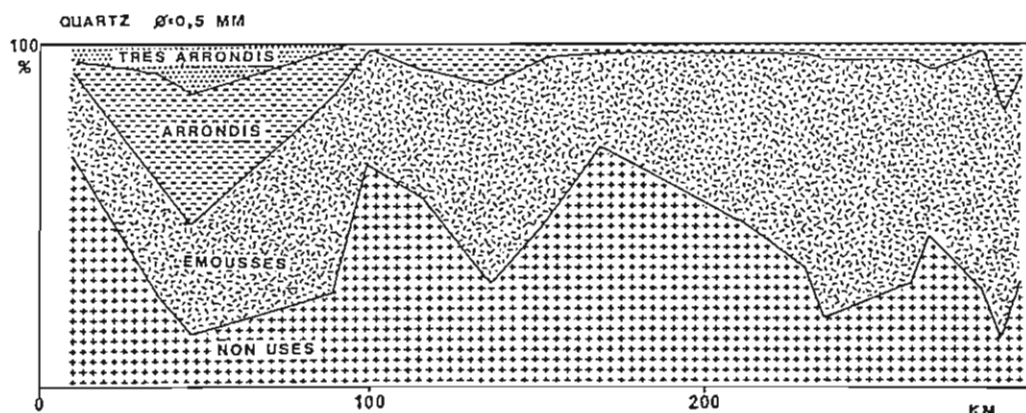
Abdellah ALGOUTI, Dépt de Géologie, Faculté des Sciences, Marrakech
 Jacques BEAUCHAMP, Dépt de Géologie, Université de Picardie, Amiens.
 Coopération Franco-Marocaine, A.I. n° 87/288

P
O
S
T
E
R

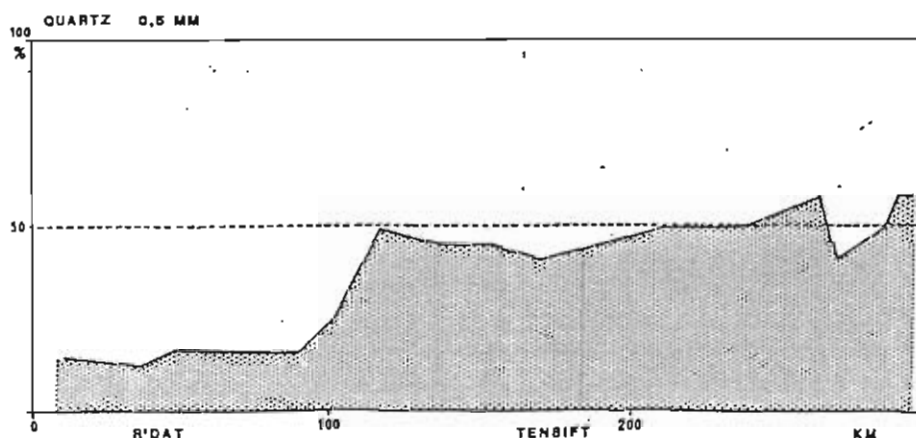
L'oued R'dat prend sa source sur le versant nord du Haut Atlas de Marrakech. C'est un torrent en tresse de pente forte, en moyenne 20 pour mille. Il contribue à la formation de l'oued Tensift au bout de 80 Km. L'oued Tensift est un fleuve à méandres, de pente moyenne 2,5 pour mille, qui coule dans la plaine du Haouz pour se jeter dans l'Atlantique. La longueur totale du système R'dat-Tensift est d'environ 300 Km.

Les terrains traversés sont variés: vulcanites du Précambrien, grès et shales paléozoïques, grès et siltites triasiques et jurassico-crétacés, calcaires du Crétacé supérieur de l'Atlas; molasses tertiaires et alluvions récentes du Haouz. L'oued Tensift reçoit en outre les matériaux issus des grès, shales plus ou moins métamorphisés et granites hercyniens des Jebilet et traverse en aval les calcaires jurassico-crétacés ainsi que les détritiques et basaltes du Trias.

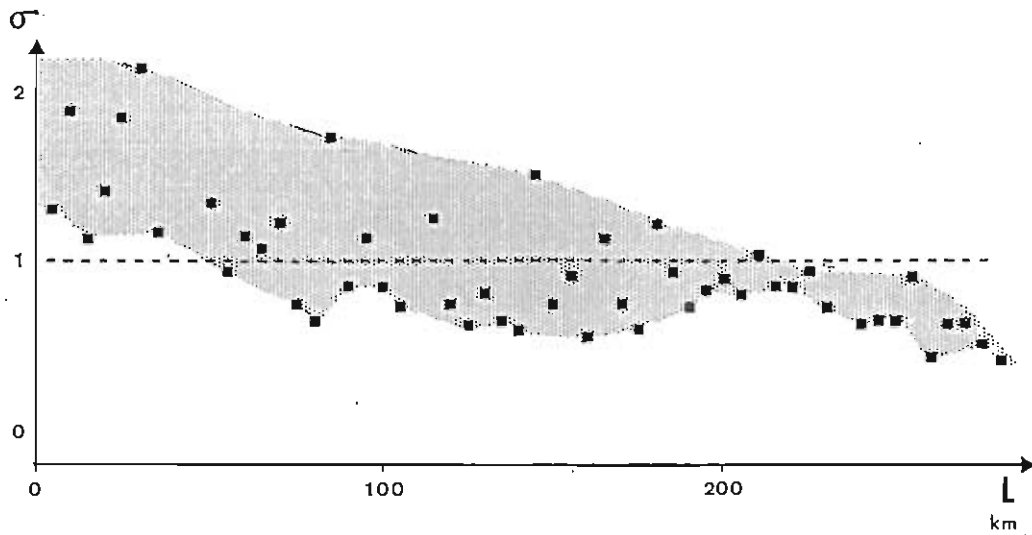
Le débit varie de 15 m³/s en avril à moins d'1 m³/s en août. Les alluvions sont surtout des galets et des sables. Les sables ont été prélevés au printemps (67 échantillons) selon une procédure définie. L'étude a porté sur la granulométrie des sables, la morphoscopie et la proportion des grains de quartz.



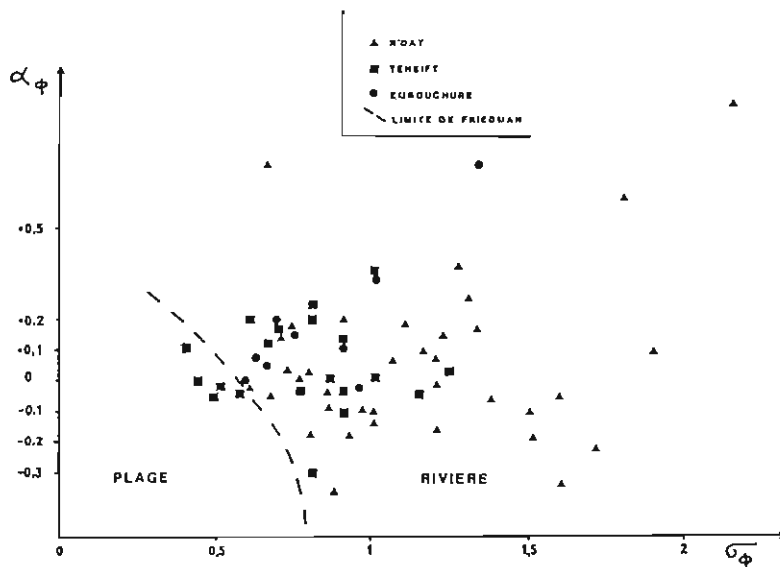
* Fig. 1. La morphoscopie des grains de quartz montre que la quantité des grains arrondis dépend surtout de la nature du terrain traversé: ce sont des grains polycycliques, très altérés (observation au M.E.B.) issus des séries paléozoïques et triasiques du Haut Atlas. La quantité des grains à traces d'usures (émoussés) tend à augmenter vers l'aval. Celle des grains non usés dépend de la contribution des granites et des roches métamorphiques.



* Fig. 2. La quantité des grains de quartz est faible dans l'oued R'dat par rapport à celle des grains lithiques. Dans le Tensift, elle avoisine en revanche 50 % du fait de la désagrégation des grains lithiques au cours du transport et de l'apport des granites, des filons, des roches métamorphiques et des grès des Jebilet.



* Fig. 3. L'écart-type des sables diminue progressivement d'amont en aval; le transport augmente la qualité du classement. L'asymétrie est positive ou négative mais toujours faible.



* Fig. 4. Le diagramme de Friedman asymétrie/écart-type montre que la majorité des points est située dans la zone fluviatile. Il existe néanmoins des valeurs dans la zone "plage"; assez paradoxalement ces valeurs sont celles de sables du cours moyen du Tensift et non de son embouchure (influence possible des grains polycycliques.)

Dans cet exemple, les paramètres texturaux dépendent plus de la nature des terrains traversés que de la longueur du transport; en particulier, les grains de quartz polycycliques issus des roches sédimentaires ont une influence déterminante. Dans l'étude des séries détritiques anciennes, on cherche souvent à connaître la longueur du transport. La morphoscopie fournit peu d'indication. La proportion de grains de quartz paraît plus fiable. Dans les paramètres granulométriques, l'écart-type est plus utile que l'asymétrie pour différencier sables fluviatiles et littoraux et évaluer la longueur du transport.

**DEVELOPPEMENT DE VOILES "ALGOBACTERIENS" DANS DES
MICROKARSTS SILICIFIES DE LA HAMADA DU GUIR
(SAHARA ALGERIEN NORD OCCIDENTAL).**

F. ARBEY

Laboratoire de Géochimie, Batiment 504, Université de Paris Sud, 91405 Orsay Cedex

Abstract.- "Algobacterial" mats are found in hamadian silicified microkarsts of N.W. algerian Sahara. Silica origin is climatic phyllosilicate hydrolysis. Fanshape clusters of organic mater grow on silica concretion surfaces. In imersion oil with 100x lens, clusters show dark brown little stick or point lines very similar to bacteria lines. " n_m " chalcedony indicate medium sulfated waters.

Les silicifications de la "torba" de la Hamada du Guir, au Nord-Ouest du Sahara algérien contiennent des restes organiques structurés.

Organisation de la matière organique.

Celle-ci se présente sous forme de bouquets de filaments (fig.1) divergeants en éventail depuis la zone de fixation sur le substratum. Les filaments plus ou moins foncés sont réunis par un voile brun clair, irrégulier, comme effiloché.

Les filaments se résolvent en immersion à un grandissement de 1250x en une succession de batonnets ou de points alignés qui font penser à des bactéries.

Le voile brunâtre, situé entre les filaments, est transparent et apparemment sans organisation bien définie, cependant on y observe aussi des batonnets et des punctuations.

Le milieu de fossilisation siliceux.

Les silicifications de la Hamada du Guir ont été étudiées par maints auteurs cités par Conrad (1) et les formes de silice qu'on y rencontre ont été passées en revue par Arbey (2).

La roche karstifiée est au départ grés-argileuse carbonatée avec beaucoup de cristaux de gypse. Sous l'effet d'une hydrolyse intense les silicates argileux ont en grande partie disparu, le quartz détritique est légèrement corrodé et la matrice, massivement opalisée, apparaît brune.

Les cavités de dissolution ont des contours "en forme de neurone" et s'allongent horizontalement, elles ont aussi fréquemment la forme exacte des cristaux de gypse dissous - lentilles biconvexes, losanges allongés. Ces cavités millimétriques à décimétriques sont comblées plus ou moins entièrement par les concrétionnements siliceux, zonés et centripètes.

A partir de la surface de l'opallite gréseuse beige on rencontre les principales successions siliceuses suivantes:

- calcédonite " n_m ", pseudocalcédonite, calcédonite torsadée, calcédonite.
- calcédonite " n_m ", pseudocalcédonite, calcédonite à tendance torsadée, quartz en mosaïque à contours automorphes birhomboédriques vers le centre, enfin vide ou sparite tardive.
- calcédonite " n_m ", pseudocalcédonite, calcédonite " n_m ", pseudocalcédonite.
- calcédonite " n_m ", quartzine, dans des cavités de dissolution de cristal de gypse.
- calcédonite " n_m ", calcédonite torsadée, dans des cavités de dissolution de cristal de gypse.

A Hassi Zguilma les amas "algobactériens" tapissent des surfaces de concrétionnement de calcédonite " n_m ". Ils ont commencé à se développer lors d'une interruption de silicification et se sont trouvés fossilisés par les dépôts siliceux identiques qui leur sont contemporains ou postérieurs. A Guelb Zia la matière organique brune semble moins bien conservée et occupe le centre de groupements de cristaux de quartz pétaloïdes trapus à terminaisons automorphes monorhomboédriques dits encore quartz "pseudocubiques" (2, fig. 6).

Conclusion.

Les restes organiques des silicifications hamadiennes ressemblent à un voile mucilagineux contenant des filaments algobactériens. D'une manière plus large ils se présentent un peu comme les "voiles" rencontrés dans les canalisations d'évacuation d'eau chaude et dont le développement croît avec le trophisme de l'eau.

Le tableau de la fig.2 montre que les eaux qui sont à l'origine de la calcédonite " n_m " sont

moyennement sulfatée. Le quartz monorhombédrique indique un milieu plus sulfaté. D'autre part, d'une manière générale, les diverses formes de silice qui se succèdent montrent que la teneur en silice des solutions varie au cours de la silicification : la teneur est basse pour les quartz en mosaïque, plus forte pour les fibres et il y a saturation pour l'opale beige. Enfin les eaux semblent peu trophiques.

- (1) Conrad G., 1969, L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien. CRZA, sér. géol. N° 10, CNRS, Paris, 527 p., 284 fig. et tabl., 11 pl. h.-t., 6 cartes h.-t.
- (2) Arbey F., 1980, Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 4, 1, 309-365, 72 fig., 1 pl. h.-t.

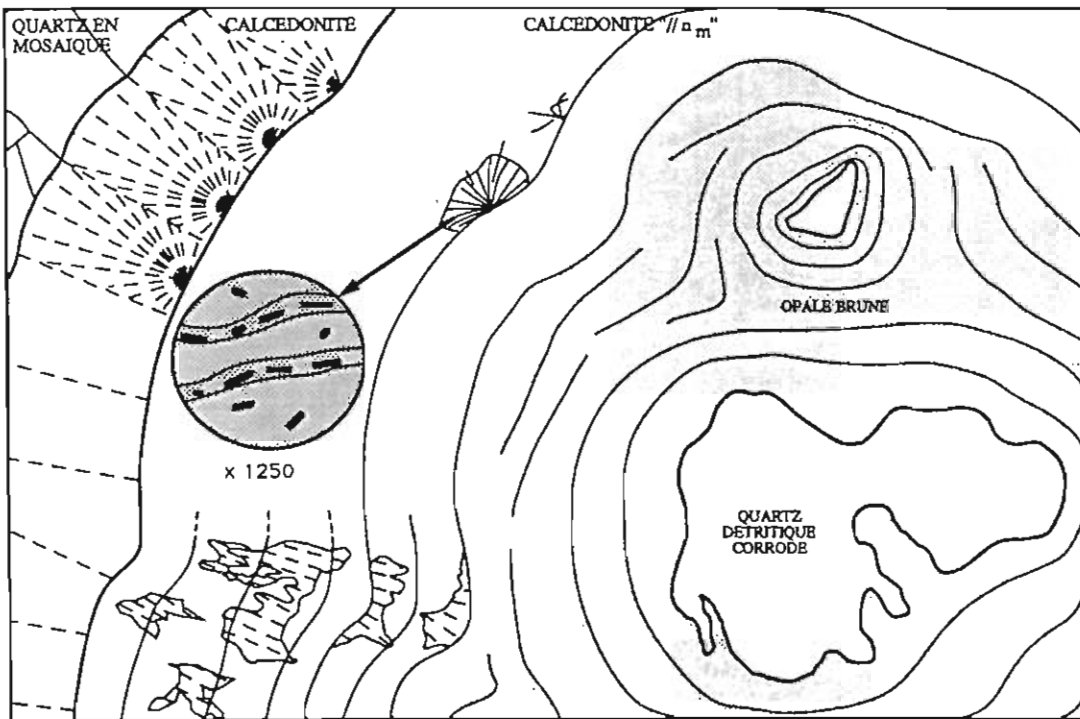


Fig. 1 : Position des amas de filaments à l'intérieur de la calcédonite "n_m".

		SILICE	CATIONS	MORPHOLOGIE	TYPE MINÉRALOGIQUE DE LA SILICIFICATION						
TENUEUR DES SOLUTIONS EN	TRES ELEVÉE	ELEVÉE	MOYENNE ELEVÉE	AMORPHE	OPALES A, C						
	ELEVÉE			CRYPTOCRISTALLINE	OPALES CT (LUSSATITE)						
	MOYENNE	BASSE	BASSE	MICRO-ISOMETRIQUE	MICROQUARTZ						
	BASSE				FIBREUSE	CALCEDONITE et. ou	PSEUDOCALCEDONITE	CALCEDONITE TORSADÉE	CALCEDONITE PARALLÈLE "n _m "	QUARTZINE	LUDECITE
				ALLONGES	MACRO-						
				PETALOÏDES (pl)							
				PALISSADIQUES (pl)							
				ISOMETRIQUES							
				FORMES DOMINANTES	hexaédriques (r=2)		intermédiaires (r > 2)		pseudocubiques (r)		
				ALLONGEMENTS			MEGAQUARTZ				
							NEGATIF OU POSITIF		POSITIF		
MINÉRALOGIE DE LA ROCHE				SANS SULFATES (carbonates)				AVEC SULFATES (évaporites)			

Fig. 2 : Relations entre le type minéralogique de la silicification, la minéralogie de la roche silicifiée et la nature de la solution silicifiante (d'après Arbey 1980, modifié 1988).

Sédimentation de la matière organique dans un contexte de dessalure: la Baie de Floride (Etats Unis)

Sedimentation of organic matter within hyposaline environments: Florida Bay (U.S.A.)

AUBRY Christophe

Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie
Université de Paris Sud-Orsay, Bât. 504, 91 405 Orsay Cedex

Abstract: The carbonate sediments of Florida Bay contain an average of 1,8% organic matter (O.M.) in mud banks, with reducing conditions and basic pH. The coarse sediments between the banks have less than 1% of O.M. In the small eastern confined basins, the average is near 8% O.M. The fringe mangrove sediments in the landward part of Florida Bay, contain an average of 11% of O.M., with reducing conditions and acid pH, whereas the freshwater marl of the Everglades swamps contain in average 17% of O.M., with oxyding conditions and neutral pH.

La Baie de Floride (Etats Unis), est le siège d'une sédimentation holocène transgressive carbonatée,[1], riche en matière organique (M.O.), dans un contexte de dessalure, avec le déversement dans la Baie des eaux douces de drainage venant du Nord à travers les Everglades, sous un climat subtropical humide. La Baie de Floride et ses bordures continentales, peuvent être caractérisées par 5 faciès sédimentaires principaux, selon le type de salinité, de sédimentation, de minéralogie, de végétation et de teneur en M.O. :

Les tourbes continentales: la frange continentale Nord de la Baie, avec une salinité moyenne inférieure à 10g/l, est colonisée par la mangrove (à *Rhizophora mangle* principalement), au delà de laquelle se trouve le marais d'eau douce à *Cladium*. Les niveaux tourbeux sont intercalés avec des niveaux de calcite peu magnésienne, provenant de précipitation algale [2]. Dans le marais d'eau douce, les tourbes ont des teneurs en M.O. atteignant 47%, avec une moyenne de 17% pour ces sédiments. Les conditions de milieu sont oxydantes, (jusqu'à +0,200 V), pour un pH acide à la base et basique en surface. La M.O. a pour origine les tourbes de *Cladium*, mais aussi des algues bleues-vertes [3]. Les tourbes de mangroves ont des teneurs en M.O. atteignant 36%, les sédiments ont une teneur moyenne de 11,13%. Les conditions de milieu sont toujours réductrices pour un pH acide, mais légèrement oxydantes pour un pH réducteur en surface.

Les petits bassins boueux: ces petits bassins confinés, situés dans la partie Est de la Baie, ayant une salinité moyenne comprise entre 20 et 25g/l, sont le siège d'une sédimentation carbonatée fine, plutôt aragonitique et sont colonisés par de denses herbiers. A la base, on peut trouver une tourbe de mangrove ayant jusqu'à 33,64% de M.O.. Dans ce milieu la teneur en M.O. est forte: de 1,53 à 10,6%, pour une moyenne de 7,84%. Dans ces sédiments, le milieu est réducteur et les pH basiques ou neutres près de la surface.

Les îlots (les "keys") et les rides à mangroves: Ces deux reliefs boueux (plutôt aragonitique) et tourbeux, se situent plutôt dans la moitié Est de la Baie, sont colonisés par une mangrove à *Rhizophora* et *Avicennia*, avec des tapis algaires en position interne supratidale. Cette colonisation a pu être tardive, et dans ce cas la teneur en M.O. est similaire à celle des bancs de boue, avec des valeurs moyennes par carottes de 2 à 3,6% (avec des teneurs de 4 à 11% dans la tourbe de surface); ou avoir débuté dès l'édification de la ride ou du Key, dans ce cas, on est en présence d'une tourbe de la base à surface de l'édifice, avec des teneurs moyennes en M.O. par carotte de 10 à 27%. Dans ces reliefs, les Eh sont réducteurs tout le long des carottes, sauf en surface où le milieu est légèrement oxydant, les pH sont plutôt basiques dans les sédiments boueux, et légèrement acides dans les tourbes de mangroves bien drainées.

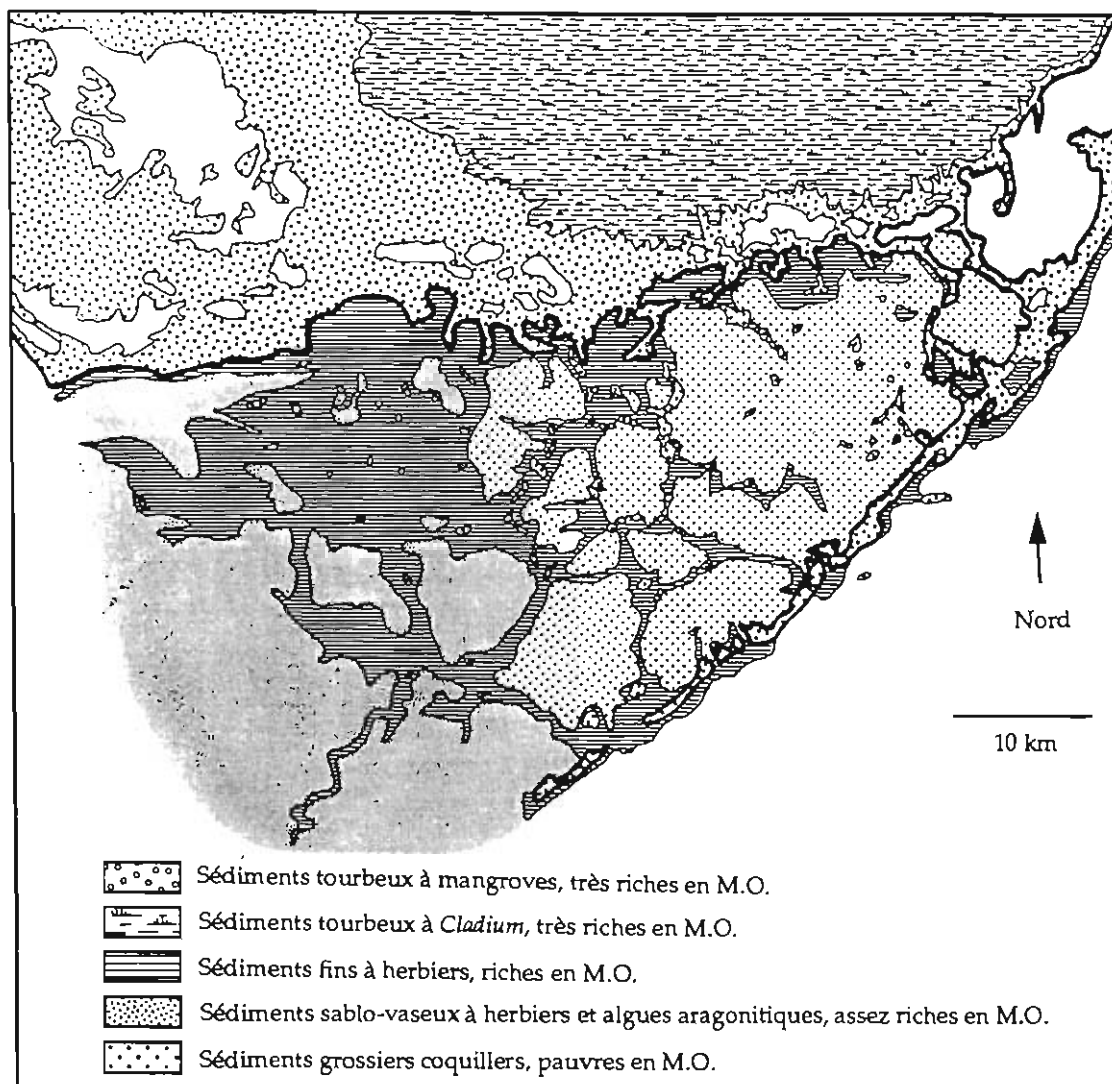
Les bancs de boue: ils constituent le principal relief de la Baie, et sont principalement localisés dans sa partie Ouest, à salinité moyenne proche de l'eau de mer. Ils sont constitués de boue aragonitique (à plus de 55%), et sont colonisés par des herbiers à *Thalassia testudinum* fournissant une importante quantité de M.O. en surface: de 2 à 7,28%. Mais avec la dégradation par les micro-organismes, cette teneur décroît rapidement avec la profondeur: à partir de 20 cm et jusqu'à la base, elle est de 1% environ. La teneur moyenne en M.O. par carotte varie de 0,94 à 3,07%, pour une moyenne générale de 1,77%. Dans ce sédiment fin, les conditions réductrices augmentent avec la profondeur, (jusqu'à -0,150V). Les pH sont basiques tout le long de la carotte, ou légèrement acides près de la surface des bancs de boue les plus riches en M.O., dû à l'oxydation de l' H₂S, [2].

Les sédiments sablo-vaseux: les dépressions de la partie Est de la Baie, situées entre les reliefs boueux, et le fond des grands bassins confinés, à l'Est de la Baie, sont le lieu d'une sédimentation grossière dominée par la calcite magnésienne, et épaisse de quelques cm, faite de coquilles de mollusques dans une boue grisâtre, sur laquelle pousse un tapis algair brunâtre ou des *Thalassia* éparses. Dans ces deux milieux la teneur en M.O. est faible: de 0,36 à 0,95%. Les bancs sableux de la partie Sud-Ouest de la Baie, sont colonisés par des algues aragonitiques (*Penniculus*, *Halimeda*, *Udotea* ...), et sont aussi peu riches en M.O.: de 0,63 à 0,75%.

Conclusions: la Baie de Floride, et sa frange continentale, apparaissent être un bon environnement pour le dépôt et la conservation de la M.O. dans un milieu surtout réducteur et basique. Cette M.O. est d'origine marine dans les bancs de boue avec les herbiers à *Thalassia*, et continentale avec les tourbes de mangroves et de *Cladium*.

- [1]: Ginsburg R.N., (1956), "Environmental relationships of grain size and constituent particles in some south Florida carbonate sediments", Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., Vol 40, p 2384-2427
[2]: Gleason P.J. et Spackman W., (1974), "Calcareous periphyton and water chemistry in the Everglades", In: "Environments of south Florida: present and past", Gleason P.J. Éd., Miami Geol. Soc., Mem. 2, p 146-181
[3]: Orem W.H. et Hatcher P.G., (1987), "Early diagenesis of organic matter in a sawgrass peat from the Everglades, Florida", Int. J. Coal Geol., Vol 8, p 33-54
[4]: Coleman M.L., (1985), "Geochemistry of diagenetic non-silicate minerals: kinetic considerations", Phil. Trans. R. Soc. Lond., A 315, p 39-56

Carte de la sédimentation riche en M.O. du Sud de la Floride



HYDRODYNAMIQUE ET MOBILITE DES VAGUES DE SABLE SOUS-MARINES EN BAIE DE SURTAINVILLE (MANCHE)

J.P. AUFFRET*, S. BERNE** et P. WALKER***

* Laboratoire de Géologie marine, Université de Caen, 14032 Caen cédex.

** IFREMER, DERO/GM, bp70, 29263 Plouzané cédex.

***CREO sa, Allée des Tamaris, 17000 La Rochelle.

Des mesures de courant et de houle et des observations en plongée et vidéo sous-marines ont été effectuées en Baie de Surtainville en 1987 et 1988 afin de connaître l'environnement hydrodynamique responsable de la progression vers le Nord des vagues de sable de la baie, dont la mobilité, pouvant atteindre 20m par an, est suivie depuis 1985.

Ces mesures ont également pour objectif de caractériser la turbulence dans la veine d'eau induite par la présence des obstacles constitués par les constructions sédimentaires.

La dissymétrie morphologique des corps sédimentaires étudiés est liée à la dominance des courants de flot vers le Nord, particulièrement perceptible en marée de vive-eau. La différence entre les vitesses en surface du maximum de flot et de jusant s'accroît avec le coefficient de marée: le courant de flot est proportionnel au coefficient de marée, par contre le courant de jusant reste inférieur à 0,75m/s quand le coefficient excède 60.

La répartition horizontale et verticale des vecteurs du champ de courant instantané au fond est déterminée par la morphologie sous-marine. Nous avons pu mettre en évidence l'apparition de "courant de retour" à l'aval des barres sableuses et également la déviation des écoulements qu'elles provoquent.

La progradation sédimentaire résultante vers le Nord est donc régie par la dissymétrie de l'oscillation permanente de marée, mais les houles et les vents dominants d'Ouest viennent perturber cette activité de construction des barres sableuses. Les vents peuvent amplifier ou contrarier l'asymétrie des mouvements de la masse d'eau. Nous avons pu ainsi mesurer des modifications sensibles du régime des courants sur le fond même sous l'effet d'une brise modérée.

Les houles longues, de période dépassant 10sec et de hauteur atteignant 1m, qui proviennent du large, peuvent mettre en mouvement le sable voire les graviers. Les "mers de vent", de plus courte période, produisent les mêmes effets lorsque la hauteur des vagues atteint 3m. Cette action des vagues, transverse à la progradation de marée, est enregistrée dans la structure interne des corps sédimentaires par des réflecteurs sécants sub-horizontaux.

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE EN DOMAINE COTIER DE HAUTE ENERGIE EXEMPLE DE LA BAIE DE SEINE

Jacques AVOINE
Laboratoire de Géologie Marine, Université de Caen, 14032 CAEN cedex

The present study describes the sediment dynamics in a high-energy coastal area. The combination of tidal currents and wave action results in a shoreward transport of fine sands on the shelf, which contributes to the infilling of local estuaries. The significant river inputs and other sources of fine-grained material are responsible for a seasonal evolution of the finer fraction of deposits, easily resuspended and dispersed during storms. A sediment transport model is in progress to estimate the transport paths resulting of both tide and wave influence and to provide a tentative sediment budget.

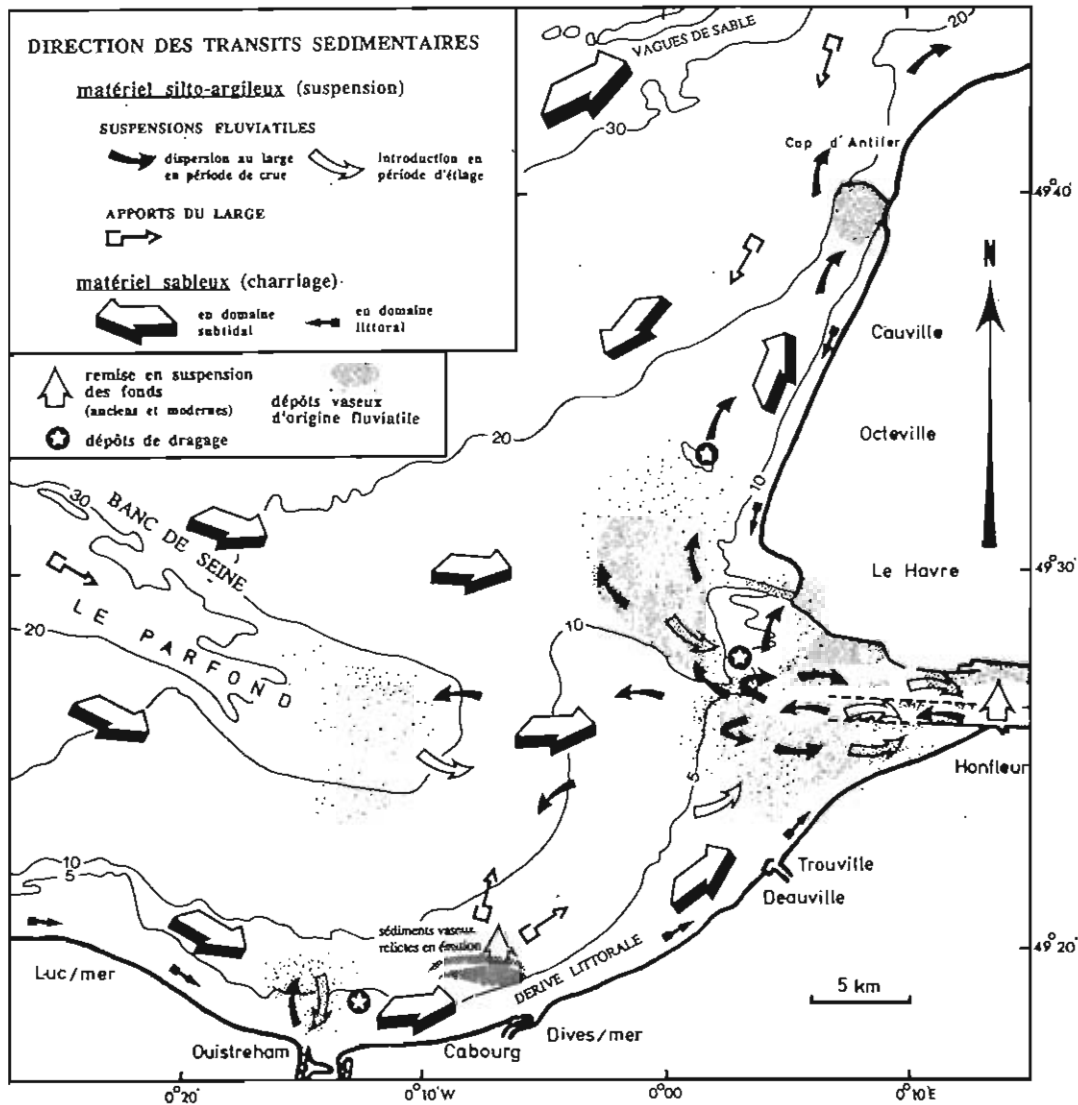
Zone de transition entre le domaine marin ouvert et l'estuaire de la Seine qui constitue le principal exutoire fluvial dans la Manche, la Baie de Seine a fait l'objet d'études intensives au cours de la dernière décennie (GRECO Manche, 1986). Cet environnement épicontinental est un bon exemple de milieu de haute énergie dans lequel houles et courants de marée agissent conjointement. Si le schéma de distribution des dépôts superficiels donne une image figée des caractères sédimentologiques de la baie et du littoral adjacent, l'importance des fluctuations saisonnières observées traduit l'ampleur des mouvements sédimentaires dans ce milieu. La compréhension des mécanismes d'érosion et de transport des sédiments qui règlent cette dynamique, aussi bien que l'identification et l'influence des différentes sources de matériel, nécessitent une connaissance approfondie du fonctionnement de la baie.

La circulation générale des eaux dans la Baie de Seine est largement connue sur la base de nombreuses mesures directes et par modélisation numérique. Il existe à l'heure actuelle un certain nombre de schémas de circulation, tant en ce qui concerne les champs de courants instantanés que la circulation résiduelle, prenant en compte ou non les effets liés au vent. La répartition des sédiments sur le fond montre un gradient d'affinement depuis l'extérieur de la baie vers le littoral, qui se superpose étroitement au gradient décroissant des vitesses de courant de marée dans la même direction. Les dépôts susceptibles de se déplacer, à savoir les sables fins et les sédiments sablo-vaseux, sont bien représentés notamment dans la partie orientale de la baie, ce qui reste une exception à l'échelle de la Manche où les sédiments grossiers prédominent. Un schéma synthétique de la dynamique sédimentaire dans ce secteur a pu être établi sur la base de données multiples (cf. figure).

Les transports sableux ont fait l'objet d'études intensives mettant en oeuvre différentes techniques d'investigation, traceurs radioactifs et sonar à balayage latéral en particulier. Ces travaux ont montré que les sables se déplacent sur le fond suivant un mouvement général dirigé depuis le large vers la côte, c'est-à-dire schématiquement d'Ouest en Est, en direction de l'estuaire de la Seine qui constitue un réceptacle où le taux de sédimentation est très élevé. Ces sables sont issus en majeure partie d'apports fluviaux détritiques dispersés sur le fond de la Manche au cours de la dernière glaciation, repris ensuite par les courants de marée et les houles depuis la transgression flandrienne, et transportés vers le littoral où ils forment un prisme sédimentaire auquel est venu s'adjoindre peu à peu une fraction bioclastique. Ce remaniement se poursuit à l'heure actuelle en réponse à l'action des agents hydrodynamiques, entraînant le colmatage des embouchures.

L'érosion des sédiments fins vaseux et leur transport dans la colonne d'eau sont mal connus. Il apparaît que l'action des houles est déterminante dans les phénomènes de remise en suspension d'autant plus que l'agitation est intense, tandis que les courants de marée sont responsables du transport et de la dispersion des pélites. Cependant, dans la partie orientale de la baie, l'extension de la sédimentation sablo-vaseuse dépend non seulement de l'agitation

locale, mais également des sources de matériel et de leur influence respective : apports fluviaux, érosion de sédiments fossiles à l'affleurement sur le fond de la mer, dépôts de dragage. D'une manière générale, le mouvement des sédiments fins dans la baie est contrôlé par l'action conjointe des courants de marée et des houles, les conditions optimales de transport étant réunies lors des tempêtes, lorsque les investigations directes deviennent difficiles. C'est la raison pour laquelle la Baie de Seine a été retenue comme site d'étude susceptible d'apporter des connaissances nouvelles sur la dynamique sédimentaire résultant de la superposition des effets de la houle et des marées, dans le cadre d'un programme en cours de développement.



Représentation schématique des mouvements sédimentaires dans la partie orientale de la Baie de Seine, basée sur des données sédimentologiques, des expériences à l'aide de traceurs radioactifs, des mesures de flux, des observations au sonar latéral, des enregistrements de courants près du fond et des analyses géochimiques (d'après AVOINE, 1987).

REFERENCES

- AVOINE J., 1987 - Sediment exchanges between the Seine estuary and its adjacent shelf .
J. Geol. Soc. London, 144 : 135-148.
GRECO Manche, 1986 - La Baie de Seine. Colloque National du CNRS, Caen 1985.
Actes de Colloque IFREMER n°4, 531 pp.

**IMPORTANCE DES CONTROLES ALLOCYCLIQUES EN
SEDIMENTOLOGIE DE FACIES :**

**Le cas des dépôts turbiditiques de plaine sous-marine
du flysch grés-micacé (Oligocène, Algérie du Nord).**

M. Khamis BAGHLI^{**}, François GUILLOCHEAU^{*}, Michel HOFFERT^{*} et
M. Mouloud MOUHOUBI^{**}.

^{*} Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cedex.

^{**} Institut Algérien du Pétrole, 35000 BOUMERDES, ALGERIE.

Le Flysch grés-micacé d'Algérie du Nord (Oligocène) est une plaine sous-marine, siège d'une sédimentation gravitaire variée : courants de turbidité et bouffées turbides à basse et moyenne densité ("turbidites à pulsations", BAGHLI et al., 1989), mégaturbidites de type unifites et homogénites.

Une autre caractéristique de ce flysch, est de présenter régulièrement des intercalations de faciès dits Numidien. Ce sont des barres de strates turbiditiques amalgamées, bien classées, et presque exclusivement constituées de quartz, associées à des pélites noires. Ces intercalations ont engendré de nombreuses discussions : interférence de deux bassins et/ou de deux sources, provenance africaine ou européenne, position des bassins...

Au moins deux ordres de séquences emboîtées peuvent être définis à l'intérieur de la séquence majeure de dépôt d'âge Oligocène supérieur.

Les séquences d'épaisseur pluridécamétrique comprennent, de bas en haut :

- (1) une alternance de pélites jaunes et noires avec des turbidites à pulsations de basse et moyenne densité et des unifites,
- (2) une barre de strates turbiditiques amalgamées de faciès numidien,
- (3) un ensemble d'une à trois homogénites.

Les séquences d'épaisseur plurimétrique sont de trois types, soit autant que de termes de la séquence pluridécamétrique. Pour le terme (1), la séquence-idéale comporte de bas en haut :

- (a) un niveau pluricentimétrique d'argiles noires ;
- (b) une alternance de pélites et de dépôts de bouffées turbides à basse et moyenne densité,
- (c) un ensemble de strates amalgamées (dépôts de bouffées turbides), ou/de pélites noirâtes,
- (d) un ensemble d'une à trois unifites.

La fréquence et l'épaisseur des événements turbiditiques permet d'appréhender la vitesse d'accumulation des sédiments. Les variations sont semblables pour les deux ordres de séquences. A une période à vitesse d'accumulation normale (1 pour les séquences pluridécamétriques, et b pour les séquences plurimétriques), succède une période à vitesse faible (amalgames : 2 et c), puis un à trois événements se déposent constituant, en épaisseur, au moins la moitié de la séquence (vitesse élevée : 3 et d).

Ces résultats sont accord avec les modèles récents de stratigraphie séquentielle, qui prédisent sur la plate-forme en réponse à une variation du niveau relatif de la mer, une variation de la vitesse d'accumulation en quatre temps. Au maximum de vitesse de la montée du niveau relatif de la mer, la vitesse d'accumulation est très réduite (condensation) ; au maximum de transgression, elle est normale ; au maximum de vitesse de baisse du niveau relatif de la mer, elle est faible ; au maximum de régression, elle est élevée.

Les termes (3) et (d) correspondraient au maximum de régression sur la plate-forme, et (2) et (c) au maximum de vitesse de la baisse du niveau relatif de la mer (accommodation minimale). La montée du niveau relatif

de la mer ne serait pas enregistrée dans la plaine sous-marine, à moins que les argiles noires du terme (a) correspondent à une telle période.

Trois conséquences immédiates importantes peuvent être déduites de ce travail :

- (1) Les plaines sous-marines enregistrent des variations de quelques mètres du niveau relatif de la mer, induisant des séquences peu épaisses plurimétriques, qui reflètent fidèlement les variations d'accumulation de sédiments sur la plate-forme.
- (2) Les différentes séquences turbiditiques qui se superposent verticalement, ne se développent pas simultanément dans le bassin ; elles sont intimement liées aux variations du niveau relatif de la mer. Ainsi les bouffées turbides à basse densité du maximum de transgression ne pourront pas passer à des unifites ou à des homogénites. La loi de Walther, même à l'échelle de séquences plurimétriques, ne serait donc pas applicable.
- (3) Les faciès amalgamés numidiens se développant systématiquement en période de légère condensation (baisse du niveau de la mer), il n'est pas nécessaire d'évoquer une interférence de deux bassins différents. Le Numidien, resédimenté dans le Flysch grésomiacé, pourrait être le produit de remaniements multiples, en période de baisse du niveau relatif de la mer, d'un matériel terrigène qui alimente ordinairement le Flysch grésomiacé.

PEDOGENESE ET KARSTIFICATION DANS LE CARBONIFERE DE BALLYEGAN (COMTE DE KERRY, IRLANDE).

Y.BATTIAU-QUENEY* ET F.ARBÉY**

* URA 141, Laboratoire de Géomorphologie, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq Cedex.

** Laboratoire de Géochimie, Bat. 504, Université de Paris Sud, 91405 Orsay Cedex.

Abstract : Ballyegan quarry exposes large vertically sided karstic pockets filled up with Namurian shales strongly weathered. At the summit of pedogenetic profiles, gibbsite is abundant and newly euhedral quartz appears. Gibbsite and quartz result from desilicification of kaolinite which come itself from Namurian illite by tropical hydrolysis, essentially during Paleogene and Neogene.

La carrière de calcaires dinantiens de Ballyegan (Fig. 1) expose de profondes poches karstiques à parois sub-verticales où ont été soliflués des paquets de shales noirs du Namurien. L'ensemble est scellé par des dépôts pleistocènes de type glaciaire - moraine de fond - , ou périglaciaire. Latéralement, à quelques centaines de mètres, les shales namuriens reposent en place sur le Dinantien (Fig. 1, 2).

Les poches karstiques.

Ces poches (Fig. 2) contiennent dans une matrice meuble, des masses de shales namuriens ainsi que des fragments de cherts et de calcaires du Dinantien.

Les shales sont à l'origine, noirs, *illitiques* et *pyriteux*. Ils renferment jusqu'à 6,6 % de matière organique, une fois à l'air libre ils dégagent une forte odeur sulfureuse et peuvent s'enflammer spontanément.

Les calcaires dinantiens, bioclastiques, contiennent des *cherts* allongés à bords nets. Ils peuvent atteindre un mètre et sont formés essentiellement de *calcédonite* et de *microquartz*.

La matrice est très mal triée, sans stratifications nettes. Elle est argilo-sableuse et contient des paquets d'argiles barriolées ou noires? En haut des poches la *gibbsite* et la *clinchite* sont abondantes et on rencontre beaucoup de *quartz de néogénèse automorphe*, souvent squelettique. La *kaolinite* augmente vers le bas alors que le quartz automorphe diminue. Dans des amas de shales altérés on peut observer la kaolinisation de l'illite, la formation d'alumine et l'oxydation de la pyrite qui, dans un premier stade, produit du *soufre cristallisé*; on y rencontre aussi du quartz de néogénèse automorphe.

Les parois des poches montrent des silicifications qui affectent les carbonates comme les cherts fracturés. Ces silicifications sont caractérisées par la *quartzine* qui doit être en relation avec les ions $(SO_4)^{2-}$ libérés par l'oxydation de la pyrite. De la goéthite imprègne les calcaires et les cherts; dans ce cas le fer provient aussi, essentiellement, de l'oxydation de la pyrite et a migré à l'état *ferrique* en milieu acide (H_2SO_4) pour se fixer dans les zones de *pH plus élevé*, au voisinage des carbonates.

Enfin les diverses silicifications montrent des traces de *corrosion* par le fer, les argiles - souvent sous forme d'*argilanes* et d'*argilo-ferranes* - et les carbonates.

Le tableau 1 résume les principaux processus.

Conclusion.

Ces néogénèses caractérisent un milieu intensément lessivé et drainé, sous un climat chaud. L'absence d'horizon pédologique net porte à croire que le phénomène déjà ancien a subi maints remaniements internes.

Bien que l'on connaisse des poches karstiques pré-namuriennes au Pays de Galles, il est plus probable que cette karstification ainsi que la pédogenèse intense qui l'accompagne ont commencé à l'Eocène supérieur. En effet les argiles du Lough Neagh (N-E de l'Irlande) datée de la fin de l'Eocène - début de l'Oligocène se sont déposées sous un climat ressemblant à celui de la Chine du Sud avec des hivers un peu plus doux cependant. Il est d'autre part probable que ces remplissages ont pratiquement cessé d'évoluer avec le dépôt des sédiments sus-jacents, glaciaires et périglaciaires, au Pleistocène supérieur.

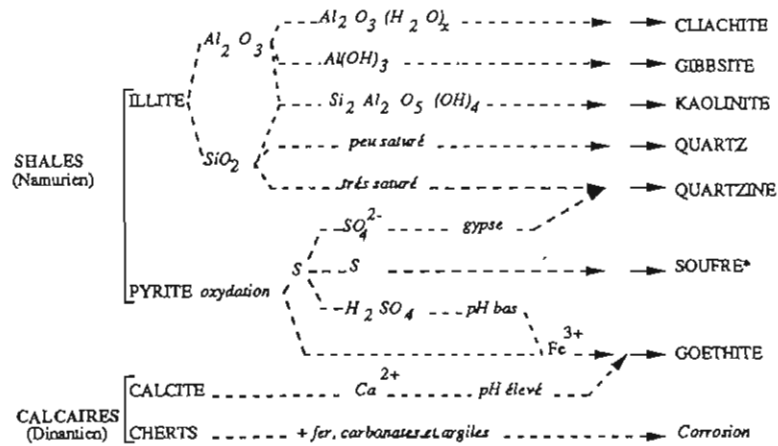


Tableau 1 : résumé des principales néogènes pédogénétiques.

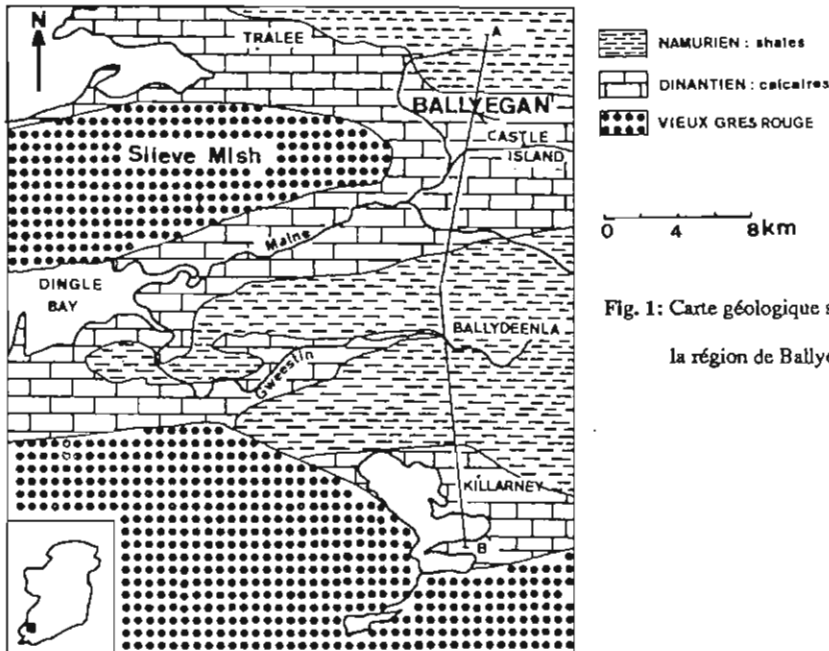


Fig. 1: Carte géologique simplifiée de la région de Ballyegan.

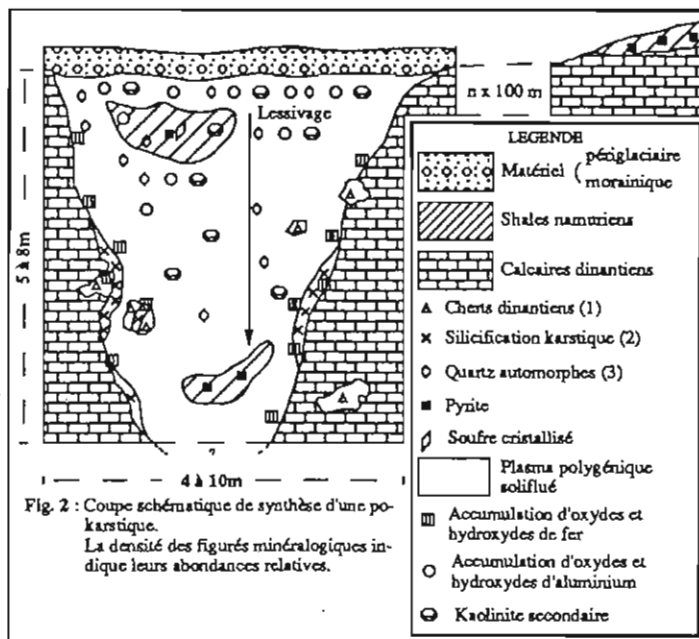


Fig. 2 : Coupe schématique de synthèse d'une pokarstique. La densité des figurés minéralogiques indique leurs abondances relatives.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

TENEUR EN BORE DES ARGILES ET PALEOSALINITE:
DISCUSSION, APPLICATION AUX SERIES ROUGES AZOÏQUES

Jacques BEAUCHAMP, Dépt de Géologie, Université de Picardie, Amiens

On connaît la difficulté de déterminer le milieu de dépôt des séries rouges en l'absence de fossiles. Il est communément admis que la teneur en bore des argiles est fonction de la salinité du milieu de dépôt. Néanmoins, les résultats d'analyse paraissent souvent peu cohérents [1]. La raison principale tient au grand nombre de facteurs intervenant sur la fixation du bore, à la technique de séparation des argiles et à l'interprétation des résultats. Une étude systématique a été menée sur des échantillons argileux venant principalement des Ardennes et du Haut Atlas Marocain pour identifier quelques facteurs intervenant sur la teneur en bore des argiles. En voici les conclusions préliminaires.

Séparation de la phase argileuse

Le broyage peut pulvériser des minéraux indésirables. Il doit être limité. Les échantillons argileux désagrégés à l'eau et aux ultra-sons donnent les meilleurs résultats. La phase $< 1 \mu\text{m}$ séparée par décantation contient une majorité de minéraux argileux où les illites éventuelles sont bien représentées.

Minéralogie des argiles

Les illites contiennent les plus fortes teneurs en bore. La kaolinite, les chlorites et les interstratifiés à base d'illite en ont des teneurs variables mais toujours inférieures à celle de l'illite pour un même milieu. Les palygorskites, même provenant d'un milieu sursalé, en fixent peu. Il est donc recommandé de doser le bore des illites isolées [2], [3].

Altération

L'illite dégradée en interstratifiés perd une partie de son bore [4].

Diagénèse

La circulation des eaux interstitielles dans le sédiment ne modifierait pas la teneur en bore [2]; en revanche, l'augmentation de cristallinité de l'illite s'accompagne généralement d'une perte. Les illites des séries marines anchizonales en montrent des teneurs moindres.

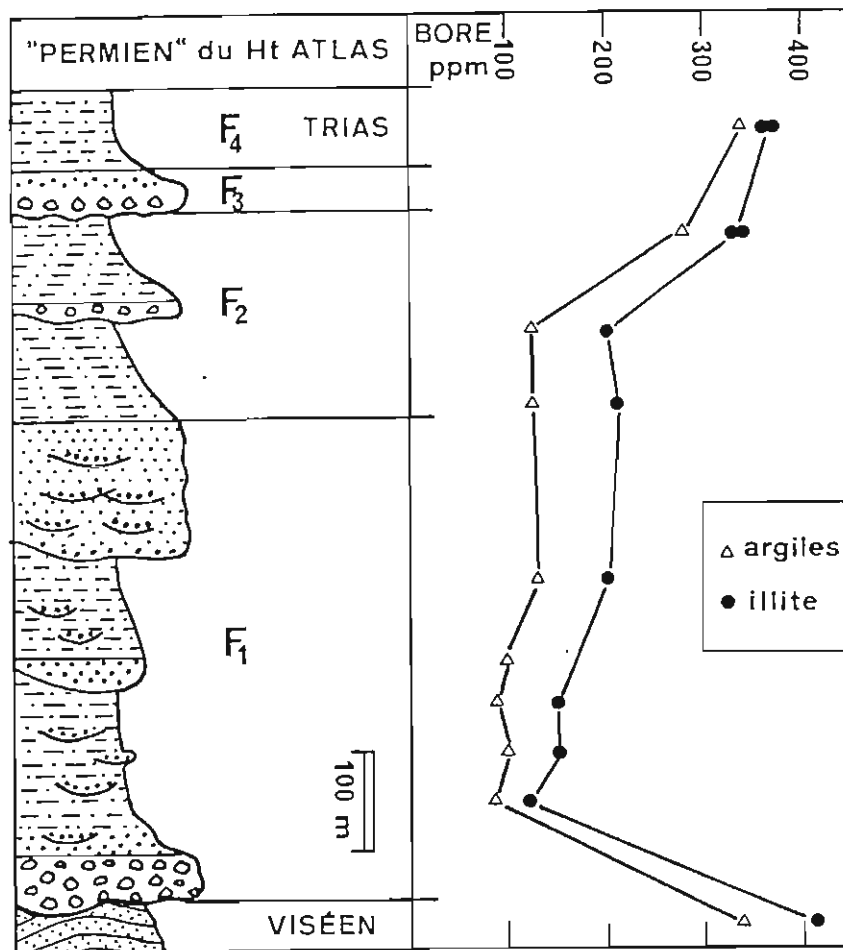
Interprétation des résultats

Les illites enregistrent la plus haute salinité du milieu de sédimentation rencontré. La teneur diminue ensuite pendant la diagénèse ou l'altération. Il faudra donc connaître l'histoire des illites contenues dans la roche et leur état de cristallinité. Les teneurs faibles indiquent des illites nouvellement formées et déposées en milieux peu ou pas salés (fluviate, lacustre...) Les teneurs fortes sont celles d'illites qui, à un moment de leur histoire, ont été déposées en milieu salé (mer, lagune, sebkha...) Dans une série sédimentaire, c'est la variation de la teneur qui est la plus significative. Compte tenu des analyses effectuées et des travaux antérieurs, les valeurs retenues pour des illites de la fraction $< 1\mu\text{m}$ dans la zone de diagénèse sont:

< 100 ppm bore: eau douce 200 ppm: mer > 300 ppm: sursalé [1], [3].

* Application aux séries rouges

La série rouge dite "permienne" de l'Ourika, Haut Atlas de Marrakech, se prête bien à cette étude. Elle repose sur du Viséen marin. Elle est recouverte par la série rouge littorale du Trias. Elle est principalement silto-argileuse et sa diagenèse est faible. Les matériaux proviennent surtout du socle précambrien. Le cortège argileux est à illite dominante (90% environ) et chlorite. La coupe montre une augmentation du bore par paliers. La base de la série est continentale comme le confirment les caractères sédimentologiques; le milieu présente des teneurs de type marin; le sommet montre des indices de sursalure comme le Trias sus-jacent. L'hypothèse d'une contamination par les saumures triasiques sus-jacentes ne peut pas être écartée. L'échantillonnage d'autres coupes est donc nécessaire avant de remettre en question le dispositif sédimentaire et la validité de la coupure proposée entre sédiments attribués au Permien et au Trias [5].



* Références:

- [1] CULA P., 1987, Thèse de 3ème cycle, Dijon, 246 p.
- [2] STEWART A.D. & PARKER A., 1979, Sedim. Geology, 22, p. 229-241.
- [3] BOHOR B.F. & GLUSKOTER H.J., 1973, J. Sedim. Petrol., 43, p. 945-956.
- [4] COUCH E.L., 1971, Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 55, p. 1829-1837.
- [5] BIRON P.E., 1982, Thèse 3ème cycle, Grenoble, 170 p.

NODULISATION ET COMPACTION DANS
LA SERIE TURONIENNE DU BASSIN D'AGADIR (MAROC)

NODULIZATION AND COMPACTION IN THE TURONIAN SERIES,
AGADIR, MOROCCO

B. BEAUDOIN *, N. ELKAMALI ** et C. MARRAKCHI *

* Ecole des Mines de Paris, CGGM-Sédimentologie, 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex

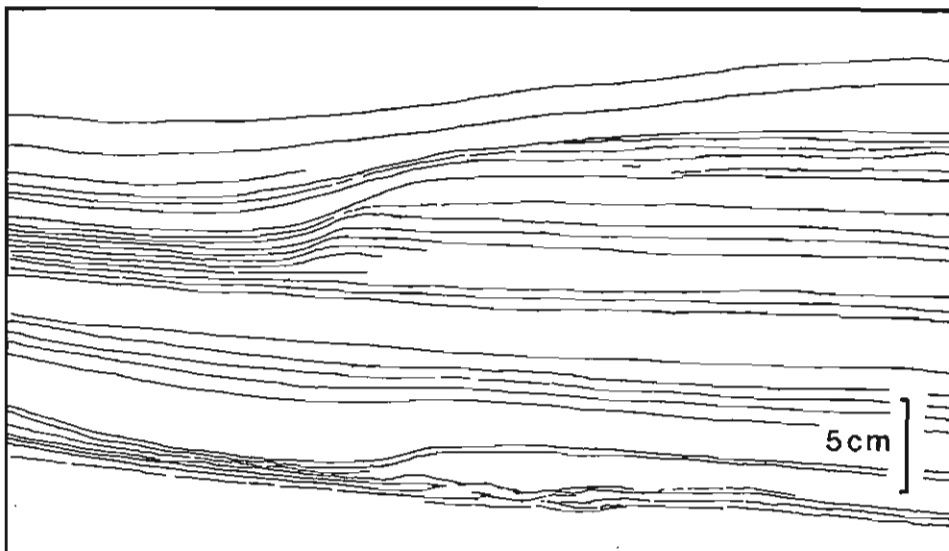
** Faculté des Sciences, Département de Géologie, Agadir, Maroc

Nodulization took place early, progressively as shown by the compaction ratios values ; transfer was important, with contemporaneous deformations in the sediment. Frequency of the laminale may be measured, i.e. one per 50 years.

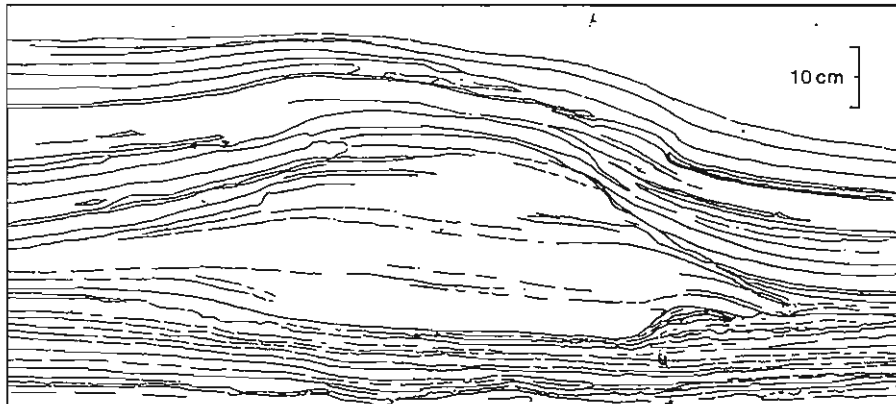
Dans la région d'Agadir (Haut-Atlas atlantique marocain), les sédiments marins turoniens sont représentés, sur 80 à 100 m d'épaisseur, par des calcaires et marno-calcaires riches en foraminifères planctoniques, formant une falaise remarquablement exposée au bord de la mer. L'analyse menée sur cette série par l'un de nous (Nezha Elkamali) a notamment conduit à étudier les relations nodulisation / compaction dans des conditions d'affleurement exceptionnelles, en particulier dans la partie inférieure de la série.

On observe là en effet, sur une épaisseur décamétrique, un sédiment laminé perturbé par la présence d'abondants nodules silicifiés qui confèrent à l'affleurement, de loin, un caractère chaotique : celui-ci ne résulte, en fait, que de la déformation, par compaction, du sédiment autour des nodules précoces ; cette compaction peut être quantifiée, donnant en retour de précieuses indications sur l'interférence nodulisation / compaction.

1. La nodulisation est précoce, comme l'attestent le contraste entre l'épaisseur des mêmes lamines, à l'intérieur et à l'extérieur des nodules, et l'inflexion brutale qu'elles présentent à la limite (fig. 1). La mesure du taux de compaction $\tau = h_0/h$ donne sur l'exemple présenté, une valeur de 2,5 représentant la réduction d'épaisseur postérieure à la nodulisation. Une telle valeur indique (Beaudoin *et al.*, 1987) que l'enfouissement du sédiment au moment de la nodulisation était très faible.



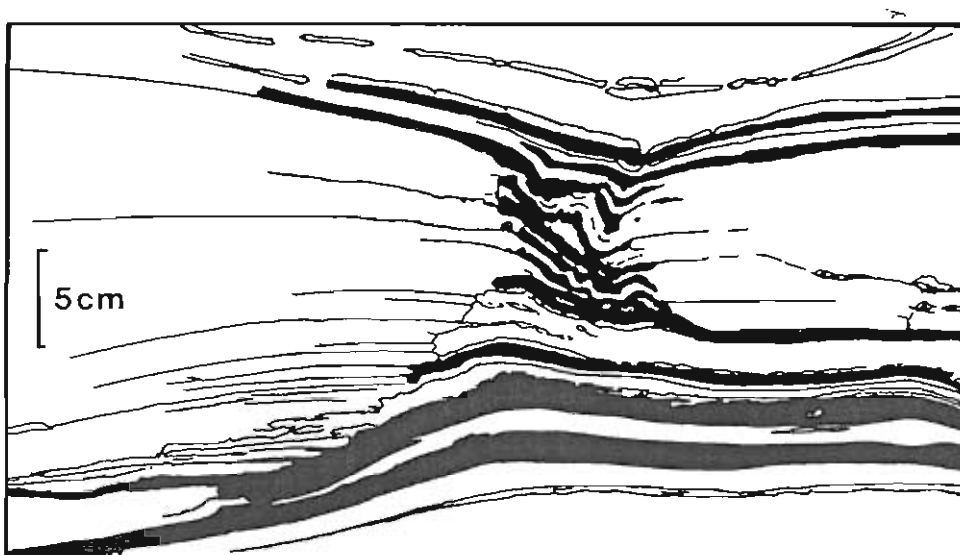
2. Cette nodulisation fut progressive, puisque les lamines sont parfois continûment déformées à l'intérieur et à l'extérieur (fig. 2), indiquant une compaction pré- et post-silicification. Les mesures des taux montrent cette évolution, les valeurs relevées entre deux niveaux (lamines) repères donnant ici : 1 - 1,3 - 2,4 - 5,7.



3. Les transferts de matière doivent être envisagés d'une part pour assurer une cimentation (partiellement) précoce, et d'autre part au vu des valeurs de taux de compaction mesurées : les taux supérieurs à 5 ne sont pas envisageables sans un départ de matière du sédiment considéré (Beaudoin *et al.*, 1988).
4. La compaction (verticale) s'est accompagnée de mouvements horizontaux, rotations et déformations remarquablement exposés (fig. 3), et responsables de l'aspect général chaotique : on voit ici, sur des dimensions décimétriques que l'on peut engendrer des "plis" par simple compaction différentielle (Maillart *et al.*, 1987).

Enfin, et ce n'est sans doute pas le moindre intérêt de cet affleurement, la préservation des lamines dans les nodules permet de les dénombrer aisément : une première estimation donne environ 600 lamines par mètre de sédiment compacté, soit un ordre de grandeur d'un évènement tous les 50 ans en moyenne.

C'est bien alors, en termes de dépôt et d'évolution précoce, de compaction et transferts de matière, l'histoire précise de ces dépôts qui pourra être restituée.



BEAUDOIN B., COJAN I., FRIES G., MAILLART J., PARIZE O., PINOTEAU B., PINAULT M. et TRUYOL V. (1987).- Mesure directe de la compaction dans les sédiments.- Genebass, Notes et Mém. C.F.P., n° 21, chap. 11, p. 235-247.

BEAUDOIN B., EL KHANCHOUI A., MONLEAU C. et PINAULT M. (1988).- Transfert de matière dans les marno-calcaires alternants du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur de la Sainte-Victoire.- C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, sér. II, p. 641-645.

MAILLART J.M., BEAUDOIN B., COJAN I., JOSEPH P. et PINOTEAU B. (1987).- Déformation synsédimentaire ou compaction différentielle. Exemples dans le Sud-Est de la France.- Genebass, Notes et Mém. C.F.P., n° 21, chap. 12, p. 249-257.

STRATIFICATION DIAGENETIQUE EN DEUX RESEAUX SECANTS
(DOMERIEN DU VANÇON, près de Sisteron)

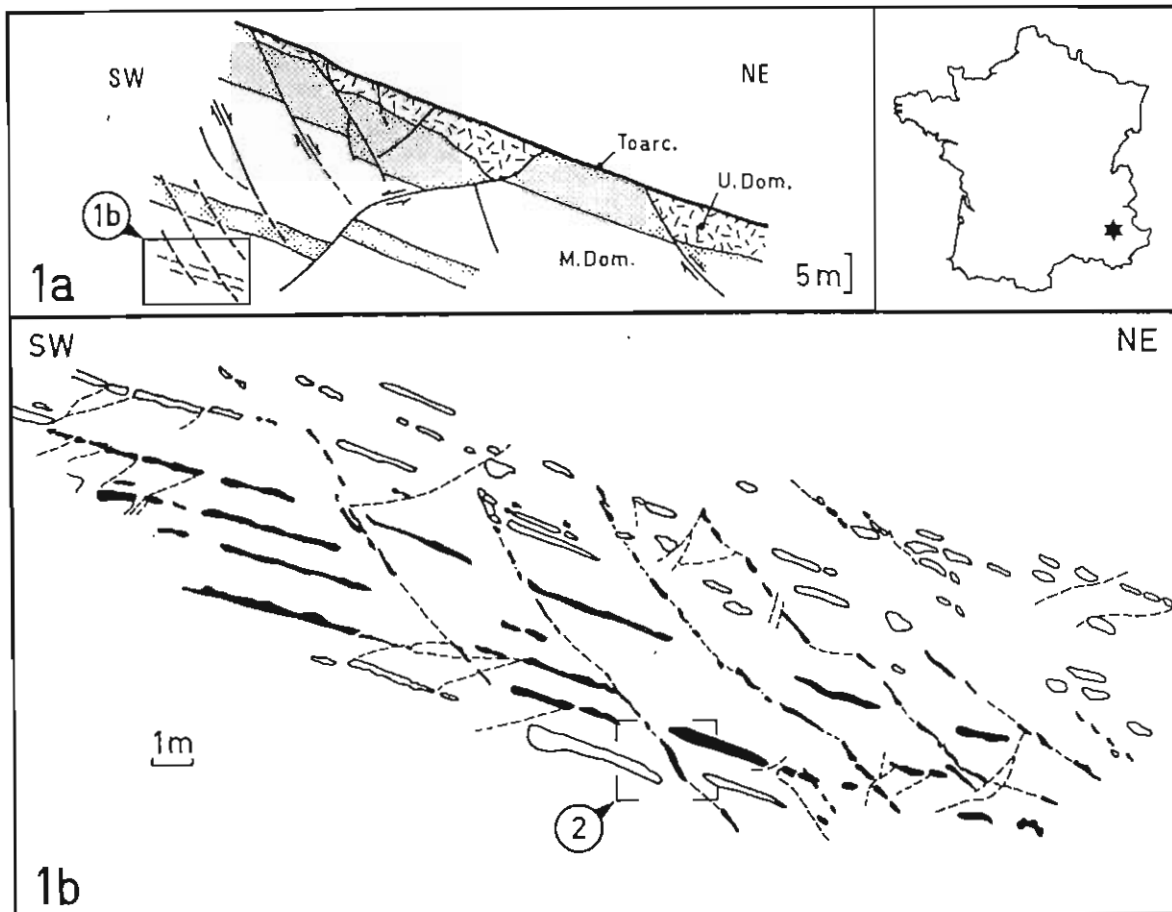
B. BEAUDOIN, J. MAILLART, D. MERCIER, M. PINAULT

Ecole des Mines de Paris - C.G.G.M.-Sédimentologie - 35 rue Saint Honoré - 77305 FONTAINEBLEAU Cédex

P
O
S
T
E
R

The double bedding of the le Vançon Domerian section is essentially of diagenetic origin, due to double anisotropy : gravity and synsedimentary fractures and faults.

Le Domérien moyen est représenté, à la Clue du Vançon, par des terres marneuses et marno-calcaires que surmonte une barre calcaire plurimétrique datée du Domérien supérieur (fig. 1). L'ensemble est affecté de failles spectaculaires scellées par les niveaux toarciens (A. COADOU et B. BEAUDOIN, 1975). L'examen de ces marnes et marno-calcaires (B. BEAUDOIN *et al.*, 1989) montre un cas surprenant de double stratification : à un premier réseau de bancs calcaires discontinus, parallèles au plan "général" de stratification, se superpose un second réseau, à 45°, constitué lui aussi de nodules calcaires discontinus (fig. 1b) ; ce réseau est lui-même parallèle à l'un des systèmes de failles affectant la barre sus-jacente. Plus en détail, on relève que l'agencement des nodules du 1er réseau est lui-même gouverné par la présence et l'orientation du second. L'hypothèse de failles décalant une série banalement stratifiée étant rapidement éliminée, notamment par l'observation de nodules participant des deux orientations, la question se pose de l'origine des deux systèmes de nodules calcaires orientés dans l'ensemble marneux.



ESTIMATION DES TRANSFERTS DE CARBONATE AU COURS DE LA COMPACTION A PARTIR DE LA DEFORMATION DES MOULES D'AMMONITES

B. BEAUDOIN *, M. PINAULT *, M. ARNAUD **

* Ecole des Mines de Paris - C.G.G.M.-Sédimentologie - 35 Rue Saint Honoré - 77305 FONTAINEBLEAU Cédex

** Univ. de Provence - Lab. de Stratigraphie et de Paléontologie - Place V. Hugo - 13331 MARSEILLE Cédex 3

Carbonate transfer estimation based on the compaction of the ammonites molds.

L'étude de la déformation des moules d'ammonites du Bajocien de Digne (B. BEAUDOIN *et al.*, 1989) et du Jurassique du sondage de Sancerre-Couy (B. BEAUDOIN, M. PINAULT, 1989) permet, dans des conditions différentes mais avec une approche commune, d'estimer l'importance des transferts de matière (carbonate) au cours de l'enfouissement.

Dans le Bajocien de Digne, série puissante d'environ 300 m ayant subi un enfouissement maximal estimé à 3000 m, et constituée d'une alternance assez régulière de calcaires et de marnes, les moules d'ammonites préservés montrent des comportements divers :

- les ammonites pyriteuses ne sont pas déformées ($\tau \approx 1$)
- les moules carbonatés sont déformés (compactés) suivant des taux ($\tau = h_0/h$) allant de 1 à 5 (fig. 1)
 - . les individus sous-compactés ($\tau \approx 1$) correspondent aux fortes teneurs en carbonate et témoignent d'une cimentation précoce ;
 - . les exemplaires sur-compactés ($\tau \approx 4 - 5$) témoignent eux d'une réduction de volume par soustraction de carbonate.

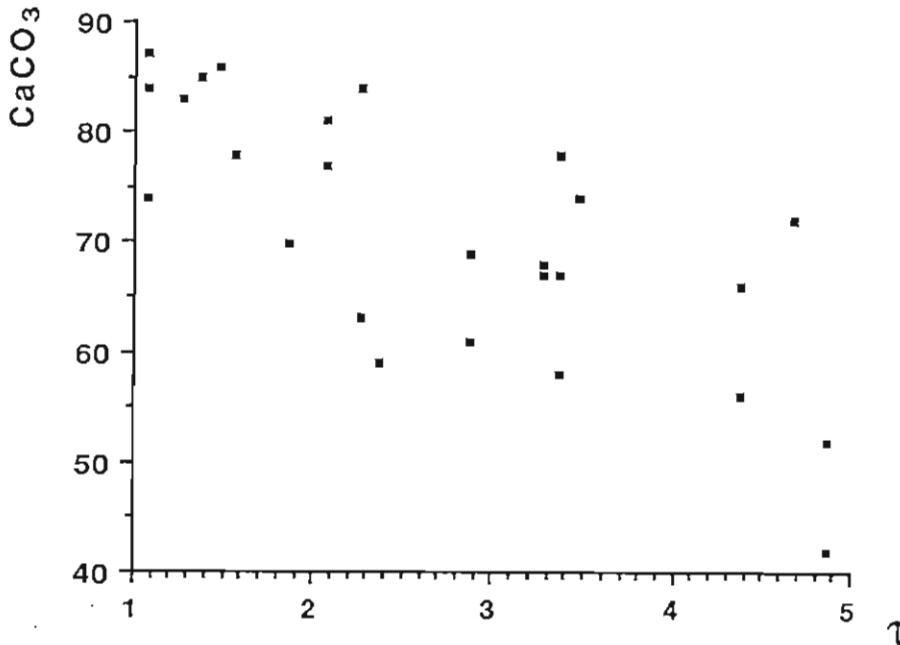


Fig. 1 - Taux de compaction (τ) et teneur en carbonate.

Ces migrations de carbonate sont également reflétées par la signature isotopique : les valeurs de ΔO_{18} sont fortement corrélées avec le taux de compaction et la teneur en carbonate, indiquant l'importance du contrôle thermique au cours de l'enfouissement, alors que les individus étaient très proches et que seul les différencie le moment (profondeur) de carbonatation.

Dans le **Jurassique de Sancerre-Couy**, examiné sur une épaisseur de 500 m entre l'Hettangien et le Bathonien, et dont il a pu être montré que le recouvrement (du Bathonien) avait été d'environ 450 m (B. BEAUDOIN *et al.*, 1988), les valeurs de porosité et de taux de compaction ont été régulièrement mesurées (ib.).

La prise en compte de la déformation des moules d'ammonites a alors montré des valeurs du taux de compaction allant cette fois de 1 à 10, toujours en relation avec les variations de la porosité et la teneur en carbonate de la série.

L'estimation des transferts de carbonate peut être faite en supposant invariante la quantité d'insoluble et en prenant une hypothèse sur la porosité initiale ϕ_0 des sédiments, on obtient alors $C_0 = 1 - \phi_0 - I/\tau$ (C_0 et I_0 teneurs initiales en carbonate et insolubles). Et donc une valeur théorique $C = C_0 \tau$ que l'on compare à la teneur réelle. k . Les calculs faits dans deux hypothèses de porosité initiale ($\phi_0 = 70\%$, $\phi_0 = 80\%$) montrent (fig. 2), que les valeurs de τ inférieures à 2 témoignent d'un apport de 50 à 80 %, tandis que les valeurs supérieures à 5 signifient un départ de 50 à 150 %. Seuls les ordres de grandeur doivent être retenus qui manifestent l'importance de ces transferts au cours de l'enfouissement et conduisent à de nouvelles hypothèses sur la genèse et les comportements de ces sédiments.

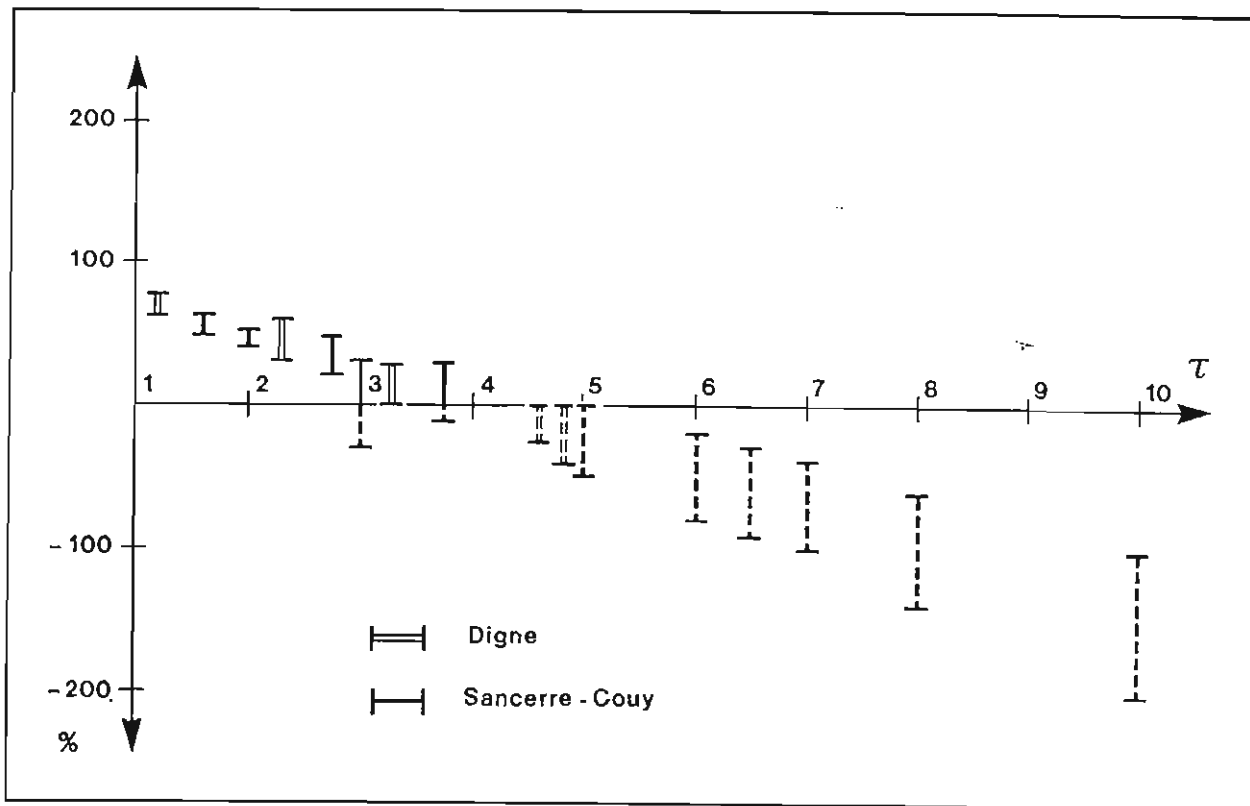


Fig. 2 - Taux de compaction (τ) et transfert de carbonate (apport + départ).

BEAUDOIN B., ARNAUD M., DESMAISON Y., TRUYOL V. (1988). - Ammonites as indicators of compaction and carbonate transfer in host-sediments (Dogger, South France).
28th Intern. geol. Congr. Washington, DC, abstracts, p.1.106-107.

BEAUDOIN B., PINAULT M. (1989). - Signification des taux de compaction dans les sédiments jurassiques du sondage de Sancerre-Couy.
SGF-GPF - Forages scientifiques continentaux, Paris, Avril, soumis pour publication.

BEAUDOIN B., DELAVENNA M.F., PINAULT M., ROHRLICH V., TRAUTH N. (1988). - Influence de la profondeur et de la teneur en carbonate sur la porosité et le taux de compaction dans les sédiments jurassiques du sondage Sancerre-Couy (GPF anomalie magnétique du Bassin de Paris).
C.R. Acad. Sc. Paris, t. 307, ser. II, p. 395-399.

Relation entre la variabilité du courant tidal et la structure interne des dunes hydrauliques (vagues sableuses) dans l'estuaire de la Gironde

S. Berné*, P. Castaing**, P. Moulin*** et O. Weber**

*IFREMER, DERO/GM, BP 70,29263 Plouzané Cedex

**Université de Bordeaux 1, Département de Géologie et Océanographie, 33405 Talence Cedex

***ENSG de Nancy, BP40, 54500 Vandoeuvre Cedex

Abstract: Large-scale oblique or sigmoidal cross-beddings observed in the stratigraphic record are often attributed to subtidal dunes (sand waves). The conceptual model of Allen, 1980, propose a classification of "sand waves" from the asymmetry of the current. This poster presents, from modern examples investigated by seismic reflection, evidences of the quantitative relationship between variability of tidal current and sedimentary structures.

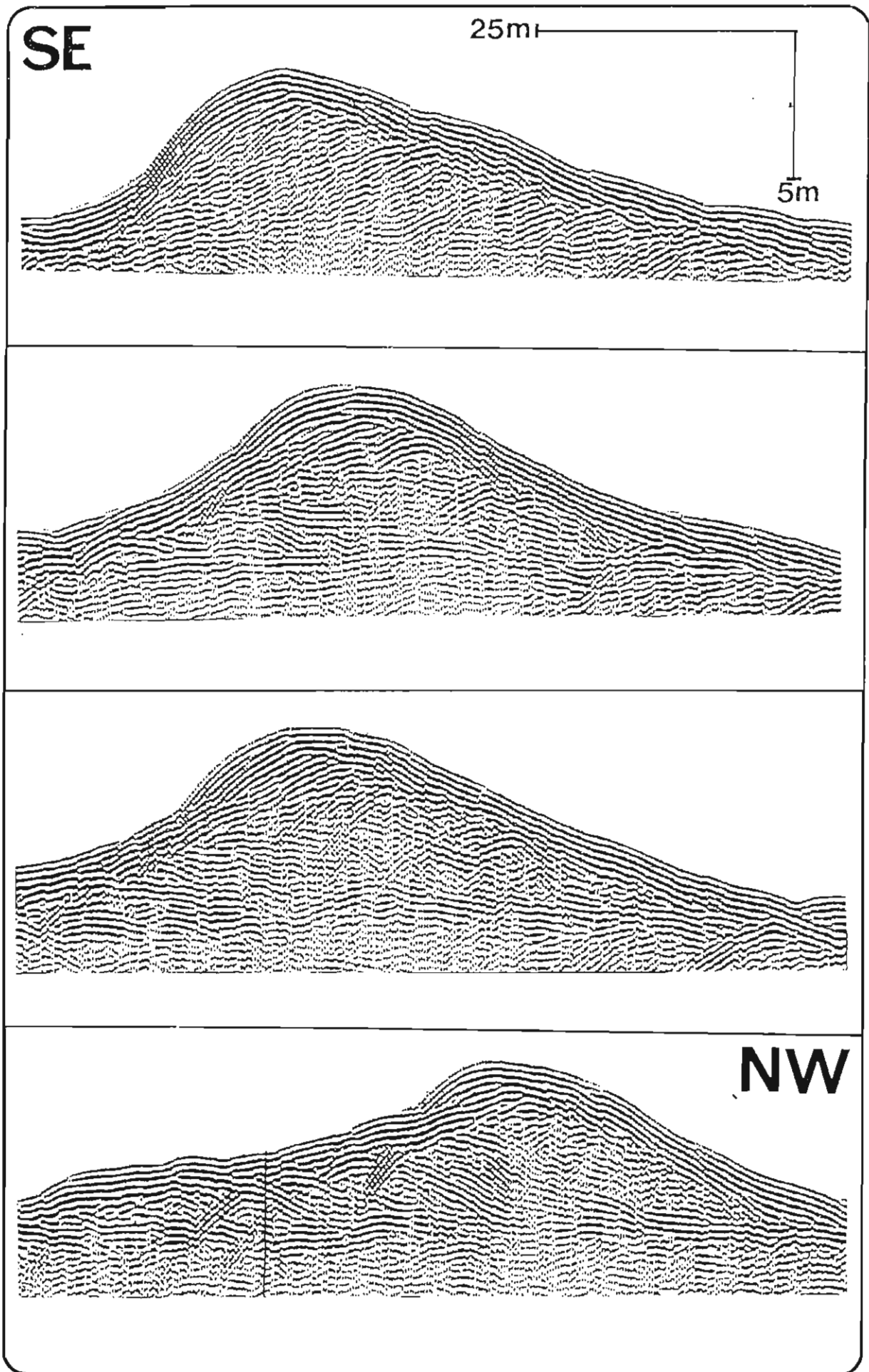
Le principal modèle conceptuel concernant la structure interne des grandes dunes hydrauliques (sand waves ou vagues sableuses) est celui proposé par Allen en 1980. En l'absence de données de terrain relatives à la structure interne des dunes actuelles, c'est à partir de la description de corps fossiles et de considérations théoriques que cet auteur a bâti son modèle en six classes, actuellement utilisé par la plupart des sédimentologues étudiant les séries anciennes. Pour résumer, le type de structure interne serait directement contrôlé par l'asymétrie du courant tidal, plus précisément par la valeur de deux paramètres V_1 et V_2 :

$$V_1 = \frac{(U_p(m) + U_s) - U_{cr}}{U_{cr}}$$

$$V_2 = \frac{U_s}{U_p(m)}$$

Avec : $U_p(m)$: valeur maxi de la composante périodique du courant; U_s : composante permanente du courant; U_{cr} : vitesse critique d'entraînement d'une particule sableuse

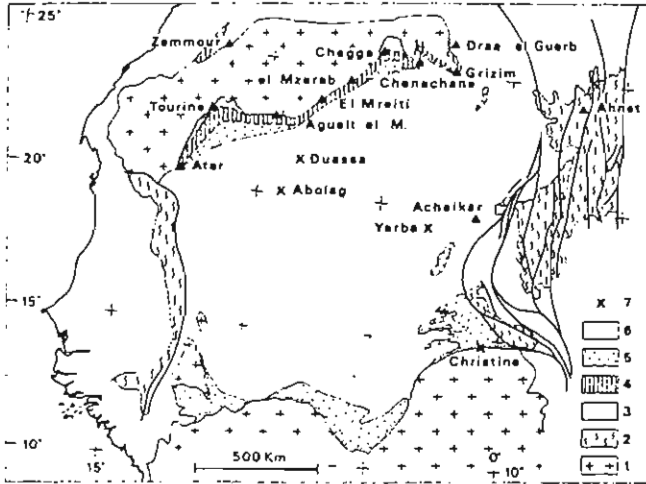
Les développements récents d'outils de sismique très haute résolution et d'imagerie sonar (Berné et al., 1988) permettent désormais de reconnaître la géométrie externe et interne des corps sableux de plate-forme. La fosse de la Palmyre, dans la passe Ouest de la Gironde, est un champ de dunes hydrauliques (Castaing et Froidefond, 1978) qui offre la particularité, sur une étendue restreinte, de présenter une grande variabilité du courant tidal. Les structures sableuses correspondantes sont des dunes de 2.5 à 6 mètres d'amplitude dont la structure interne traduit cette variabilité. Sur un profil sismique effectué d'Est en Ouest dans la fosse de la Palmyre (figure jointe), on observe à l'Est, une zone dominée par le jusant présentant des structures de type 3 à 4; à l'Ouest, on retrouve le même type de structures, mais orientées dans le sens du flot et recouvertes par des figures de jusant ("ebb-cap"). La transition s'effectue par l'intermédiaire de dunes symétriques, de type 5 ou 6. Un essai de quantification de la forme et de la structure des différents corps sableux est présenté.



SEQUENCES EUSTATIQUES DE COURTE DUREE ;
UN EXEMPLE DU PROTEROZOIQUE DU CRATON OUEST AFRICAIN

J. BERTRAND-SARFATI et A. MOUSSINE-POUCHKINE

Centre géologique et géophysique, USTL, Place E. Bataillon, 34060 Montpellier cedex.

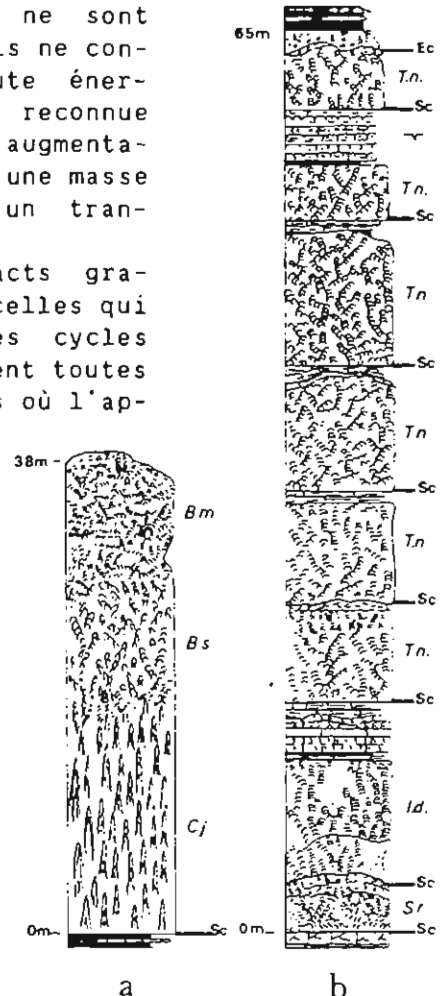


Le groupe d'Atar fait partie de la couverture d'âge Proterozoïque moyen-supérieur, du craton ouest africain, stable depuis 2.000 Ma. Ce groupe est caractérisé par une alternance de carbonates de grande extension et d'unités à faciès mixtes carbonatés et siliciclastiques. Les unités de carbonates sont essentiellement composées de stromatolites colonnaires en biostromes ou biohermes qui reflètent des conditions de dépôt sublittorales. Les faciès mixtes contiennent une variété de faciès latéralement

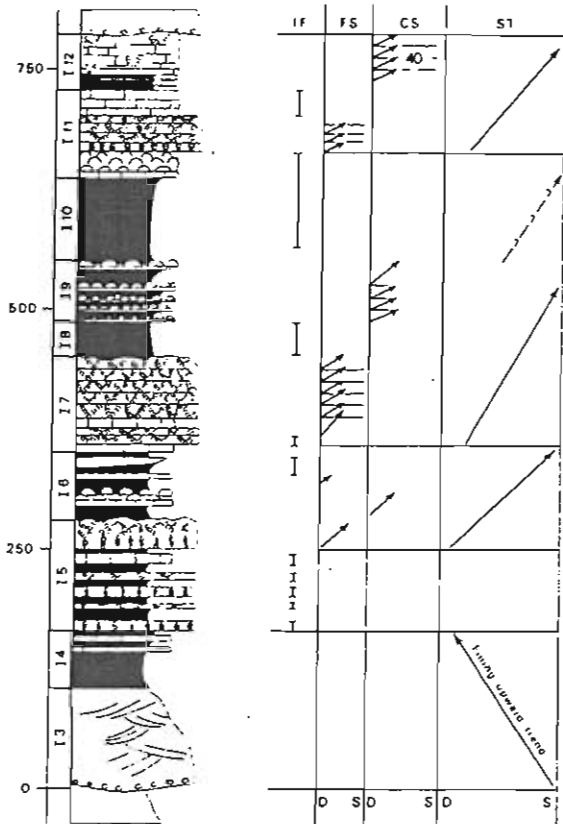
discontinus dont les conditions de dépôts ne sont pas toujours facilement interprétables. Ils ne contiennent jamais de séquences épaisses de haute énergie. L'influence de la marée ne peut être reconnue dans aucun de ces faciès, de même que nulle augmentation de salinité ne souligne la proximité d'une masse émergée. La sédimentation est dominée par un transport par vagues et tempêtes.

Très peu de séquences de faciès (contacts graduels entre les faciès) sont discernables, celles qui ont été reconnues sont interprétées comme des cycles punctuated aggradational (PAC). Elles débutent toutes par un biostrome à stromatolites colonnaires où l'apport de sédiment est extrêmement faible. D'autres séquences dites composites sont interprétées comme reflétant une progressive diminution de la tranche d'eau ou une énergie progressivement croissante, bien que les faciès successifs soient séparés par des contacts nets. Cependant la plus grande part des unités n'a pu être interprétée en terme de séquence, mais se compose de faciès individuels non reliés entre eux séparés par des contacts tranchés.

L'extension des biostromes dans le bas sin suggère qu'ils correspondent à des événements géologiques instantanés que nous interprétons comme des montées eustatiques du niveau de la mer. En



conséquence leur apparition peut être considérée comme une ligne temps. Ainsi nous décrirons dans le groupe d'Atar et ses équivalents, trois grandes successions où la sédimentation reflète des environnements ayant une tendance à la diminution de la tranche d'eau.



Le groupe d'Atar apparaît comme déposé dans une mer epicontinentale. Deux styles de sédimentation alternent : 1) après la submersion de l'ère sédimentaire tout entière, les stromatolites colonnaires construisent des biostromes extrêmement étendus. 2) pendant la phase stable, les sédiments se déposent en une mosaïque de faciès, discontinus latéralement, peut-être dus à de faibles reliefs topographiques du fond

Cet exemple est caractéristique d'une aire de sédimentation cratonique, définie comme une aire extrêmement grande et plate où la sédimentation se fait dans des conditions exceptionnelles de stabilité.

Légende des figures

Figure 1 : Craton Ouest Africain ; 4 = Groupe d'Atar.

Figure 2 : Séquences de faciès : a) biostromes à stromatolites ; b) biostromes à stromatolites et carbonates ; Ec = Contact érosif ; Sc = Contact net.

Figure 3 : Interprétation séquentielle du Groupe d'Atar : IF= Faciès individuel ; FS= séquence de faciès ; CS= Séquence composite ; ST= évolution sédimentaire, D= plus profond ; S= moins profond.

BIBLIOTHEQUE DE L'ECOLE DES MINES

BIBLIOTHEQUE BOUFFLERS - SCIENCES DE LA TERRE

35 rue Saint-Honoré
77305 FONTAINEBLEAU Cedex
Tel. 64-22-48-21

La Bibliothèque de l'Ecole des Mines date de 1783, année de la création de l'Ecole par Georges Balthazar Sage qui lui fait don de ses collections minéralogiques et de ses ouvrages. Régulièrement enrichie au fil des années, elle atteint maintenant 500 000 volumes ; elle s'est aussi considérablement diversifiée à partir des années 50, lorsque des enseignements et des centres de recherche nouveaux ont été créés.

En 1979 les collections des **Sciences de la Terre** jusque-là intégrées dans le fonds général de la Bibliothèque centrale de Paris ont été installées à proximité des chercheurs, à Fontainebleau, dans le bâtiment dit des "Ecuries de la garde du Roi" qui a fait l'objet d'importantes restaurations et d'un réaménagement intérieur complet. Salle de lecture en rez-de-chaussée et mezzanine offrent 100 places de lecture ; deux niveaux de stockage souterrain équipés de rayonnages mobiles représentent plus de 10 kilomètres linéaires de rangement.

Bibliothèque spécialisée, elle accorde bien évidemment la priorité aux chercheurs et aux élèves de l'Ecole, mais elle accueille aussi un public plus large de chercheurs étrangers, de géologues amateurs et, assez régulièrement, d'étudiants et de lycéens ; la consultation sur place s'effectue gratuitement et sans formalités.

Une partie des collections : ouvrages de références ou au contraire acquisitions récentes en sciences de la terre, année en cours de tous les périodiques reçus, sont présentés en libre accès sur les rayonnages situés dans la salle de lecture.

Actuellement la Bibliothèque possède 1700 titres de périodiques, dont 600 vivants, plus de 10 000 ouvrages, rapports, thèses, congrès..., des centaines de cartes et de microfiches.

Dans le domaine de la **sédimentologie**, la Bibliothèque reçoit les principales publications en série :

AAPG Bulletin
Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine
Developments in Sedimentology
Journal of Sedimentary Petrology
Journal of Sedimentology
Marine Geology
Sedimentary Geology
Sedimentology,...

et bien sûr les publications de l'ASF.

Participant au réseau de prêt inter-bibliothèques (PIB), membre du catalogue collectif national (CCN) qui permet de localiser les collections de périodiques, la Bibliothèque Boufflers joue aussi le rôle de centre d'information et de documentation, assurant à la demande des chercheurs les interrogations des bases de données telles Pascal-Geode...

Le recours à l'informatique (logiciel Texto) a permis la création d'outils de travail adaptés aux besoins : catalogues sur fiches édités à partir de l'ordinateur, sorties de listings thématiques, mais aussi fichiers interrogeables en ligne à partir d'un terminal. La connexion entre tous les fichiers informatisés des différentes bibliothèques existant dans l'Ecole est en cours.

Des collaborations régulières existent avec des établissements aux objectifs comparables : BRGM, Société Géologique de France... Elles concernent le traitement informatisé des documents, la possibilité d'édition électronique...

PROBLEME DES ALTERNANCES DOLOMITIQUES AUX PLATES-FORMES CARBONATEES :

CAS DU MONT PUGET (SUD DE MARSEILLE ; HAUTERIVIEN, BARRÉMIEN)

Jean Joseph BLANC

UA 41 du C. N. R. S.; Faculté des Sciences de Luminy; 13288 Marseille cedex 9

Abstract : Sequential examination of alternative dolomitized layers in a carbonaceous infratidal environments (Mt Puget, S. Marseilles, lower cretaceous). Dolomitic signal analysis of synsedimentary diagenesis shows significant and random cycles according to window frequencies. A markovian or semi-markovian transitions sequence deals the dolomitized and non-dolomitized occurrences.

LOCALISATION : La coupe du Mont Puget (S de Marseille) montre des assises dolomitisées alternantes, d'apparence rythmique ou pararythmique, incluses à la base du faciès urgonien (Hauterivien sup. : 70 m et Barrémien inf. p.p. : 67 m). Deux maxima sont observés pour ces faciès de plate-forme : à l'Hauterivien sup. (aiguille Guillemain) et aux couches de passage avec le Barrémien, à la série inférieure du Cap Gros. Ensuite, la dolomitisation décroît.

CYCLES DOLOMITIQUES : Des "cycles" apparents, accompagnés de "faisceaux" du 2^{ème} ordre, sont relevés à la base de l'ensemble urgonien (Hauterivien sup. et Barrémien inf.). Il s'agit d'alternances binaires dolsparites/micrites ou dolomie/rudites, calcarénites, limitées par de grands joints plans.

Le "signal" utilisé sera ici l'épaisseur des bancs. Cette dernière montre des alternances à fréquences variables :

- basses fréquences : gros bancs (2 à 3 m) : dolmicrites compactes, bios-tromes à rudistes et madrépores remaniés, laminites... faciès de plate-forme interne corrélés sur plusieurs km (Marseillevéyre, Riou).

- hautes fréquences : bancs de 0,20 à 0,50 m, marquant les limites des "cycles" : faciès de gravelles, calcarénites, figures de courants, exprimant des états brefs dans un contexte infratidal et tidal.

Des bancs dolomitiques arythmiques (dolsparudites à polypiers, oolites, grainstones à nérinées), s'insèrent dans la séquence et correspondent à des milieux plus externes ou agités.

ORIGINES : L'analyse pétrologique montre ici des dolomies syngénétiques contemporaines ou pénécotemporaines de la sédimentation, strictement encadrées par les joints de stratification. Cette extrême régularité permet de suivre des horizons à l'échelle régionale (Iles de Marseille, Riou, Cap Sormiou, Devenson). Les milieux les plus aptes à la dolomitisation sont :

a) gravelles et formations à porosité primaire élevée, grainstones riches en bioclastes (foraminifères benthiques),

b) micrites internes à rudistes.

L'analyse des matrices de transitions traduit les passages significatifs avec les faciès encaissants non dolomitisés (micrites, calcarénites à rudistes, oolites, rudites à polypiers). On met en évidence la succession d'états markoviens pour les rythmes à hautes et moyennes fréquences.

ANALYSE SEQUENTIELLE : L'analyse des transitions sur la matrice des données brutes montre une corrélation significative entre les facies de lutites-micrites et les dolsparites ($r=0,867$ sur 116 observations). Ensuite, on a un chaînage semi-markovien avec les calcarénites dolomitisées et une indépendance vis à vis des rudites. Les facies à forte porosité primaire sont souvent très dolomitisés.

Une régression linéaire multiple, confirmée par l'A.F.C et la mesure des distances du χ^2 , relie la diagenèse dolomitique avec les porosités primaires, la fréquence des bioclastes (échinodermes, rudistes, foraminifères) ainsi que la puissance des bancs.

La série lissée fait apparaître des oscillations irrégulières dans l'épaisseur des bancs. La tendance évolue vers une légère augmentation de l'amplitude en s'élevant dans la séquence. Aucune auto-corrélation significative n'est dégagée malgré les ébauches de "cycles" observés sur la série brute.

Or, l'analyse spectrale montre des harmoniques à toutes les fréquences où interviennent des alternances dolomitiques. Le *périodogramme* intégré établit des oscillations significatives, non aléatoires, pour une plage entre 0,06 et 0,32 Hz, c'est à dire en correspondance avec des bancs épais de 0,40 à 1,6 m (test de Kolmogorov-Smirnov), -dolomitisés pour 40 % des cas observés. Les gros bancs (2 à 4 m) ainsi que les strates inférieures à 0,40 m, montrent une répartition aléatoire, à la base et au sommet de la série (rudstones, calcarénites à figures de courants).

Malgré certaines apparences, les "cycles" réels des séries dolomitiques oscillantes, sont localisés à une "fenêtre" de fréquences limitée. Pour ces facies de plate-forme infratidale et tidale, on relève des alternances à fréquences variables, non aléatoires, à l'Hauterivien et à la base du Barrémien (facies urgonien).

Mais ce contexte de plate-forme, apte à la dolomitisation, présente aussi des changements d'états aléatoires dont la signification reste à préciser (renouvellement des eaux plus ou moins bien assuré, matières organiques, facteurs micro-climatiques).

Nature et origine de la rubéfaction des premiers dépôts paléozoïques du domaine centre-armoricain (Massif armoricain).

Processes of reddening in Early Paleozoic deposits of Central Brittany (Armorican Massif)

J. L. Bonjour

Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire,
Centre Armoricain d'Etude Structurale des Socles, UPR 4661,
Campus de Beaulieu, 35042 RENNES Cédex.

The first Paleozoic deposits (Arenigian) in Central Brittany (Armorican Massif) are terrigenous red beds. Detailed petrographical and geochemical investigations have been focused on the habitus of hematite and the timing of reddening. Hematite crystallized during early diagenetic processes and the precursors were ferric oxyhydroxides developed by alteration in the source area.

This characteristic example of diagenetic reddening underlines the need for more informations on the magnetic mineralogy of red beds because of their interest for the reconstruction of lithospheric motions.

Les Séries Rouges Initiales constituent les premiers dépôts paléozoïques datés (Arénig) du domaine centre-armoricain (Massif armoricain). De nature détritique terrigène, ces sédiments se distinguent de l'ensemble de la couverture paléozoïque par l'abondance des faciès de couleur rouge.

Des études pétrographiques et géochimiques détaillées ont été mises en oeuvre dans le but :

- 1) de reconnaître les habitus de l'hématite qui est responsable de ce chromatisme particulier
- 2) d'identifier l'origine de cette hématite

Les outils pétrographiques et géochimiques font apparaître trois faits essentiels :

- 1) l'hématite est présente à des échelles granulométriques très variées
- 2) un faisceau d'arguments permet de proposer une origine diagénétique précoce pour ce pigment
- 3) il est possible d'assimiler le précurseur de l'hématite à des oxyhydroxydes de fer se développant par altération au niveau de la région source

Les Séries Rouges Initiales constituent donc un exemple caractéristique de rubéfaction diagénétique et précoce où toutes les étapes conduisant à la formation de l'hématite ont pu être retracées. De nombreuses données paléomagnétiques ont été acquises sur ces dépôts et leur interprétation fait apparaître une parfaite cohérence entre les deux approches méthodologiques.

Cet exemple montre combien la mise en oeuvre d'études pétrographiques et géochimiques est indispensable chaque fois que les données paléomagnétiques acquises sur les séries rouges sont appelées à servir de référence pour la détermination des paléopôles et pour la reconstitution des mouvements lithosphériques.

**Le rapport Ti/Nb dans les sédiments détritiques terrigènes :
un marqueur d'environnement géodynamique de dépôt.**

*Use of Ti/Nb ratio in terrigenous sediments for tectonic
setting interpretation.*

J. L. BONJOUR et M. P. DABARD
Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire,
Centre Armoricaïn d'Etude Structurale des Socles, UPR 4661,
Campus de Beaulieu, 35042 RENNES cédex.

Geochemical investigations on terrigenous sediments from the Armorican Massif show that the Carboniferous deposits differ from Proterozoic and other Paleozoic sediments by very low Ti/Nb ratios (<100 versus 300). This anomaly is related to within-plate volcanism influences. Systematic studies of Ti/Nb in terrigenous sediments should confirm the use of this ratio as a possible discriminant factor for intracratonic rift setting.

Parmi tous les facteurs qui régissent la composition chimique des sédiments détritiques terrigènes, le contexte tectonique régional joue un rôle prépondérant puisqu'il conditionne la nature des zones sources. L'intérêt des éléments majeurs pour la reconstitution des environnements géodynamiques de dépôt a récemment été démontré (1,2). Bien que le comportement géochimique de la plupart des éléments en trace soit conditionné par celui des éléments majeurs auxquels ils se substituent, leur distribution est susceptible d'apporter des informations originales.

Un inventaire géochimique réalisé sur l'ensemble des sédiments détritiques terrigènes du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque anté-carbonifère du Massif Armoricaïn, a mis en évidence la similitude des cycles géochimiques du titane et du niobium avec des rapports Ti/Nb constants, de l'ordre de 300. Cette homogénéité des rapports peut être interprétée en terme d'héritage, des travaux récents (3,4) montrant l'absence de fractionnement au cours des processus d'altération et de diagenèse. Les sédiments de la base du Carbonifère se distinguent par des rapports Ti/Nb anormalement faibles (<100). L'origine de cette anomalie est à rechercher dans l'activité volcanique intraplaque qui précède cette sédimentation. Ces épanchements se caractérisent par des teneurs élevées en niobium qui se traduisent, dans les termes acides, par des rapports Ti/Nb bas, comparables à ceux des sédiments.

Ces enrichissements en niobium constituent une caractéristique géochimique générale des termes acides et intermédiaires du volcanisme intraplaque (5). L'étude systématique du rapport Ti/Nb dans les dépôts anciens et actuels permettra donc de vérifier la validité de ce rapport en tant que marqueur des sédiments déposés en contexte de rift intracontinental.

- (1) Bhatia M. R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J. Geol.*, 91 : 611-627.
- (2) Roser B. P. & Korsch R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determinate using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, 67 : 119-139.
- (3) Cramer J. J. & Nesbitt H. W. (1983). Mass-balance relations and trace-element mobility during continental weathering of various igneous rocks. *Sci. Géol. Mém.*, 73 : 63-73.

- (4) Colley S., Thomson J., Wilson T. R. S. & Higgs N. C. (1984). Post-depositional migration of elements during diagenesis in brown clay and turbidite sequences in the North East Atlantic. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48 : 1223-1235.
- (5) Pearce J. A. & Gale G. H. (1977). Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. In "Volcanic processes in ore genesis". *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 7 : 14-24.

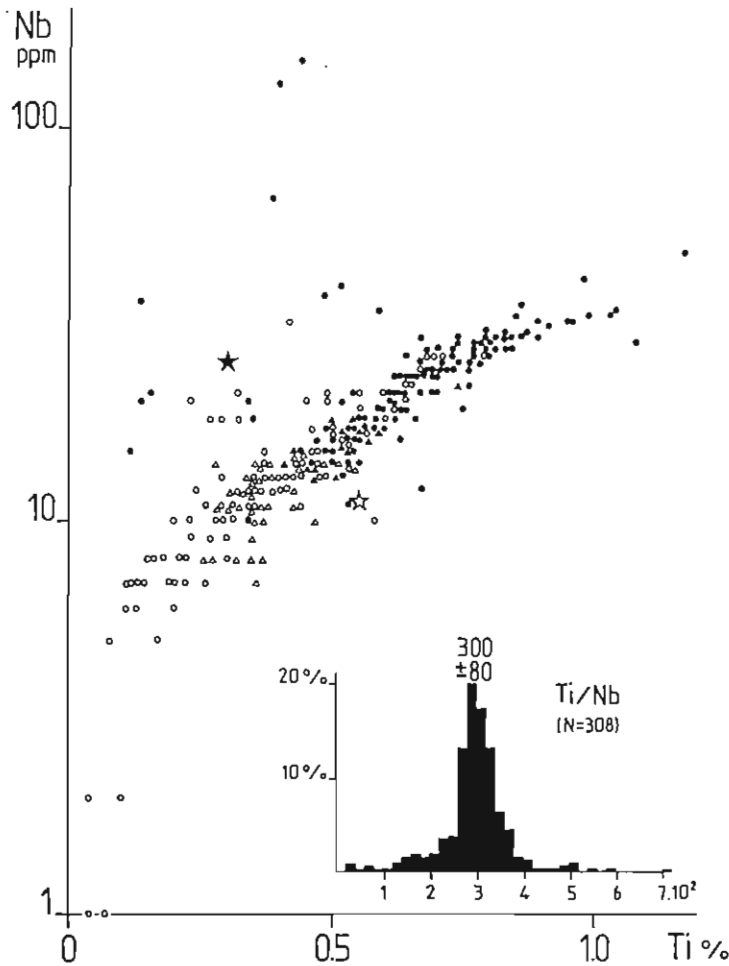


Figure. - Concentrations en Nb (ppm) en fonction de Ti (%) dans les sédiments détritiques terrigènes du Massif Armoricain.

Δ : grès protérozoïques ; ▲ : pélites protérozoïques ; ○ : grès paléozoïques ; ● : pélites paléozoïques ; ★ : croûte supérieure ; ☆ : croûte inférieure.

Figure. - Nb (ppm) versus Ti (%) in the terrigenous sediments of the Armorican Massif.

Δ : Proterozoic sandstones ; ▲ : Proterozoic shales ; ○ Paleozoic sandstones ; ● Paleozoic shales ; ★ : upper crust ; ☆ : lower crust.

Monticules micritiques frasnien (Belgique, France) et variations du niveau marin

Frasnian mud mounds (Belgium, France) and sea level changes

Frédéric BOULVAIN

Boursier CCE, Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie,
Université de Paris-Sud, Bât. 504, F 91405 Orsay Cedex
et Labo. Ass. Géologie-Pétrologie-Géochronologie,
Université Libre de Bruxelles, 50 av. Roosevelt, B 1050 Bruxelles.

P
O
S
T
E
R

Abstract: the geometry of facies boundaries in response to rates of biohermal accretion and sea-level change are discussed with reference to mud mounds from the Frasnian of Belgium.

A la fin du Frasnien Moyen, plusieurs dizaines de monticules micritiques se sont développés au bord sud du Synclinorium de Dinant et dans le Massif de Philippeville (un anticlinorium secondaire du Synclinorium de Dinant). Ces lentilles calcaires de 50 à 80 m de puissance, isolées au sein d'un encaissant argileux, présentent une succession de faciès qui se disposent identiquement dans la vingtaine d'édifices étudiés [1]. Brièvement, de la base au sommet des monticules, on observe la séquence suivante (fig. 1E):

- surmontant les calcaires argileux infra- et péri-biohermaux (microfaciès 1, "MF1"), des mudstones rouges à *Stromatactis* et spicules d'Eponge (MF3);
- ces sédiments s'enrichissent progressivement d'abord en Coraux (MF4), ensuite en Crinoïdes et péloïdes algaires (MF5);
- vers le cœur des biohermes apparaissent des wackestones roses à *fenestrae*, Brachiopodes, péloïdes, Coraux (MF6), suivis de bindstones gris algaires et cryptalgaires à Coraux, *Stromatopores*, *Renalcis* (MF7), tandis qu'en périphérie, on observe une forte extension des faciès rouges à Coraux (MF4) qui progradent sur les sédiments argileux péri-biohermaux entrecoupés de coulées crinoïdiques (MF9);
- vers le sommet apparaissent des packstones à péloïdes et Codiacées-Udotécées (MF8);
- l'extrême sommet des monticules est caractérisé par une récurrence rapide des faciès rouges à Coraux et *Stromatactis*, précédant l'envasement par des schistes à faune appauvrie.

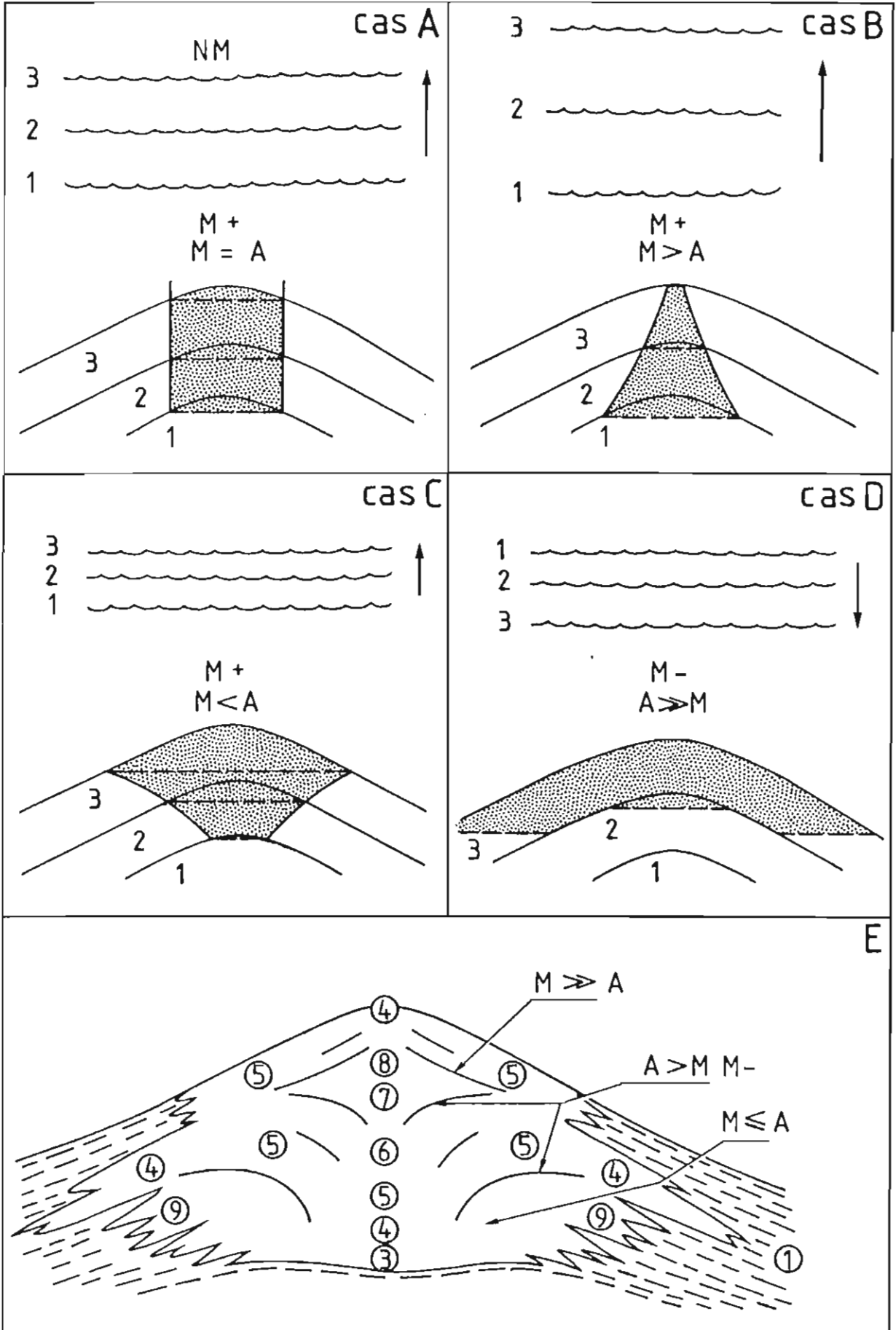
Ces monticules se sont développés d'abord sous la zone d'action des vagues, en milieu sous-oxygéné qui permet le développement de bactéries ferro-oxydantes, à l'origine du pigment hématitique rouge (MF3-4). Le régime est transgressif et le taux d'accrétion des édifices est égal ou supérieur à l'élévation relative du niveau marin (cas A et C, fig. 1) comme indiqué par la géométrie des surfaces de transition entre faciès [voir 2 par ex.]. Les faciès gris se développent eux dans la zone d'action des vagues, en milieu bien oxygéné, tandis que progradent sur les flancs les faciès riches en Coraux, le tout à la faveur d'une régression marine (cas D, fig. 1) à l'échelle du bassin. La récurrence des faciès rouges est due à un retour au régime transgressif, avec une élévation du niveau marin plus rapide que le taux d'accrétion biohermal (cas B, fig. 1).

Ces observations, basées sur la succession des faciès biohermaux et sur la géométrie de leurs surfaces de transition, sont confirmées par l'étude de coupes corrélées stratigraphiquement, situées en milieu non biohermal, au bord nord du Synclinorium de Dinant [1].

REFERENCES:

- [1]: F. BOULVAIN et M. COEN-AUBERT (1989): C. R. Acad. Sci. Paris, 309, II, 81-87.
[2]: M. W. LONGMAN (1981): SEPM Sp. Publ. 30, 9-40.

Fig.1: A, B, C, D: géométrie des surfaces de transition entre deux faciès théoriques (blanc et pointillé) en fonction de "M": taux de variation relatif du niveau marin et "A": taux d'accrétion biohermal, pour trois époques successives 1, 2 et 3; A, B, C: la courbe enveloppe représente le passage à la limite; D: trois étapes discontinues. E: modèle composite de monticule frasnien; numéros cerclés: faciès (voir texte).



2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

ORIGINE ET EVOLUTION DE LA SEDIMENTATION CENOZOIQUE DANS LA ZONE DISTALE
DU DELTA PROFOND DU GANGE (ODP LEG 116)

ORIGIN AND EVOLUTION OF THE CENOZOIC SEDIMENTATION IN THE DISTAL PART OF
THE GANGES DEEP SEA FAN (ODP LEG 116)

BOUQUILLON A.*, FRANCE-LANORD C.***, MICHARD A.***, TIERCELIN J.J.***,
STOW D.A.V. , COCHRAN J.R. and the shipboard party of the leg 116

* lab. dynamique sédimentaire et structurale, Univ. Lille I, 59655
Villeneuve d'Ascq Cedex -France

** C.R.P.G., 54501 Vandoeuvre

*** Océanologie et Géodynamique U.B.O. 29283 Brest cedex

Mineralogical and isotopic measurements allowed to define two types of sediments in the sites 717C and 718C (Leg ODP 116): 1) Sands and silts with dominant illites and chlorites, 2) Silty-clays and carbonated oozes enriched in smectites and kaolinites. Their origin becomes constant from 17 m.y to Holocene. Their repartition is linked to the major orogenic pulses in the Himalayan chain and perhaps to climatic or sea level changes.

Le leg ODP 116 est implanté dans la zone distale du delta sous-marin du Gange, au Sud du Sri Lanka. L'Objectif principal de l'étude est de définir l'origine des matériaux et leur répartition depuis le Miocène inférieur jusqu'à l'Holocène.

Deux cents échantillons ont ainsi été prélevés dans les sites 717C et 718C et analysés par diffractométrie des Rayons X et par microscopie électronique sur les fractions $> 63\mu\text{m}$ et $< 2\mu\text{m}$. Les échantillons les plus représentatifs ont fait l'objet de mesures isotopiques, δD , $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ϵNd_0 .

Deux types de sédiments sont identifiés :

1 - Sables et silts à quartz, feldspaths, muscovites, biotites, chlorites. Leur fraction argileuse est dominée par les illites (45%) et les chlorites (25%) ;

2 - Silts fins, argiles et boues biogéniques carbonatées dont la fraction $< 2\mu\text{m}$ est enrichie en smectites (55%) et en kaolinite (15%).

L'origine de ces matériaux semble avoir peu varié depuis 17Ma. Leurs caractéristiques isotopiques sont tout à fait comparables à celles définies pour les zones himalayennes. Les illites et les chlorites proviennent directement de l'érosion des reliefs himalayens et plus particulièrement des formations cristallines du Haut Himalaya. Smectites et kaolinites sont issues de sols développés dans la Plaine Indo-Gangétique. Toutefois, certains échantillons à smectites et kaolinites montrent des rapports isotopiques ϵ_{Nd} et $^{87}Sr/^{86}Sr$ différents, plus proches des valeurs typiques des formations archéennes du sud de l'Inde. Il existerait donc, pour ces minéraux d'altération, une source secondaire au Sud de l'Inde et au Sri Lanka.

La répartition des sédiments au cours du temps permet de différencier trois périodes :

Entre 17 et 6Ma et entre 0,8Ma et l'actuel, les apports turbiditiques grossiers silto-sableux dominants et les forts taux de sédimentation ($> 100m/Ma$) sont liés aux phases de surrection majeures de la chaîne himalayenne.

Entre 6 et 0,8Ma, les épisodes turbiditiques sont moins développés et sont intercalés dans une sédimentation plus fine où les minéraux d'altération sont plus abondants. Les taux de sédimentation sont inférieurs à 50 m/Ma. Ces variations peuvent être dues soit à des changements du climat ou du niveau marin, soit à une tectonique himalayenne plus calme.

NUMERISATION D'ACETATE PEELS PAR MICRODENSITOMETRIE: UN NOUVEL OUTIL D'ANALYSE
PETROGRAPHIQUE DES CARBONATES

E. Bourdeau (*) et P. Courjault-Radé (**)

(*) Société Marben, Innopolis, Voie 2, B.P. 385 - 31314 Labège-Innopole

(**) Laboratoire de Minéralogie - U.R.A. 067 du C.N.R.S. - 39, Allées J.Guesde
31000 Toulouse.

La numérisation d'échantillons à l'échelle de la lame mince commence à être reconnue comme un outil d'analyse pétrographique performant grâce, en particulier, à l'acquisition relativement aisée d'images par caméra vidéo ou CCD.

L'originalité de la méthode présentée, réside dans le couplage entre l'utilisation d'une *empreinte à l'acétone* comme *support d'information* et d'un *microdensitomètre* comme *noyen d'acquisition* de l'image numérique.

La *Densité optique*, mesurée sur 256 tons de gris par le microdensitomètre, est directement fonction de la *texture 3D* (tridimensionnelle) de l'empreinte générée lors de l'attaque par HCl à froid. Cette texture dépend de deux paramètres:

- i) le premier, prépondérant, correspond à la nature minéralogique des constituants du faciès et met en jeu la *réfraction* de la lumière incidente; les modalités de l'attaque acide diffère selon la composition - calcitique ou dolomitique - initiale; les cristaux et les joints inter-cristaux seront affectés par la dissolution de manière similaire dans le cas d'une texture calcitique; ces joints seront en revanche nettement plus soumis à l'attaque acide que les cristaux dans le cas d'une mosaïque dolomitique,
- ii) le second correspond à la *texture* (au sens pétrographique) micritique, microsparitique ou sparitique qui joue le rôle de *réseau de diffraction* - à maille dense dans le cas de la micrite, plus large dans le cas de la sparite - vis à vis du faisceau de lumière blanche incident.

Les exemples présentés proviennent d'échantillons carbonatés sélectionnés au sein des formations du Cambrien inférieur de la Montagne Noire. Ils correspondent à des calcaires micritiques bioturbés dont les remplissages des terriers horizontaux ont été précocement dolomitisés Ils permettent de visualiser des images numériques obtenues:

- après *segmentation* dans l'histogramme des fréquences en tons de gris permettant la différenciation des différentes phases minéralogiques et des différents états de la texture,
- après divers traitements usuels tels que *binarisation, filtrages morphologiques, moyenne, détection de contours...* apportant différentes informations visuelles (distribution spatiale des phases...) et quantitatives (% des différents constituants, coefficient de dispersion des différentes phases...).

LES ASSOCIATIONS DES RUDISTES DU CONIACIEN DE GATTIGUES (GARD, SE-FRANCE) ET LEURS SIGNIFICATIONS PALÉOÉCOLOGIQUES DANS LE CONTEXTE SÉDIMENTAIRE

P
O
S
T
E
R

RALF BREYER, TH DARMSTADT (R.F.A.)

Le Coniacien de Gattigues ('Synclinale de Foissac-Serviers' au Ouest de l'Uzès) (voir Fig. 1) présente dans un coupe d'une vingtaine de metres de calcaires marneuses à Rudistes plusieurs types differents de colonisation par des Rudistes (voir Fig. 2.).

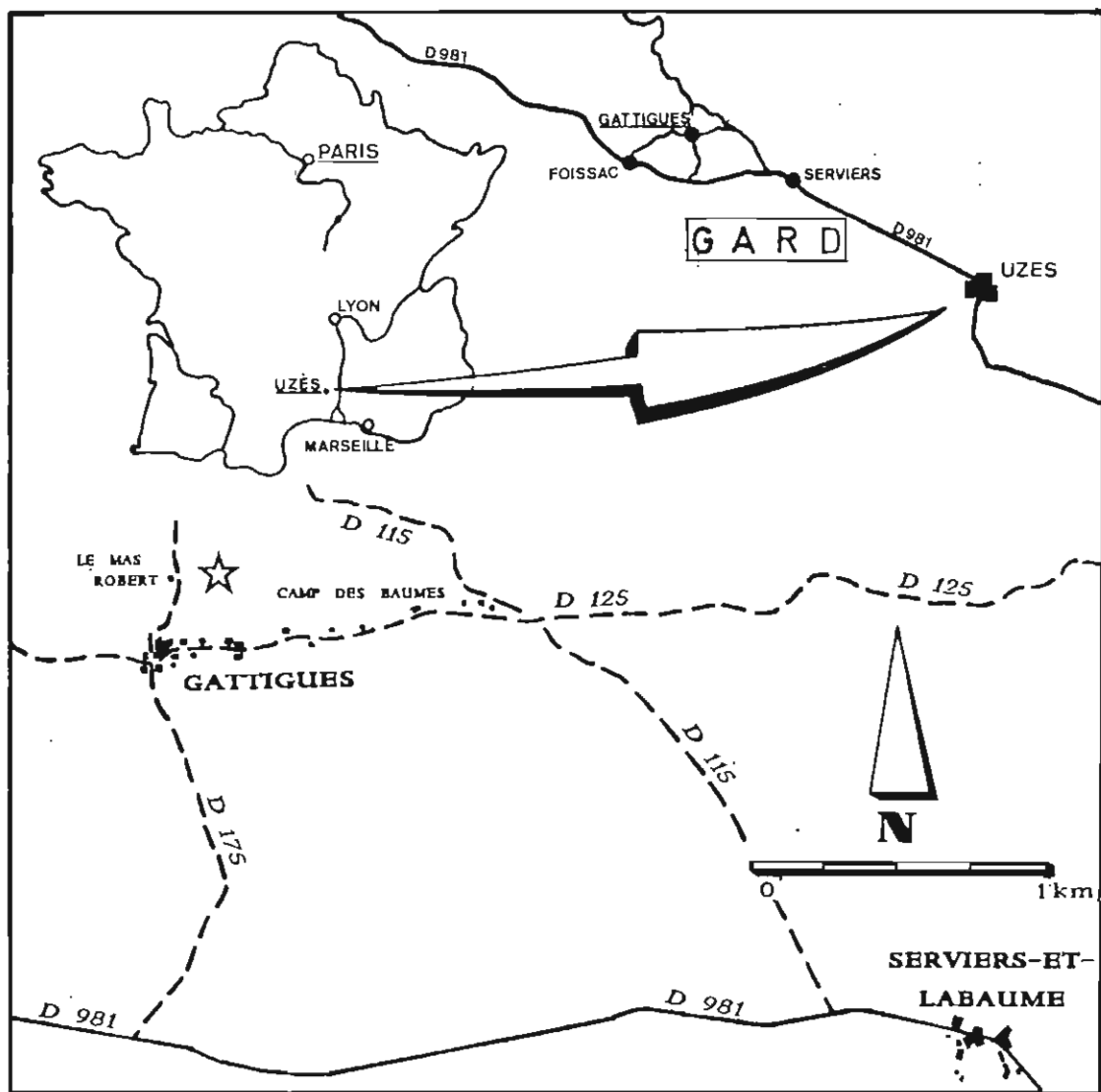
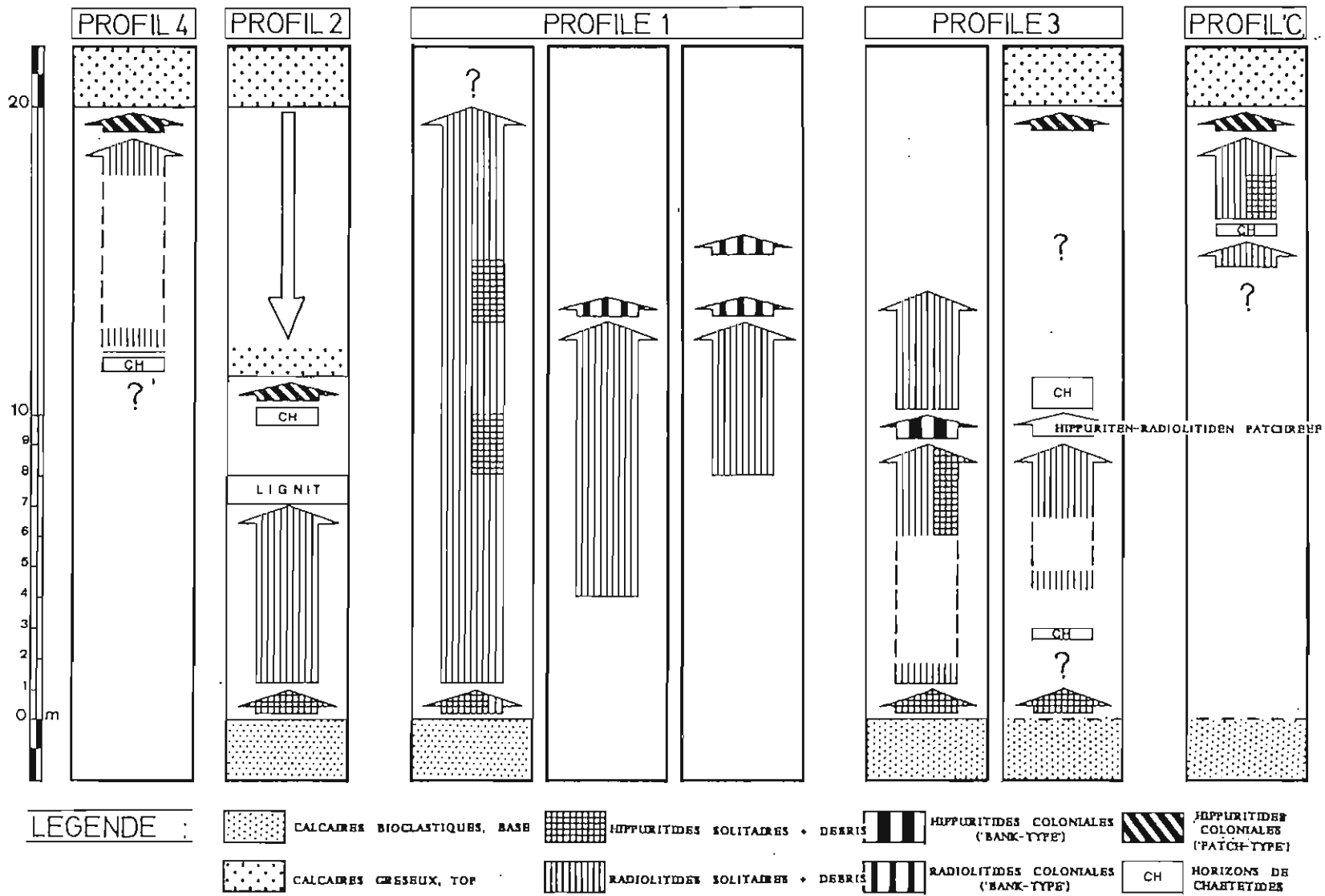


FIG. 1
 LAGE DES ARBEITSGEBIETES /
 WORKING AREA / LOCALISATION GÉOGRAPHIQUE DU SECTEUR ÉTUDIÉ

En proximité étroite il se trouve des types différents, qui sont caractérisés fondamentalement comme 'solitaire' ou 'coloniale'. Leur développement est fortement déterminé et influencé par quelques facteurs de milieu comme l'hydrodynamisme, le taux de sédimentation et des apports terrigènes.

FIG. 2
 MODE DE COLONISATION (HIPPIURITIDES, RADIOLITIDES) - GATTIGUES/GARD



Les observations sur les terrains se laissent concentrer de la manière suivante:

- 1.) La mode de colonisation 'solitaire' est caractéristique pour des milieux calmes de basse énergie. Par contre, le colonialisme est la *seule* possibilité de s'établir dans les milieux d'haute énergie ('Patch-Type').
- 2.) De plus de taux de sédimentation constante aussi comme le courants constantes induisent du colonialisme, quand les formes coloniales sont présentes ('Bank-Type').
- 3.) Le taux de sédimentation et l'hydrodynamisme influencent fortement la grandeur des individus.
- 4.) L'hydrodynamisme élevée n'a pas une grande influence sur la morphologie *primaire* des rudistes (v. SKELTON 1979).

La faune des rudistes du secteur étudié se limite aux Hippuritides et des Radiolitides.

- 5.) Concernant les Hippuritides les genres différents montrent des préférences dans la mode de colonisation aussi qu'une dépendance des milieux distinctes. Dans les milieux calmes il se trouve en général des *Hippurites (Vaccinites) giganteus* d'HOMBRES-FIRMAS solitaires. En excédant leurs limites de tolérance contre des paramètres du milieu, des *Hippurites socialis* d'HOMBRES-FIRMAS les remplacent.
- 6.) Les Radiolitides vivent en majorité solitaire sans distinctes préférences des milieux.

Cette observations permettent la définition des milieux de la vie différentes: De l'une côte une 'milieu normale', de l'autre côte une 'milieu stressique'.

La '**milieu normale**' est caractériser par l'hydrodynamisme basse aussi que un taux de sédimentation réduite et n'aucunes influences terrigènes. Il se trouve toujours des rudistes solitaires, qui n'ont pas de contact avec des autres individus. La diversité de la faune des rudistes aussi comme des autres organismes (des Chaetétides; des Coraux, d'Eponges, des Gasteropodes, des Foraminifères et des Algues) est légèrement augmentées.

Les '**milieux stressiques**' sont définies par de l'hydrodynamisme élevée, de taux de sédimentation moyenne et des influences terrigènes, parfois assez fortes. Quand les limites de tolérance d'une ou toutes ces facteurs du milieu sont excédés le décès immédiatement des rudistes est la conséquence.

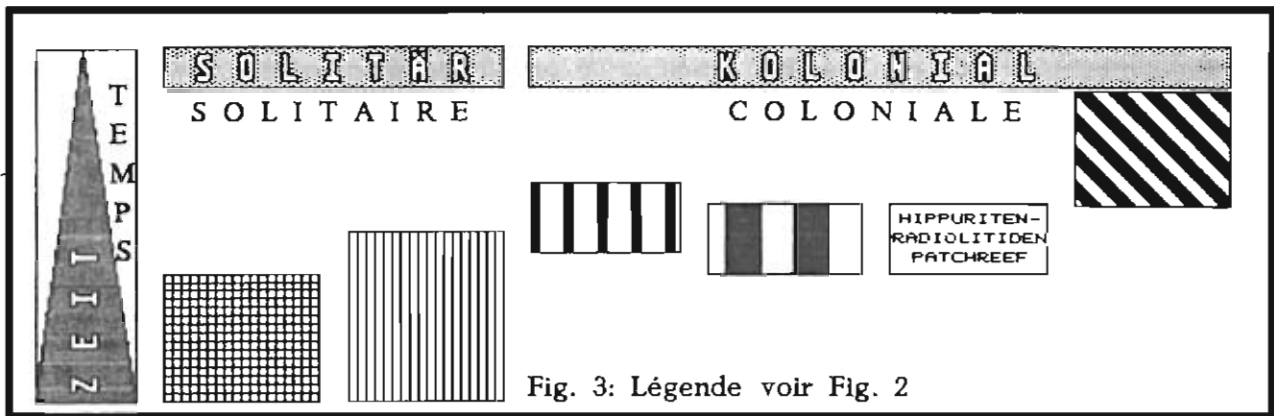
Les individus (Hippuritides) vivent à la manière coloniale. La diversité du faunes est en général réduite.

Deux variantes des milieux stressiques sont à distinguer:

- a.) Influencé par des courants (dans un milieu normalement calme) → 'Bank-Type'.
- b.) Influencé par des apports terrigènes et/ou l'hydrodynamisme (en conditions d'énergie élevée) → 'Patch-Type'.

Les deux types seraient présentés et définiés.

En Gattigues on constate une tendance au colonialisme vers l'haute du coupe (voir Fig. 3), qui indique une nette dégradation des milieux. En principe les Hippuritides solitaires sont remplacés par des Hippuritides coloniales. Par contre, les Radiolitides plus robustes montrent seulement des légères tentatives coloniales et n'ont pas la potentialité de survivre dans ces milieux, qui sont encore tolérables pour des Hippuritides coloniales.



À cause de ces critères, il était possible de attribuer le milieu à Rudistes du Coniacien de 'Provence rhodanienne' au partie majeure aux 'milieux stressiques'. Cette interprétation coïncide avec le potentiel haute des facteurs stressiques dans un espace vital limité avec une durée assez courte dans le temps, quand il était le cas pendant le Coniacien.

References:

PHILIP, J. (1972): Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien: Stratigraphie et paléocologie. *Palaeogeography, -climatology, -ecology* 12/3: 205-222; 4 figs.; Amsterdam (Elsevier).

SKELTON, P.W. (1979): Gregariousness and proto-cooperation in Rudists. in: LARWOOD, G./ROSEN, B.R.(Eds.): *Biology and Systematics of Colonial Organisms*. - Paleontological Ass. Spec. Vol. 11: 305-318; 16 figs.; London.

MASSE, J.-P./PHILIP, J. (1981): Cretaceous Coral-rudist build-ups of France. in: TOOMEY, D.F.(Ed.): *European Fossil Reef Models*. - SEPM Spec. Publ. 30: 399-426; 26 figs.; Tulsa.

BREYER, R. (1989): Rudist build-ups (Hippuritids, Radiolitids) from the Coniacian near Uzès (Gard, SE-France). *Terra Abstracts* 1/1: 420; Oxford (Blackwell).

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

Cristallisations de talc et de chlorite : deux exemples de pseudomorphoses, reliques d'épisodes évaporitiques du Protérozoïque supérieur du Shaba, Zaïre.

par R. BUFFARD, Université du Maine, route de Laval, 72017 LE MANS Cedex

Les formations du Protérozoïque supérieur du Shaba (Zaïre) du Katanguien et plus particulièrement les ensembles carbonatés du Kundelungu montrent de fréquentes cristallisations de chlorite ou de talc. La plupart de celles-ci peuvent être rapportées à des reliquats d'anciens dépôts évaporitiques.

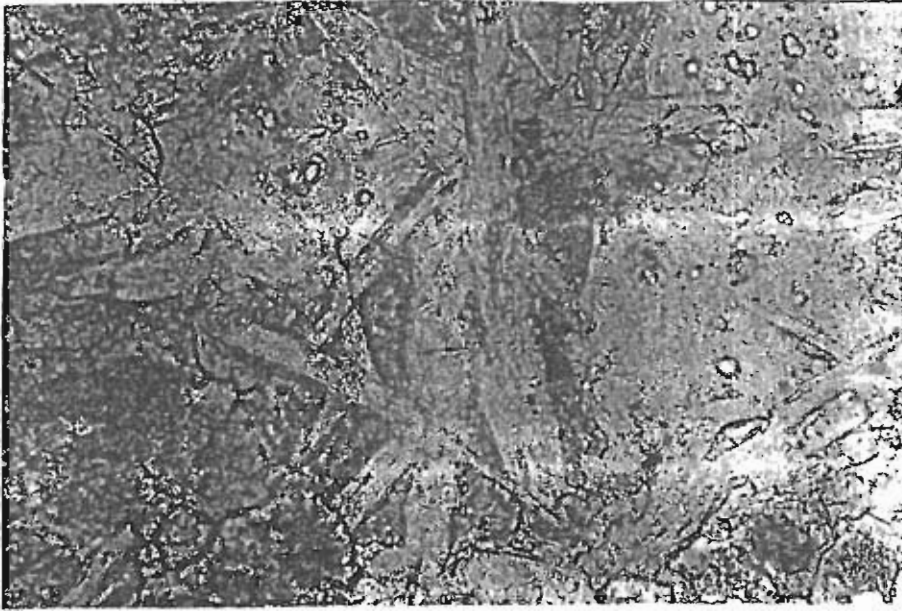
1 - Cristallisations de talc au Kundelungu inférieur

Le Kundelungu inférieur de la partie sud du Shaba méridional se concrétise par l'existence d'un ensemble carbonaté très épais (200 à 500 mètres) : "Le Calcaire de Kakontwe" lié à une aire à forte subsidence. Il est constitué par une succession de formations dont certaines à prédominance évaporitique comme la partie terminale de la Série Récurrente (S.R.) qui clot l'épisode carbonaté.

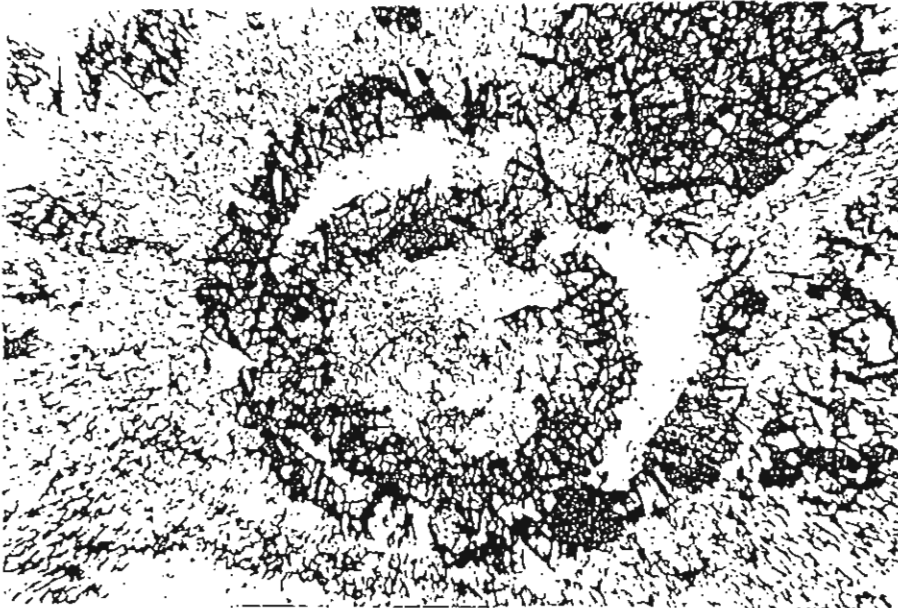
La séquence inférieure de la S.R. très recristallisée se termine par un niveau silicifié à pellicule talqueuse comportant de très nombreux petits cristaux bacillaires ou en petites lattes décussées à extrémités bifides de talc dispersés ou regroupés en petits amas ovoïdes au sein de l'encaissant dolomitique. Ces petits agrégats lenticulés, de même facture que les petits nodules anhydritiques des évaporites actuelles de la Mer Rouge (D. J. SHEARMAN, 1978) proviennent eux aussi de cristaux de gypse ou d'anhydrite formés dans des conditions similaires d'environnement. Une talcification directe (gypse) ou précédée d'une hydratation plus tardive (anhydrite) d'origine métamorphique les a conduit à leur stade pseudomorphique.

2 - Cristallisation de chlorite au Kundelungu supérieur

Le Kundelungu supérieur, Groupe essentiellement détritique présente vers sa partie inférieure plusieurs ensembles carbonatés dont le Calcaire Oolithique de Lubudi (R. BUFFARD et J. P. VICAT, 1975). Il comprend à partir de la base des calcaires stromatolithiques très bréchifiés (20 m) puis une alternance de calcaires massifs et oolithiques gris-roses et d'horizons calcaro-marneux (20 m). C'est à la partie sommitale des horizons oolithiques limitée et recoupée par un "hard-ground" souvent stylolitisé qu'encroûte un voile microbien, au contact du niveau marneux sus-jacent que se développent les cristallisations de chlorite. Ces petits cristaux, euhédriques ou aciculaires, le plus souvent maclés en "queue d'aronde" ou à disposition décussée, isolés ou enchevêtrés en petits amas irréguliers se développent à la périphérie micritisée des oolithes et au sein de petites plages de micrite occupant les replis inférieurs du voile microbien. Ces cristaux de chlorite ont été attribués au remplacement de petits cristaux de gypse formés éogénétiquement dans des conditions d'environnement supratidal hypersalin, liées à une émergence du toit des dépôts oolithiques ce que traduisent les phénomènes de dissolution et de micritisation, les encroûtements microbiens puis la progradation des faciès de lagon. De telles pseudomorphoses ont été mises également en évidence dans le Silurien évaporitique d'Australie (B.G. JONES, B.E. CHENHALL, A.J. WRIGHT, J.W. PEMBERTON et C. CAMPDELL, 1977).



1 - Cristaux de talc : (Gr:130)



2 - Cristaux de chlorite (Gr:80)

Abstract : The Upper Proterozoic carbonated Formations especially to the Shaba district (Zaire) show numerous small lenticular and decussate crystals of talc (Lower Kundelungu Group) and chlorite (Upper Kundelungu Group). These crystallizations proceed from the gypsum and anhydrite replacement belong to ancient marine evaporite deposits. During diagenesis or later metamorphic stage, the gypsum and anhydrite after hydratation crystals was pseudomorphosed by chlorite or talc.

EVALUATION QUANTITATIVE DE LA SEDIMENTATION CRETACEE EN TUNISIE

Pierre F. BUROLLET

CIFEG - 134 Parc de Cassan, 95290 L'Isle Adam

Parmi les projets du CRER, dans le cadre de GSGP, il y a l'établissement de cartes paléogéographiques à l'échelle mondiale. A la réunion de Digne en 1988, plusieurs essais partiels ont été présentés. Nous avons pu remarquer la fragilité de ces tentatives ; en effet, il est très difficile d'identifier les lignes de rivages ; la documentation est très inégale en qualité et en précision suivant les secteurs et nous avons pu remarquer des erreurs majeures sur l'un des documents présentés.

Par contre, des canevas palinspatiques peuvent servir de support pratique, même si certaines reconstitutions cinématiques sont encore sujettes à caution ; l'Université de Chicago propose par exemple des documents très séduisants. Sur ces cartes, comme autrefois dans les premiers exemples dus à Bullard, les latitudes et les longitudes présentes sont reportées sur les continents et les microcontinents déplacés. Si l'on veut établir des cartes mondiales il faudra donc les reporter sur des canevas en coordonnées géographiques, avec des unités élémentaires de surface servant de bases à la digitalisation ; suivant la précision recherchée cette unité de base peut être le degré carré, le quart de degré carré ou quatre degrés carrés ; au-dessus, on risquerait de lisser tellement les données sédimentaires que l'opération perdrait tout intérêt.

Dans cet esprit nous avons essayé de traduire les isopaques des principales formations du Crétacé tunisien à travers un carroyage provisoire donnant 16 blocs pour la Tunisie Atlasique et 24 blocs si on y ajoute le Nord de la partie saharienne. La rangée orientale des blocs couvre le plateau continental où la densité de forages est suffisante pour établir des isopaques.

Nous avons interprété les isopaques en tenant compte de la durée de chaque formation et les données sont donc présentées en vitesses d'accumulation de sédiments compactés (situation actuelle) en mètres par million d'années.

On constate que l'évolution des bassins est encore bien suggérée par cette représentation et qu'elle pourrait donc être intégrée dans une synthèse mondiale digitalisée. On pourrait ajouter aux épaisseurs des pourcentages lithologiques moyens ou des données paléogéographiques basées sur le milieu de sédimentation. L'auteur présente plusieurs exemples de ces diverses méthodes.

Il s'agit d'un bassin frontal complexe avec une subsidence forte dès le Jurassique et un comblement qui progresse du Sud vers le Nord. Seuls les sillons les plus septentrionaux restent profonds pendant le Crétacé supérieur mais ils sont pratiquement comblés au Maestrichtien avec des faciès circa-littoraux à bathyaux supérieurs.

NOMENCLATURE ET INTERPRÉTATION DES ROCHES SALINES : EVAPORITES OU PRÉCIPITITES.

G. BUSSON

Laboratoire de Géologie du Muséum, 43 Rue Buffon 75005 PARIS

Abstract. Dietz's proposal (1988) to call precipitites the evaporites deposited in subaqueous environment is disproved. This semantic creation is useless, as all saline rocks (with or without drying) required an evaporating excess. It will be a source of confusion and debate as far as precipitites and evaporites (*sensu* Dietz) are actually closely interstratified and hard to delimit.

R. DIETZ, dans un article récent (1988) qui a eu un grand retentissement, récuse l'interprétation des évaporites messiniennes de Méditerranée par la théorie du bassin profond desséché de K. HSU (1972). Puis, sur un plan plus général, il propose d'appeler précipitites les sédiments d'évaporation déposés sous une certaine tranche d'eau ; c'est-à-dire n'impliquant pas une dessiccation complète.

1) Cette création sémantique est inutile : car si la plupart des évaporites sont déposées sous une certaine tranche d'eau, elles impliquent toujours un processus d'évaporation excédentaire.

- a. Depuis le début des années 50, plusieurs auteurs ont exposé des observations en faveur de l'hypothèse du dépôt d'évaporites profondes (cf. RICHTER-BERNBURG, 1955 ; JANSIN, 1961 ; PANNEKOEK, 1965 ; BUSSON 1968 ; SCHMALZ, 1969 etc...). A partir du milieu des années 60, pendant deux décennies, le triomphe de la théorie des sebkhas supratidales a presque occulté toutes les autres interprétations des évaporites. Pourtant un certain nombre d'auteurs (BUSSON, 1972 ; ROUCHY, 1982 ; DEAN, 1979 ; WARREN, 1986 etc.) ont continué à insister sur le fait que ces sédiments ont pu se déposer, parfois même dans une seule série, aussi bien sous tranche d'eau relativement épaisse qu'en conditions supratidales : c'est "l'indifférence bathymétrique" des évaporites.

- b. Pour des raisons physiques, il est d'ailleurs pratiquement impossible de dessécher un grand bassin sédimentaire profond, ainsi que l'ont démontré Jauzein (1984) et Jauzein et al. (1984).

- c. A supposer que la dessiccation soit réalisée, elle ne peut représenter qu'une phase stérile, peut-être même négative, du fait de l'enlèvement du sel par déflation éolienne. Elle ne peut pas rendre compte de grands bassins évaporitiques comme ceux du Messinien méditerranéen ou du Dévonien moyen de l'Ouest canadien, dont les immenses volumes étalés sur des milliers de kilomètres ne peuvent être expliqués, au contraire, que par un flux incessant de saumures.

Bref, il apparaît que l'immense majorité des roches salines s'est déposée en conditions sub-aquatiques. Ce seraient des précipitites au sens de R. Dietz. Il est néanmoins inutile d'introduire ce nouveau terme dans la mesure où toutes les évaporites mettent nécessairement en jeu un bilan évaporatoire excédentaire, et non pas seulement celles inféodées à une dessiccation complète.

2) La création de ce terme serait nuisible et dangereuse. L'adoption du terme précipitites serait l'occasion de controverses inépuisables. En effet, il est courant que dans la masse des roches salines (déposées sous une certaine tranche d'eau) apparaissent des surfaces correspondant à des phases de dessiccation - en particulier en fin de cycle - où la roche, suivant Dietz, devrait être appelée évaporite ! Comment appliquer une nomenclature fondée sur des phénomènes aussi subtils et aussi continus. Il est d'ailleurs évident qu'une nomenclature lithologique doit être descriptive et non génétique ; *a fortiori* quand les conditions de genèse sont si difficiles à préciser et à délimiter.

3) L'application au Messinien méditerranéen. J'ai déjà moi-même récusé (Busson, 1979 ; Busson, en préparation) la théorie du bassin profond desséché pour l'interprétation des évaporites messiniennes de Méditerranée : une partie du Sel principal a pu se déposer dans des conditions "profondes" (c'est-à-dire sous une certaine tranche de saumures) ; mais elle n'a pas été desséchée

ou très sporadiquement. Quant à l'unité des Evaporites supérieures, elle a été indubitablement desséchée à plusieurs reprises ; mais par contre, elle n'a jamais été profonde.

Néanmoins, dans le principe, appeler précipitite, comme le fait R. Dietz (*op. cit.*) tout le Messinien méditerranéen salin est tout à fait inadmissible. En fait, une telle position est aussi critiquable que la théorie du bassin profond desséché. Dans les deux cas, en effet, en présence de phénomènes sédimentologiques et paléogéographiques infiniment complexes dans le temps et dans l'espace, on propose un cadre environnemental unique. Ce n'est pas une caricature ; c'est une erreur méthodologique.

BUSSON G. (1968). - Mém. Mus. Nat. hist. nat., Paris, n.s., sér. C, 19 (3), 125-169.

BUSSON G. (1972). - Mém. Mus. nat. hist. nat., Paris, sér. C, XXVI, 441 p.

BUSSON G. (1979). - Ann. Géol. Pays Hellén., t.h.s., fasc. I, 227-238.

DEAN W. (1979). - Geotimes, 24, 1, p. 27.

DIETZ R. (1988). - Geotimes, 33, 5, p. 4.

HSU K. (1972). - Earth Sciences Rev., Amsterdam, 8, 371-396.

JANSHIN A.L. (1961). - Akad. Nauk. sibirsk Otdel., geol. geofiq., 1, 3-15.

JAUZEIN A. (1984). - Rev. géol. dyn. Géogr. phys., 25, 3, 149-156.

JAUZEIN A. et HUBERT P. (1984). - Sci. Géol. Bull., Strasbourg, 37, 3, 267-282.

PANNEKOEK A.J. (1965). - Am. J. Sci., 263, 284-285.

RICHTER-BERNBURG G. (1955). - Z. dtsh. geol. Gesellsch., Hannover, 105, 593-645.

ROUCHY J.M. (1982). - Mém. Mus. nat. Hist. nat., C, 50, 267 p.

SCHMALZ R.F. (1969). - Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, 53, 4, 798-823.

WARREN J.K. (1986). - Geotimes, 31, 2, p. 17.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

RELATIONS RECIFS-DIAPIRS DANS LE SENONIEN DE LA REGION DE KHENCHELA
(Algérie orientale).

G. CAMOIN *, J.P. BOUJU **, A.F. MAURIN ** et V. PERTHUISOT ***.

* C.N.R.S.-Paris, ** TOTAL C.F.P.-Paris, *** Université d'Orléans.

Durant le Sénonien, l'évolution tectono-sédimentaire de la région de Khenchela (Domaine atlasique autochtone) a été gouvernée par des mouvements diapiriques (secteur des Jebels Knif et el Khouma; VILA, 1977; CAMOIN, 1989). En particulier, le développement de formations récifales santoniennes, exemple unique dans le Domaine Sud-Constantinois, a été commandé par un diapir triasique en voie d'ascension (Fig.).

Les premiers indices indiscutables de l'activité diapirique ont été datés du Santonien, période à laquelle on enregistre des variations rapides d'épaisseur et de faciès, s'accompagnant d'importants épandages sous-marins de brèches issues du démantèlement du noyau triasique (fragments de dolomies rubanées, cristaux de quartz à inclusions d'évaporites) et de lambeaux de sa couverture (éléments de dolomies liasiques, de grès et de calcaires oolithiques du Crétacé inférieur).

La simultanéité de l'apparition des formations récifales et de la phase de percement diapirique au Santonien basal implique une mise en place brutale, quasi-explosive, de l'extrusion diapirique (Fig., I). Les nombreuses discordances observées dans la série santonienne indiquent que les mouvements positifs, probablement saccadés, du diapir se sont poursuivis au cours du Santonien.

* Les premières unités récifales santoniennes correspondent à des bioconstructions métriques à décamétriques à Rudistes (grands Hippuritidae: *Vaccinites*), localisées sur les flancs de l'extrusion diapirique (Fig., II). Ces calcaires sont chargés d'éléments triasiques.

* La croissance de ces bioconstructions a été brutalement interrompue par des épandages de brèches à éléments triasiques, constituant des corps sigmoïdaux imbriqués, s'empilant et s'épaississant nettement sur les flancs du diapir (60m d'épaisseur maximale; Fig., III). L'intercalation de lentilles calcaires à Rudistes au sommet de la série bréchique pourrait être liée à un ralentissement des apports détritiques lors de "pauses" dans la montée du diapir (Fig., IV).

* Le ralentissement de l'activité diapirique a permis ensuite, le développement d'une sédimentation carbonatée, sporadiquement troublée par des passées bréchiques liées à l'érosion de zones triasiques mises à nu par de faibles rejeux du diapir (Fig., V).

- A l'apex du diapir, se développe un "pavage" constitué de colonies dispersées de Coraux (*Actinacis*), reposant sur des niveaux à nodules algaires ("rhodolithes") (30m d'épaisseur).

- Sur les flancs du diapir, les faciès bioclastiques à Rudistes (*Hippuritidae*, *Radiolitidae*) prédominent (50m d'épaisseur); aucune construction n'est observée.

L'arrêt du développement récifal, à la fin du Santonien, est provoqué par une augmentation brutale de la tranche d'eau, peut-être liée à des affaissements tectoniques (détumescence diapirique?), amenant le dépôt, au Campanien, de calcaires crayeux puis de marnes à organismes planctoniques.

CAMOIN G. (1989) - Les plates-formes carbonatées du Turonien et du Sénonien de Méditerranée centrale. *Thèse Doct. ès Sci.*, Marseille, 899 p.

VILA J.-M. (1977) - Notice explicative de la carte géologique de Khenchela. *Serv. Carte géol. Algérie*, Sonatrach.

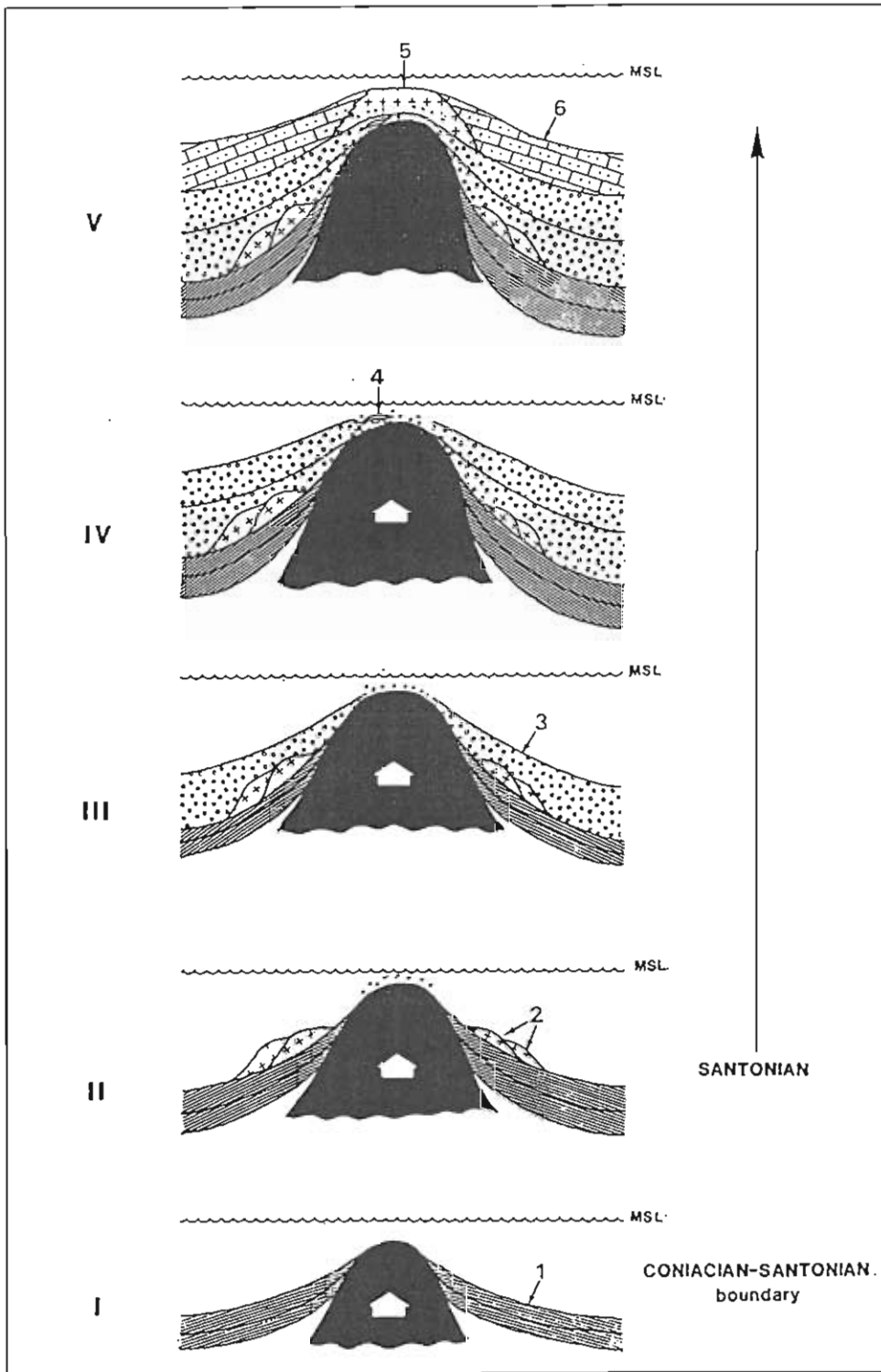


Fig. - Chronologie des événements santoniens dans la région de Khenchela.
1 : Série argilo-carbonatée du Coniacien-Santonien. 2 : Récifs à Rudistes. 3 : Brèches polygéniques à éléments triasiques.
4 : Lentilles carbonatées à Rudistes. 5 : Calcaires à colonies de Coraux. 6 : Calcaires bioclastiques à Rudistes.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

MODALITES de la DEGLACIATION WÜRMIENNE
dans le **NORD-OUEST des ALPES** (Savoie, Bassin Genevois)
ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE des DEPOTS SUPRA-MORAINIQUES

WÜRMIAN DEGLACIATION PROCESSES
in the **N-W ALPIN AREA** (Savoie, Bassin Genevois)
SEDIMENTOLOGICAL ANALYSIS of SUPRAMORAINIC DEPOSITS

M. CAMPY, R. LAMY AU ROUSSEAU (Univ. Dijon, U.R.A. 157)
et **G. NICOUD** (Univ. Chambéry, U.R.A. 69)

Abstract: Between the "Complex of the inner moraines" in the area of Lyon (morainic vallum of Grenay-Lagnieu) and the N-W alpin mountains (Alpes bernoises, Valais), there is no clear frontal moraine. On the other hand, the only ground moraine is covered by many glacio-lacustrine or glacio-fluvial deposits which outcrop at different altitudes on the peripheral reliefs. That expect a deglaciation by melting, on the spot, of the "dead ice" and not by classic retreat of the glacial front. Then, many lakes have been formed by closing and they have trapped the most of the detritic material which was transported during the melting.

Introduction: le problème

Entre les moraines frontales du "Complexe des moraines internes" (Würm) bien représentées à l'ouest de Lyon (vallum morainique de Grenay et de Lagnieu) et les massifs alpins des Alpes bernoises et du Valais, aucun arc morainique, pouvant marquer des stades de stabilité du front glaciaire au cours du retrait, n'est bien individualisé. Seule une moraine de fond est reconnue, recouverte localement d'unités sédimentaires dont les faciès sont analysés.

Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer cette absence de moraine frontale:

- Le glacier würmien s'est retiré très rapidement et de manière continue sans laisser de trace de son retrait.

- La fonte glaciaire s'est effectuée sur place par ablation localisée de la glace rendue "morte" par un manque d'alimentation.

L'étude des unités sédimentaires supra-morainiques, donc contemporaines du retrait glaciaire nous incite à pencher pour cette 2^o hypothèse.

Les faits

Le long du cours actuel du Rhône depuis le piémont savoyard jusqu'au bassin lémanique, les formations glaciaires würmiennes sont représentées par deux ensembles sédimentaires distincts:

1) Une moraine (till de fond), de faciès diamicton, tapissant de manière assez régulière les fonds de vallée, en discordance sur les formations plus anciennes (substrat ou glaciaire pré-würmien). Son faciès et sa position stratigraphique montrent qu'elle s'est mise en place en position sous-glaciaire lors de la dernière avancée maximum du glacier würmien.

2) Une série d'unités supra-morainiques discontinues géographiquement, reposant directement sur la moraine de fond ou sur le substrat périphérique (calcaire mésozoïque ou molasse). L'étude sédimentologique des différentes unités sédimentaires de ce complexe, effectuée dans le bassin molassique de Bellegarde-Frangy et dans le bassin lémanique nous a permis de définir leur milieu de dépôt et d'en déduire les modalités de la déglaciation.

- Dans le bassin de Bellegarde-Frangy, trois types de faciès sont reconnus:

* Des conglomérats à éléments grossiers (galets, blocs) et à matrice sableuse grossière, disposés en lentilles métriques à plurimétriques et présentant des litages obliques internes. De nombreux galets sont imbriqués. Les éléments les plus grossiers se situent en général à la base des sets de progradation. Ces lentilles conglomératiques s'érodent fortement les unes les autres. Elles peuvent être recouvertes par des lits de sables grossiers à moyens, d'épaisseur très variable pouvant présenter des rides de courant. Ces faciès sont interprétés comme des dépôts fluvio-torrentiels de type cône proglaciaire proximal: carrières de Massy-Chavannaz et Quincy. Ces dépôts dominent les chenaux alluviaux actuels de 100 à 200 m et sont totalement déconnectés des couloirs d'écoulement récents.

* Une alternance de faciès sableux (sables grossiers) et conglomératiques (matrix to clast-supported conglomerate) présentant des litages obliques plans à fort pendage (20-25°). De nombreuses figures d'effondrement (collapse-structure) affectent ces dépôts témoignant de fontes tardives de petits blocs de glace inclus. Ces faciès sont interprétés comme des foresets deltaïques: carrières de Lancrans, Cortenges-Cernex, Choisy, Vincy, la Balme de Sillingy, Lovagny, Chavanod. Dans la cuvette des Ussets, ces formations s'étagent sur 3 niveaux distincts: le plus bas vers 530-560 m., l'intermédiaire vers 600-630 m., le plus haut vers 750-780 m. Ces deltas se sont probablement mis en place dans des lacs d'obturation marginaux ou juxta-glaciaires lors des phases de décrépitude glaciaire.

* Des faciès hétérométriques ne présentant aucune organisation interne (diamicton) alternant avec des lits grossiers mieux triés (diamicton). Ils sont interprétés comme des dépôts mis en place très près d'un front glaciaire en cours de fonte (till d'ablation) : carrière de Jussy.

- Dans le bassin lémanique, les mêmes types de faciès sédimentaires ont été reconnus par différents auteurs, à la fois sur le flanc est du Jura (R. ARN 1983) que sur le flanc nord des Préalpes (M. BURRI 1977, B. BLAVOUX 1988) sous forme de terrasses étagées (terrasses de Thonon) témoignant d'une mise en place de ces dépôts en position de marge glaciaire (faciès de "kames").

La coupe de la vallée du Nozon sur le bord du Jura donne une bonne illustration de la géométrie de ces unités de faciès glacio-lacustre en position supra-morainique.

Conclusion

Les études sédimentologiques des différentes unités supra-morainiques observées dans le bassin de Bellegarde-Frangy et dans le bassin lémanique, associées à l'approche géomorphologique plus couramment utilisées pour l'analyse de ces dépôts, nous amènent à préciser les modalités de la déglaciation würmienne dans ce secteur des Alpes. La fonte de l'énorme masse glaciaire ne s'est pas réalisée sous forme d'un retrait progressif du front glaciaire depuis la zone distale atteinte au maximum de la progression, jusqu'à la position actuelle des glaciers alpins. La glace a fondu sur place (glace morte). Au cours de cette diminution du stock de glace, les eaux de fonte transitaient par des chenaux interrompus par des lacs d'obturation où se déversait l'essentiel de la charge détritique véhiculée. Ces premières conclusions tendent à confirmer celles de G. MONJUVENT (1988), énoncées à partir d'observations réalisées à l'aval du secteur présenté ici.

COMPARISON OF SHEPARD AND NOTA TEXTURAL CLASSIFICATIONS OF THE SEDIMENTS IN THE ADRIATIC SEA (ITALY)

P
O
S
T
E
R

M. CANU,* D. CASINI ROPA,** P.V. CURZI,** F. MARABINI*

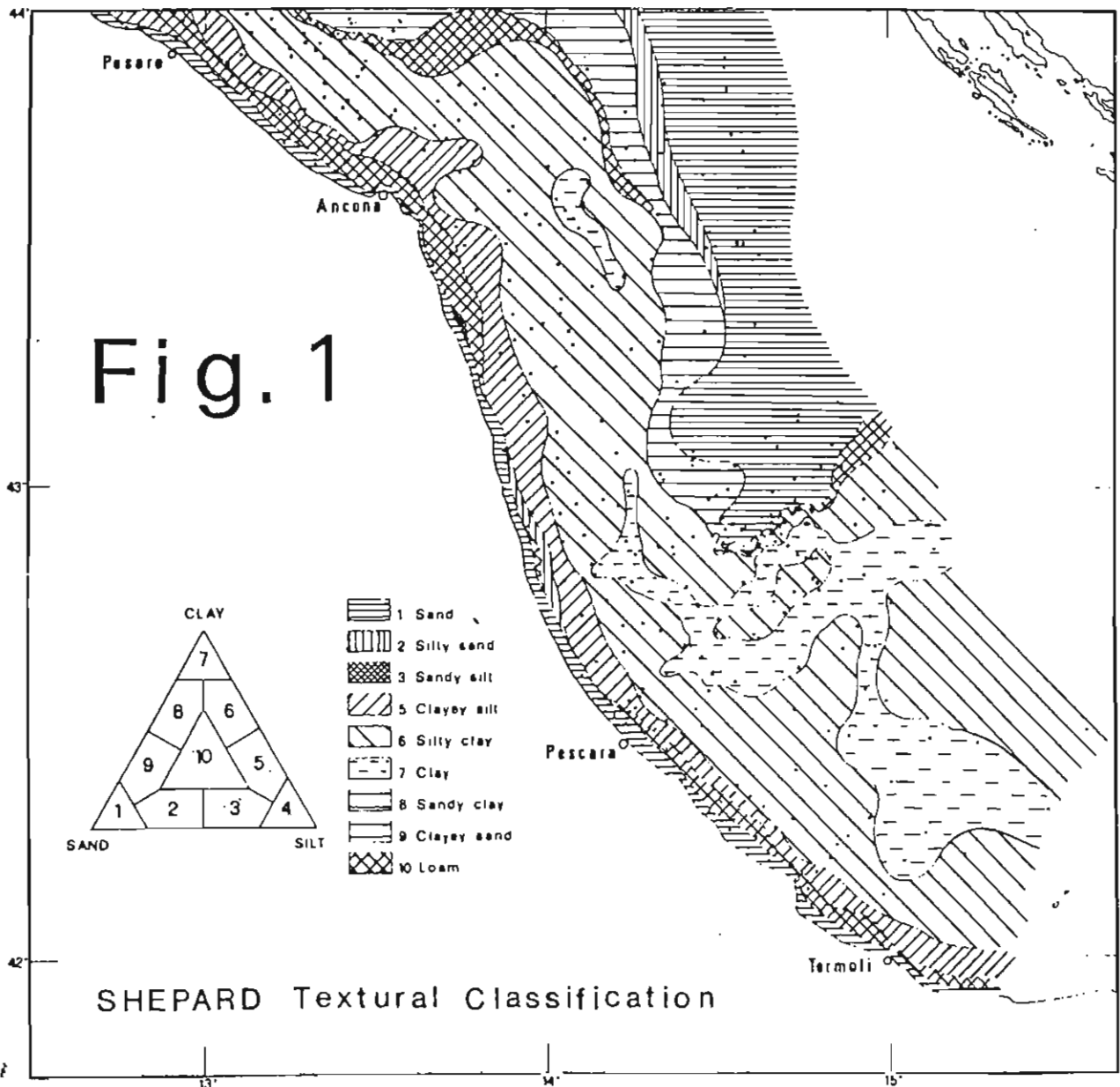
* Istituto Geologia Marina del C.N.R. -Bologna- Italy

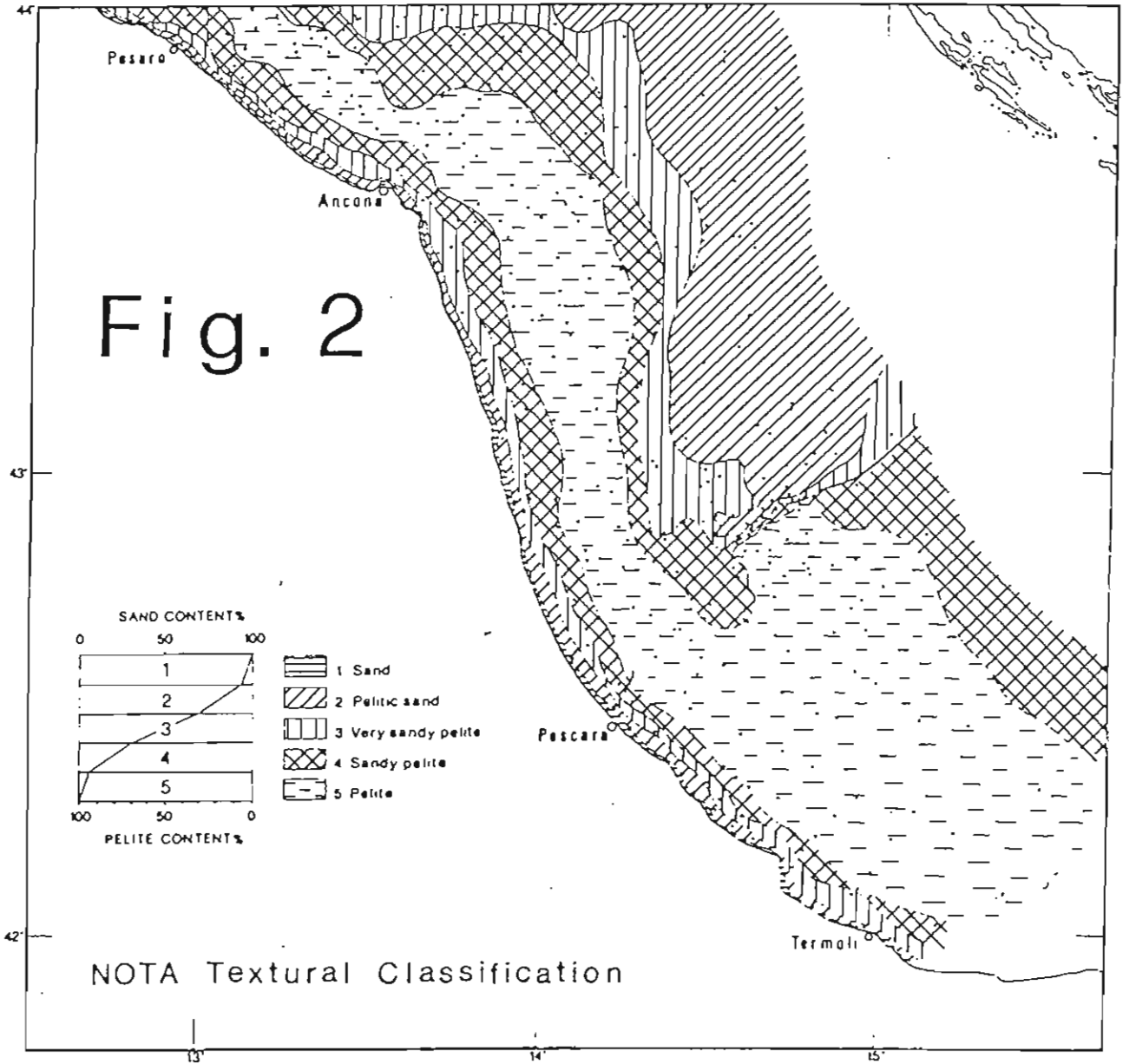
** Facoltà di Ingegneria - Università di Ancona- Italy

Fig.1 and 2 show the comparison between the well known (1954) Shepard and the less known (1958).Nota textural classifications of sediment bottom samples from central Adriatic Sea between Pesaro and Termoli.

The Nota classification defines the sediment either as a main component (sand or pelite) or as a mixture of the two components. It is a binary and not a ternary classification like the Shepard one.

The former classification, with no distinction between Silt and





Clay, does not allow the detailed description of fine as the Shepard's classification, but, on the other hand, gives a better description of sand, as it can be seen in the different areal diffusion of this term. It is due to the percentage of components used by Nota: sand and pelite with contents > 95%, in this order, compared with mixtures (pelitic sand, very sandy pelite, sandy pelite with sand contents of 95-70%, 70-30% and 30-5% respectively). This poster shows that the advantages of using either classification depend on the target to be achieved. The objective of the maps is not only to define the grain size sediment composition, but also to visualize the environmental variations through the sediment texture.

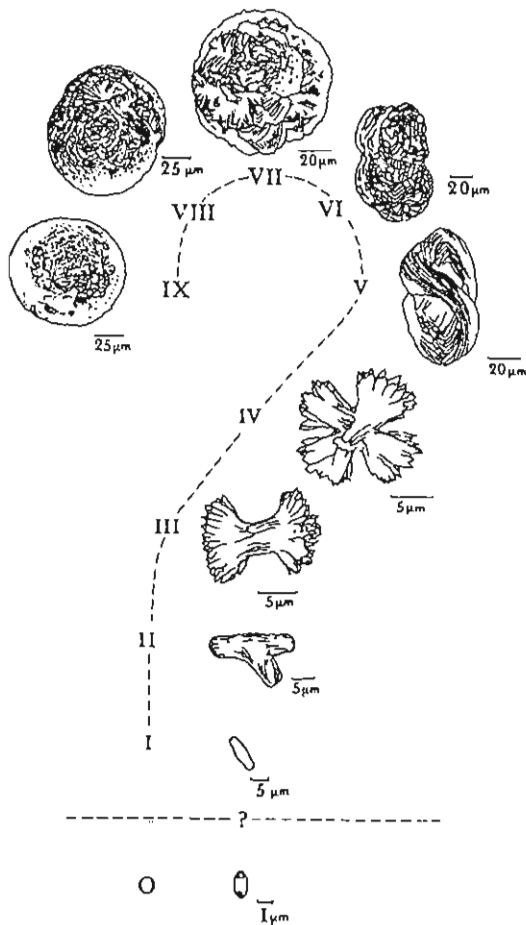
SEQUENCE EXPERIMENTALE DE PRODUCTION BACTERIENNE D'OOIDES (?).

CASTANIER S.⁽¹⁾, MAURIN A.F.⁽²⁾ et PERTUISOT J.-P.⁽¹⁾.

- (1) Laboratoire de Biogéologie, Biosédimentologie et Biostratigraphie, Université de Nantes, 2 Rue de la Houssinière F-44072 NANTES Cedex 03.
- (2) TOTAL-Compagnie Française des Pétroles, Cedex 47, F-92069 PARIS LA DEFENSE.

La naissance d'ooïdes (granules sphériques, polycristallins à structure fibro-radiale) a été observée au cours d'une expérience de stimulation de la carbonatogénèse bactérienne. Elle a été obtenue par eutrophisation (peptone : 0,5 g/l et TMAO : 2 g/l) d'eau de mer contenue dans des réacteurs contrôlés, incubés à l'obscurité pour limiter la prolifération algale. L'eutrophisation entraîne, à très court terme, une mise en anaérobiose des écosystèmes.

Plusieurs paramètres physico-chimiques tels que le pH, la teneur en carbonate dissous et en azote ammoniacal, complétés des valeurs des numérations bactériennes, déterminés journalièrement montrent que la production de carbonate se fait en phases alternant avec la précipitation.



En fin d'expérience (10 jours d'incubation), l'observation au M.E.B du culot du réacteur (précipités bio-minéraux et corps bactériens) permet de reconnaître un filiation (en neuf étapes) partant de corps bactériens en cours de calcification (étape 0).

Les étapes I et II montrent des bactéries calcifiées en forme d'osselet. Ces structures peuvent être rapprochées de celles obtenues par KRUMBEIN (1979) qu'il avait nommées "spindle-shaped".

Ensuite, les extrémités de l'osselet présentent des irrégularités de surface qui augmentent lorsque par une croissance apicale il se transforme progressivement (étapes III et IV) en un fagot. Ces structures bio-minérales peuvent être comparées aux "dumbbells" de KRUMBEIN (1979) et aux Croix de Malte et de St André obtenues par VAN LAER (MONTY et VAN LAER, 1984; VAN LAER, 1988).

Représentation schématique de la séquence morphogénétique probable d'édification d'Ooïdes.

L'augmentation de la complexité des extrémités conduit à une structure lamellaire incurvée en queue d'écureuil (étape V), jamais décrite dans la littérature et certainement l'étape clef de la séquence.

Le nombre de lamelles augmente (étape VI). Cette structure évolue vers une formation en pompon (étapes VII et VIII). L'aspect de "minéral" devient évident. La dernière étape (IX) montre une particule sphéroïdale. Une centrifugation rapide a permis de mettre en évidence la structure interne fibro-radiale de cette structure. Celle-ci était par ailleurs rendue évidente par le fait que la surface des ces sphéroïdes est constituée par la juxtaposition de sommets aigus de cristallites rhomboédriques.

Ces oïdes se sont formées dans une eau de mer non-agitée où la croissance algale était inhibée (incubation à l'obscurité) alors que la croissance microbienne était très fortement stimulée. Il semble donc, que les interruptions concentriques de la structure radiale des oïdes, structure que nous n'avons pas obtenues ici, résultent d'un ralentissement de l'activité bactérienne sous l'effet de la lumière du jour. Par contre, celle-ci stimule les fonctions chlorophylliennes et donc la synthèse de matière organique dont se repaîtront les bactéries à l'obscurité. Dans cette optique, les corpuscules sphéroïdaux que nous avons obtenus pourraient constituer des objets tératologiques : des oïdes à une seule couche sans interruption concentrique autre que leur surface, des embryons d'oïdes en quelque sorte !

Les données quantitatives permettent de calculer les taux de production de carbonate d'un tel système. Au cours de la première phase, la plus intense puisqu'elle cumule la production passive due à l'ammonification des acides aminés et la production active (CASTANIER, 1987), le rendement est de 10,8 mg/l/h soit environ 95 kg/m³/an dans le cas où il n'y a pas de limitation en nutriments. Si l'on compare ces rendements de précipitation à ceux que produit par exemple l'évaporation d'un m³ d'eau de mer, on mesure l'importance des bactéries dans la formation des calcaires micritiques.

BIBLIOGRAPHIE.

- CASTANIER S., 1987. Microbiogéologie : Processus et modalités de la carbonatogenèse bactérienne. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Nantes, 541p.
- KRUMBEIN W.E., 1979. Photolithotrophic and chemoorganotrophic activity of bacteria and algae as related to beachrock formation and degradation (Gulf of Aquaba, Sinai). *Geomicrobiology J.*, New York, 1, 2, pp. 139-203.
- MONTY C.L.V. et VAN LAER P., 1984. Experimental radial calcite ooids of microbial origin and fossil counterparts. *5th European Regional Meeting of Sedimentology*, Marseille, Abstract. pp. 296-297.
- VAN LAER P., 1988. Nature et origine des "mud mounds" pré-cénozoïques, avec exemples du Frasnien belge et canadien, du Waulsortien d'Irlande, du Jurassique d'Espagne et du Crétacé du Sud-Est de la France. *Thèse de Doctorat d'Etat*, Univ. Liège, 577p.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LA MEDITERRANEE AU MESSINIEN : MESSAGES MINERAUX PALEOGEOGRAPHIQUES EN
ESPAGNE, DIAGENETIQUES EN MER TYRRHENIENNE
THE MEDITERRANEAN DURING MESSINIAN TIME : PALEOGEOGRAPHIC MESSAGE IN
SPAIN, DIAGENETIC MESSAGE IN TYRRHENIAN SEA

Hervé CHAMLEY, URA 719 Lille, Géologie des Bassins sédimentaires
Université P.M. Curie, 75252 Paris cedex 05

Daniel W. MÜLLER, Geological Institute, Swiss Federal Institute
of Technology, 8092 Zürich, Suisse

Catherine PIERRE, URA 388, Géologie des Océans, Université
P.M. Curie, 75252 Paris cedex 05

Jean-Marie ROUCHY, Géologie, Muséum National d'Histoire
Naturelle, 43 rue Buffon, 75005 Paris

Deux séries du Miocène supérieur de Méditerranée, d'âge essentiellement messinien, ont été étudiées pour leur lithologie, pétrologie, minéralogie et géochimie isotopique. L'une se trouve dans les Cordillères Bétiques au Sud-Est de l'Espagne (bassin de Fortuna), l'autre en Mer Tyrrhénienne occidentale au pied de la marge sarde (site 652 ODP). Les messages livrés par les deux séries diffèrent de manière fondamentale, selon que le contrôle géodynamique est assuré par des mécanismes externes ou internes.

Dans le bassin de Fortuna s'affrontent principalement les effets des variations climatiques et morphologiques (1). Une aridification continentale se manifeste dès le Tortonien terminal, bien avant que s'instaure la sédimentation évaporitique franche. Le climat présente en permanence une tendance subaride (sols à smectite, croûtes à palygorskite), sauf durant l'inondation intra-messinienne où les conditions à terre deviennent un peu plus humides. Cette expression du climat est masquée lorsque l'activité tectonique bouscule l'ordonnement morphologique et contrarie le développement des altérations pédologiques superficielles. Un calage chronologique satisfaisant permet de dater les trois principales périodes d'activité tectonique : peu après la limite Tortonien-Messinien vers 6,3 millions d'années avant l'Actuel, au début du remplissage en eau du bassin vers 5,2 MA, et lors du dépôt des évaporites supérieures vers 5,1 MA. Les variations du niveau marin paraissent jouer un rôle mineur ou occasionnel dans l'alluvionnement minéral, sauf lors de l'ingression marine pliocène (vers 4,9 MA) où les sources se diversifient et le climat se modifie.

Dans l'Ouest de la Mer Tyrrhénienne la sédimentation messinienne, pratiquement azoïque, s'effectue principalement dans un bassin lacustre limité par les blocs basculés de la marge sarde, avec des venues marines probablement issues d'infiltrations latérales (2). Le caractère essentiel réside dans l'existence d'un gradient géothermique élevé (14°C/100 m actuellement) qui est lié à la formation du bassin Tyrrhénien par amincissement de la croûte continentale sous-jacente, et qui s'est probablement accru à partir de la fin du Messinien. Ce flux de chaleur a déterminé une évolution diagénétique accélérée, particulièrement exprimée par la conversion de gypse en anhydrite, la formation de dolomite ferrifère non stoechiométrique, et une transformation complexe des assemblages argileux. La source interne de chaleur, associée à un enfouissement relativement faible (moins de 720 m) responsable d'une perméabilité résiduelle notable, ainsi qu'à une forte alcalinité des eaux interstitielles, a favorisé la néoformation de minéraux chloritiques automorphes.

(1) Chamley H., Müller D.W.- Clay mineralogy in southeast Spain during the late Miocene : climatic, paleoceanographic and tectonic events in the Eastern Betic seaway. Sedimentology (submitted).

(2) Chamley H., Pierre C., Rouchy J.-M.- Mineral and stable isotope changes related to depositional conditions and heat flow in the pre-Pliocene series at ODP Site 652, Tyrrhenian Sea. Scientific Drilling (submitted).

Petrologic, mineralogic and stable isotope investigations allow to compare the Messinian sedimentation in the Fortuna Basin (SE Spain) and at ODP Site 652 (W Tyrrhenian Sea). The first area expresses a dominant control by surficial geodynamic events leading to the essential expression in sediments of climate and tectonics. The second area depends mainly on internal geodynamic processes (high heat flow) which determined accelerated diagenetic changes and specific mineral growths.

Anatomie du complexe deltaïque du Niger (côte ouest) dans le secteur de Warri

Chidi CHUKWUEKE, Jean DELFAUD et Gérard THOMAS

Géodynamique et Modélisation des Bassins, I.P.R.A.-C.U.R.S., Université de PAU

Le complexe deltaïque édifié par le Niger sur la marge africaine du Golfe de Guinée est un modèle classique de delta dominé par les vagues qui prograda durant tout le Cénozoïque [1]. Cependant les profils classiques intéressent surtout le rebord est, dans les champs de Port Harcourt [2]. A l'Ouest, dans le secteur de Warri (fig. 1) la disposition est un peu différente et diachrone car l'avancée du delta ne fut pas régulière.

Disposition verticale: Dans tous les forages, surtout en off-shore, les diagrapies permettent de reconstituer un découpage séquentiel qui intègre les classiques formations définies dans tout le delta (fig. 2).

- Séquence I : argiles bassinales (Formation de Akata) avec quelques apports gréseux

- Séquence II : Formation d'Agbada alternance des argiles et grès ou on trouve des gisements de pétrole : elle comprend plusieurs termes : un pro-delta profond, avec des séquences de chenaux profonds puis le front de delta à séquences stratocroissantes classiques.

- Séquence III : Frontière Bénin : c'est un complexe gréseux, chenalisé, de haut de delta (plaine d'inondation). Le gamma-ray est rectiligne dans cette zone.

Les datations les plus récentes semblent indiquer un âge Miocène supérieur-Pliocène pour la construction deltaïque de 0 - 3000 m.

Disposition horizontale : Une coupe perpendiculaire à l'édifice (fig. 3) permet de caractériser les 3 formations : les argiles de base sont irrégulières, vraisemblablement affectées de failles synsédimentaires. Les niveaux détritiques médians sont très irréguliers et des niveaux métriques ont une large extension. Enfin le haut delta, subcontinental est à nouveau régulier, avec une disposition lenticulaire résultant de la chenalisation.

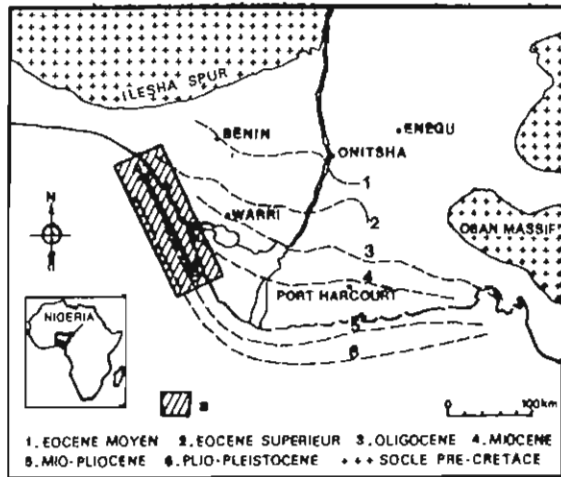
Interprétation : La mégaséquence correspond à un classique remblayage détritique. Toutefois, dans le détail, on y reconnaît les étapes d'un cycle eustatique au sens de Haq et al. [3]. A des bas niveaux correspond le pro-delta, puis la remontée est jalonnée par le on lap régulier de la Formation Agbada tandis que la construction fluviale témoigne d'un prisme de haut niveau. Sur l'échelle de Haq, on replace facilement ce cycle dans l'intervalle TB3 qui est décomposé en 3 sous-cycles. Cependant, les irrégularités de la formation basale indiquent un autre phénomène, d'origine tectonique : c'est le système de faille du fossé de Bénin. Il a guidé cette partie du delta qui s'est accumulée dans un sous-bassin actif avec de forts taux de subsidence et un fort gradient géothermique.

[1] EVAMY B.D. et al. (1978).- *AAPG*, 62, 1, 1-39.

[2] AVBOVO A.A. (1978).- *AAPG*, 62, 2, 295-300.

[3] WHITEMAN A. (1982).- *Nigeria : Its petroleum Geology, resources and Potential*, vol. 1 & 2, Graham & Trotman.

Fig. 1: LA LOCALISATION



■ - Zone d'étude AB - Coupe de la figure 3

Fig. 2: DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

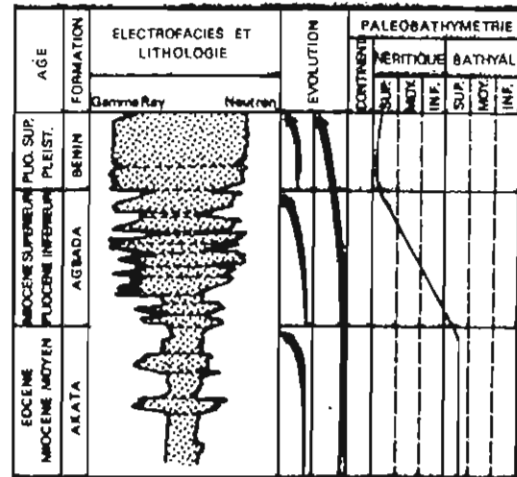
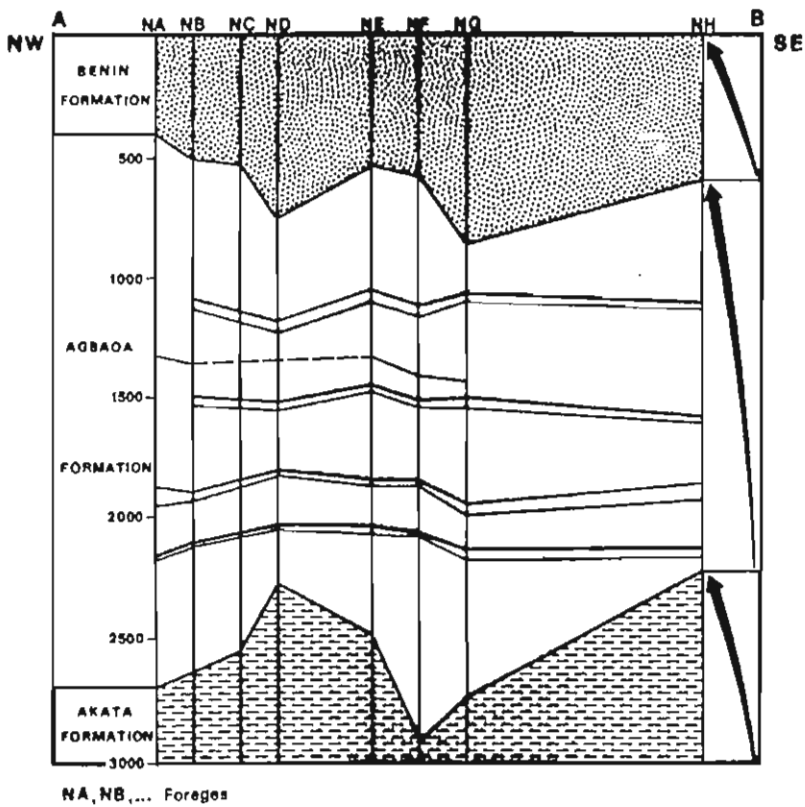


Fig. 3: EVOLUTION DES FORMATIONS SELON UN AXE NW-SE



[1] EVAMY B.D. et al. (1978).- AAPG, 62, 1, 1-39.

[2] AVBOVO A.A. (1978).- AAPG 62, 2, 295-300.

[3] WHITEMAN A. (1982).- Nigeria : Its petroleum Geology, resources and Potential, vol. 1 & 2, Graham & Trotman.

SEDIMENTARY STRUCTURES AND THEIR PALEO GEOGRAPHICAL
SIGNIFICANCE OF "GRES DE VIREUX" FORMATION (LOWER EMSIAN, ARDENNES)
I. CIBAJ (U.S.T.L., Scienc. Terre, Dyn. Séd. Struct., 59655 Villeneuve d'Ascq, France)

P
O
S
T
E
R

The allochthonous Dinant synclinorium crops out in the Northern France and in Belgium. It is mainly constituted of Devonian and Carboniferous formations.

The "Grès de Vireux" Formation is part of the Lower Devonian (Lower Emsian).

The total thickness of this formation has been announced of about 550-600 m. About 150 m of its upper part outcrops in the Vireux quarry.

Sedimentological analyses of the Vireux quarry section shows vertical lithological varieties representing time and space evolution of original sedimentary environments.

The general characteristic of "Grès de Vireux" Formation is the presence of vertical rhythmic sequences at different scales. These sequences are mainly fining upward though coarsening upward sequences appear in the upper part of the section. They are seen from sandstone and mudstone laminae alternations to bed and group of bed alternations. Minor rhythms are incorporated into major rhythms.

A vertical evolution of sedimentary features is observed inside major sequences.

Thick sandstone bars are cross stratified with bidirectional N-S cross bedding and internal parallel laminated set facies.

Neap-spring tide sequences have bidirectional trough set cross laminations in the lower part and lenticular and flaser beddings rich in horizontal borrows in the upper part. These sequences range between lower to upper intertidal depositional environments; flaser beddings and bioturbations showing the high part of the range.

Wavy ripples with symmetrical and asymmetrical features are mainly associated with tabular cross laminations. Tabular bidirectional cross laminations are very abundant in the section. Climbing ripple cross laminations (ripple drifts) are present and show sand direction movement.

Dessication cracks (mud cracks) are seen here in three dimensions plans. They are rich in horizontal bioturbations and serve as a criterion for the upper intertidal-supratidal range of sedimentary conditions.

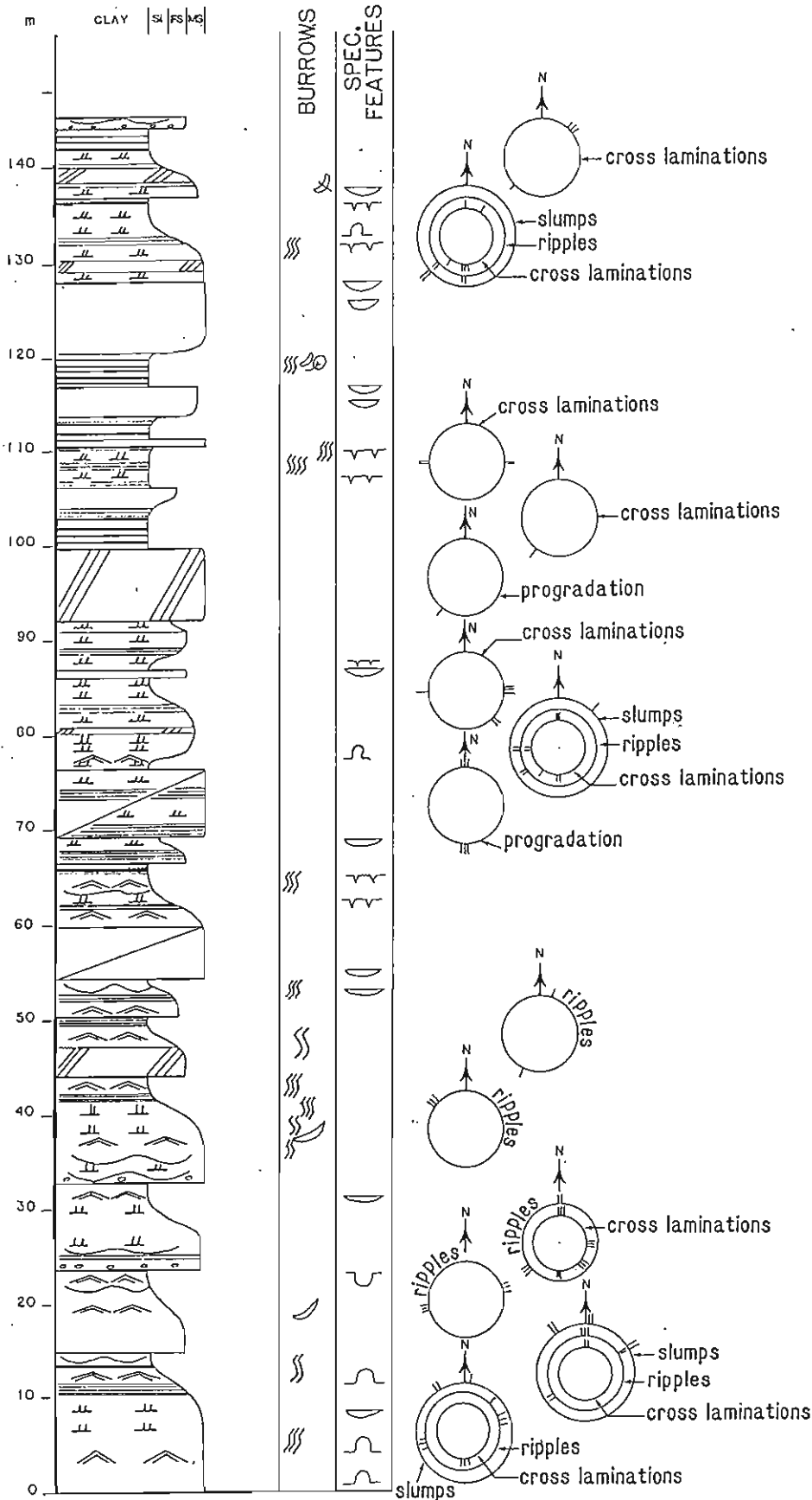
Frequent discontinuity planes are associated with siltstones and clays.

Small-scale (cm) vertical sequences are often observed.

Slump structures are present mainly in the lower part of the section. They involve a paleoslope and a down-slope movement or "sliding" of unconsolidated material.

All these sedimentary features have been revealed by the peel-section technique modified and adapted for the siliciclastic rocks.

These sedimentary features represent different depositional environments which range from lower intertidal to lower supratidal depositional systems and prepare the passage to "Schiste de Chooz" Formation of supratidal sedimentary conditions.



Log of the "Grés de Vireux" Formation at the Vireux quarry

LA GENESE DES TERRASSES FLUVIATILES D'APRES L'EXEMPLE DES FLEUVES MEDITERRA-
NEENS FRANCAIS

Georges CLAUZON

URA 903 du CNRS, Université d'Aix-Marseille II, 13621 Aix-en-PROVENCE

Les systèmes de terrasses fluviales étagées constituent des séquences de dépôt propres aux temps quaternaires puisque, semble-t-il, elles n'ont jamais été signalées au cours des périodes antérieures. Cette originalité suscite une question : comment peut-on expliquer leur genèse ?

I. Les trois théories interprétatives de l'origine des terrasses

La théorie eustatique (de Lamothe, 1901) privilégie le rôle aval des oscillations du niveau de base mais elle rencontre une contradiction insurmontable : les terrasses se sont élaborées au cours de périodes froides et non - comme le voudrait cette théorie - en périodes interglaciaires.

A l'opposé, la théorie climatique (Kilian, 1906) privilégie l'amont en se fondant sur le passage progressif des moraines aux terrasses mais elle se heurte à l'impossibilité d'envisager un creusement aval en période interglaciaire de haut niveau marin.

La théorie dite du "point neutre" (Trevisan, 1949) s'efforce de surmonter les incohérences des deux précédentes en expliquant la dynamique d'aval par le jeu des oscillations eustatiques et celle d'amont par celles du climat, les deux étant bien entendu couplées. Cependant, les mécanismes sollicités devant fonctionner en inversion, il faudrait - dans cette optique - qu'une même terrasse soit diachrone de part et d'autre du point neutre ce qui n'a jamais pu être vérifié.

II. Les caractères spécifiques des terrasses du Midi méditerranéen français

- Du point de vue stratigraphique, ces terrasses infirment le principe de superposition puisque les plus élevées sont les plus anciennes et les plus basses les plus récentes.
- Du point de vue paléogéographique, il est acquis qu'elles se sont déposées pendant les phases froides du Quaternaire.
- Du point de vue géométrique, elles sont grossièrement parallèles entre elles, en sections longitudinales tandis qu'en sections transverses, elles présentent une disposition étagée.
- On remarque enfin, qu'à l'exception de la basse terrasse holocène, aucune autre terrasse interglaciaire ne subsiste.

III. Nouvelle interprétation de la genèse des terrasses

Au cours d'un cycle glacio-eustatique, le niveau marin connaît deux périodes de stabilisation : la première correspond aux bas niveaux régressifs de période froide ("low stand"), la seconde aux hauts niveaux transgressifs de période interglaciaire ("high stand"). Entre ces deux stationnements - séparés par un "marnage" d'une centaine de mètres - le niveau de base marin subit une migration pendulaire qui se répercute sur le profil longitudinal des fleuves tributaires.

Pour des raisons opposées - mais qui parviennent au même résultat - les migrations transgressives et régressives du système fluviatile provoquent une incision sur toute la longueur du chenal d'écoulement.

A l'inverse, les phases de stabilisation eustatiques (de haut ou de bas niveau; de période chaude ou froide) engendrent une accrétion généralisée. Celle-ci se propage par rétrogradation depuis le cône alluvial d'aval (où qu'il soit) jusqu'à l'amont du chenal d'écoulement, au débouché même du bassin de réception amont.

Les quatre temps de ce système cyclique se regroupent en deux couples (chacun d'eux associant une phase d'incision et une phase d'alluvionnement) : un couple majeur, de période froide et un couple mineur, de période chaude. A l'issue du cycle, seule subsiste - sous forme d'une nouvelle terrasse - l'empreinte du couple majeur. Celle du couple mineur a été érodée préalablement par la phase de creusement du couple majeur.

Lamothe L. de (1901). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 132, p. 1428-1430.

Kilian W. (1906). C.R. Ass. Fr. avancement Sc., Lyon, p. 1206-1215.

Trevisan L. (1949). Congr. Intern. Géogr. Lisbonne, p. 511-528.

**LES GILBERT DELTAS DU MIDI MEDITERRANEEN FRANCAIS
UN MODE DE REMBLAIEMENT DES RIAS PLIOCENES**

Georges CLAUZON* & Jean-Loup RUBINO⁺

* URA 903 CNRS, Univ. Aix-Marseille II, + TOTAL-CFP Laboratoires Exploration

Les bassins pliocènes du Midi méditerranéen français sont la conséquence directe de l'épisode de ravinement messinien. Il s'agit en effet d'anciennes vallées sub-aériennes, creusées à la faveur de la crise de salinité et submergées lors de la remise en eau du bassin méditerranéen, au tout début du Pliocène (- 5 Ma). L'empreinte de la paléomorphologie continentale s'exprime dans ces bassins au travers de deux de leurs caractères : leur physiographie directement issue de la "surface d'érosion messinienne" (Cita & Ryan, 1978) et leur configuration cartographique exagérément linéaire de vallées fluviales. Il s'agit donc de méga-rias. Celle du Rhône a un développement méridien de plus de 300 kilomètres, tandis que celles du Var, de la Durance et du Roussillon, héritières de fleuves montagnards, pénètrent en retour les reliefs alpins et pyrénéens.

Du point de vue chronostratigraphique, le remblaiement de ces rias fut d'assez brève durée (1,5 Ma) (Clauzon et al., 1987) et, pour l'essentiel, il s'est opéré en synchronisme avec le "highstand" du cycle TB 3.5 (Haq et al., 1987), ce qui n'est pas le moindre paradoxe.

Du point de vue géodynamique, ce remblaiement a bénéficié d'une conjonction inusitée de phénomènes favorables. En effet, d'une part, il avait été précédé par un épisode exceptionnel de démantèlement de la marge ("surface d'érosion messinienne") et, d'autre part, il fut concomitant du plus haut niveau eustatique (+ 80 NGF) enregistré au cours des dix derniers millions d'années. Schématiquement, on peut donc considérer ce remblaiement comme une sorte de gigantesque "valley fill" déterminé par une "accommodation" hors normes.

Dernière originalité, le comblement s'est effectué au cours du highstand, car la transgression a été tellement rapide que les apports n'ont pu compenser la remontée ; quant aux dépôts de lowstand, ils sont situés au niveau des plaines abyssales.

Du point de vue sédimentologique, l'originalité du remblaiement ne concerne que les rias positionnées au débouché d'un bassin versant montagnard (ie : le Roussillon, le Var, la Roya, le Loup, ...). C'est dans ces rias que sont en effet localisés tous les Gilbert deltas (Gilbert, 1885 ; Fayol, 1886 ; Nemeč and Steel, 1988).

La trilogie structurale interne de ces appareils (bottom set beds, foreset beds, topset beds) est couplée avec une trilogie de faciès : silts, arkoses, conglomérats. La discontinuité écostratigraphique marin/continental (jalonnée par des niveaux ligniteux dans les positions d'abris latéraux) se confond avec la discordance angulaire qui sépare les couches frontales des

couches sommitales. Il faut préciser, enfin, que la hauteur sous-marine de ces appareils dépasse largement 50 mètres.

Une telle organisation est l'oeuvre d'une double dynamique :

- Une dynamique latérale de colmatage liée à la progradation sous-aquatique des couches frontales. Elle est à l'origine de la "régression" de la ligne de rivage dans un contexte de stabilité eustatique.
- Une dynamique verticale liée à l'aggradation des couches sommitales constituées par les cônes alluviaux des torrents tributaires de la ria.

En fin de compte, le comblement de ces rias est à imputer à l'hypertrophie latérale et verticale des Gilbert deltas qui tendent à combler le volume de l'accommodation créé par la conjonction antithétique du creusement messinien et du haut niveau eustatique du cycle TB 3.5. C'est donc bien l'épisode de ravinement messinien qui est responsable -par anticipation- des modalités du remblaiement pliocène. Notons enfin que la présence de ce type de delta implique des écoulements homopycnaux (Bates, 1953) lesquels sont très fréquents lorsqu'un fleuve débouche dans un bassin profond et confiné, ce qui correspond précisément aux rias pliocènes.

Cette structuration en Gilbert deltas s'est faite en fonction d'un niveau eustatique stable : par conséquent, la discontinuité marin/continental -dans son état initial- était horizontale et ajustée sur la cote + 80 NGF. En Roussillon, à l'aplomb du littoral, on retrouve ce niveau repère 250 mètres en contrebas. On sait par ailleurs que cette déformation était synsédimentaire dans la mesure où elle était déjà acquise dès la fin du remblaiement. Le basculement enregistré résulte conjointement d'une compaction différentielle et d'une subsidence de charge.

Bates C.C. (1953), Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 37, 2119-2162

Cita M.B. et Ryan W.B.F. (1978), Mar. Geol., 27, 193-365

Clauzon G., Aguilar J.-P. et Michaux J. (1987), C.R.A.S., II, 304, 585-590

Fayol H. (1886), Bull. Soc. Indus. Min., T. XV, 3-4, 543 p., Atlas

Gilbert G.K. (1885), Ann. Rept. US Geol. Surv., 5, 69-123

Haq B.U., Hardenbol J. and Vail P.R. (1987), Science, 235, 1156-1167

Nemec W. and Steel R.J. (1988), Fan deltas, Blackie and Son, Edinburg, 444

PREMIERES OBSERVATIONS ET MESURES IN SITU REALISEES SUR
LES DEPOTS PELAGIQUES DU PACIFIQUE NORD-EST CENTRAL
FIRST OBSERVATIONS AND IN SITU MEASUREMENTS COMPLETED
ON PELAGIC DEPOSITS OF THE NORTHEAST CENTRAL PACIFIC
OCEAN.

P. Cochonat*, R. Le Suavé*, C. Charles**, B. Greger***, M. Hoffert****, J.P.
Lenoble*****, J. Meunier* et G. Pautot*

*IFREMER/BREST, **IFREMER/TOULON, ***PREUSSAG/HANOVRE,
****UNIVERSITE de STRASBOURG, *****IFREMER/PARIS

Up to now, sedimentary environment of nodules fields had never been studied by means of direct observations and geotechnical in situ measurements. The results of the submersible "Le Nautilus" dives allow to propose a new approach of the sedimentary processes, particularly for deepsea pelagic clays.

Les champs de nodules polymétalliques du Pacifique Nord-Est Central et leur environnement sédimentaire n'avaient jamais encore été étudiés au moyen d'observations directes et de mesures in situ. En décembre 1988, 16 plongées avec le submersible "Le Nautilus" ont été réalisées et ont permis d'étudier, par des fonds d'environ 5000 m, les dépôts pélagiques de la zone Clarion-Clipperton. Les reconnaissances antérieures et particulièrement celles réalisées au moyen du SAR (Système Acoustique Remorqué) avaient permis d'établir la stratigraphie acoustique de la couverture sédimentaire de cette zone. Cette série est déposée sur le socle basaltique oligocène mis en place à la Ride Est Pacifique. Trois unités acoustiques étaient traditionnellement décrites (voir figure) : (1) une unité inférieure composée de sédiments anciens carbonatés, (2) une unité typiquement stratifiée rapportée à des alternances de boues biogènes siliceuses et de boues biogènes carbonatées, (3) les dépôts récents d'argiles à organismes siliceux apparaissant sous la forme d'une unité acoustiquement transparente et parfois discordante sur les alternances sous jacentes.

Les objectifs scientifiques de la campagne ont porté essentiellement sur l'étude de l'environnement sédimentaire au moyen d'observations détaillées et de prélèvements, et sur la réalisation de mesures géotechniques in situ afin de déterminer la variabilité latérale de la cohésion des argiles superficielles. Les mesures ont été réalisées au moyen d'un scissomètre mis en oeuvre par le bras du Nautilus. Pour mener à bien cette campagne de vérité terrain, les cibles des plongées ont pu être préalablement déterminées avec une grande précision grâce aux images très haute résolution du SAR.

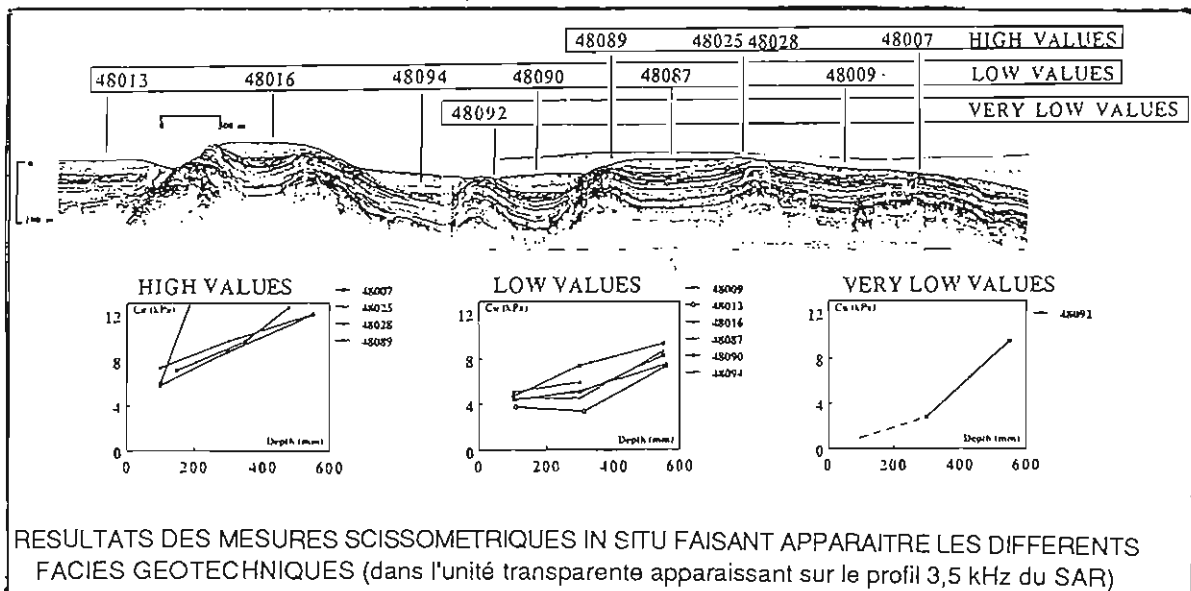
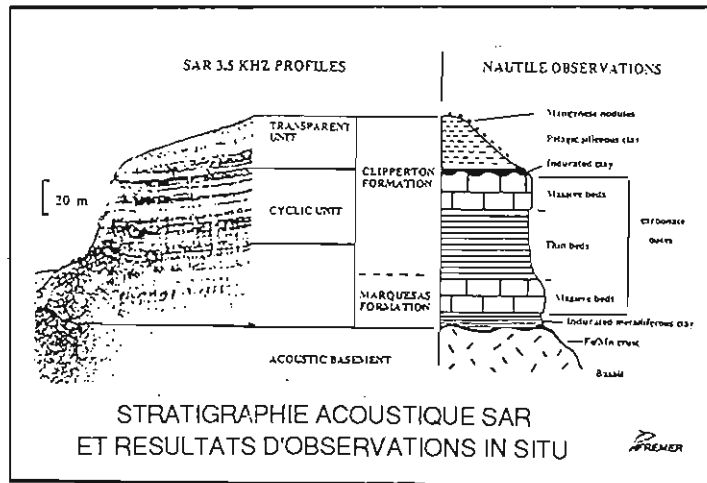
Les résultats montrent qu'au dessus du basalte, les dépôts d'âge Oligocène et Miocène inférieur apparaissent essentiellement carbonatés jusqu'au hiatus mio-pliocène. A cette profondeur, sous le niveau de compensation des carbonates, cette épaisse série carbonatée subit à l'affleurement d'importants phénomènes de dissolution. Ces phénomènes facilitent les processus d'érosion qui sont à l'origine du façonnement du paysage relativement perturbé pour un contexte abyssal.

Les mesures de cohésion réalisées sur les argiles superficielles ont montré que ce paramètre est beaucoup plus significatif qu'on pouvait le penser d'après les résultats des mesures réalisées précédemment en laboratoire. Les résultats suggèrent l'existence de différents faciès géotechniques apparaissant dans la même lithologie. La distribution spatiale de ces faciès est en corrélation directe avec la géométrie des corps sédimentaires et la dynamique sédimentaire récente (voir figure). L'explication de ce phénomène est à rechercher dans les variations locales des conditions de dépôt (taux de sédimentation et morphologie des particules argileuses, voire diagénèse précoce). Ceci permet de mieux comprendre l'existence de la surconsolidation apparente généralement observée dans les

sédiments superficiels.

Corrélativement, la distribution des plages de nodules et les changements de faciès de nodules apparaissent également très contrôlés par la nature et l'état des sédiments qui les supportent.

L'ensemble des résultats permettent donc de présenter une vision nouvelle et surtout cohérente des processus sédimentaires en domaine pélagique.



**HYATUS SEDIMENTAIRES ET SURCONSOLIDATION : INDICES DE
GLISSEMENTS SUPERFICIELS DANS LE CONE SEDIMENTAIRE
SOUS-MARIN DU VAR.
SEDIMENTARY HYATUS AND OVERCONSOLIDATION : EVIDENCE OF
SURFICIAL MASS MOVEMENTS IN SEDIMENTARY SUBMARINE VAR
CONE.**

P. COCHONAT*, T. SCHIEB**, C. MULLER***, J.F. BOURILLET*, B. SAVOYE*.
*IFREMER / Brest / Géosciences Marines, ** ENSG / Nancy, ***Consultante / Rueil Malmaison.

A submarine thick detritic system has been built on the Nice continental margin which is characterized by a very narrow shelf and a steep slope subjected to intense erosional processes. A sedimentary hyatus has been locally identified from cores collected on the eastern spur bordering the submarine Var canyon. The study of geotechnical properties contribute to evaluate the thickness of sediments involved in mass movement processes in the area.

Le site sous marin de la Baie des Anges qui se caractérise par un plateau continental très étroit passant rapidement à des pentes très fortes est constitué d'un épais cône détritique construit par le Var sur la marge niçoise durant le Pliocène et une partie du Quaternaire. Pendant le Quaternaire récent et jusqu'à l'actuel, consécutivement au déficit des apports fluviatiles, l'érosion s'installe. Il s'agit essentiellement d'une érosion régressive où les phénomènes gravitaires tiennent une large place (glissement de l'aéroport de 1979). Ainsi on assiste au creusement du canyon sous-marin du Var et corrélativement à la construction d'un appareil sédimentaire plus profond. Le site est donc propice à l'existence d'une "géologie événementielle" marquée par des phénomènes d'érosion et de dépôts imbriqués qui confèrent au site une grande complexité sur le plan sédimentologique. Cette complexité induit de réelles difficultés d'identification des différentes phases et de datation des événements. C'est ainsi que même la trace de l'événement de 1979 n'est pas facilement identifiable. Cependant les études entreprises au moyen de reconnaissances par sonar latéral (SAR et SeaMARC), prélèvements et plongées (Cyana) ont montré que le site a été le siège de nombreux événements gravitaires de haute énergie. Quel est réellement l'ampleur de ces événements ?

L'étude biostratigraphique (nannoplanctons calcaires) de certaines carottes prélevées entre 850 et 1350 m de profondeur d'eau, sur un éperon sédimentaire très marqué longeant à l'est le canyon sous marin du Var, montre l'existence d'une lacune sédimentaire importante : le Pliocène est directement surmonté par quelques décimètres de sédiments récents à actuels datés du Pléistocène inférieur à leur base. Sur les mêmes carottes l'analyse géotechnique, et notamment la mesure de la cohésion non drainée (Cu), montre que le matériau ancien est surconsolidé : il y a donc eu surcharge sédimentaire. Le hyatus ne correspond pas à une absence de sédimentation mais à une érosion.

Une analyse plus poussée des propriétés géotechniques et notamment du rapport Cu/P (rapport entre la cohésion et la contrainte verticale effective) a été réalisée à partir de la relation de Skempton : $Cu/P = 0,11 + 0,0037 IP$ (où IP est l'indice de plasticité déterminé par la mesure des limites d'Atterberg). Connaissant la cohésion et l'indice de plasticité, la contrainte verticale effective est calculée; ainsi, la surcharge lithostatique que le sédiment a subie au cours de son histoire peut être estimée. L'expérience montre qu'à partir d'une certaine profondeur dans le sédiment, la relation de Skempton se vérifie et le rapport Cu/P reste constant pour un même sol normalement consolidé. L'objectif n'est pas de donner une valeur précise mais simplement d'évaluer l'ordre de grandeur d'une inconnue : l'épaisseur de la tranche sédimentaire concernée par l'érosion.

Dans le cas présent, les résultats montrent que la tranche sédimentaire absente serait de l'ordre d'une dizaine à une quinzaine de mètres. Pour une lacune stratigraphique d'environ 1 M.a., ce résultat est d'ailleurs tout à fait conforme avec un taux de sédimentation (non corrigé de l'effet de compaction) de l'ordre du $cm/10000a$. Par ailleurs, les analyses de stabilité qui peuvent être réalisées sur les prélèvements du même secteur en utilisant la méthode du calcul de la hauteur critique d'un talus infini attestent de la possibilité de ruptures superficielles (quelques mètres de profondeur). Il ne s'agit donc pas d'événements pelliculaires (centimétriques) ou de très grande ampleur (hectométriques).

En conclusion, l'analyse comparative de la stabilité actuelle des sédiments sur la pente et d'une lacune d'érosion intra-formationnelle conforte dans ce cas, la validité de l'hypothèse de ruptures plutôt superficielles. En effet l'épaisseur d'une tranche sédimentaire mise en mouvement serait d'ordre mètre à décamètre. Ce résultat paraît fondamental, car il permet de mieux mesurer l'ampleur des phénomènes gravitaires dans la zone et de les resituer dans un modèle d'évolution de l'appareil sédimentaire Varois. Dans le cas présent, un tel glissement d'extension latérale kilométrique est mis en évidence.

Il convient par ailleurs de rappeler que les discontinuités préexistantes peuvent être considérées comme zone de cisaillement potentielle, donc comme plan de glissement ayant pu ou pouvant encore fonctionner à plusieurs reprises.

Les travaux en cours menés dans le cadre du projet Ifremer "Processus sédimentaires et instabilités sur les pentes" permettront de vérifier ces premières conclusions par la réalisation (1) d'essais de consolidation sur échantillons afin de déterminer la valeur des pressions de consolidation et, (2) par la détermination de la loi de comportement des sols au moyen de mesures in situ de la résistance au cisaillement.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

STRUCTURE DIAPIRIQUE CONTROLANT LA SEDIMENTATION
SERIES CONTINENTALES DE PROVENCE (RIANS - K/T)

DIAPIRIC STRUCTURE CONTROLLING SEDIMENTATION
CONTINENTAL SERIES - PROVENCE (RIANS - K/T)

Isabelle COJAN

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

Continental deposits in the Rians syncline show great lateral variations during the fluvial and lacustrine episodes. Following an eastward fluvial period, a diapiric structure controls over 10 M.Y. the depositional environment by building a morphological divide which will play the role of a dam during the lacustrine episode and which will delimit the distribution areas of the alluvial facies (dismantling of proximal reliefs on the West and distal alluvial deposits from distant sources on the East).

Les dépôts continentaux observés en Provence à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire correspondent à des dépôts de plaine alluviale au sein desquels s'intercalent des arrivées détritiques grossières et des épisodes lacustres.

Dans le synclinal de Rians, les dépôts d'âge bégudo-rognacien à thanétien présentent une très grande variabilité latérale : un contraste s'établit rapidement entre une zone occidentale aux séries épaisses tant lors des épisodes fluviaux que lacustres, une zone centrale avec des séries réduites et une zone septentrionale caractérisée par des épisodes fluviaux bien développés et des séries lacustres essentiellement resédimentées.

La restitution des différents paysages successifs s'appuie, dans cette série où il n'existe jusqu'ici aucune stratigraphie fine, sur la mise en évidence de deux surfaces de discontinuité majeure. Ces surfaces traduisent des périodes d'altération inhabituelles dans ces bassins et ont été mises en relation, pour la première avec la régression importante de la partie terminale du Maastrichtien (placée à 68 M.a.) et, pour la seconde avec celle de la partie moyenne du Thanétien (placée à 58.5 M.a.). Elles définissent des horizons repères assimilables à des isochrones à ce stade de l'étude.

La dynamique sédimentaire au cours de l'intervalle de temps considéré s'organise ainsi :

- **système fluvial coulant vers l'Est**, sur la totalité de l'aire étudiée et montrant peu de dispersion (Fig. 1). Des brèches d'éboulements locaux comblent des morphologies restreintes avant que ne s'instaure un régime fluvial plus régulier avec des dépôts de grès riches en grains de quartz et quelquefois en oncolites. Ces grès parfois sans structure, comportent souvent des rides centimétriques à plurimétriques, des stratifications obliques planes. Abondants au début de cet épisode, ils feront place dans sa partie terminale à des dépôts majoritairement silteux.

- **établissement d'un régime lacustre**. Le paysage scellé par la première discontinuité (surface d'altération ferrallitique) montre déjà une dissymétrie de l'ensemble (Fig. 2). La pente générale vers l'Est a été déformée et l'on observe la formation d'une zone centrale en relief correspondant à des séries fluviales de faible puissance. Si les dépôts lacustres atteignent près de 20 m d'épaisseur à l'Ouest de ce môle, ils sont inexistant à l'Est de celui-ci.

L'image à la fin de l'épisode lacustre ne fait qu'accentuer ce contraste. L'extension du lac a peu varié au cours de cet intervalle de temps et les dépôts situés à l'Est du môle ne correspondent qu'à des resédiments et témoignent non pas de l'extension du lac à cette période mais d'épisodes de déséquilibre ayant entraîné des remaniements sur les zones périphériques de l'aire lacustre. Les traces de ceux-ci sont nombreuses et variées : dans la partie occidentale, les bancs ne sont que légèrement déformés par d'amples ondulations alors que dans la zone orientale les dépôts lacustres correspondent à des bancs glissés remplissant des chenaux, voire dans la partie la plus orientale à des conglomérats, témoins du démantèlement des bancs de calcaire lacustre partiellement indurés.

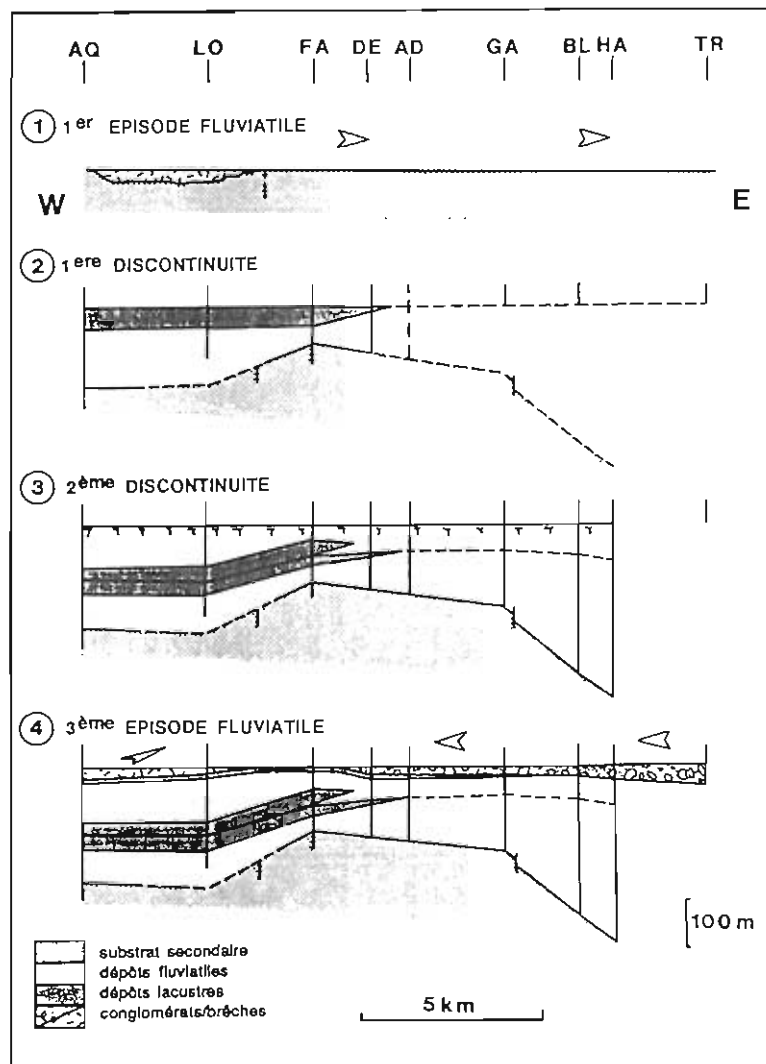
A l'intérieur de l'aire couverte par le lac, les séries fluviales sous-jacentes sont épaisses (de l'ordre de 100 m) et la compaction de celles-ci lors du dépôt des calcaires suffit à expliquer l'auto-entretien de la dépression lacustre sans avoir à faire intervenir de déformation notable durant cette période.

- **nouvel épisode terrigène dominé par le dépôt de silts** et se terminant par la présence de la seconde discontinuité (pédogenèse très calcimorphe) qui permet de visualiser le paysage lors de l'établissement de l'épisode lacustre suivant (Fig. 3).

-ce calcaire essentiellement algaire montre les mêmes phénomènes que précédemment : la proportion de termes glissés et resédimentés augmente vers l'Est pour aboutir à des faciès exclusivement resédimentés dans la partie la plus orientale.

-le régime fluvial reprend, avec au début, des dépôts de silts sur l'ensemble de l'aire puis l'apparition à l'Ouest de brèches de démantèlement des reliefs proximaux situés au Sud alors qu'à l'Est s'épandent des conglomérats venant de l'E-SE, rassemblant des galets d'origines lointaines et des blocs provenant de reliefs locaux. Pendant cet épisode torrentiel, l'extension des brèches et des conglomérats est spatialement délimitée par la zone du môle qui a, là encore, joué un rôle de barrière naturelle (Fig. 4).

Le contraste qui apparaît entre les secteurs occidentaux et orientaux dès la fin du premier épisode fluvial est créé et entretenu par la présence d'un diapir qui favorise l'établissement d'un barrage naturel en amont duquel se développe un lac, alors qu'en aval les dépôts lacustres conservés ne correspondent en fait qu'à des remaniements. Cette structure joue le rôle d'une barrière naturelle tout au long de l'intervalle de temps étudié. Elle exerce son contrôle non seulement sur la formation des lacs mais également sur la répartition des faciès fluviaux allocycliques. Cette structure, déjà connue au Jurassique (Mont Major), est à nouveau active à la fin du Crétacé / Paléocène et elle exerce alors un contrôle majeur sur la répartition des dépôts sédimentaires pendant une période que l'on peut évaluer à au moins une dizaine de millions d'années.



SEQUENCES REGRESSIVES STAMPIENNES
EXEMPLE DES SABLES DE FONTAINEBLEAU (BASSIN DE PARIS)

REGRESSIV STAMPIAN SEQUENCES
FONTAINEBLEAU SANDS (PARIS BASIN)

Isabelle COJAN, Médard THIRY
Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M., 35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex

The major transgression observed in the Paris Basin during Cenozoic times occurred during the Stampian. It led to marine sand deposits in the southern part of the Paris Basin. Organized in two regressiv sequences, the "Sables de Fontainebleau" formation is interpreted as a response to rapid deepenings related to relative sea-level variations.

Ranging from 10 to 20 meters in thickness, each of these cycles shows an evolution from shoreface facies to backshore ones, the second sequence is more complete and finishes with eolian and lacustrine deposits.

In this large sand body, inferred as a sand ridge built in a storm and tide dominated environment, the scarcity of clay beds or the low clay content in the sand beds must be pointed out. Deeper clay facies have not yet been identified and reconstruction of the palaeogeography of the Stampian basin needs further investigations.

Les Sables de Fontainebleau, d'âge stampien, marquent la plus grande transgression observée dans le Bassin de Paris au Cénozoïque. Ils représentent les dépôts marins sableux les plus méridionaux connus dans ce bassin et comportent deux faciès : l'un blanc, très pur en silice, occupe la partie la plus méridionale alors que dans celle plus septentrionale, les faciès sont plus fins, réduits (faciès sombres et/ou glauconieux) ou ferrugineux.

Sur l'ensemble de ce secteur, ces dépôts marins transgressifs s'organisent en deux grandes séquences régressives qui évoquent une sédimentation par à coups sur une plateforme sujette à des périodes d'approfondissements rapides et successifs ou à des surélévations relatives du niveau marin. Ces dépôts présentent des structures sédimentaires qui attestent d'abord de l'action prédominante de la houle et des marées avant l'installation d'un système continental éolien.

Les deux cycles, dont les épaisseurs sont respectivement de l'ordre d'une quinzaine et d'une vingtaine de mètres, s'organisent comme suit :

Premier cycle

- La surface de transgression observée en un seul point est, dans ce cas précis, formée par la craie blanche à silex du Sénonien. D'ailleurs irrégulière elle est recouverte par un lit de galets de silex d'épaisseur variable, sur lequel se sont déposés des sables fins.
- Ces sables fins sont assez riches en coquilles de bivalves déposées suivant des lits soulignant des formes chenalisantes amples en feston ou des structures relativement parallèles. Ils sont interprétés comme des dépôts de "shoreface".
- Dans les sédiments surmontant ceux-ci (quelques mètres d'épaisseur) l'influence des marées se fait nettement sentir. La granulométrie est plus grossière. L'ensemble débute par des mégarides ou rides sigmoïdes relativement unidirectionnelles correspondant à des dépôts sublittoraux ; puis des structures bidirectionnelles caractéristiques des zones intertidales se développent.
- Ce premier cycle se termine par un épisode d'intense activité biologique. Les nombreux terriers de crustacés aux parois construites (ophiomorphia) présents dès les dépôts sous influence des marées sont beaucoup plus nombreux vers la fin du cycle. On trouve également des traces de menus débris végétaux, qui laissent penser à un environnement d'arrière plage, quelquefois couronné par un pavage de galets.

Deuxième cycle

- Les premiers dépôts (environ 10 m) traduisent un approfondissement brusque et présentent des structures analogues à celles observées dans les premiers faciès du cycle précédent. Ces sables très fins, quasi dépourvus de structures comportent des "hummocky cross stratifications", relatives à des dépôts de tempêtes.
- La séquence se développe ensuite sur généralement moins de 10 mètres, par des dépôts de plage plus grossiers (avec passage du milieu subtidal au milieu intertidal).
- Des dépôts d'arrière plage (structures parallèles) complètent la séquence sur quelques mètres.
- Ce second cycle se termine par des dépôts éoliens avec des structures fort pentées et des hauteurs de dunes de l'ordre de plusieurs mètres. Des structures pédologiques et des traces de racines sont quelquefois visibles dans les dépôts dunaires et des niveaux lacustres s'y interstratifient.

Ces cycles montrent une évolution depuis :

- des dépôts de shoreface vers des dépôts de plage dominés par la houle et les marées, au sein desquels la présence de chenaux de marées est relativement peu fréquente ;
- des faciès d'arrière plage vers des dépôts éoliens auxquels sont associés des sédiments lacustres.

L'extension de ces dépôts sableux, la répartition géographique des minéraux (glaucanie, argiles), la taille des grains et les structures sédimentaires conduisent à proposer que cet ensemble correspond à un large cordon littoral continu d'orientation sensiblement E-W, avec de rares chenaux de marée, construit dans un contexte de marées d'amplitude relativement faible. On note une nette évolution depuis les faciès à influence continentale marquée au Sud (galets de silex, matériel grossier, dépôts lacustres interstratifiés) et ceux témoignant d'un environnement plus marin au Nord (sables fins, présence d'argiles et de glaucanie). La superposition de deux grandes séquences montre la réponse de ce cordon à une brusque élévation du niveau relatif de la mer. La rareté des interlits argileux et la faible teneur en argile des sables doit être notée. Les faciès argileux plus profonds de la zone de plateau ne sont pas identifiés. La reconnaissance de ce cordon donne un premier élément de la paléogéographie du bassin stampien mais une approche sédimentologique plus globale est nécessaire à sa reconstitution.

SEDIMENTATION QUATERNAIRE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE
DU SUD DU BRESIL

QUATERNARY SEDIMENTATION ON THE SOUTHERN BRAZILIAN
CONTINENTAL SHELF

Iran Carlos Stalliviere CORREA*, Ricardo BAITELLI**

*Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, Departamento de Geodésia
Instituto de Geociências-UFRGS, CP15.001 Porto Alegre-RS. 91.500 BRESIL.

**Géologue, Curso de Pós-Graduação Geociências-UFRGS, Porto Alegre-RS. BRESIL.

De nombreuses recherches ont été faites ces dernières années sur la plate-forme continentale sud-brésilienne dans le but de caractériser les événements sédimentaires qui se sont déroulés pendant le Quaternaire.

Cette plate-forme continentale se trouve sur une marge continentale de type stable, qui ne subit que des mouvements épirogéniques faibles, modelés par les fluctuations du niveau de la mer et les conditions hydrodynamiques de cette région.

L'étude morphologique a permis d'établir la présence de cinq terrasses, aux isobathes de 20-25 mètres, 32-45 mètres, 50 mètres, 60-75 mètres et 80-90 mètres, qui correspondent aux stabilisations probables du niveau de la mer aux périodes de transgression.

L'étude de la sédimentation superficielle de la plate-forme continentale a montré qu'elle est formée par un ensemble de faciès sédimentaires, discontinus, qui correspondent au plusieurs dépôt de sédimentation.

La présence irrégulière de sédiments fins à proximité de la ligne de côte, associée aux concentrations de minéraux lourds et d'illite, comme l'argile-minéral dominant, a permis d'établir la présence d'anciennes dépôt d'embouchures de fleuves, qui dépassaient l'actuelle barrière sableuse de

la lagune des Patos et déposaient leurs sédiments directement sur la plate-forme continentale.

Dans la partie méridionale de la surface étudiée, les sédiments fins se trouvent associés aux minéraux lourds, principalement l'augite et l'hypersthène, qui sont considérés comme des minéraux typiques de la suite "pampeano-patagônica".

Nous pouvons dire de ces sédiments-là, qu'ils représentent une sédimentation relique qui a été influencée par le paleo-drainage du fleuve de la Plata, lors du dernier étage du niveau le plus bas de la mer.

Avec le début de la transgression Holocène, ce matériel a été retravaillé par les houles et les courants, qui, cependant, ne sont pas arrivées à enmasquer l'identité géographique.

D'après la distribution des sédiments superficiels et des suites minéralogiques associées, la plate-forme continentale sud-brésilienne peut être divisée en trois zones sédimentaires distinctes:

- a) Zone de sédimentation relique (contribution continentale);
- b) Zone de sédimentation actuelle (contribution lagunaire);
- c) Zone de sédimentation "palimpsest" (contribution Platine).

ABSTRACT

The sedimentary evolution of Southern Brazilian Continental Shelf during the Upper Quaternary can be separated in three stage: a) Relic Sediments; b) Recent Sediments and c) Palimpsest Sediments.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

Variations du flux carbonaté dans les séries océaniques ; mise au point d'une méthode d'appréciation par le traitement d'images appliqué aux carottes de sondage du site 534 DSDP (Atlantique central).

Carbonate flux variations through oceanic series ; tentative evaluation by image treatment used for drilling cores of 534 DSDP site (Central Atlantic).

P. Cotillon, Centre des Sciences de la Terre et
URA n° 11 du CNRS, Université Lyon I

Using a correlation between the color of sediment on core photos and the bulk of Ca CO₃, average carbonate content in cores is calculated then carbonate flux, taking in account the fluctuations of sedimentation rate. Within each core, carbonate flux variation is also visualised by calcimetric histograms showing a subdivision of flux into several waves. An application for eustasy evaluations is expected.

Les photographies en noir et blanc des carottes à alternances marne-calcaire telles que récoltées dans le Crétacé des séries atlantiques montrent une superposition de nuances de gris pouvant être comparées à celles d'une échelle de teintes. Entre ces nuances et les teneurs en carbonates du sédiment, il existe une relation de type logarithmique (fig. 1) permettant de calculer pour chaque carotte une teneur moyenne en carbonates. Pour y parvenir, il faut, après élimination des intervalles resédimentés, répartir le sédiment entre les différentes nuances de gris de l'échelle et calculer pour chaque classe la part revenant aux carbonates.

Pour passer des teneurs moyennes en carbonates à des valeurs du flux carbonaté (exprimé ici en épaisseurs de carbonate pur), il faut corriger ces teneurs des variations du taux de sédimentation, variations que l'on peut apprécier relativement d'une carotte à une autre (COTILLON, 1985). Bien que différant sensiblement dans le détail, les courbes des teneurs moyennes en carbonates et du flux carbonaté du Tithonique à l'Aptien illustrent les grandes tendances de la sédimentation téthysienne au cours de cet intervalle (fig. 2).

On peut aussi chercher à caractériser le flux carbonaté au sein de chaque carotte. La répartition du calcaire entre les différentes nuances de gris peut y être illustrée par des histogrammes, des courbes cumulatives et par les paramètres et indices qui s'y attachent (médiane, dispersion, asymétrie). Construire l'histogramme (ou spectre) calcimétrique d'une carotte (fig. 3) revient à assimiler celle-ci à un rythme carbonaté unique et théorique s'étalant des marnes les plus argileuses aux calcaires les plus purs et intégrant les variations calcimétriques élémentaires des alternances calcaire-marne composant cette carotte. Supposés représenter des tranches de temps égales (correction du taux de sédimentation), ces rythmes traduisent l'évolution moyenne du flux carbonaté.

La plupart des histogrammes calcimétriques sont polymodaux (fig. 3), les modes se situant toujours dans les mêmes fourchettes de nuances de gris ; cela pourrait signifier que le flux carbonaté est composite, formé de vagues successives généralement interférentes, plus rarement séparées.

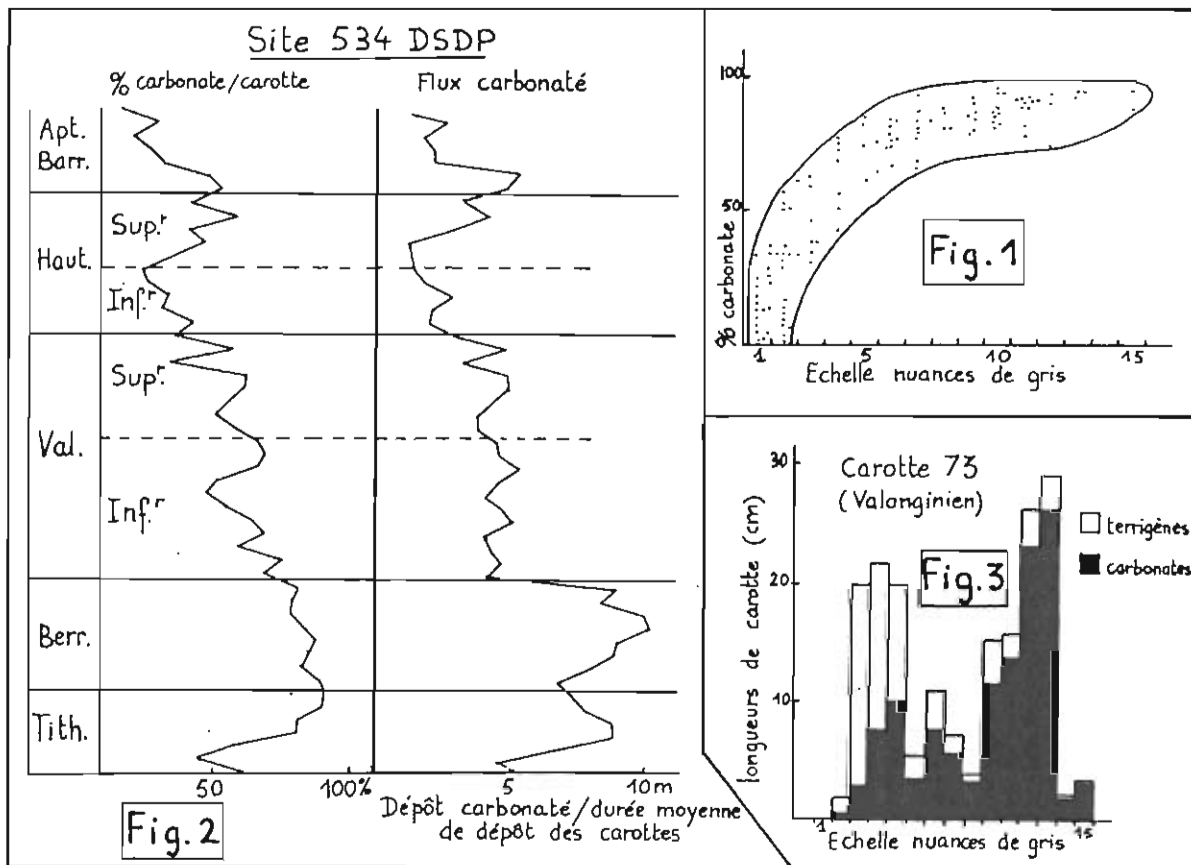
L'étude des 51 carottes se succédant du Tithonique à l'Aptien révèle deux phénomènes :

- 1/ Les flux carbonaté et terrigène, exprimés par les histogrammes, évoluent le plus souvent en phase sauf au niveau de quelques pics ou paliers où les diminutions du flux terrigène précèdent toujours celles du flux carbonaté (fig. 3).
- 2/ Le flux carbonaté se compose de 4 vagues principales pas toujours toutes discernables en chacune des carottes. Cela traduit sans doute la participation successive, à ce flux, de plusieurs sources de carbonates (par exemple différents groupes planctoniques et/ou différentes aires productrices du domaine de plate-forme).

Ce premier essai repose sur une méthode purement visuelle d'appréciation des nuances de gris. Il sera suivi par le traitement automatisé des carottes par un analyseur d'images.

La connaissance des variations, à différentes échelles des flux de matière en milieu océanique doit conduire à une nouvelle approche de l'analyse des phénomènes liés à l'eustatisme en des domaines aussi éloignés que possible de l'influence des marges continentales.

P. Cotillon (1985). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (8), I, 1, p. 59-68.



HETEROGENEITE DE LA DIAGENESE THERMIQUE DANS LES BASSINS HOUILLERS LIAISON AVEC LA DYNAMIQUE DES BASSINS

L. COUREL, X.B. LIU, H. WANG

Centre des sciences de la terre de l'Université de Bourgogne
et U.R.A. 157 C.N.R.S.

De très nombreuses analyses de qualité des charbons réalisées par les exploitants des bassins houillers apportent des renseignements à haute résolution sur la distribution du degré de maturation actuelle de la matière organique et son évolution au cours de l'histoire du remplissage et de la structuration du bassin.

Hétérogénéité des degrés de maturation

D'un bassin à l'autre, les paléogradients géothermiques mesurés présentent des variations considérables; des bassins houillers "chauds" s'opposent à des bassins "froids".

Dans un même bassin, l'hétérogénéité géothermique horizontale et verticale est liée pour l'essentiel à la structure du bassin et à la fracturation qui agissent à différentes échelles, depuis l'ensemble du bassin jusqu'à des niveaux perméables limités, reliés à des circulations chaudes dans des failles actives.

Les hétérogénéités lithologiques contrôlent la paléogéothermie par l'intermédiaire des différences de conductivité thermique. L'inclinaison des couches affecte enfin de façon prépondérante les transferts géothermiques.

Le magmatisme joue un rôle local très important.

Histoire géothermique

Dans le plus grand nombre des bassins, un flux thermique élevé dans une phase postérieure au remplissage a effacé les effets géothermiques précoces.

Dans d'autres comme le bassin de Sarre-Lorraine (voir poster de LIU Xin Bing et résumé dans ce mémoire), deux phases de houillification ont été distinguées: l'une antérieure et l'autre postérieure au plissement saalien. Les conditions de houillification post-saaliennes ont été contrôlées principalement par les circulations des fluides et les paramètres de conductivité, eux-même contraints par la structure plissée, comme le prouvent les analogies entre paléogradients géothermiques et gradients actuels

FLUX TERRIGENES DANS LE GOLFE DE GASCOGNE AU QUATERNAIRE RÉCENT :
ÉVALUATION DU "FLUX TURBIDITIQUE"¹

LATE QUATERNARY TURBIDITIC SEDIMENT ACCUMULATION RATES
IN THE BISCAY BAY

Michel CREMER

I.G.B.A., Département de Géologie et Océanographie, UA 197
Université de Bordeaux I, Avenue des facultés - 33405 TALENCE cedex.

La marge de la partie interne du Golfe de Gascogne est prise en exemple pour tenter d'évaluer, sur la base d'une centaine de carottes prélevées entre 200 et 4500 m de profondeur, la part et les fluctuations dans le temps, du flux terrigène lié aux écoulements gravitaires.

Pour chaque épisode considéré, les flux terrigènes ne décroissent pas régulièrement avec la profondeur (Fig.1) car ils sont relativement forts au niveau du glacis continental.

A l'Holocène supérieur (Fig.2), les flux décroissent de façon exponentielle (coefficient de corrélation 0,93) de 200 à 3000 m et indiquent un piégeage important, dès la rupture de pente, des flux advectés à partir du continent. Par contre, les flux terrigènes augmentent et décroissent à nouveau entre 3000 et 4500 m. L'isobathe 3000 m correspond à la limite entre la pente continentale et le glacis où sont reconnus des éventails turbiditiques. C'est donc les apports turbiditiques qui sont responsables de l'élévation des flux déposés sur le glacis. Le prolongement vers le glacis de la courbe de décroissance des flux mesurés sur la pente permet d'évaluer le flux non turbiditique (1,5 à 2 g/cm²/1000 ans, valeurs similaires à celles observées sur les montagnes sous-marines) et, par différence, le flux turbiditique qui lui est supérieur d'un facteur 1,3 à 2.

D'une autre façon, en se basant sur le nombre et l'épaisseur des niveaux silto-sableux des séquences turbiditiques reconnues par radiographie dans les sédiments du glacis et en estimant que la fraction argilo-silteuse liée à la séquence turbiditique est équivalente à la fraction silto-sableuse, il est possible d'estimer un flux turbiditique. La valeur ainsi calculée pour l'Holocène est très comparable à celle estimée précédemment. Au maximum glaciaire, en période de bas niveau marin, la fréquence élevée des écoulements gravitaires, malgré une épaisseur faible des séquences de dépôt, entraîne un flux turbiditique notable expliquant les valeurs maximum de flux observées au niveau du glacis. La phase de déglaciation se caractérise sur l'ensemble de la marge par les valeurs de flux terrigènes les plus élevées. Le flux turbiditique est nettement supérieur à celui du stade 2, en réponse soit à des déstabilisations majeures de sédiments sur la pente lors de la phase de réchauffement et de remontée rapide du niveau marin (Bolling-Alleröd) soit à des turbidites très fréquentes (Dryas). Enfin à l'Holocène, en phase de haut niveau marin, de rares turbidites mais d'épaisseur notable constituent un flux turbiditique non négligeable.

ABSTRACT

Accumulation rates of noncarbonate sediments along the inner Biscaye Bay continental margin do not regularly decrease with depth but are slightly to strongly higher on the continental rise according to turbiditic sediment supplies. Turbiditic accumulation rates were deduced from the extension to the rise of the slope accumulation rate decrease curve or from the average number and thickness of individual turbidite events noted from X ray radiography. The turbiditic supply always constitutes an important part of accumulation rates, it varies according to climate and sea level variations : if turbiditic accumulation rate during low sea level stand of isotopic stage 2 overtakes the holocene turbiditic accumulation rate (high sea level stand), highest turbiditic supplies occur during deglaciation as a result of sharp sea level and climate variations.

¹Travaux soutenus par le programme INSU "Dynamique et Bilan de la terre".

Fig . 1

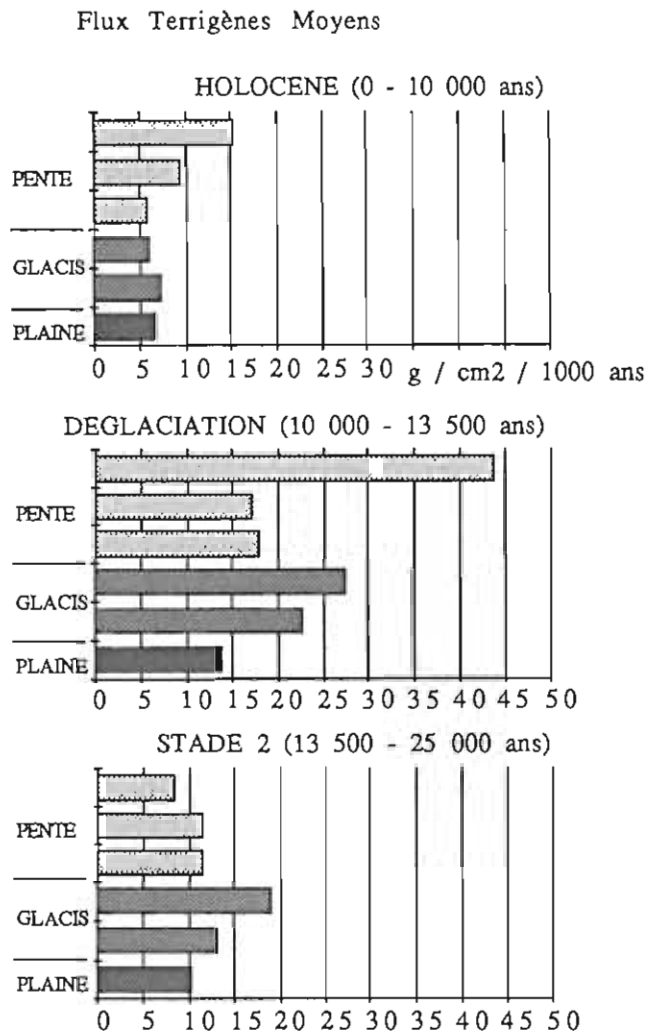


Fig . 2

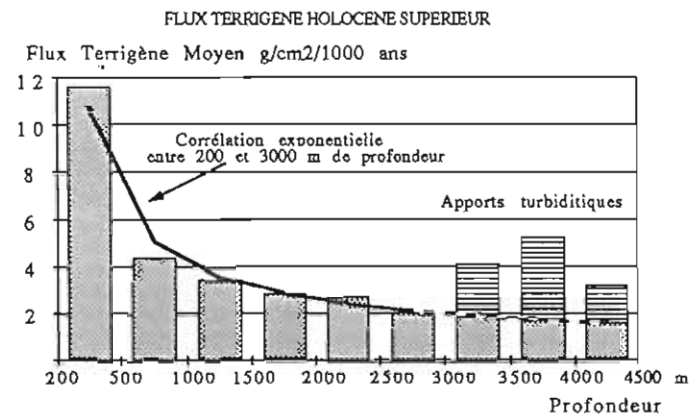
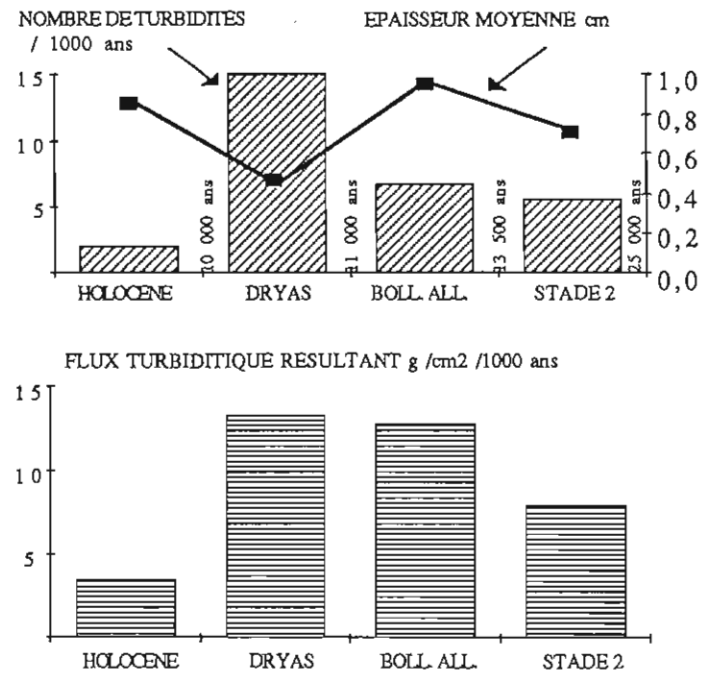


Fig . 3



2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

ENSEIGNEMENTS DE LA SEDIMENTOLOGIE SUR LA PERMEABILITE
(EXEMPLE AQUITAIN)

INSTRUCTION OF SEDIMENTOLOGY TO THE PURPOSE OF PERVIOUSNESS

F. CROUZEL et F. DURANTHON

Institut Catholique de Toulouse et Muséum de Toulouse

The oligo-miocène piedmont of Aquitaine has been constructed by wanderrings torrents. Upper alluvials cones, keep up internal circulations of water. Is no waterproof. During engineering gas reservoir test, in the vallee of Izaute, the mineral and hot water in the fault of Barbotan-les-Thermes, dried up. But coldwater rising of the molassics blankets remained.

Au pied des Pyrénées centrales (Nord), les torrents issus de plusieurs exutoires permanents ont construit, durant l'Oligo-Miocène, des cônes alluviaux très surbaissés. Ces formations, apparemment cycliques font alterner : sables et molasses assez perméables, marnes souvent compactes truffées de galets et de noyaux calcaires, et enfin, bancs de calcaire marneux, parfois massifs, parfois carriés, voire disloqués. Ces calcaires lacustres prennent toute leur ampleur vers l'aval. Les pseudo-cycles accusent une puissance de 10 à 40 m. et paraissent bien individualisés en sondages, comme sur les coupes relevées le long des vallées.

Mais les couches marneuses n'étant pas continues ne présentent pas des obstacles infranchissables pour les eaux souterraines. En effet, les torrents chargés d'éléments détritiques ont divagué, se subdivisant parfois en plusieurs bras. D'où une continuité réelle, quoique capricieuse, des dépôts de sables et de molasses. Les circulations d'eau, sans doute lentes, restent possibles. Elles persistent malgré des déformations des couches (néotectonique, tassements) et l'existence de zones réservoir. L'alimentation de ces nappes se fait par la pluie, là où des bancs perméables sont dégagés et aussi quand le lit majeur des rivières est en contact avec eux. A tous les niveaux de petites sources irrégulières sont ainsi alimentées. Une observation récente vient appuyer cette analyse. Elle a été faite à Barbotan-les-Thermes où les eaux chaudes et minéralisées du réservoir sous-molassique (sables de Lussagnet) remontent le long d'une faille (W.N.W. à E.S.E.) qui affecte les dépôts molassiques. Cet accident n'apparaît pas en surface, à cause de la mollesse des sédiments que l'érosion quaternaire a remodelé d'une façon uniforme et recouvert par des dépôts sableux. La faille est cependant importante car elle semble mettre en relation des terrains

d'âges différents, quoique de même nature. En 1986 la Station thermale a fait creuser les fondations d'un nouveau bâtiment, à coups de bulldozers. Ces derniers, après 4 à 5 m. de marnes diversement colorées ont travaillé dans une pâte ligniteuse bourrée de fossiles. Des amis dévoués, S. LASSEUBE et F. JUILLARD, ont heureusement collecté, derrière les engins tous les débris qu'ils ont pu recueillir. L'ensemble correspond à un étang, situé à proximité de la faille et alimenté par les eaux chaudes. Actuellement ces fossiles sont en cours d'étude par divers spécialistes, malgré leur état fragmentaire. L'un de nous, (F. DURANTHON) a déterminé les restes de micro-mammifères : Cricétidés : *Eucnicetodon* cf. *gerandianus*, *Melissiodon* sp. ; Gliridés : *Peridynomys jeageri* ; *P. brailtoni*, *Microdynamys* cf. *koenigswaldi*, Sciuridés : *Palaeosciurus feignouxii*, *Heteroxenus* cf. *paulhiacensis* ; Castoridés : *Stenofiber* sp. ; Lagomorphe : *Titanomys visenoviensis*. Cet ensemble faunique, très homogène pour ce qui concerne les Rongeurs, présente des caractères évolutifs permettant de proposer pour ce gisement un âge voisin de celui des niveaux de Saint-Gérard-le-Puy. Il pourrait correspondre à celui du gisement de Caunelle décrit par AGUILAR en 1974. D'autre part, provenant aussi des lignites, peut être d'un petit niveau noir un peu supérieur, nous avons des débris de dents de Mastodonte qui se situent en plein Miocène. Il y a donc un rejet important associé à cette faille. Or la Société Elf-Aquitaine ayant fait un projet de stockage de gaz dans les sables de Lussagnet, sur le site de l'anticlinal profond de l'Izaute, à procédé récemment à des "essais de formation" du réservoir. Au moment de la récupération du gaz par refoulement des produits pétroliers, ont été observés à Barbotan une forte diminution de pression et un important abaissement de température. Les eaux thermales ne remontaient plus le long de la faille mais c'étaient des eaux froides, moins abondantes et non minéralisées. Celles-ci ne pouvaient être qu'intramolassiques. Cette observation montre bien que la couverture oligo-miocène n'est pas étanche et que des circulations d'eau s'y produisent. En temps normal ces eaux se mélangent aux eaux thermales. L'arrêt temporaire de la montée de ces dernières les a mises en évidence.

- BIBLIOGRAPHIE. - AGUILAR J.P. (1974) Géobios, 4, pp. 345-398.
- CROUZEL F. (1956) C.G. Fr. n° 248, 264 p.
(1978) Congr. Soc. Sav. Nancy, pp. 269-280.

CYCLES TRANSGRESSIFS-REGRESSIFS MINEURS DE
FACIES ALLUVIAUX ET MARINS :
LE SERRAVALLIEN DU BASSIN DE DIGNE
(ALPES DE HAUTE PROVENCE - FRANCE)

P. CRUMEYROLLE⁺, J.L. RUBINO^{*}, G. CLAUZON[°]
⁺SNEA(P) Pau, ^{*}TOTAL-CFP Laboratoires Pessac,
[°]Institut Géographie Aix-en-Provence

SMALL SCALE TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE CYCLES OF ALLUVIAL PLAIN AND SHALLOW MARINE FACIES WITHIN THE UPPER MIOCENE YELLOW MOLASSE (DIGNE FORELAND BASINS, ALPES DE HAUTE PROVENCE, FRANCE).

On the Northern limb of the Digne basin the Yellow Molasse (Serravallian) forms an alluvial fan succession which grades southward into distal alluvial fan and alluvial plain facies. These are interbedded with tidal inlet deposits which form extensive tabular sand bodies. These marine deposits together with fluvial sediments form a succession of minor transgressive-regressive cycles. These ten to forty meters thick cycles have a significantly different character compared to deltaic asymmetrical shallowing up parasequences. Deltaic parasequences are generally interpreted as a response to a step wise relative sea level rise. However the symmetrical cycles of marine and fluvial deposits detailed here are more probably related to a regular eustatic sinusoidal variation within the context of a high rate of tectonic subsidence in front of thrusts.

Sur la bordure Nord du bassin de Digne, la Molasse Jaune (Serravallien) est formée d'une succession de dépôts conglomératiques intercalés dans des argiles rubéfiées et interprétée comme la partie distale de cônes alluviaux. Vers le Sud ces dépôts passent à des dépôts de plaine alluviale dans lesquels s'intercalent des dépôts marins. Ceux-ci forment des corps gréseux tabulaires plurikilométriques montrant une grande variété de structures sédimentaires attestant à la fois de l'action de la houle et de la marée. L'alternance régulière de faciès alluviaux et de faciès marins constitue une succession de cycles symétriques transgressifs-régressifs. Le caractère symétrique de ces cycles suggère un enregistrement régulier de variations mineures du niveau de la mer dans un contexte où la subsidence est importante ; au contraire des classiques cycles deltaïques qui sont généralement interprétés comme le résultat de variations par paliers successifs du niveau de la mer. Cross (1988) a cependant récemment montré que des variations disharmoniques du niveau de la mer ne sont pas forcément nécessaires pour expliquer la formation et l'origine de ces cycles. Les cycles

symétriques de faciès reconnus dans la Molasse Jaune correspondent à des cycles de 4ème ou 5ème ordre subdivisant les séquences de dépôt de 3ème ordre (Vail et al. 1987).

Du bas vers le haut chaque cycle transgressif-régressif mineurs se caractérise par la succession de faciès suivante :

- des argiles rubéfiées et des grès en couches tabulaires granoclassées liées au débordement des cônes alluviaux,
- des argiles ocre à rouge pédogénétiées de plaine alluviale,
- des marnes bleues lagunaires à huîtres,
- des grès massifs à stratifications oblique de forme sigmoïde associés à des lamines planes parallèles en séquence stratodécroissante et interprétés comme des systèmes de cordon littoraux ("sand flat" inter à subtidaux),
- à nouveau des marnes bleues lagunaires et des grès en alternance stratodécroissante surmontés d'argiles rubéfiées de plaine alluviale.

Deux grands types de faciès constituent donc ces cycles :

- des argiles rubéfiées et des couches tabulaires gréseuses de plaine alluviale auxquels sont associés des conglomérats provenant des cônes alluviaux,
- des faciès laguno-marins dont la lithologie varie du sable massif aux marnes et présentant une variété de structures sédimentaires caractérisant une influence mixte de la houle et des marées.

Chaque cycle de faciès alluvial et marin présente une épaisseur décamétrique à pluridécamétrique. La superposition de dépôts lagunaires sur les dépôts de plaine alluviale se marque par une surface d'inondation nette ; au contraire l'installation de dépôts de plaine alluviale sur des dépôts lagunaire se marque par une surface d'émersion soulignée par un changement de couleur et par la réapparition des traces de racines.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

PRESERVATION CYCLIQUE DE LA MATIERE ORGANIQUE DES SEDIMENTS
AU PASSAGE CENOMANIEN-TURONIEN DANS LE BASSIN VOCONTIEN (SE France).
CONTROLES PALEO-OCEANOGRAPHIQUES.

Jean-Pierre CRUMIERE*, Christine CRUMIERE-AIRAUD** et Jean ESPITALIE***.

* - Laboratoire de Sédimentologie, Centre des Sciences de la Terre. Université Claude Bernard, 27-43, boulevard du 11-Novembre 1918, 69622 Villeurbanne Cedex;

** - Centre de Sédimentologie - Paléontologie, U.R.A. 1208 du CNRS, Dynamique des plates-formes carbonatées, Université de Provence, Place Victor Hugo, 13331 Marseille Cedex 03;

*** - Département de Géochimie Organique, Institut français du Pétrole, 1-4, avenue de Bols-Préau, B.P. n° 311, 92506 Rueil-Malmaison Cedex.

La crise anoxique océanique globale datée de la limite Cénomanién-Turonien, est enregistrée dans le Bassin Vocontien par le niveau Thomel qui représente le dernier épisode de dépôt de "black shales" dans ce bassin. Ces horizons laminés, riches en matière organique (MO) d'origine marine témoignent d'une période de crise écologique mondiale consécutive à la mise en place, sur les marges océaniques et dans de nombreux bassins épicontinentaux, de corps d'eaux profondes appauvries en oxygène dissous. La distribution de ces dépôts, à l'échelle du bassin, semble contrôlée par : (1) la paléogéographie régionale; (2) des variations à courte période de l'épaisseur de la zone à minimum d'oxygène. Les modifications de l'oxygénation des eaux profondes, qui se traduisent par une variation cyclique du contenu faunique, des teneurs en carbone organique des roches et de la composition macérale de cette MO, seraient à l'origine : (1) de la disparition périodique de toute activité benthique sur le fond; (2) d'une diminution de la production de carbonates et de MO d'origine marine, par perturbation des cycles vitaux d'une fraction importante du plancton. La rythmicité des dépôts est renforcée par des variations de la préservation, dans les sédiments, de la MO sapropélique amorphe d'origine marine sensible à l'oxydation.

CYCLIC PRESERVATION OF THE ORGANIC MATTER IN THE SEDIMENTS OF THE
VOCONTIAN BASIN (SE France), AROUND THE CENOMANIAN-TURONIAN BOUNDARY.
PALEO-OCEANOGRAPHIC CONTROLS.

On the northwestern margin of the Tethys Ocean, the Thomel level represents the regional sedimentary-record of the world-wide Cenomanian Turonian Oceanic Anoxic Event (C.T.O.A.E.). These laminated horizons, rich in organic matter (OM) of marine origin, point to a global ecologic crisis, which is due to the development, on oceanic margins and many epicontinental basins, of deep-water anoxic layers. On a basin-wide scale, the deposit distribution seems to be controlled by : (1) the regional paleogeography; (2) short-term variations in the thickness of that oxygen-minimum zone. The cyclic modifications of the deep-water redox conditions, which are reflected by a rhythmic fluctuation of both organic-carbon and faunal contents of the rocks and of the maceral composition of this OM. These fluctuations cause of a periodic : (1) disparition of any benthic activity in the sediment; (2) decrease of the superficial-water productivity (of carbonates and OM), due to the perturbation of the vital cycles of a substantial fraction of the planktonic fauna. It is shown that this rhythmic settling is enhanced by the variations of the in situ preservation of the amorpheous sapropellic OM of marine origin, sensible to oxydation.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

ORGANISATION DES SEQUENCES DE DEPOT ET REPARTITION DES CORTEGES
SEDIMENTAIRES DE LA PLATE-FORME NORD PROVENCALE AU BASSIN VOCONTIEN
ORIENTAL (SE France) AU CENOMANIEN ET TURONIEN INFERIEUR.

Jean-Pierre CRUMIERE, Frédéric PASCAL et Pierre COTILLON

Laboratoire de Sédimentologie, Centre des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard,
27-43, boulevard du 11-Novembre 1918, 69622 Villeurbanne Cedex;

Sur la marge nord de l'océan téthysien en voie de fermeture, le bassin vocontien représentait dès le Cénomanién l'extrémité orientale de la mer alpine ne communiquant plus qu'épisodiquement avec le sillon pyrénéo-provençal; ce dernier étant en connexion avec l'océan atlantique nord en phase d'ouverture. Dans la région orientale de ce bassin, une succession de faisceaux décamétriques d'alternances calcaire-marne hémipélagiques a pélagiques assurent la transition entre la formation des Marnes Bleues (d'âge Bédoulien à Cénomanién basal) et la série très carbonatée du Turonien et du Sénonien intérieur. Sur sa bordure méridionale (plate-forme nord-provençale) les séries carbonatées et terrigènes, a caractère généralement néritique, sont affectées de lacunes de dépôt, de niveaux de condensations et de fréquentes resédimentations.

Pour l'intervalle Cénomanién-Turonien inférieur des corrélations litho- et biostratigraphiques ont été établies entre ces deux domaines. Une cartographie de la répartition des principaux repères lithologiques (discontinuités sédimentaires, niveaux de "black shales", glissements synsédimentaires, turbidites, nodules calcaréo-barytiques et calcaréo-phosphatés, glauconite...), des constituants minéraux et organiques des sédiments sera présentée pour plusieurs niveaux isochrones. Cette analyse permettra de préciser l'évolution des cortèges sédimentaires entre une plate-forme à dominante terrigène (Cénomanién) puis carbonatée (Turonien) et un bassin en voie de fermeture. L'analyse séquentielle proposée sera alors confrontée aux données de la stratigraphie séquentielle globale, récemment définie sur des marges passives à alimentation essentiellement terrigène.

ARRANGEMENT OF THE CENOMANIAN-EARLY TURONIAN DEPOSIT SEQUENCES AND
DISTRIBUTION OF THE SYSTEMS TRACTS FROM THE NORTHERN-PROVENCAL PLATFORM
TO THE EASTERN VOCONTIAN BASIN (SE France).

On the northwestern margin of the Tethys Ocean, the Vocontian basin represents since Middle Cenomanian the western end of the Alpine Sea. During Cenomanian and Turonian ages, which represent here a transitional period in the evolution of this area, hemipelagic to pelagic alternations of marl and limestone beds are deposited in the central and eastern parts of this basin. The more neritic series deposited on the southern margin of this basin (the Northern-Provencal platform) are affected by deposit omissions, condensed sections and redeposited facies.

Litho- and biostratigraphic correlations have been established between these two domains. Several maps of the successive distributions of the major lithological features, organic and mineral contents of the sediments will be drawn. This analysis will allow to precize the evolution of the systems tracts - mainly terrigenous during Cenomanian and carbonated during Turonian - between a platform and a basin in enclosing phase. These results will be compared with the global eustatic curve recently defined on passive margins with mainly terrigenous alimentation.

MODELISATION GEOSTATISTIQUE D'UN RESERVOIR HETEROGENE ARGILO-GRESEUX

C. de FOUQUET

Ecole des Mines de Paris – Centre de Géostatistique – Fontainebleau

La modélisation de la répartition spatiale des hétérogénéités des réservoirs pétroliers connaît actuellement un développement considérable. Ceci résulte du fait que les modèles de réservoirs utilisés pour les simulations d'écoulement peuvent être améliorés dans le cas des réservoirs hétérogènes. L'espacement des puits y est en effet souvent important par rapport aux dimensions des corps. Les techniques d'interpolation risquent alors de surévaluer la continuité des réservoirs. Les modélisations (ou simulations) ont pour objectif de remplacer la réalité unique inconnue par plusieurs images possibles du gisement, de même variabilité spatiale que celui-ci. Aux puits, toutes ces images coïncident avec la réalité.

L'étude géostatistique d'un réservoir se fonde sur l'étude géologique : définition des unités lithostratigraphiques et des contacts, choix des lithofaciès, etc.... l'étude variographique des ensembles formés par les lithofaciès montre les variations verticales ou latérales des dépôts, les anisotropies, etc.....

Suivant les techniques habituelles en géostatistique, on interprète les ensembles formés par les lithofaciès comme une réalisation d'une partition aléatoire dans le cadre d'un modèle mathématique donné. On cherchera alors à fournir d'autres réalisations de ce même modèle.

La modélisation d'une partition aléatoire par le seuillage non stationnaire d'une Fonction Aléatoire multigaussienne stationnaire nécessite de connaître :

- le nombre des lithofaciès et leur séquençement ;
- les proportions, variables spatialement ;
- la covariance stationnaire de la F.A. gaussienne.

Dans le cas particulier de la covariance exponentielle, les propriétés markoviennes du modèle rendent le procédé de simulation particulièrement performant.

Les paramètres du modèle sont accessibles expérimentalement. Partant des proportions, l'ajustement des covariances non stationnaires simples et croisées des indicatrices des ensembles aléatoires détermine l'anisotropie et les portées de la F.A. gaussienne. La cohérence de ces covariances d'indicatrices est automatiquement assurée par le modèle.

Le calcul de l'ensemble des covariances expérimentales permet de contrôler strictement l'adéquation du modèle au gisement particulier étudié.

Après un bref rappel de quelques propriétés des ensembles aléatoires construits par seuillage de gaussiennes, et des covariances d'indicatrices associées, on illustre le rôle des paramètres du modèle : par exemple, à proportion fixée, la continuité d'un lithofaciès dépend de la portée des gaussiennes, mais également du séquençement des faciès. La zone d'influence d'un puits conditionnant varie par conséquent avec les faciès présents au puits et avec les proportions moyennes.

Ce modèle de partition aléatoire est très souple : le nombre et la proportion des lithofaciès, la portée de la covariance des gaussiennes peuvent varier localement ; des zones peuvent être délimitées par des contacts érosifs ou concordants, etc.....

Des calculs empiriques sur plusieurs simulations sont nécessaires pour évaluer certaines grandeurs, non calculables directement à notre connaissance, comme la connectivité des ensembles gréseux.

L'application à un réservoir complexe servira d'illustration à la mise en oeuvre du modèle.

UN NOUVEAU CAROTTIER LEGER DE L'INTERFACE EAU/SEDIMENT
A NEW LIGHT CORER FOR WATER/SEDIMENT INTERFACE

A. de RESSEGUIER

I.G.B.A., Département Géologie et Océanographie - U.A. 197

Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés - 33405 Talence Cédex

Prélever à partir d'une petite embarcation ou à la main des sédiments meubles (vases très molles, vases plus compactées à passées silteuses ou sableuses), conserver l'interface eau/sédiment et les structures internes, **pouvoir faire immédiatement et sur toute la carotte une description, un échantillonnage ou des mesures physiques**, tels sont les possibilités de ce petit carottier interface.

Afin de saisir une colonne de sédiment très fluide comme la "crème de vase" ou un dépôt très récent non compacté, nous avons choisi un tube carottier dit "à fût ouvert". Les extrémités de ce tube sont entièrement dégagées : pas de piston, pas de peau d'orange. Le système de fermeture est constitué d'un volet métallique souple, logé dans la paroi latérale de la trousse coupante ; il est commandé par le début de traction avant l'arrachage. Il permet, avec l'utilisation d'une gaine, de conserver l'eau de l'interface ; celle-ci est isolée au cours de la remontée par des clapets situés dans la partie supérieure du tube.

La section de ce carottier (100 x 75 mm) offre un assez grand volume de sédiment par unité de longueur et l'échantillon n'est perturbé que très faiblement sur les bordures. La longueur du tube a été limitée à 75 cm pour faciliter la manoeuvre; elle peut-être allongée. Pour accéder à la carotte, ce tube s'ouvre sur toute sa longueur : une des faces se désolidarise après retrait de 2 vis.

Poids du tube carottier seul : 11 kg.

Poids du carottier équipé : 44 ou 64 kg suivant le lest utilisé.

Ce petit carottier fonctionne avec ou sans déclencheur suivant le type de treuil dont on dispose.

L'exploitation de la carotte se fait :

- soit sur place : le tube est ouvert à bord jusqu'à l'ogive livrant le sédiment à l'échantillonnage ou aux mesures physiques.
- soit au laboratoire par l'utilisation d'une gaine PVC introduite dans le tube avant le carottage.

TRAVAUX REALISES

Ce carottier a été utilisé de différentes manières

* Le tube, seul, sans lest : sur les slikkes ou dans les ports, à marée basse : il a été effectué des prélèvements en enfonçant le tube à la main ; la fermeture se fait par traction sur une poignée. Des mesures sur la pollution due aux anti-fouling des bateaux ont été faites sur des échantillons prélevés de cette façon.

Il a été utilisé en plongée dans des canalisations de grand diamètre pour mesurer les taux de compaction des vases qui s'y étaient décantées.

* Avec le lest à partir d'une vedette ou de navires :

- étude d'un dépôt récent de vase (de 200 g/l à 900 g/litre) dans une darse : l'adjonction d'une gaine-rallonge de 2 mètres a permis d'échantillonner 4 m de sédiment en 2 fois 2 mètres ;
- étude des bancs de vase en Guyane, au large de Cayenne, à partir d'un chalutier et étude de surface de la vase Ouest-Gironde ;
- comme carottier pilote pour un Kullenberg par des fonds de 4000 à 4500 mètres (mission Byblos).

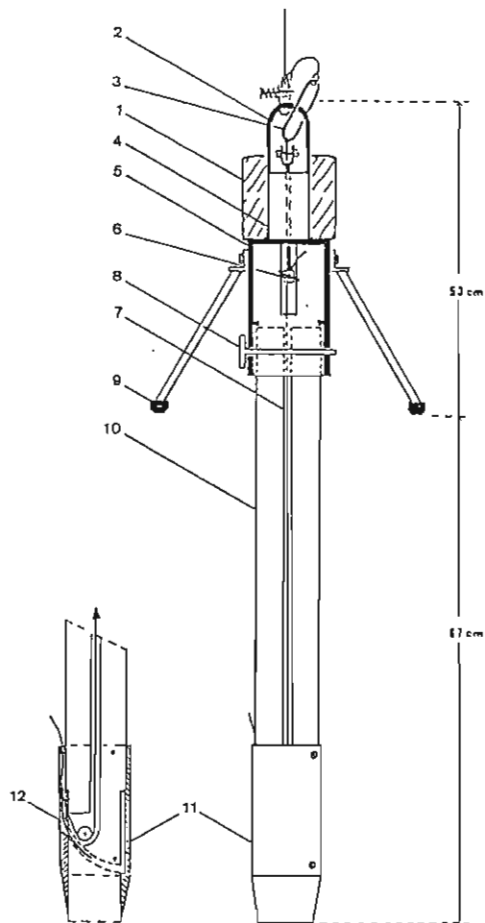
ABSTRACT

This interface corer allow to :

- take soft sediments (very soft or compact muds, with small silty or sandy beds) ;
- conserve the water/sediment interface and preserve the internal structures ;
- provide an immediate access to the whole core for the description, sampling or physical measures.

SCHEMA DU CAROTTIER INTERFACE

1. Lest
2. Anneau de levage
3. Anneau de commande de fermeture du tube
4. Tube porte-lest
5. Système de fixation du tube carottier
6. Etrier
7. Câble du volet obturateur
8. Clavette
9. Anneau de protection
10. Tube carottier
11. Trousse coupante
12. Volet obturateur



ESSAI DE DISCRIMINATION DES STOCKS BIOCLASTIQUES
SUR LE BANC DES BLAUQUIERES (SUD PROVENCE)

C. Degiovanni et L. Blanc-Vernet

*Centre d'Océanologie de Marseille (U.A. 41). Fac. des Sciences de Luminy
case 901, 13288 Marseille cedex 9, France.*

Le banc des Blauquières (sud de La Ciotat), limité à l'est et à l'ouest par deux canyons, est recouvert de sédiments bioclastiques. La forte proportion de tests brisés ou épigénisés suggère la présence de thanatocoenoses quaternaires.

Cette communication expose les résultats d'une étude méthodologique concernant uniquement les foraminifères et dont le but est de distinguer d'éventuelles faunes reliques.

Quatre ensembles microfauniques ont été reconnus :

- Un stock de tests en bon état. Ces assemblages correspondent à la profondeur à laquelle on les drague actuellement. Ils sont considérés comme actuels.

- Un ensemble de tests noircis. Composé d'espèces côtières, il est localisé dans les petits fonds. Nous pensons que le noircissement s'effectue actuellement dans l'infralittoral.

- Des tests brisés, non épigénisés, d'origines bathymétriques diverses. Ces tests peuvent avoir été remaniés sur place ou transportés. Ils ne sont pas forcément tous du même âge.

- Des tests oxydés. Les espèces sont des formes de l'infralittoral et du circalittoral supérieur, on les trouve systématiquement à une profondeur supérieure à leur profondeur de vie. Ils témoignent probablement d'un (ou de plusieurs) ancien(s) bas niveau(x) marin(s).

La distribution des différents stocks, et en particulier des tests brisés et oxydés est contrôlée par l'hydrodynamisme.

Successions de complexes sédimentaires et évolution des types de bassins

Jean DELFAUD

Géodynamique et Modélisation des Bassins, I.P.R.A.-C.U.R.S., Université de PAU

Dans un ensemble sédimentaire, c'est la dynamique du tréfonds qui caractérise le type dynamique du bassin. Les traits du remplissage ne sont pas caractéristiques, tout au plus ils témoignent de quelques paramètres importants : existence ou non de pentes sédimentaires, eustatisme, etc... De plus, nous savons que la typologie des bassins n'est pas stricte. Perrodon, qui en a jeté les bases [1] a montré, l'existence de passages d'un type à l'autre. Nous nous proposons de reconstituer 3 modèles de successions.

1. Evolution des bassins de type alpins lors de l'ouverture

Nous considérerons ici les enchaînements des bassins lors des stades initiaux (rifting), puis lors des phases d'expansion (centrifuge) [2].

* Un premier modèle est fourni par les *marges en extension*. Sur un craton sialique (= croûte continentale), se succèdent les stades de rifting, avec fossés verticaux, puis des phases de bassins rhombiques décrochants. Vient alors le stade d'ouverture réelle avec jeu de blocs basculés puis édification d'un talus progradant. Ces stades sont visibles sur les marges de l'Atlantique par exemple la marge du Brésil dans le bassin de Demerana d'après S. Gouyet (1988) [3]. On retrouve également un rifting, un stade post-rift, puis des phases d'édification du talus sur la marge mexicaine du Golfe du Mexique (Bassin de Tampico [4]).

* *En véritable situation intraplaque*, un enchaînement comparable a été montré au Moyen Atlas marocain [5] avec les stades pré-rift, syn-rift, post-rift, puis sénescence, stades qui se succèdent du Lias inférieur au Dogger. Ici le rifting se conjugue avec le jeu de bassins rhombiques sur décrochements associé à une anomalie thermique et à un amincissement crustal. Une telle succession existe aussi au Nord du Mexique, dans le bassin de Chihuahua, vaste bassin oblique sur les transversales transaméricaines et qui fonctionne du Kimméridgien au Sénonien [6].

2. Evolution des bassins de type alpins en fermeture

Il s'agit là de la seconde phase de vie d'un bassin : stade centripète, et/ou sénescence, puis oblitération ?

* *Pendant le cycle alpin*, une telle succession est observable dans les bassins d'avant-fosse qui passent aux bassins intramontagneux, avec le classique relais des flyschs par les molasses. Dans le bassin sud-pyrénéen [7] les flyschs éocènes de Hecho se déposent dans un sillon qui prograde vers l'avant-pays, avec une subsidence flexurale. Puis le système se bloque, la subsidence est exacerbée et se dépose le complexe deltaïque puis molassique de Jaca. Une telle trilogie Flysch-Marne-Molasse existe aussi dans le Tell algérien : le dépôt du

flysch est associé à des nappes ; puis le bassin intramontagneux du Chélif recoupe les chevauchements. Les décrochements se multiplient, la subsidence est accentuée [8].

* *Dans la chaîne varisque du Sud de la France*, l'enchaînement des est identique. Les turbidités du Cölm pyrénéen progradent sur les marges [9]. Après le paroxysme orogénique se surimposent les bassins décrochants du Permo-Trias, tour à tour compressifs puis extensifs, remplis de molasse rouge associée à un volcanisme acide puis mixte qui témoigne d'un épaissement crustal. Un bel exemple est fourni par le Permien du Var [10].

3. Enchaînement dans le cycle andin

Les enchaînements exposés ci-dessus sont réalisés en contexte "alpin" bi-liminaire. En contexte andin, "mono-liminaire" le cycle est le même, mais il y a quelques variantes.

* *La phase d'ouverture* débute par des faciès confinés, des fossés étroits [11]. Puis le sillon se creuse, il est comblé par des assises turbiditiques passant rapidement à des complexes deltaïques alimentés par des fleuves provenant de l'avant-pays. S'installe alors le système d'arc insulaire, volcano-sédimentaire, engendré par la subduction.

* *La phase de fermeture* est brutale et elle succède au paroxysme orogénique. Pratiquement sans transition, apparaissent les couches rouges, continentales, hypersubsidentes, déposées dans des bassins rhombiques transpressifs [12] avec discordances progressives associées aux "phases" tectoniques. Le tout borde les zones de croûte épaissie.

Ainsi les grands traits de la sédimentation sont présence ou non de pente sédimentaire, évolution bathymétrique, caractères oxydants ou anoxyques du milieu. Ils ne témoignent qu'imparfaitement de la véritable dynamique du bassin : types de subsidence, état de contrainte, épaisseur de la croûte, valeur de gradient thermique. Ce sont ces paramètres qui sont fondamentaux. Ils modèlent la géométrie du bassin qui piège des sédiments perturbés par les effets, mineurs, de l'eustatisme.

- [1] PERRODON A. (1969).- Sc. de la Terre, 14, 4, p. 301-328.
- [2] DELFAUD J. (1980).- Colloque n° 7, 26^e Congrès Géol. Int., Paris, p. 257-265.
- [3] GOUYET S. (1988).- Thèse Doctorat, Université de Pau.
- [4] GUZMAN M. et DELFAUD J. (1989).- Le Bassin de Tampico, 2^e Congrès A.S.F.
- [5] FEDAN B., DELFAUD J., DUEE G. (1986).- 11^e R.S.T., Clermont-Ferrand, p. 50.
- [6] ORTUNO F. (1985).- Thèse 3^eème cycle, Université de Pau, 350 p.
- [7] DELFAUD J., D. CUSSEY, J. NEURDIN, P. PAILHE, R. SABRIER, G. THOMAS (1989).- Livret-guide Excursion A.S.F édit., 210 p.
- [8] THOMAS G. (1985).- Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Pau, 594 p.
- [9] DELVOLVE J.J. (1987).- Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Toulouse, 862 p.
- [10] TOUTIN N. et DELFAUD J. (1984).- V^e Congrès IAS, p. 439-440.
- [11] MAROCCO R. et DELFAUD J. (1986).- 112^e R.S.T., Clermont-Ferrand, p. 121.
- [12] CORDOBA E. (1986).- Thèse de Spécialité, Université de Pau, 272 p.

QUANTIFICATION DE LA DEFORMATION SYNSEDIMENTAIRE DES BASSINS : L'EXEMPLE DU SE DE LA FRANCE AU MESOZOIQUE

Yasmine DESMAISON

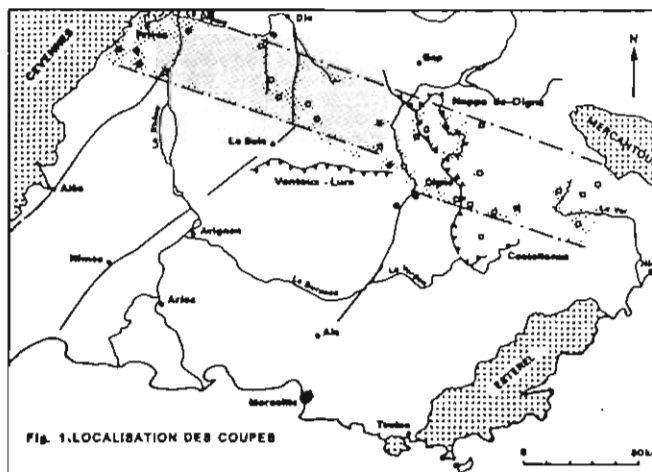
Ecole des Mines de Paris - C.G.G.M.- Sédimentologie - 35 rue Saint Honoré - 77305 FONTAINEBLEAU Cédex

Quantification of basin deformation : S.E. France - Mesozoic history

30 sections from Lias to (upper) Cretaceous are studied by subsidence reconstitution and sedimentation rate estimation. The analysis of major faults behaviour and the comparison subsidence/sedimentation are presented.

Les Sciences de la Terre ont longtemps été considérées comme d'une approche seulement naturaliste, elles s'orientent désormais depuis la dernière décennie vers la modélisation et la quantification à toutes échelles des mécanismes et phénomènes régissant plus particulièrement les déformations et le remplissage des bassins.

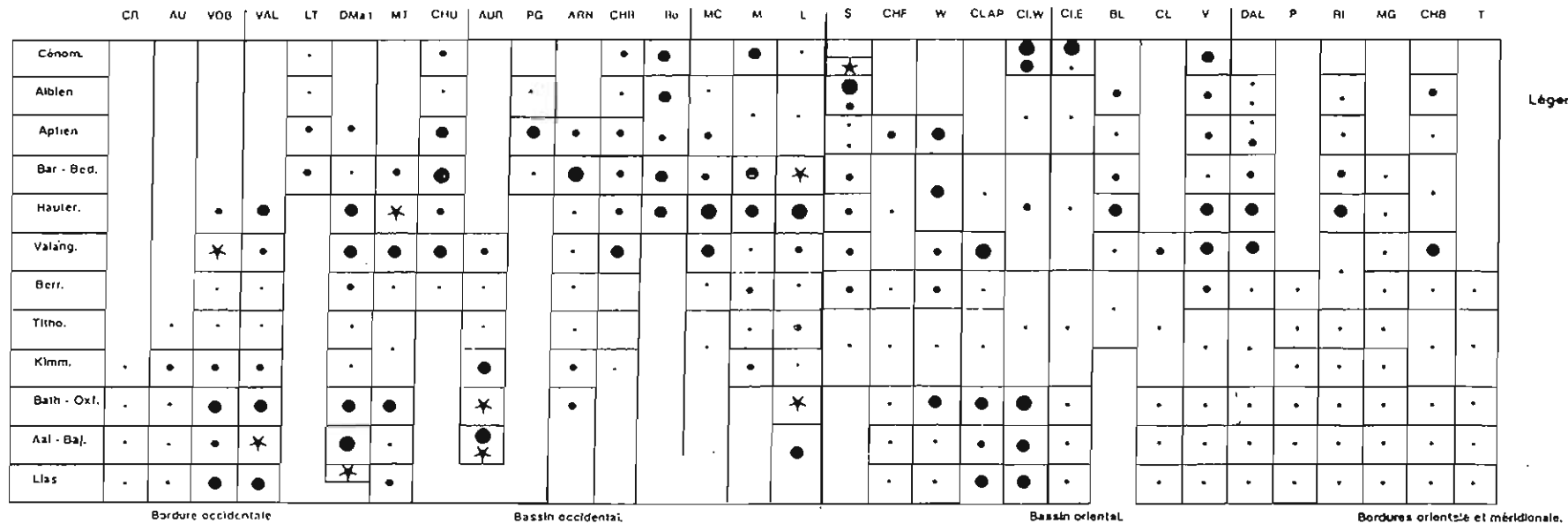
Une trentaine de grandes coupes mésozoïques organisées le long d'une transversale NW-SE (fig.) servent de support pour retracer l'évolution géodynamique du Bassin subalpin du Lias au Crétacé supérieur tant dans la déformation de celui-ci par l'approche de la subsidence, que dans son remplissage par celle des taux de sédimentation. Ces deux approches sont indépendantes. Leur confrontation permet d'appréhender la dynamique du bassin.



La subsidence nécessite de restituer l'évolution des épaisseurs de la série au cours du temps (prise en compte de la compaction) ; et d'estimer les paléobathymétries des dépôts. L'évolution du paléoenfouissement ou subsidence totale peut ainsi être retracée tout au long de la géotransverse. Elle visualise la déformation du tréfonds. La prise en compte de l'effet de charge ou isostasie donne accès à la part tectonique de la subsidence par soustraction à la subsidence totale. La cinématique de la déformation est appréhendée par le calcul des gradients de subsidence âge par âge tant au niveau des grands accidents traversant le bassin, qu'en chaque point. Des "séquences" de subsidence sont ainsi mises en évidence.

Les taux de sédimentation ne correspondent pas à l'épaisseur décompactée divisée par le temps, mais ils nécessitent de prendre en considération l'aspect progressif de la compaction (c'est-à-dire la compaction des niveaux de base d'une série quand le toit de celle-ci se dépose) et ainsi de restituer une épaisseur développée (B. BEAUDOIN *et al.*, 1985). Le taux de sédimentation correspond à l'épaisseur développée, divisée par le temps. Cette approche autorise la comparaison des taux calculés à ceux mesurés dans les dépôts actuels des différents domaines. L'évolution des taux de sédimentation s'organise elle aussi en séquences dont les limites correspondent dans le Bassin subalpin aux passages Tithonique/Berriasien et Albien-Cénomaniens.

La confrontation des gradients de subsidence au taux de sédimentation permet de mieux comprendre l'agencement des différents mécanismes induisant la déformation du bassin.



Légende des taux de sédimentation.

m/Ma

0 - 25 *

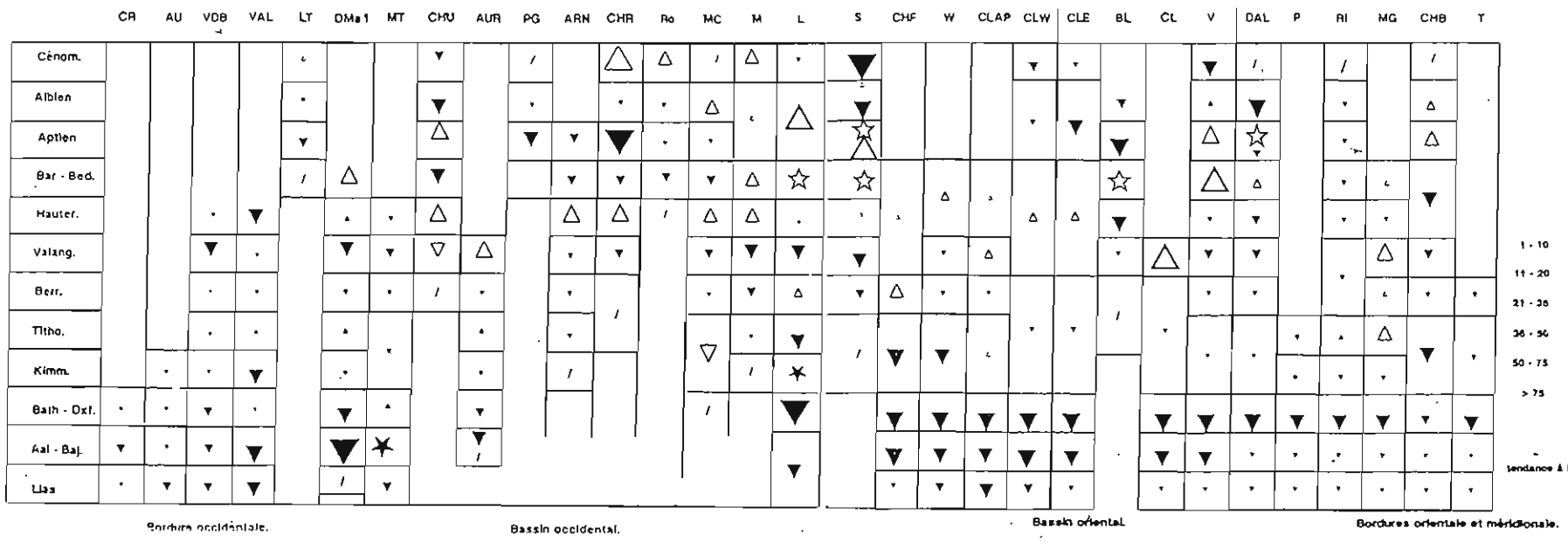
26 - 50 *

51 - 80 ●

81 - 150 ●

151 - 300 ●

> 300 *



Légende des taux de subsidence

m/Ma

0 .

1 - 10 ▽

11 - 20 ▽

21 - 35 ▽

36 - 50 ▽

50 - 75 ▽

> 75 ▽

-1 - 10 △

-11 - 20 △

-21 - 35 △

-36 - 50 △

-50 - 75 △

< -75 △

tendance à la subsidence

tendance au soulèvement

AGE DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN ET DE LA DOLOMITISATION DE L'ILE DE MAKATEA (Polynésie Française)

J. Dessay, L. Humbert, P. Pouchan

Institut de Géodynamique, Université de Bordeaux 3
3, avenue des Facultés Talence FRANCE

LOCALISATION ET CARACTERES MORPHOLOGIQUES

Makatea est une île haute carbonatée. Isolée entre les atolls de l'Archipel des Tuamotu et les îles volcaniques de la Société, elle se situe à 148°15' Ouest et 15°50' Sud.

Des falaises verticales de 50 à 70 m de hauteur constituent la majeure partie de la côte à l'exception des parties Sud et Sud-Ouest où elles sont remplacées par deux terrasses étagées à + 7 et 29 mètres:

A l'exception des côtes Nord et Est où la mer vient battre directement le pied des falaises, l'île est entourée par un platier récifal en cours d'érosion d'une largeur de 30 à 120 m (1). La surface de l'île présente une morphologie karstique très irrégulière dont l'altitude varie de 110 à 50 m à la périphérie et de 30 m au point le plus bas de la dépression centrale. Cette morphologie a été mise en évidence par l'exploitation de la couverture phosphatée.

AGE DES VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

L'âge des variations du niveau marin repose sur l'observation des traces de paléorivages, les datations radiochronologiques et les données eustatiques et de paléotempérature, encore imprécises, relatives au Pacifique.

Plusieurs traces de paléorivages sont actuellement visibles sur la périphérie de l'île :

- une rupture de la pente externe à l'altitude de - 6 à - 11 m (1),
- une crête algale fossile à + 0,30 m sur la zone frontale du platier (1),
- deux niveaux de paléo-récifs frangeants à + 7 m et + 27 m datés respectivement de 140000±30000 BP et 400000±100000 BP (2),
- quatre niveaux d'encoches d'érosion marine sur les falaises aux cotes + 1 m, + 7 m, + 27 m et + 56 m,
- deux terrasses d'abrasion marine à + 7 et + 29 m.

Le platier récifal en voie d'érosion a été daté par la méthode du C14 à 4470±150 ans BP (3). Les courbes de variations du niveau de l'Océan Pacifique entre 0 et 140000 ans (4) (5)(6) et la courbe de paléotempérature de l'Océan au Quaternaire (7)(8) permettent de reconstituer la chronologie relative des paléorivages.

Malgré les incertitudes, l'interprétation de ces faits démontre que la morphologie actuelle de l'île de Makatea résulte des fluctuations du niveau marin dépendantes à la fois des variations glacio-eustatiques et du soulèvement de l'île.

Trois paléoniveaux marins correspondent à trois périodes interglaciaires :

- l'encoche à + 56 m entre 700000 et 1 million d'années (AFTONIAN ?),
- l'encoche, le récif frangeant et la terrasse d'abrasion à + 27 m (+ 29 m) entre 300000 et 500000 ans (YARMOUTH ?),
- l'encoche et le récif frangeant à + 7 m entre 130 et 120 ou 110000 ans (SANGAMON ?).

La crête algale fossile, le platier actuel et l'encoche d'érosion à + 1 m sont datés de la transgression Holocène Flandrienne entre 6000 et 1500 ans.

La rupture de la pente externe à - 6 ou - 11 m est attribuée à l'un ou l'autre des interstades glaciaires du WISCONSINIAN entre 80000 et 30000 ans.

Pendant les périodes glaciaires ILLINOIAN (130 à 300000 ans) et KANSAN (500 à 700000 ans), le niveau marin aurait baissé jusqu'à - 120 m (6) ; en conséquence, les traces éventuelles de paléorivages n'ont pu être observées.

AGE DE LA DOLOMITISATION

Localement, à la surface de l'île entre 40 et 70 m, selon 2 profils Est-Ouest, Momu-Temaou et Momu-Aetla, la dolomitisation se présente soit sous la forme de lentilles hectométriques, à décamétriques sécantes par rapport à la stratification, soit localisée sur les épontes de fractures orientées N110.

Par ailleurs, on observe une dolomitisation sur les falaises de la côte Ouest de 0 à + 30 m (9).

A l'échelle microscopique, la dolomitisation appartient à deux types de séquence de transformations diagenétiques :

1. cimentation marine aragonitique fibro-radiale - dolomitisation globale - dissolution globale vacuolaire et micro-karstique.

2. cimentation marine aragonitique fibro-radiale - dissolution sélective d'organismes - cimentation météorique calcitique faiblement magnésienne en scalénoèdres - cimentation dolomitique - dissolution globale vacuolaire et micro-karstique.

A l'échelle élémentaire, la teneur en O 18 des cristaux de dolomite est comprise entre + 2,20‰ et + 3,01‰ PDB. Cette composition indique une croissance des cristaux de dolomite sous l'influence d'eau de mer.

En conséquence, le caractère lenticulaire et sécant, la localisation de la dolomitisation à l'intérieur des séquences de transformations diagenétiques et la composition isotopique mettent en évidence une dolomitisation très probablement dans une zone de mélange d'eau douce et d'eau salée.

Or, actuellement, les formations carbonatées de Makatea contiennent un aquifère d'eau douce observé en différents points : dans une grotte de la côte Est, au fond d'un puits karstique au centre de l'île, dans un forage sur la côte Ouest (10) et dans diverses émergences côtières. Cet aquifère doit avoir la forme d'une lentille d'eau douce de GHYBEN-HERZBERG en équilibre sur l'eau de mer. La géométrie de l'interface eau douce - eau salée dépend à la fois des propriétés réservoirs de la roche et des conditions hydroclimatiques (11)(12).

Ainsi, lors de chacune des fluctuations précédentes du niveau marin, l'interface eau douce - eau salée se déplace et la forme de la lentille d'eau douce varie (13).

Donc, la dolomitisation observée entre 0 et 30 m sur les falaises peut être associée au paléoniveau marin daté entre 700000 et 1 million d'années (AFTONIAN ?).

La dolomitisation observée à la surface de l'île entre 40 et 70 m aurait un âge compris entre 2 millions d'années, date du début du soulèvement de l'île (14) et 700000 ou 1 million d'années.

L'ensemble des résultats fait l'objet du mémoire de Thèse de J. DESSAY (à paraître en novembre 1989).

Juillet 1989

REMERCIEMENTS

Les travaux ont été réalisés avec l'aide de l'Antenne du Muséum National d'Histoire Naturelle et de l'EPHE de Polynésie Française (dirigé par B. SALVAT) et de la Direction de l'Assistance Technique du Haut Commissariat de Polynésie Française.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- (1) B. SALVAT (1982) Ecole Pratique des Hautes Etudes, Rapport de Recherche
- (2) H.J. VEDH (1965), J. Geophys. Res., 71 : 3379 - 3388
- (3) P.A. PIRAZZOLI, L.F. MONTAGGIONI, G. DELIBRIAS, G. FAURE, B. SALVAT (1985) Proc. of the 11th Inter. Coral Reef Congress, Tahiti, vol.3 : 131-138
- (4) H.J. VEDH, J. CHAPPELL (1970) Science, vol. 167 : 862-865
- (5) J.R. CURRAY, F.P. SHEPARD, H.J. VEDH (1970) Geol. Soc. Am. Bull., vol. 81 : 1865-1880
- (6) K.T. STEARNS (1974) Geol. Soc. Am. Bull., vol. 85 : 795-804
- (7) C. EMILIANI (1968) J. Geol., n°74 : 109-128
- (8) M.J. SHACKELTON, N.D. OPOVKE (1973) Quatern. Res., n°3 : 29-55
- (9) L. HUMBERT, J. DESSAY (1989) Proc. of the 11th Inter. Coral Reef Congress, Tahiti, vol.8
- (10) F. DOUMENCE (1983) Cahiers du Pacifique, n°13 : 69-74
- (11) P. POUCHAN, F. FAISSOLLE, L. HUMBERT, G. PELISSIER-HERMITTE (1988) Hydrobiologie, n°2 : 168-182
- (12) R. BURLOT, F. FAISSOLLE, L. HUMBERT, G. PELISSIER-HERMITTE, P. POUCHAN (1985) Proc. of the 11th Inter. Coral Reef Congress, Tahiti, vol.8
- (13) F. FAISSOLLE (1988) Thèse 3^e Cycle Université de Bordeaux 3
- (14) P.A. PIRAZZOLI, L.F. MONTAGGIONI (1985) Proc. of the 11th Inter. Coral Reef Congress, Tahiti, vol.3

Les transits argileux callovo-oxfordiens à l'Ouest du Bassin anglo-parisien

Olivier Dugué

Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale
Université de Caen, 14032 Caen Cedex

Transport of callovo-oxfordian clay minerals along the western border of the Anglo-Paris Basin.

The evolution of callovo-oxfordian détritral clay minerals (Cornbrash to Corallian group) has been studied on the western border of the Anglo-Paris Basin. The clay fraction laid down on a subsiding area as the Pays d'Auge (Normandy), is very similar to those of south Dorset. Large input of smectites has resulted from adjustments along epeirogenic positive structure (Eperon du Perche) and subsiding terrigenous grabens around the armorican Massif. At the beginning of the callovo-oxfordian lithocline, atlantic smectites concentrated in the "Sillon marneux" did not reach the Normandy area, but they were extensively deposited over it during the Lower Oxfordian times by the help of epeirogenic movements.

Au Jurassique moyen et supérieur, la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien depuis le Maine jusqu'à l'Oxfordshire, apparaît comme une entité géologique en partie liée à son important héritage structural cadomien à hercynien, mais également à l'influence de trois domaines géodynamiques actifs: Téthys, Mer du Nord et surtout Atlantique [1].

Sur la bordure Est-armoricaine, le jeu d'un couple de structures épirogéniques pérennantes va plus particulièrement contrôler la sédimentation avec :

- le Sillon mameux péri-armoricain à tendance négative, entre blocs armoricain et ardennais et qui se continue au NW dans le graben subsident de la Manche occidentale;
- l'Eperon du Perche, structure épirogénique au contraire à tendance positive qui prolonge un faisceau convergent d'accidents du Perche encadrant la Mancellia; son rôle s'affirmera surtout lors des épisodes de changement de régime sédimentaire.

La série callovo-oxfordienne de la bordure occidentale étudiée du Maine à l'Oxfordshire, évolue depuis les argiles à Céphalopodes jusqu'aux faciès périrécifaux proches de l'émersion, définissant une lithocline Bathonien terminal-Oxfordien moyen. Cette séquence régressive de comblement, d'extension pluriprovinciale se caractérise par quatre principaux épisodes sédimentaires, distingués et étalonnés dans les coupes-guides des falaises littorales du Pays d'Auge et du Dorset, puis retrouvés au Sud (Perche, Maine) et au Nord (Wiltshire-Oxfordshire). Tous les quatre témoignent du comblement rapide, avec nivellement grossier de la bordure (épisode terrigène, du Bathonien terminal à l'Oxfordien inférieur), puis mise en place (épisode de transition terrigènes/carbonates, limite Oxfordien inférieur/moyen), développement rapide (épisode carbonaté, Oxfordien moyen) et enfin asphyxie (épisode de transition carbonates/terrigenes, Oxfordien supérieur) d'une plate-forme carbonatée [2].

Le contrôle épirogénique de la sédimentation de cette bordure est en partie lié à la réactivation périodique de la structuration des massifs anciens sous-jacents. Mais celle-ci est soumise dans le même temps, à des influences externes intéressant également les autres bordures du Bassin anglo-parisien, voire d'autres bassins sédimentaires adjacents. Au Callovo-Oxfordien, la discrimination de ces influences peut être abordée sous l'angle de la dynamique des fines qui répond à la fois à des facteurs granulométriques intrinsèques, mais également à des contraintes locales à provinciales (morphologie des fonds, nature de l'arrière-pays,...) et externes (circulation des eaux, voies d'apports océaniques,...).

Le secteur subsident du Pays d'Auge représente tout au long du Callovo-Oxfordien une province minéralogique distincte du reste de la bordure Est-armoricaine, mais toujours très proche de celle du Sud-Dorset. Les smectites qui avaient disparu dès le Bathonien supérieur, réapparaissent progressivement au cours de l'épisode de transition terrigènes/carbonates (limite Oxfordien inférieur/moyen) à la faveur d'une crise épirogénique. Elles sont associées à l'illite et la kaolinite et deviendront prédominantes en domaine externe durant l'épisode carbonaté, aux dépens de la kaolinite. Leurs apports diminueront ensuite, dès la fin de l'Oxfordien supérieur.

La sédimentation de l'Eperon du Perche n'enregistre par contre que peu de bouleversements qualitatifs, la lithocline callovo-oxfordienne y étant toujours caractérisée par des cortèges à illite, kaolinite et smectites. Mais durant les épisodes carbonaté et de transition terrigènes/carbonates, les secteurs à proximité du Massif armoricain se singularisent par un cortège dominé par l'illite et les smectites, la kaolinite restant faible. A l'inverse, en s'éloignant de ce secteur à réaction épirogénique positive, la teneur en kaolinite tend à augmenter, le cortège présentant alors un trio à illite, smectites et kaolinite en proportions voisines.

La kaolinite et l'illite des séries jurassiques de la bordure occidentale sont d'origine détritique : l'épaisseur des séries cénozoïques est en effet modeste et les transformations induites par un diagenèse d'enfouissement n'interviennent pas ici.

Pour la kaolinite, au moins deux sources d'approvisionnement de la bordure sont à considérer :

- l'une armoricaine, directe (héritage de sols armoricains bien drainés et sous climat chaud) ou indirecte (remaniement de la kaolinite d'altération des batholites de la Mancellia). Des exemples de ségrégation différentielle des apports sur la plate-forme carbonatée sont également mis en évidence dans le Nord-Pays d'Auge. Les proportions plus faibles de kaolinite à proximité de l'Eperon du Perche peuvent aussi s'expliquer par une morphologie de l'arrière-pays plus propice au transport des smectites;

- l'autre externe et orientale, mais encore mal cernée pourvoyant les secteurs éloignés du rivage armoricain (Sillon marneux, Sud-Pays d'Auge...).

L'origine des smectites jurassiques du Bassin anglo-parisien reste encore controversée. A partir d'indices volcaniques formels, mais rares dans le Jurassique britannique (Bath, Skye...), les travaux anglais ont privilégié une telle voie pour toutes les occurrences importantes de smectites [3 et 4]. Le Corallian group du Sud-Dorset et des séries contemporaines du Nord-Pays d'Auge présentent bien de fortes concentrations de smectites (60 à 95%), mais aucune preuve paléogéographique, pétrographique ou minéralogique n'a jusqu'à présent corroboré une telle hypothèse. Même en présence d'éventuelles cendres volcaniques sur les terres émergées, celles-ci auraient du subir une altération pédogénétique avant d'être transportées et montreraient donc un comportement détritique.

Comme pour la kaolinite, l'une des sources de smectites est armoricaine, ces apports étant favorisés par la morphologie de l'Eperon du Perche. Une autre source plus importante est occidentale, alimentant le Dorset, la Normandie et probablement pour partie le Bassin anglo-parisien tout entier. Les études minéralogiques sont encore trop peu nombreuses pour suivre précisément le cheminement à travers ce bassin [5 et 6]. L'hypothèse proposée privilégie la gouttière du Sillon marneux péri-armoricain, ouvert à l'W sur l'Atlantique. La comparaison des concentrations de smectites laisse en effet supposer que celles-ci empruntaient massivement cette voie pour pénétrer dans le Bassin anglo-parisien par le Nord.

Du Bathonien supérieur à l'Oxfordien inférieur, l'arrêt des transits smectitiques dans le Nord-Pays d'Auge est lié à l'acquisition d'une nouvelle morphologie des fonds sous-marins de la Manche. Les apports de smectites contournent alors la bordure Est-armoricaine. Cette protection temporaire sera détruite dès la fin de l'Oxfordien inférieur, au cours d'une crise épirogénique. Le Pays d'Auge bascule en direction du Sillon marneux et du Dorset. Les smectites peuvent alors s'étaler sur la Normandie, longeant ainsi la bordure Est-armoricaine. L'alimentation par la branche N-S du Sillon marneux péri-armoricain n'est donc plus la seule envisagée.

La dynamique argileuse sur la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien au Callovo-Oxfordien apparaît finalement sous le triple contrôle du climat, de l'hydrodynamique et de la physiographie.

[1] Dugué O. [1989]. - Thèse Univ. Caen, 582 p.

[2] Dugué O. & Rioult M. [1988]. - Mém. Ass. Sédim. fr., sous-presse.

[3] Hallam A. & Sellwood B. W. [1968]. - *Nature*, 220, pp. 1193-1195.

[4] Jeans C. V., Merriman R. J. & Mitchell J. G. [1977]. - *Clay Minerals*, 12, pp. 11-44.

[5] Decommer H. & Chamley H. [1981] - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 293, II, pp. 695-698.

[6] Debrand-Passard S. [1982]. - *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.* 119, 227 p.

Contrôle épirogénique et eustatique des séquences sédimentaires callovo-oxfordiennes sur la bordure de massifs paléozoïques, à l'Ouest du Bassin anglo-parisien.

Olivier Dugué & Michel Rioult

Laboratoire de Géologie de Normandie Occidentale
Université de Caen, 14032 Caen Cedex

Epeirogenic and eustatic control of callovo-oxfordian sequences on the border of Paleozoic massifs, along the western part of the Anglo-Paris Basin.

Shallowing upward sequences with provincial extension and few tens meters thickness are controlled by a combination of epeirogenic movements and eustatism cycles. When epeirogenic movements favoured eustatism onlap, the sedimentary evolution was complete with pelagic migrations between Tethys and boral areas. On the contrary, epeirogenic movements were able to block eustatism onlap, and therefore, only the major discontinuities represented the transgression duration at the base of the transition séquences.

Toutes les séquences des séries callovo-oxfordiennes de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien sont construites selon un modèle klupfelien, soit à granulométrie croissante en régime terrigène ou mixte (argiles/argiles silteuses/silt/calcaire à oolithes ferrugineuses), soit avec apports carbonatés organiques de plus en plus nombreux et dans des environnements de moins en moins profonds, en régime de plate-forme carbonatée [1]. Plus particulièrement, les séquences d'échelle plurimétrique et d'extension régionale (ordre 2) caractérisent le comportement de la bordure occidentale. Elles sont en partie contrôlées par la subsidence différentielle propre à chaque secteur de la bordure et par les déformations affectant périodiquement la totalité de cette dernière (Oxfordien inférieur/moyen, début de l'Oxfordien supérieur). Dans le même temps, les discontinuités qui délimitent ces séquences enregistrent des pulsations transgressives retrouvées dans les séries d'autres bordures du bassin (*Surface de Lion*, Bathonien terminal/Callovien inférieur, *Surface de Crèvecœur*, Callovien moyen, *Surface d'Auberville*, Oxfordien moyen, *Surface de Villerville*, Oxfordien supérieur). Toutes ces **montées relatives du niveau marin** en bordure de massifs anciens et qui intéressent plusieurs bassins voisins, pourraient s'expliquer :

- soit par un effondrement relatif du plancher du bassin, avec reprise de la subsidence, ou déformation des fonds (épirogénèse);
- soit par modification de la vitesse une montée eustatique comme le proposent Vail *et al.* [2].

Le processus initial de tous ces changements sédimentaires est d'ordre géodynamique, mais il alimente deux moteurs secondaires: l'un épirogénique, l'autre eustatique [3].

La discrimination de ces deux facteurs limitatifs de la séquentialité, en domaine de bordure de massifs anciens, impose de suivre les discontinuités, les évolutions sédimentaires à travers plusieurs bassins du pourtour atlantique, mais également d'examiner les stigmates des changements de volume océanique (changements sédimentaires, migrations de faunes pélagiques, transits des fines...)

Les effets de l'épirogénèse se trouvent amplifiés par la proximité des Massifs armoricain et cornubien. Au Jurassique, le Massif armoricain déjà cratonisé par les granites cadomiens de la Mancellia se comporte comme un seul bloc soudé par l'orogène varisque qui lui procure son unité structurale. Côté anglais, ce dernier orogène n'a affecté que la Cornouailles, expliquant ainsi certaines différences mineures dans les évolutions séquentielles de part et

d'autre de la Manche. La remobilisation périodique des anciens accidents (au Bathonien terminal, Oxfordien inférieur/moyen et Oxfordien supérieur) et surtout la géométrie particulière de certaines structures, telles l'Eperon du Perche à réaction positive ou le Sillon marneux à tendance négative, attestent du rôle efficace de ces facteurs dans l'évolution de la bordure. Ils ont d'abord agi sur la morphologie des fonds sous-marins, sur l'hydrodynamique des eaux, et finalement sur la répartition des gradients sédimentaires et fauniques. La plus importante crise épirogénique intervenant au début de l'Oxfordien supérieur cache le développement de la lithocline callovo-oxfordienne sur la bordure occidentale. De semblables changements étaient déjà intervenus à la fin des lithoclines antérieures.

Un autre processus à champ d'action plus vaste explique les migrations de faunes pélagiques entre les réservoirs téthysien et boréal, ainsi que des changements sédimentaires d'extension européenne voire mondiale. Les effets du moteur eustatique s'expriment sur l'ensemble des marges passives du futur Atlantique Nord. Son enregistrement sédimentaire sur une bordure de massifs anciens sera toutefois gêné ou favorisé selon la morphologie locale, la nature des apports et le taux de sédimentation.

Les courbes d'agradation côtière de Vail se retrouvent peu ou prou dans l'évolution séquentielle des séries, à condition d'admettre une imprécision biostratigraphique dans les limites de séquences et de se rappeler que le modèle est d'abord construit pour une marge passive, en régime clastique. De plus, en domaine de bordure, l'enregistrement d'un cycle d'agradation côtière sera toujours partiel et souvent réduit à une partie de sa moitié supérieure.

Les discontinuités sédimentaires des séries de la bordure représentent donc pour partie le temps de latence entre le déclenchement de la montée eustatique et le début de son enregistrement sur la bordure.

De la confrontation entre pulsations épirogéniques et cycles eustatiques, deux cas caractérisent l'évolution géodynamique de la bordure occidentale du Bassin anglo-parisien :

- le déroulement et l'enregistrement du cycle eustatique sur la bordure ne sont pas contrecarrés par ses propres déformations (épirogenèse, subsidence), ces dernières ont même pu les favoriser (passage Bathonien terminal/Callovien lors de la grande transgression mondiale callovienne). La signature sédimentaire de la montée eustatique est alors nette et s'accompagne plus ou moins rapidement de changements fauniques avec migrations de faunes pélagiques téthysiennes ou boréales.

- l'enregistrement du cycle eustatique se trouve contrecarré par les déformations de la bordure. C'est plus particulièrement le cas des séquences transitoires, lors des changements de régime sédimentaire (Oxfordien inférieur/moyen, Oxfordien supérieur). Le temps mis par la montée eustatique à atteindre la bordure, n'est alors représenté que par l'équivalent-temps de la discontinuité située à la base de ces séquences. L'enregistrement de la baisse eustatique est alors directement contrôlé par l'épirogenèse.

Lorsque ces deux mécanismes oscillatoires d'amplitude et de période différentes, mais initiés par la même structuration de l'Atlantique sont en phase, l'enregistrement sédimentaire sur les bordures de massifs anciens devient en définitive hautement significatives.

[1] Dugué O. [1989]. - Thèse Univ. Caen, 582 p.

[2] Vail P. R., Colin J.-P., Jan du Chêne R., Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilief V. [1987]. - *Bull. Soc. géol. France*, (8), III, 7, pp. 1301-1321.

[3] Rioult M., Dugué O. & Fily G. [1988]. - *Coll. Assoc. Franç. Sédiment.*, Marseille, pp. 103-105.

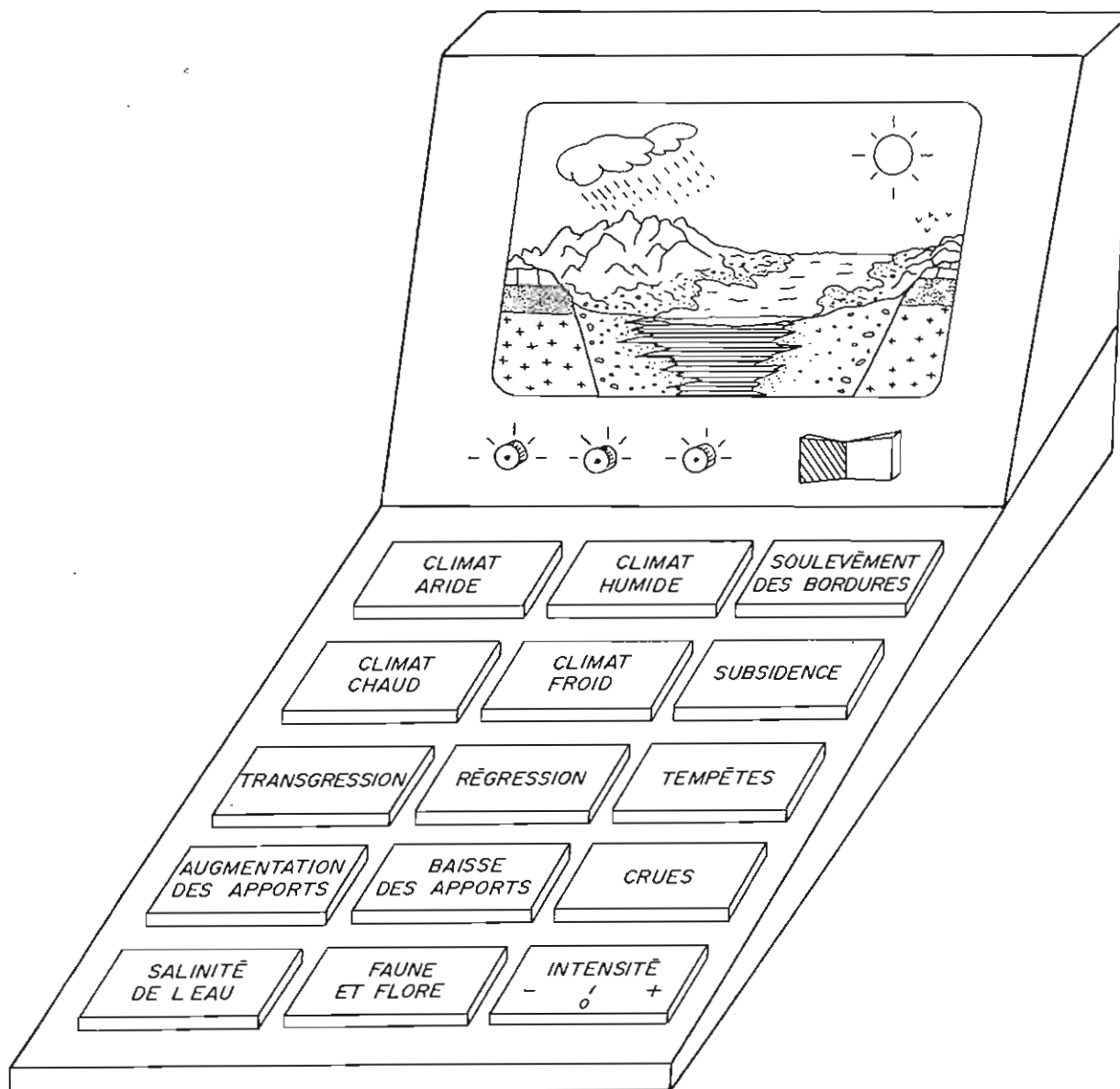
RIFT : MODE D'EMPLOI
LE CLIMAT PLUS FORT QUE LA TECTONIQUE ?
EXEMPLE DU RIFT RHENAN

Philippe DURINGER Institut de géologie STRASBOURG

Les simulations effectuées sur le modèle des fan-deltas du fossé rhénan prennent en considération quatre catégories de faits :

I - LES PARAMETRES DE VARIATION :

- + Elévation ou abaissement du niveau du plan d'eau du bassin
- + Augmentation ou diminution des apports détritiques
- + Comblement ou approfondissement du bassin



II - LES CAUSES DES VARIATIONS DES PARAMETRES :

- + causes climatiques *climat plus humide*
- + causes tectoniques *climat plus humide*
subsidence saccadée du bassin
soulèvement saccadé des bordures

III - LES EFFETS DES VARIATIONS DES PARAMETRES :

- *Transgressions - Regressions - Progradations - Retrogradations -*

IV - LES SEQUENCES FORMEES LORS DES VARIATIONS DES PARAMETRES :

- + Séquences positives complètes ou incomplètes
- + Séquences négatives complètes ou tronquées

RESULTATS

Dans les simulations, en faisant jouer alternativement des causes climatiques et des causes tectoniques (& II) , se construisent des séquences complexes formées de la superposition de séquences négatives et positives complètes, incomplètes ou tronquées. La comparaison des séquences de terrain avec celles obtenues par simulation met en évidence un contrôle climatique de la sédimentation. Celui-ci est confirmé par des critères de terrain attestant l'alternance de climats humides et arides (palynologie, faunes, évaporites, cimentations vadoses, paléosols, indices d'émersion et d'aridité...).

CINETIQUES DES REACTIONS

En domaine continental, l'alternance de climats arides et de climats humides provoquent par l'abaissement puis la remonté du plan d'eau une série de mouvements transgressifs et régressifs responsables de la construction des séquences. La primauté du climat sur la tectonique peut également être mis en évidence par la comparaison des vitesses de l'activité tectonique des rifts actuels et anciens par rapport à celles des variations des niveaux lacustres mesurées dans les lacs de rift actuels provoquées par les variations climatiques.

On s'aperçoit alors que les vitesses de variation des niveaux lacustres sont bien plus importantes que les vitesses de subsidence des bassins. Elles sont:

- + 20 fois plus importantes que les vitesses de subsidence les plus fortes
- + 80 fois plus importantes que les vitesses de subsidence élevées
- + 400 fois plus importantes que les vitesses de subsidence faibles

LES SERIES JURASSIQUES ET CRETACEES DU GROUPE DU MOUSSA (RIF SEPTENTRIONAL, MAROC) : EXEMPLE DE LIAISON TECTONIQUE-SEDIMENTATION DANS UNE PORTION DE MARGE DIVERGENTE PASSIVE

Par : Najib EL HATIMI

Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Rabat, Maroc

Résumé :

Dans le Rif septentrional, le groupe du Moussa domine l'entrée orientale du détroit de Gibraltar. C'est un élément d'une marge continentale subsidente.

Du Lias moyen au Crétacé inférieur, ses séries stratigraphiques se répartissent dans quatre unités lithostratigraphiques qui s'agencent dans un dispositif de blocs basculés vers l'ouest.

Ces séries se caractérisent par :

- une condensation des dépôts,
- une grande variation dans les épaisseurs,
- le développement discontinu des faciès radiolaritiques et des "ammonitico-rosso",
- l'existence des failles normales et des brèches d'écroulement contemporains de la sédimentation.

Cette géométrie, la lithostratigraphie originale par rapport à celle des ensembles voisins, autorisent, à placer le groupe du Moussa dans une marge divergente, soumise à une extension pure, et à le considérer comme un témoin possible de l'ancienne marge ibérique.

LE NUMIDIEN DU RIF (MAROC) : OBSERVATIONS SEDIMENTOLOGIQUES

A. EL KHANCHOUI * et B. BEAUDOIN **

* Université Sidi Mohammed Ben Abdellah - Département de Géologie - B.P. 1796 - FES - MAROC

** Ecole des Mines de Paris - C.G.G.M.-Sédimentologie - 35 rue Saint Honoré - 77305 FONTAINEBLEAU Cédex

The Numidian of the Rif (Morocco) : sedimentological patterns.

The massive, lenticular and coarse grained thick beds are often fluxoturbidites feeding a complex network of sandy sills and dykes. Sole marks reveal a N ---> S current direction as in Sicily, Tunisia and Algeria.

L'Oligo-Miocène rifain, en particulier sous son faciès "Numidien", intrigue depuis fort longtemps, notamment par sa signification sédimentaire et paléogéographique qu'oblitére son allochtonie et sa complexité structurale. S'appuyant sur les travaux régionaux, une première lecture sédimentologique montre une grande proximité avec les homologues numidiens plus orientaux (B. BEAUDOIN *et al.*, 1986), tant sur le plan des faciès qu'en ce qui concerne les sens d'alimentation (B. BEAUDOIN *et al.*, 1989).

Les barres gréseuses épaisses (plusieurs dizaines de mètres), massives, lenticulaires, à matériel grossier, se révèlent assez souvent être des *fluxoturbidites* remobilisant notamment des "galets mous" parfois abondants. Ces corps de mise en place soudaine s'intercalent, sous forme de chenaux hecto- à pluri-kilométriques, dans un matériel encaissant plus fin, argilo-gréseux, où se reconnaissent de minces turbidites incomplètes : la question se pose alors de la signification sédimentaire des équivalents chronologiques (faciès "gréso-micacé", intermédiaire ...).

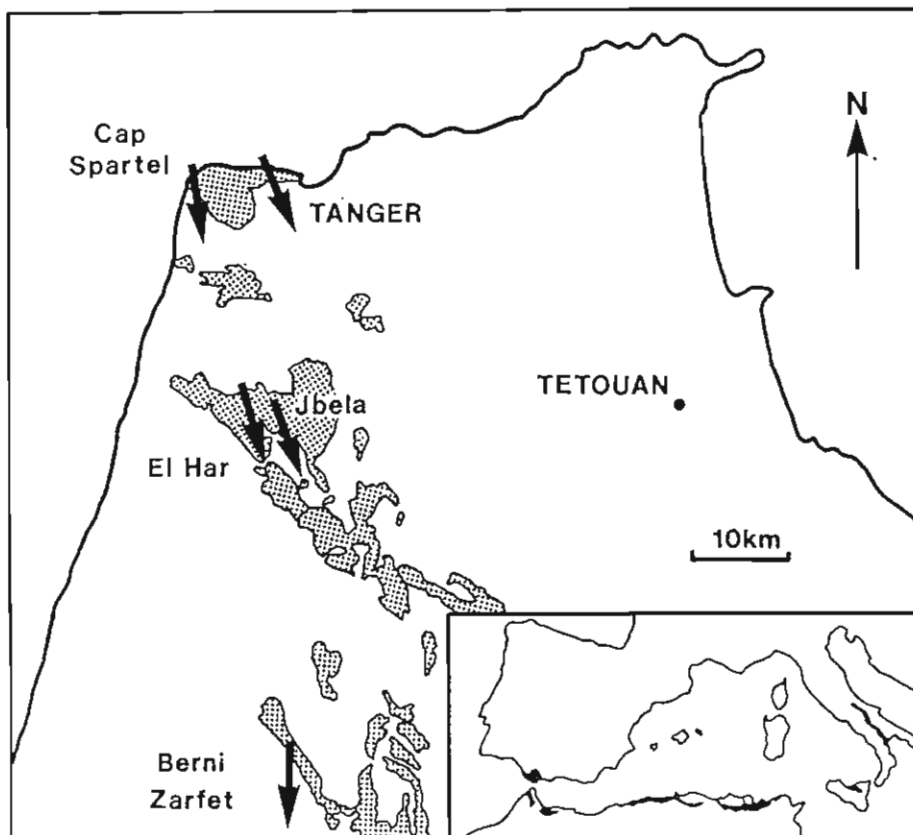


Fig. 1 - Sens de courant dans le Numidien du Rif.

Les *filons sédimentaires*, sills et dykes, sont aussi spectaculaires qu'en Sicile ou en Tunisie (O. PARIZE *et al.*, 1988). Les réseaux de fractures fossilisées par les injections sableuses sont complexes : outre les sills (épaisseur parfois métrique, extension pluri-décamétrique) on observe deux familles orthogonales de dykes (Montagne de Tanger - épaisseur jusqu'à métrique, profondeur de pénétration pluridécamétrique voire hectométrique). Ces réseaux de filons sont connectés aux corps nourriciers sus-jacents, à faciès de fluxoturbidites. Ils enregistrent par ailleurs la *compaction* subie par le matériel argileux postérieurement à l'injection sableuse.

Les sens de courant mesurés à partir des figures de base de banc (Flute, Groove, Prod Casts ...) montrent une cohérence remarquable (fig. 1). Relevés à différents niveaux dans les sites visités, ils révèlent une alimentation du *Nord vers le Sud* depuis la Montagne de Tanger jusqu'à Béni Zarfet (60 km du N au S), et complètent les données recueillies en Sicile, Tunisie et Kabylie (BROQUET, 1968, BEAUDOIN *et al.*, 1986, LAVAL, 1988) : d'un bout à l'autre du dispositif les sens de courant reconnus sont significativement *vers le Sud*.

Toutes les questions ne sont pas pour autant résolues, loin de là. Il convient désormais, en s'appuyant sur les travaux structuraux, et en développant les analyses d'anatomie sédimentaire, de définir les conditions et processus (chronologie, déformations, eustatisme ...) qui ont présidé au dépôt de ces séries singulières dont la patrie nous est encore inconnue.

BEAUDOIN B., EL MAHERSSI C., PARIZE O. et PINAULT M. (1987). - Quelques observations sur les dépôts grésoconglomératiques du Flysch Numidien de Tunisie.

8th I.A.S. Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 61-62.

BEAUDOIN B., EL KHANCHOUFI A., FRIES G. (1989). - Observations sédimentologiques sur le Numidien du Rif.

Coll. Géol. franco-marocain, Strasbourg, p. 28.

BROQUET P. (1968). - Etude géologique de la région des Madonies (Sicile).

Thèse Doct. Sci. Lille, 797 p.

LAVAL (1988). - Les Flyschs nord-maghrébins dans les régions Kabyles d'Algérie - Dynamique sédimentaire et tectonique.

Thèse Doc. ès Sciences, Univ. Nice.

PARIZE O., BEAUDOIN B., FRIES G., PINAULT M., PINOTEAU B., (1987). - Les filons gréseux sédimentaires : I - Exemples provenant de la série des Marnes Bleues apto-albiennes du Sud-Est de la France et de la formation oligo-miocène du Numidien de Sicile et de Tunisie. II - Des témoins privilégiés de la dynamique de remplissage des bassins sédimentaires.

Genebass, Notes et mémoires CFP, n° 21, chap. 10, p. 211-233.

DISCONTINUITES EROSIVES MAJEURES ET DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES DANS LE FLYSCH NUMIDIEN DE TUNISIE.

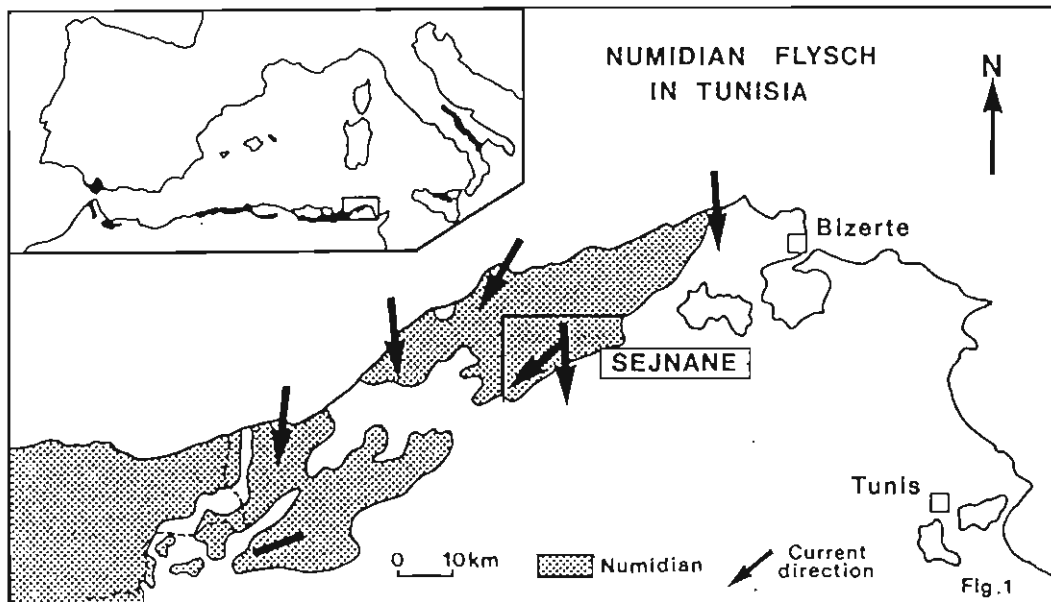
C. EL MAHERSSI*, B. BEAUDOIN*, K. BEN ISMAIL**

* Ecole des Mines de Paris - C.G.G.M-Sédimentologie - 35, rue Saint-Honoré - 77305 FONTAINEBLEAU Cédex

** Université de Tunis - Faculté des Sciences - Département de Géologie - 1060 LE BELVEDERE - TUNIS

During Lower and Middle Miocene, important erosions affected the shaly/sandy sedimentation of the Numidian flysch. They probably record episodes of sea level variations or/and deformations in the Numidian deposition site.

L'épaisse série argilo-gréseuse du flysch numidien constitue au Nord de la Tunisie une nappe de charriage qui chevauche toutes les unités sous-jacentes (Crétacé - Eocène) mises en place au cours du Miocène supérieur depuis le NW vers le SE. Les affleurements les mieux exposés le long du littoral ainsi que ceux situés plus au Sud, indiquent grâce aux nombreuses figures de courant une alimentation générale en matériel gréseux du Nord vers le Sud (Fig. 1 ; BEAUDOIN *et al*, 1985, 1987a et b ; PARIZE *et al*, 1986) ; de même qu'en Sicile (BROQUET, 1964) ; en Algérie (LAVAL, 1988) ; ou au Maroc (BEAUDOIN *et al*, 1989).



Entre Sejnane et Mateur sur le flanc SE du synclinal perché Aichoun-Zrabin d'axe NE-SW, la série est bien exposée et correspond à une alternance sur environ 20 Km, de barres gréseuses lenticulaires noyées dans des argilites. Les lentilles gréseuses atteignent parfois 150 m d'épaisseur et ont une extension hecto- à kilométrique. Elles sont formées par l'empilement de séquences turbiditiques et fluxoturbiditiques. Le rapport grès/argiles est de l'ordre de 1/6.

La cartographie détaillée du flanc SE du synclinal a permis d'identifier plus d'une centaine de lentilles caractérisées chacune par une géométrie, un faciès et une direction de paléocourant. La reconstitution des colonnes sédimentaires à travers l'établissement de coupes sériees orientées NW-SE et leur corrélation ont permis de dresser un profil NE-SW long d'environ 20 km et couvrant près de 3000 m de série (Fig. 2).

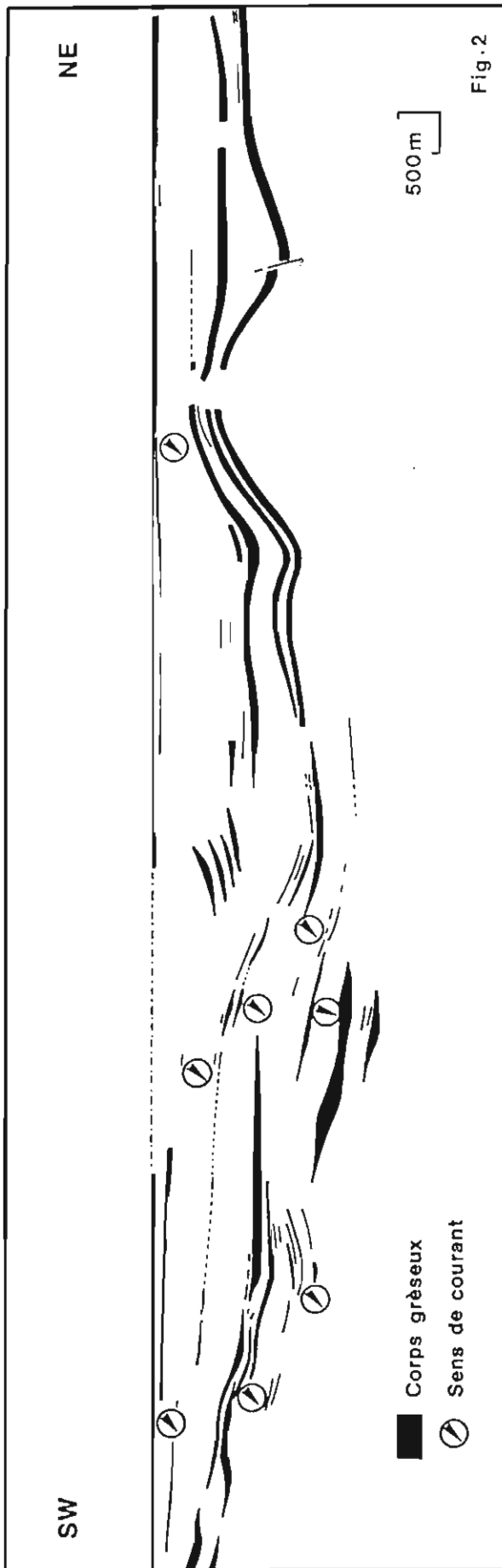


Fig.2

Deux faits majeurs ont été mis en évidence :

1- la sédimentation n'est pas continue, elle a été interrompue à plusieurs reprises par des épisodes érosifs. En effet cinq surfaces peuvent être tracées séparant des ensembles sédimentaires. Au sein de chaque ensemble les corps gréseux s'organisent en systèmes progradants vers le SW, parallèlement au sens du courant. Ces ensembles ainsi que les surfaces érosives qui les séparent se suivent sur des distances plurikilométriques.

2- Des déformations sont enregistrées au cours de la sédimentation argilo-sableuse. La reconstitution des profils successifs par décompaction permet de restituer des failles synsédimentaires ainsi que des bombements localisés qui affectent les surfaces érosives elles-mêmes.

Ces érosions qui peuvent atteindre quelques centaines de mètres interviennent depuis la base de l'Aquitainien (zone N4 de BLOW), au passage aquitano-burdigalien (zones N5-N6 de BLOW, c'est-à-dire sensiblement pendant le dépôt des silixites en Méditerranée occidentale), et au cours du Langhien (zone N8 de BLOW). Elles enregistrent probablement les échos des variations eustatiques et/ou des déformations tectoniques intervenues au cours du Miocène inférieur et moyen dans l'actuelle Méditerranée

BIBLIOGRAPHIE :

BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O. and PINAULT M. (1985) - Sedimentary sills and dykes : characters and modes of the sand injection in fractured shaly massifs. With European regional Meeting of sedimentology, Lleida, p. 34-37.

BEAUDOIN B. EL MAHERSSI C., PARIZE O. et PINAULT M. (1987a) - Quelques observations sur les dépôts grés-conglomératiques du Flysch Numidien de Tunisie, 8th I.A.S Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 61-62.

BEAUDOIN B., BUROLLET P.F., COJAN I., EL MAHERSSI C., FRIES G., PARIZE O. et PINAULT M. (1987b) - Les grès numidiens de Tunisie. 8th I.A.S Regional Meeting of Sedimentology, Tunis, Abstracts, p. 59-60.

BEAUDOIN B., EL KHANCHOUI A., FRIES G. (1989) - Observations sédimentologiques sur le Numidien du Rif. Colloque de géologie Franco-Marocain, Strasbourg, 24-25 Mai.

BROQUET P. (1964) - Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le Flysch numidien des Madonies (Sicile) . - Ann. Soc. Geol. Nord., Lille, vol. 84, p. 141-152.

LAVAL - (1988) - Les Flyschs nord-maghrébins dans les régions kabyles d'Algérie - dynamique sédimentaire et tectonique. Thèse Doc. és. sciences, Univ. Nice.

PARIZE O., BEAUDOIN B., BUROLLET P.F., COJAN I. et FRIES G. (1986). - La provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale (Sicile et Tunisie). C. R. Acad. Sc. Paris, t. 303, II, n° 18, p. 1671-1674.

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DES PALEOKARSTS OLIGO-MIOCENES DE L'ENTRE-SAMBRE-ET-MEUSE (BELGIQUE)

R. ERTUS (1,2) et Ch. DUPUIS (2)

(1) Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires, Université Paris-Sud, F-91405 Orsay.

(2) Laboratoire de Géologie Fondamentale et Appliquée, Faculté Polytechnique, B-7000 Mons.

On ENTRE-SAMBRE-ET-MEUSE (South Belgium) occur karstic caves formed under a sandy cover (cryptolapiaz). Their infilling is composed of Oligocene marine sands (sandy cover), trapped by karstification, overburden by Miocene continental deposits, i.e. lacustrine deposits (thin laminated sandy clay with plants), palustrine deposits (lignite, peat) and alluvial deposits (argillaceous sands with pebbles, gravels; channels). The dynamic of sedimentation is controlled by withdrawing of each cave and by evolution of neighboring sedimentary environments.

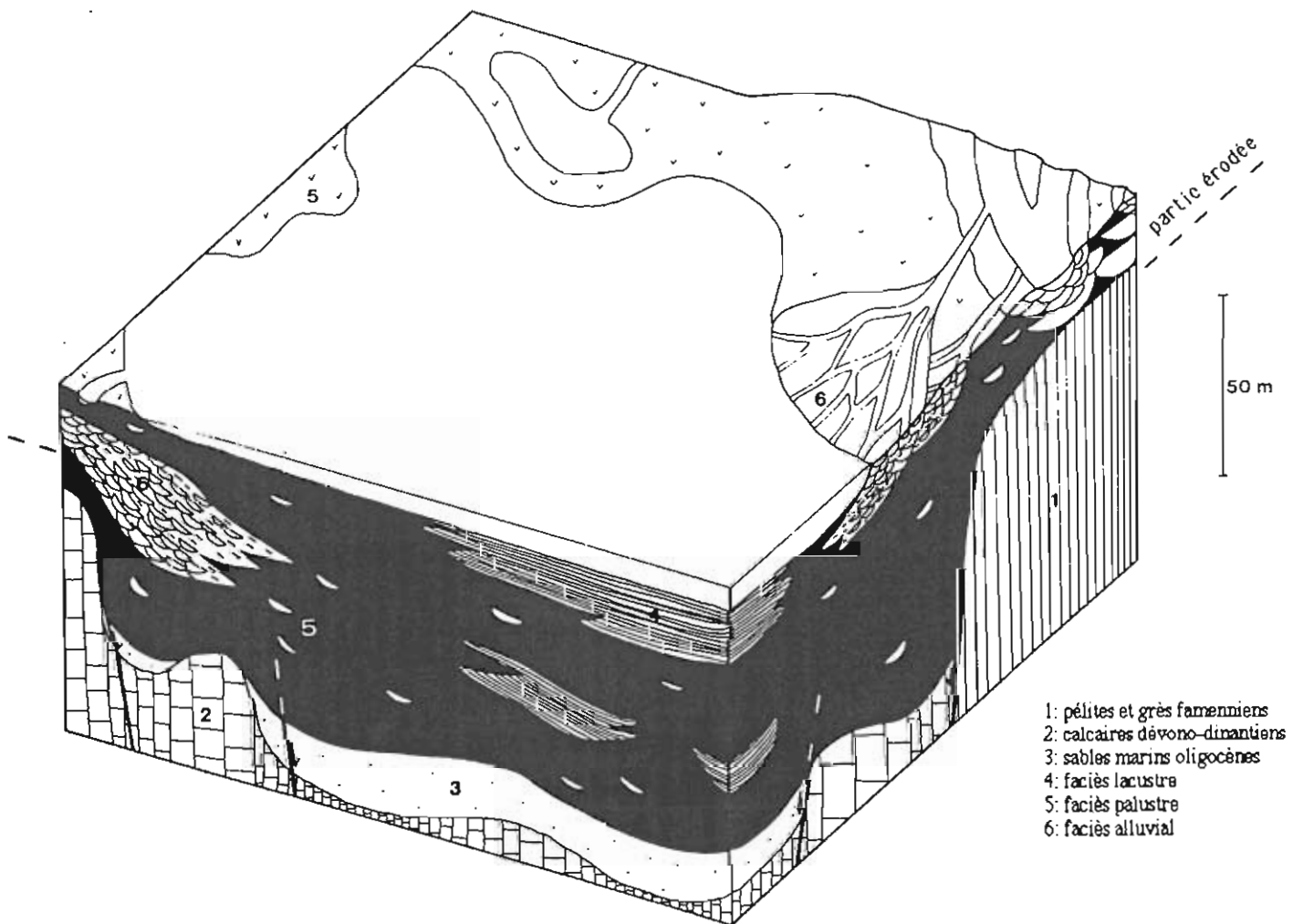
L'Entre-Sambre-et-Meuse fait transition entre le Massif brabançon et sa couverture méso-cénozoïque du Bassin belge au Nord et la Haute-Ardenne au Sud. Dans cette région plissée au cours de l'orogénèse varisque alternent grès-pélites famenniennes et calcaires dévono-dinantiens. Ce substratum fut recouvert par la nappe sableuse de la transgression oligocène. Lors de la régression qui s'ensuivit, les zones carbonatées furent karstifiées sous cette couverture perméable. Les poches karstiques (cryptolapiaz) piégèrent les sables marins oligocènes en même temps qu'elles se comblèrent de sédiments continentaux miocènes. La surrection du Massif Ardennais au Pliocène assura la continuité de la karstification et le piégeage des sédiments, tout en érodant les dépôts présents sur le socle non karstifiable.

Les sables marins oligocènes occupent le fond des poches karstiques. Ils sont fins, peu ou pas stratifiés, intensément lessivés et blanchis. Ils renferment quelques *Ophiomorpha*, indicateurs de la proximité du rivage et de la faible profondeur de la tranche d'eau. Ils livrent de très rares niveaux glauconitiques.

Des sédiments continentaux recouvrent les sables marins. La transition entre les deux dépôts est progressive. Trois faciès continentaux sont distingués : a) **le faciès lacustre** est une argile brune laminée à petits lits silto-sableux, parfois lenticulaires (microrides). Le litage est déformé par des failles synsédimentaires, de nombreuses figures de charges, des "convolute bedding". L'argile laminée livre une riche flore probablement miocène (en cours d'étude). b) **le faciès palustre** est constitué d'argile massive à nombreux fragments de troncs de conifères, de lignite, de tourbe, qui sont parcourues de petits chenaux sableux. Localement des sols à racines de conifères sont conservés.

c) le **faciès alluvial** clôture généralement la sédimentation des poches karstiques. Il est représenté par des sables argileux grossiers à galets quartzeux et argileux, lits discontinus de graviers, chenaux graveleux et stratifications entrecroisées. Ce faciès s'est mis en place par des crues affectant les réseaux fluviaux traversant les zones karstifiées et voisins des poches. A ce stade, la sédimentation paraît moins polarisée par l'activité cryptokarstique.

Globalement, les divers faciès observés s'enchaînent selon une séquence comprenant de bas en haut sables marins oligocènes, faciès lacustres et palustres, faciès alluvial. La séquence correspond au comblement progressif mais saccadé des poches. La dynamique de leur sédimentation est contrôlée : **1)** par le soutirage propre à la poche comme l'attestent l'abondance des failles synsédimentaires, les brusques variations d'épaisseur des faciès, la présence de figures d'échappement d'eau et la déformation des remplissages. **2)** par l'évolution de l'environnement sédimentaire voisin des poches marquée par le changement de la nature des remplissages et leur enchaînement. Cette évolution est d'ordre eustatique et climatique.



GEOMETRIE ET DYNAMIQUE DE SEQUENCES DE DEPOTS DANS UN SYSTEME DELTAÏQUE: L'EXEMPLE DU JURASSIQUE MOYEN DU BASSIN DE CLEVELAND, YORKSHIRE

R.ESCHARD*, PH. CRUMEYROLLE^o, P. HOUEL*, C.RAVENNE*

*: Institut Français du Pétrole, ^o: Elf-Aquitaine

Au Jurassique Moyen, le bassin de Cleveland est limité au Nord et à l'Est par des zones exondées, au Sud par un bloc tectoniquement stable et s'ouvre certainement à l'Est sur le "Sole Pit Trough". Un système deltaïque y prograde du Nord vers le Sud et permet l'accumulation de 200m de séries terrigènes au dépocentre du bassin. Du fait de taux de subsidence et d'apports sédimentaires relativement faibles, les variations relatives du niveau de la mer s'enregistrent fortement dans le mode de sédimentation du système deltaïque.

Six séquences de dépôts ont pu être déterminées à l'affleurement et sur puits et corrélées à l'échelle du bassin. Leur épaisseur varie de 20 à 40m au dépocentre du bassin et leur durée de 0.5 à 3 Ma. La séquence de dépôts N^o1 correspond à un complexe littoral condensé. Les séquences de dépôts 2, 3 et 4 correspondent à des cycles asymétriques de transgression-régression, avec des cortèges transgressifs peu épais et des cortèges de haut niveau marin bien développés. Ces derniers montrent typiquement à la base des séquences régressives littorales puis des séries de plaine deltaïque à composante aggradante, progradante puis de nouveau aggradante respectivement dans les séquences de dépôts 2,3 et 4. La séquence de dépôts 5 correspond à un cycle symétrique de transgression- régression. Le cortège transgressif est composite, formé de plusieurs paraséquences littorales régressives. Le cortège de haut niveau marin montre une séquence régressive de barrière littorale. La séquence de dépôts 6 débute par une surface d'érosion régionale. Elle comprend un cortège de remplissage de vallée transgressif et un cortège de haut niveau marin.

L'enchaînement des séquences de dépôts 1 à 5 apparaît contrôlé par une montée relative du niveau marin. Cette montée, d'abord compensée par les apports sédimentaires, s'accélère dans les séquences de dépôts 4 et 5. A la base de la séquence 6, une chute importante du niveau marin induit le creusement d'une paléovallée, comblée lors d'une remontée relative du niveau marin.

Une hiérarchisation précise des cycles bathymétriques et leur corrélation du dépocentre vers les zones peu subsidentes marginales du bassin permet de voir l'influence relative des variations eustatiques et de la subsidence sur la géométrie des séquences de dépôts, des cortèges sédimentaires et des paraséquences.

QUATERNARY SEDIMENT FEATURES ON AN ACTIVE MARGIN : THE SOUTH
BARBADOS ACCRETIONARY COMPLEX

J.C. FAUGERES, R. GRIBOULARD et E. GONTHIER

I.G.B.A. - Département de Géologie et Océanographie - U.A.197
Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés - 33405 Talence cédex

The morphologic complexity of the southern part of the Barbados prism is the reflexion of the numerous structural patterns that coexist within this zone located at the crossroad of three domains, the Atlantic plate, the Caribbean domain, and the Venezuelan margin.

The analyses of SeaBeam maps, 3,5 kHz profiles, submarine photographs and Kullenberg cores (fig.) allowed us to define different types of morphosedimentary domains as well as their surface patterns, echofacies, lithology, and origin of the surficial deposits, and the settling processes. Five types of domains can be distinguished : NE-SW anticlinal ridges; mud volcanos which can be isolated dispersed, or aligned in a N-S direction; basins; deformed depressions; canyons. The morphology of these domains records their recent tectonic evolution 1) NW-SE syncline depressions are intersected by NE-SW anticline ridges or faults, 2) anticline ridges are sometimes sigmoid in shape as a consequence of the E-W movement of transcurrent faults, 3) deformed crescent-shaped depressions are also due to the E-W accidents, 4) the course and the depth of the canyons can be modified according to the evolution of the domains that they traverse, and 5) the subbottom reflectors and the echofacies are disturbed along the tectonic contact between the different domains.

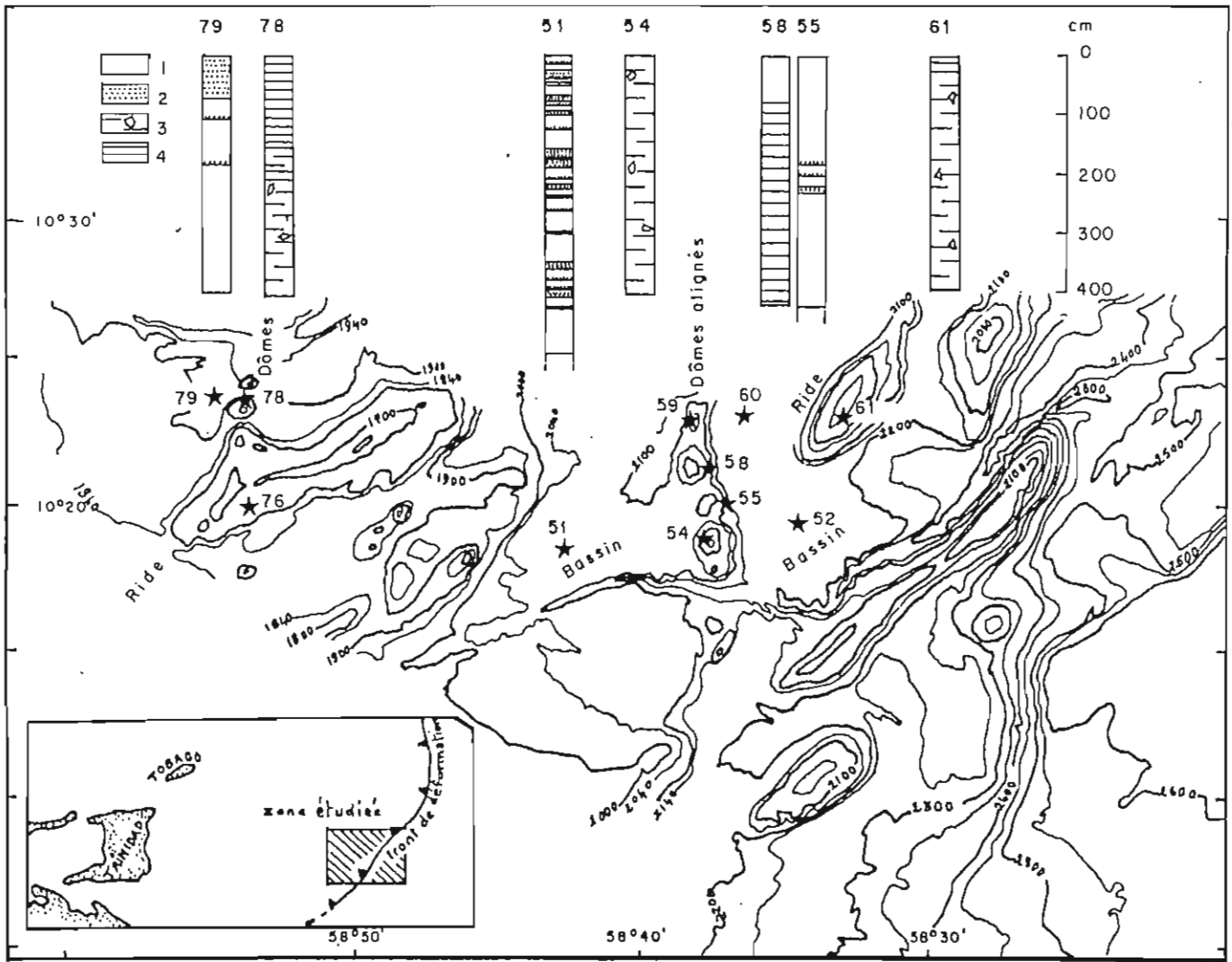
In the basin, analysis of surficial deposits highlights the dominance of pelagical calcareous mud during the Holocene and hemipelagical or turbiditic muddy and sandy sediments during the late Pleistocene. As shown by the components of the deposit sandy fraction and the clay mineral assemblage, during the Holocene, the deposits are supplied both by the Orinoco and the Amazone material, mixed with calcareous biogenic material (25-50 %) ; on the opposite, during the last Glacial period, the only major source is the Orinoco river and the carbonate contents is very low (5-10 %).

The turbidity currents flow through very young and strongly incised canyons, connected to those of the Venezuelan margin and the Orinoco River.

. On the mud volcanoes and anticlinal ridges, the mud diapiric material uplifted by tectonic is composed of silty-clayey compact mud with typical grey-lead colors, low carbonate content (5-10 %) and numerous indurated muddy pebbles. These sediments contain planktonic foraminifera late Miocene to Pliocene in age with Quaternary organisms. They are mixed with more recent sediments (late Pleistocene and Holocene mud). The clay mineral assemblages richer in smectite, allow us to distinguish diapiric mud from material derived from south American sources. Diapiric mud could be introduced into the basin deposits by gravity flows, triggered on the steep slopes of structural relief. Because of the multiplicity of the diapiric structures, we assume that they are a significant source of material for the prism's deposits.

. Evidence of bottom current activity is recorded in deposits of these structural reliefs which show ripple mark fields and erosional furrows.

. Finally, on top of the mud volcanoes and anticlinal structures, the sea floor is frequently indurated and can even be covered by concretions with irregular, or with columnar or tabular shape that range from a few centimeters to a meter high. This sediment hardening is caused by the settling of an authigenic carbonate cement as well as of a surficial iron-manganese coating. Because of the great geographical extent of these indurated bottoms, they can be considered as a major sedimentological feature of the tectonic prism, that was, until now, unknown. On these floors, live deep fauna composed of an association of sponges, Gorgonians, mussel, vestimentiferan tubes, and serpulid worms, for the main organisms. The presence of the fauna as well as that of indurated bottom can be explained by the advection of deep fluids (cold seeps) that follow active major structures. The distribution of these particular hard grounds on the south Barbados prism, documents the structures that are actually the most active and which are oriented in a NE-SW and E-W direction.



Geographic location and morphostructures; core lithology; 1, hemipelagic or turbiditic muds (recent Quaternary); 2, sandy turbidites (recent Quaternary); 3, grey-lead (Mio-Pliocene); 4, blue-green muds (?). (Faugères et al.)

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LES ALTERNANCES LAMINES CLAIRES-LAMINES SOMBRES :
RYTHMES SEDIMENTAIRES OU BIOCONSTRUCTIONS ?
STRIPED BLACK AND WHITE LAMINAE :
SEDIMENTARY RYTHMS OR MICROBIAL MATS ?

J.C. GALL, J.C. PAICHELER et P. DURINGER

Université L. Pasteur de Strasbourg et Université de Reims

Bon nombre de formations sédimentaires comportent des alternances d'épaisseur millimétrique ou centimétrique, de lamines claires à fraction détritique ou carbonatée dominante, et de lamines sombres enrichies en matière organique. De tels faciès sont fréquemment qualifiés de varves. La sédimentation serait contrôlée par le rythme des saisons, les feuillets sombres enregistrant la pluie planctonique. La matière organique y est allochtone. Des alternances analogues s'observent dans les constructions stromatolitiques. Dans ce cas, les lamines sombres résultent de la prolifération périodique de voiles algaires ou microbiens. La matière organique y est autochtone.

La distinction entre les deux processus sédimentaires, évidente a priori, se révèle à l'analyse bien moins simple. Trois exemples de formations sédimentaires permettent de l'illustrer.

1. SEDIMENTATION CARBONATEE DANS UN LAC PERMANENT

A l'extrémité orientale du fossé rhénan, au niveau du horst de Mulhouse, des calcaires lacustres d'âge oligocène présentent une alternance régulière de lamines claires, épaisses de 0,2 à 3 mm, formées de micrite associée à une fraction biodétritique et silteuse, et de lamines sombres de 0, 2 mm d'épaisseur constituées par de la micrite enrichie en matière organique. Les feuillets clairs sont liés à des périodes de forte précipitation des carbonates tandis que les feuillets sombres, moins épais, correspondent à des épisodes de productivité ralentie et à une moindre dispersion de la matière organique vraisemblablement d'origine planctonique. De telles alternances qui semblent régies par le rythme des saisons, répondent à la définition classique des varves.

2. SEDIMENTATION BIOGENE DANS DES LACS INTERMITTENTS

Durant l'Oligo-Miocène s'installent en Anatolie des lacs peu profonds dont la sédimentation est contrôlée à la fois par des apports volcano-détritiques et des accumulations biogènes (diatomites). Certains faciès consistent en une alternance de lamines claires exclusivement formées

par des frustules de diatomées et de lamines sombres où les diatomées sont accompagnées par des restes végétaux, en particulier des grains de pollen, des larves d'insectes et d'amphibiens, noyés dans une matière organique diffuse. L'épaisseur des feuillets est inframillimétrique. L'observation des lamines sombres au microscope révèle l'existence d'un feutrage de filaments vraisemblablement de nature cyanobactérienne. L'aspect varvé de la roche résulte ici d'une production phytoplanctonique périodiquement interrompue ou freinée par la prolifération de voiles microbiens au contact du fond.

3. SEDIMENTATION SILICICLASTIQUE DANS DES LAGUNES TEMPORAIRES

Dans le Buntsandstein supérieur des Vosges, le Grès à *Voltzia* correspond à une sédimentation de plaine deltaïque. Dans des étendues d'eau temporaires s'accumulaient des dépôts formés par une alternance de feuillets clairs et de feuillets sombres, épais de quelques mm à plusieurs cm. Les lamines claires constituées par des silts et par des argiles, proviennent de décharges détritiques répétées. Les lamines sombres riches en matière organique où les fossiles d'organismes aquatiques et d'organismes terrestres sont admirablement conservés, correspondent à des voiles microbiens développés à la surface du sédiment. Leur localisation aléatoire au sein des dépôts est déterminée par des épisodes de confinement des nappes d'eau.

En résumé, dans les trois exemples étudiés

- 1) les alternances lamines claires-lamines sombres naissent dans des étendues d'eau peu profondes, lacs ou lagunes,
- 2) lorsque le milieu est normalement aéré, les lamines sombres résultent de l'accumulation de la matière organique planctonique durant les périodes de ralentissement de la sédimentation,
- 3) lors des périodes de confinement de la nappe d'eau, des lamines sombres se développent par prolifération de voiles microbiens. Elles assurent le passage aux constructions stromatolitiques.

BIBLIOGRAPHIE

- DURINGER P. (1988) - Les conglomérats des bordures du rift cénozoïque rhénan. Dynamique sédimentaire et contrôle climatique. Thèse Univ. Strasbourg, 278 p.
- GALL J.C. (1989) - Le rôle biosédimentaire des voiles microbiens. Critères de reconnaissance. Bull. S.G.F. (sous presse).
- PAICHELER J.C. (1988) - Paléoécologie des milieux lacustres oligo-miocènes de la vallée du Gürçü-Dere (Anatolie-Turquie). Thèse Univ. Reims, 3 vol. 465 p.

FORMATIONS QUATERNAIRES ET TECTONIQUE ASSOCIEE ILE DE PORQUEROLLES ET DE PORT-CROS, VAR (France)

Didier-Philibert GENEY

Conservatoire du Parc National, 83540 Porquerolles
5 rue du Docteur Goujon, 75012 Paris

Introduction: Les 1254 hectares de l'île de Porquerolles s'étendent face à la presqu'île de Giens et les 650 hectares de Port-Cros face au Lavandou. Les niveaux quaternaires, transgressifs sur le socle métamorphique, sont maintenant bien étudiés et permettent la mise en évidence d'une tectonique syn-sédimentaire.

Un conglomérat marin, attribué au Tyrrhénien et proche du niveau actuel de la mer, affleure très localement à Porquerolles à l'extrémité est de la plage de la Courtade ainsi qu'au pied des falaises des Mèdes. Il scelle d'anciens accidents affectant le socle métamorphique et l'affleurement des Mèdes montre une tectonique syn-sédimentaire déformant de manière souple le conglomérat. Il s'agit donc d'un rejeu tyrrhénien et pénecontemporain au dépôt. Localement, le conglomérat est couvert d'une croûte zonale, fossilisant des paléoracines.

Le ciment du conglomérat est très bioclastique avec: Corallina, Jania, Planorbulina mediterranea, Gypsinidae acervulina sp., Pénéroplidae, Miliolidae, Mélobésiées.

Des épisodes dunaires de la phase régressive, sont représentés par des formations gréseuses (éolianites) à stratifications obliques et entrecroisées caractéristiques et des paléoracines. Ces épisodes sont localement affectés par des accidents postérieurs à l'induration déterminant des petits grabens. Ces affleurements existent à Porquerolles et à Port-Cros.

La microfaune est variée: Elphidium, Ammonia, Spirolocculina, Textularia, Discorbis, Cibicides, Sphaerogypsina, Rosalina, Miliolidés, Mélobésiées et Echinodermes.

La puissance des affleurements est variable. A Porquerolles entre un et trois mètres et à Port-Cros de dix à douze mètres. Cette différence de puissance s'explique maintenant par le fait qu'une baisse du niveau marin de l'ordre de 20 mètres fait perdre à Porquerolles son insularité, conservée à Port-Cros où le phénomène de construction dunaire peut se poursuivre, tandis qu'à Porquerolles se mettent en place d'autres formations.

Par ailleurs, le fait d'avoir retrouvé des affleurements dunaires immergés par -12mètres montre une réactivation quaternaire des accidents orientés est-ouest fracturant toute la bordure sud de l'île. Porquerolles se débite en pans entiers de falaise et les observations en sous-marin ont placé la bordure sud continentale à une dizaine de kilomètres au large. Celle-ci se matérialise par un accident majeur orienté est-ouest. Entre cette bordure et l'actuelle côte, une multitude de fractures parallèles ont été mises en évidence.

Les formations plus récentes, (omettons une croûte calcaire qui s'est révélée être un wackestone palustre à Clématites, Charophytes et roseaux, présente à Porquerolles), tels que les niveaux sablo-argileux ocre rouge, reposant localement sur l'épisode dunaire, sont déformés eux aussi par des mouvements synsédimentaires.

Les preuves d'une tectonique récente disparaissent avec les derniers niveaux tels que des paléochenaux, partiellement soliflués à leur base, mais dont la dynamique de mise en place s'apparente aux coulées boueuses (debris flow). L'éboulis terminal d'une puissance pouvant atteindre plusieurs mètres, est assimilé à un dépôt de pente dont la mise en place est facilitée par une morphologie inclinée vers le nord. L'origine des matériaux est totalement métamorphique et il est probable que le jeu des failles est-ouest ait contribué à la destruction du socle. Le début du phénomène ayant visiblement avorté est visible à la Galère mais demeure encore très contesté.

Didier-Philibert Geney: Chargé des Affaires Scientifiques pour l'Institut des Relations Diplomatiques
Membre de l'Académie des Sciences de Sicile, Député du Parlement International.

Conservatoire du Parc National 83540 Porquerolles et 5 rue Docteur Goujon 75012 Paris

CARACTERISATION CHRONOLOGIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE DES
DEPOTS RECENTS DE LA MARGE RHODANIENNE

Gensous B.*, El Hmaidi A*., Williamson D.** et Taieb M.**

* L.S.G.M. Perpignan, ** L.G.Q. Marseille Luminy

High resolution studies have been carried out on late Pleistocene and Holocene deposits cored from continental shelf front of the Rhône river. Chronological data are provided by ^{14}C datations and geomagnetic secular variations records. Lithological and sedimentological properties of transgressive and highstand deposits are presented.

La marge rhodanienne constitue un secteur propice (marge passive, mer sans marée, apport terrigène ponctuel important) à l'étude du fonctionnement d'un système sédimentaire sous l'action des variations cycliques glacio-eustatiques.

L'obtention récente de coupes sismiques haute définition en continu, de l'embouchure rhodanienne au rebord du plateau a permis de détailler l'agencement spatial des corps sédimentaires.

Parallèlement, l'étude de prélèvements par carottages a été abordé par des techniques d'approche haute résolution au niveau de l'analyse chronologique et sédimentologique.

Le calage chronologique a été réalisé, d'une part par datation ^{14}C , d'autre part par étude paléomagnétique.

Cette dernière méthode, basée sur la mesure de l'aimantation rémanente des dépôts, permet d'obtenir l'enregistrement des variations séculaires du champ géomagnétique. Généralement utilisée pour les sédiments lacustres, l'application aux dépôts récents de la marge rhodanienne a permis d'obtenir, grâce à une bonne corrélation avec la courbe de référence, un des premiers enregistrements marins des variations séculaires du champ magnétique pour la période Pléistocène sup./Holocène.

Le maillage chronologique ainsi obtenu permet d'effectuer avec précision la corrélation entre prélèvements et le calcul des bilans sédimentaires.

Les analyses sédimentologiques et géochimiques font ressortir une double évolution, latérale et verticale, en relation respectivement avec l'éloignement de la source d'apports et la remontée eustatique du niveau marin.

Pour les dépôts mis en place depuis le dernier maximum transgressif (prisme de haut niveau), il se produit une diminution rapide du taux d'accumulation de l'embouchure (30 cm/an) au pied du prodelta (90 cm/10³ans), au plateau médian et externe (20 à 5 cm/10³ans).

Les caractéristiques lithologiques et sédimentologiques évoluent parallèlement avec le passage des vases silteuses à

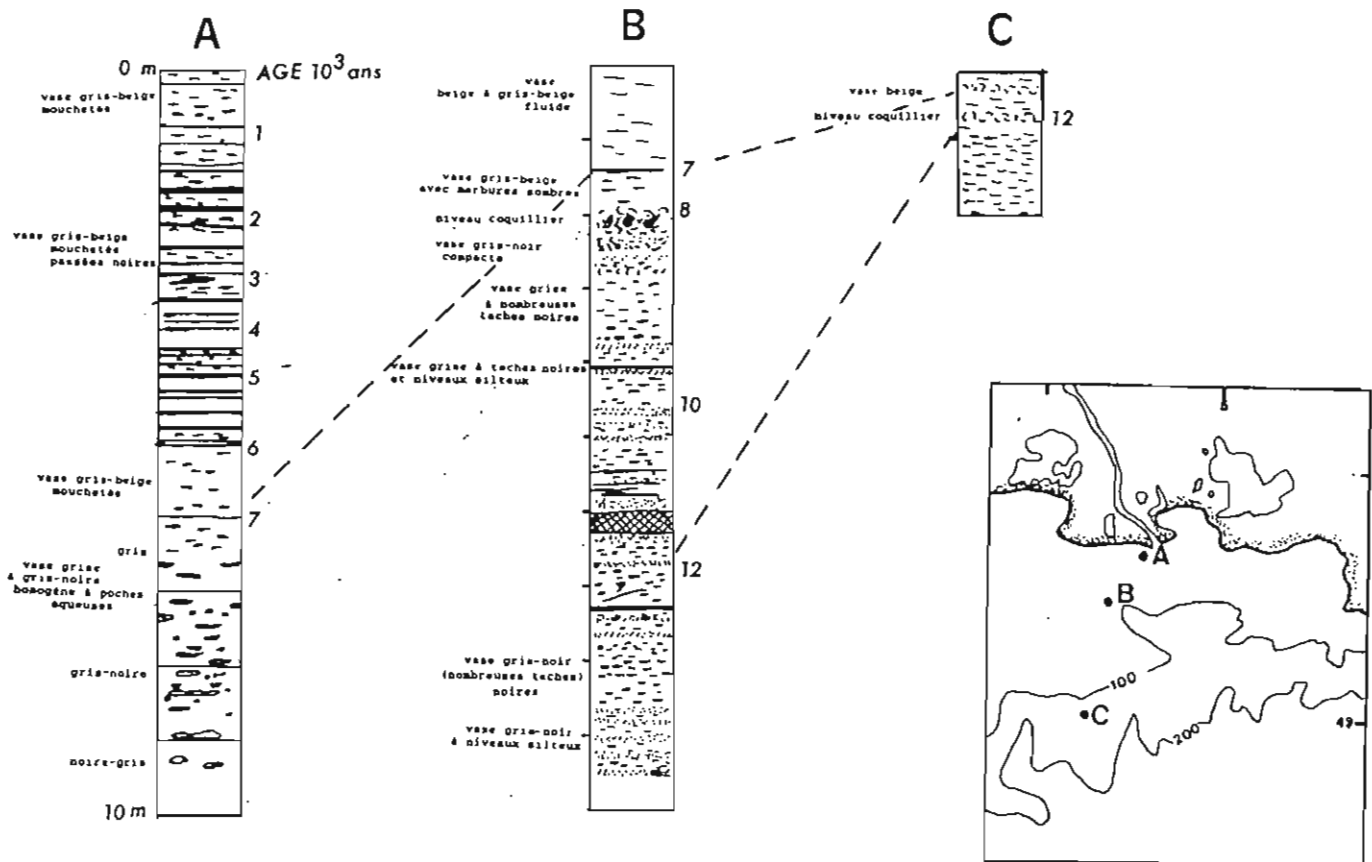
passées et/ou taches noires prodeltaïques (mode à 32-63µm, carb.35-40%, C org.0,7-1,5%), aux vases beiges circalittorales (mode à 2-4µm, carb.50%, C org.0,3-0,4%).

Conjointement aux variations latérales, se manifeste une évolution verticale ; elle est relativement continue dans les vases beiges et se traduit par un affinement de la granulométrie et une augmentation en carbonates organogènes vers la haut de la colonne sédimentaire. Dans les dépôts prodeltaïques la variabilité des paramètres est plus grande du fait du caractère pulsé des apports rhodaniens ; on constate cependant une diminution vers la surface de la fréquence des niveaux sombres. Le brusque changement lithologique intervenant à la cote -5,00 m pourrait marquer la dernière phase de remontée du niveau marin et/ou une migration latérale de l'embouchure du Rhône.

Au niveau du plateau médian, une séquence granoclassée (diminution de la fréquence des lits silteux et passage à des vases à passées noires) mise en place lors de la remontée eustatique post-glaciaire (cortège transgressif) est présente sous les vases beiges. La composition et les taux de sédimentation (90-100 cm/10³ ans) sont comparables à ceux des dépôts prodeltaïques actuels. Elle est limitée par un niveau coquillier (8000 ans B.P.), déjà signalé plus à l'Ouest et marquant un stade d'arrêt ou de ralentissement de la transgression.

Sur le plateau externe, la sédimentation circalittorale, très condensée (vases beiges) s'établit dès 12000 ans B.P..

Ces recherches sont menées dans le cadre du programme D.B.T. Thème "Messages sédimentaires et paléobiologiques".



Localisation, Chronologie et Lithologie des prélèvements.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

UTILISATION DE LA CATHODOLUMINESCENCE POUR LA MISE EN EVIDENCE
D'UNE DIAGENÈSE DOLOMITIQUE POLYPHASEE
(DOLOMIE DE MANO, JURASSIQUE TERMINAL NORD-PYRENEEN)

USE OF CATHODOLUMINESCENCE TO SHOW THE EXISTENCE OF A
POLYPHASED DOLOMITIC DIAGENESIS
(MANO DOLOMITE, LATE JURASSIC, FRENCH NORTH-PYRENEAN ZONE)

Marie-Hélène GRIMALDI

Laboratoire de Géodynamique et Modélisation des Bassins Sédimentaires. I.P.R.A.
Université de Pau. 64000 Pau.

Cathodoluminescence petrography is correlated with stadal analysis of diagenesis and trace-element concentrations of the Mano Dolomite (French north-pyrenean zone). The existence of a polyphased dolomitic diagenesis is proposed.

Actuellement, l'analyse par cathodoluminescence est couramment utilisée pour préciser les stades de la diagenèse, en particulier dans les dolomies (CANDER et al., 1988; FISCHER, 1988). AMIEUX (1982) fut le premier à appliquer cette méthode à l'étude de la Dolomie de Mano (Jurassique terminal) dans certains forages du Bassin aquitain. Sur cette formation à l'affleurement (Chaînon béarnais, zone nord-pyrénéenne), le même type d'étude permet de préciser la chronologie diagénétique établie grâce à l'analyse stadiale, qui met en évidence trois phases successives de dolomitisation par remplacement, recristallisation, puis cimentation (GRIMALDI, 1988).

En premier lieu, les différentes teintes de luminescence des éléments et de la matrice de brèches intraformationnelles portlandiennes prouve l'existence de deux phases distinctes de dolomitisation (fig. 1). La plus précoce affecte des faciès intertidaux de type mudstone (teintes de luminescence rouge brun), alors que la deuxième phase de dolomitisation s'exprime dans la matrice des brèches (teintes de luminescence rouge plus clair). Puis, dans les fractures, fissures, stylolithes et bordures de pores, les dolomites de cimentation montrent une nette luminescence rouge orangé à orangée (fig. 2). Au sein de ces dernières, trois types de cristaux peuvent être distingués, en fonction des différentes zonations intracristallines, ce qui montre l'existence de plusieurs phases de cimentation.

Ainsi, plus le stade diagénétique est tardif, plus la luminescence est vive. AMIEUX (1982) montre que la variation des teintes dépend essentiellement de la teneur en Mn (teinte proche de l'orangé pour des teneurs élevées en Mn). Or, l'analyse géochimique montre une nette augmentation des teneurs en Mn, Fe et Sr au sommet de la formation portlandienne (fig. 3). Cet enrichissement en élément-traces peut être relié à la présence de bauxites et d'altérites ante ou syn-barrémiennes, directement sus-jacentes aux dolomies dans de nombreux secteurs des Chaînon béarnais. Cet épisode, qui post-date alors la dernière phase dolomitique portlandienne, permet de proposer que l'essentiel des transformations diagénétiques qui ont affecté la Formation de Mano dans les Chaînon béarnais, se soit effectué avant le dépôt des calcaires barrémiens sus-jacents, vraisemblablement au cours de la période d'émersion fini-jurassique.

REFERENCES

- AMIEUX P.- 1982- Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 6, 2, 437-483.
CANDER H.S. et al.- 1988 - SEPM spec. Pub.n°43. 129-144.
FISCHER H.J. - 1988 - SEPM spec. Pub. n° 43. 210-219.
GRIMALDI M.H. - 1988 - Thèse de Doctorat. 472 p.

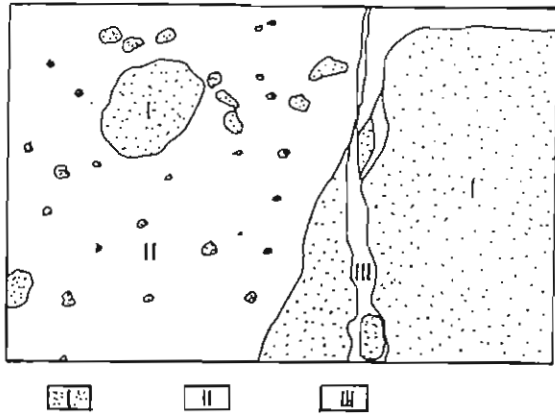


Fig. 1 - Différences de luminescence dans les brèches intraformationnelles.
 I : rouge brun (éléments)
 II : rouge (matrice)
 III : rouge orangé (fracture)

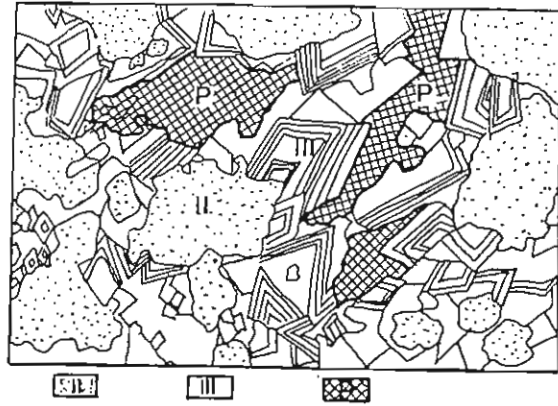


Fig. 2 - Packstone dolomitisé. Dolomites de cimentation présentant en cathodoluminescence une fine zonation intracrystalline.
 II : rouge (fantômes de grains)
 III : rouge orangé (dolomites de cimentation)
 P : porosité de dissolution

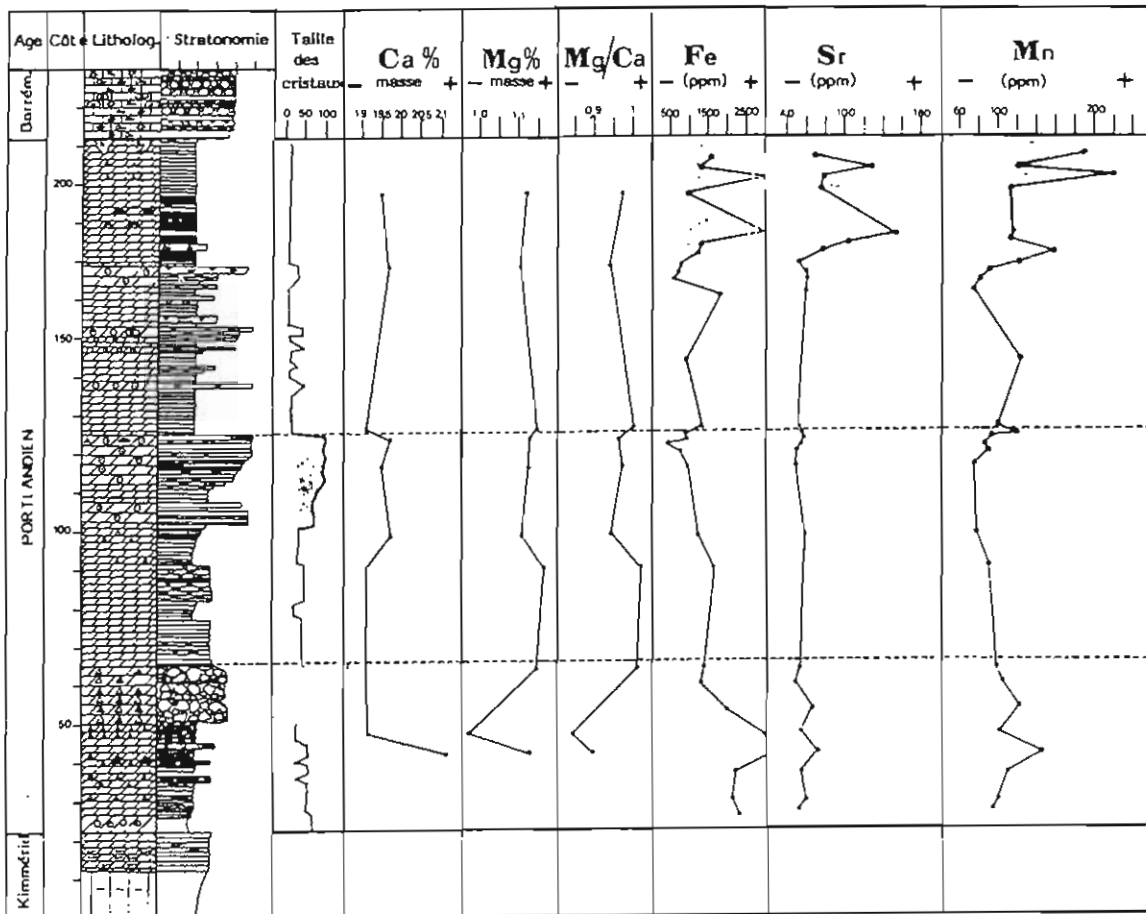


Fig. 3 - Evolution verticale des teneurs en Ca, Mg, Fe, Sr, Mn et du rapport Mg/Ca de la Dolomie de Mano dans les Chaînon béarnais (coupe de référence d'Escurets).

SEQUENCES DE DEPOTS DE LA PLATE-FORME DEVONIENNE
ARMORICAINE : un contrôle par variations du niveau
du substratum (tectonique s.l.)

François GUILLOCHEAU

Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cedex.

Un modèle intégré prédisant la géométrie des séquences de dépôts et l'architecture des ensembles lithologiques, en réponse à une variation du niveau de la mer, a été développé depuis quelques années par les stratigraphes d'EXXON et récemment publiés (WILGUS et al., 1988). Ce modèle prend en compte la vitesse (dérivé) de la variation du niveau de la mer, base d'une quantification, pour expliquer les différents types de surfaces (transgression, inondation, condensation, émergence) que l'on rencontre dans un bassin sédimentaire.

Le tracé des séquences à haute fréquence (HF, 100 Ka) et à très haute fréquence (THF, 20 Ka) dans les séquences de dépôts de durée supérieure au million d'années de la plate-forme dévonienne armoricaine, a conduit à amender le modèle des stratigraphes d'EXXON. L'intérêt de séquences à haute résolution est double.

(1) Elles permettent de mesurer la vitesse d'accumulation des sédiments.

Les séquences HF (100 Ka) constituées de cinq séquences THF (20 Ka) sont des motifs répétitifs, de nature séquentielle identiques (cyclothèmes s.l.), véritables battements cardiaques de l'enregistrement sédimentaire. Leur durée étant identique, leur variation d'épaisseur permet d'estimer les changements de vitesse d'accumulation sédimentaire.

(2) Elles permettent de reconstituer les différents stades de construction des séquences de dépôts de durée supérieure au million d'années. Les limites de ces séquences sont à quelques milliers d'années (0 à 4 Ka) près, isochrones. Les surfaces ainsi tracées jouent le rôle des réflecteurs sismiques et permettent de définir des surfaces de références paléobathymétrique connaissant l'étalement des faciès de tempêtes sur ces lignes.

Les séquences de dépôts idéales de fréquence supérieure au million d'années, sont des formes en coin terrigènes, encadrées par des niveaux condensés correspondant au développement temporaire d'une plate-forme carbonatée. Verticalement, elles correspondent à des cycles sablo-croissants dominants, puis sablo-décroissants.

L'utilisation des limites de séquences à haute résolution (100 Ka) comme surfaces de référence, montre un contrôle prépondérant de la subsidence dans la construction des formes en coin. Quatre stades sont reconnus :

- (1) une période de subsidence différentielle importante,
- (2) une période de subsidence de plus en plus faible, homogène,
- (3) une période de subsidence différentielle moins importante que (1),
- (4) une période de subsidence homogène de plus en plus faible.

Cet enchaînement s'explique fort bien par une oscillation du niveau du substratum, les périodes de subsidence maximale correspondant au maximum de vitesse de remontée (1) et de baisse (2). Dans ce modèle, le signal eustatique s'enregistrerait par des perturbations ponctuelles des apports sédimentaires et/ou des milieux de dépôts.

Les variations du modèle selon l'importance relative des différents mécanismes de variation du niveau du substratum (épirogène, "in-plane stress tectonics", subsidence) sont présentées. Une réinterprétation des systèmes de dépôts de VAIL et collab., est proposée.

**IMPORTANCE DES CONTROLES ALLOCYCLIQUES EN
EN SEDIMENTOLOGIE DE FACIES :
Le cas des dépôts de tempêtes d'Offshore.**

François GUILLOCHEAU et Michel HOFFERT
Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cedex.

Deux ordres de séquences à haute résolution ont été mises en évidence dans la plate-forme dévonienne armoricaine : des séquences à très haute fréquence (THF, 20 Ka), et des séquences à haute fréquence (HF, 100 Ka). Les séquences HF (100 Ka ; 0.5-10 m), similaires aux PACs (GOODWIN et ANDERSON, 1985), sont des séquences négatives ("shallowing-up") constituées de la superposition de trois séquences THF terrigènes (0.2-3 m) et de deux séquences THF carbonatées (0.1-0.5 m) bioclastiques "réduites".

La disposition et la répartition des sédiments de tempêtes est contrôlée au niveau des séquences THF, dont la séquence-type comporte de bas en haut :

- (1) un terme à dominante argileux se subdivisant en (1a) un niveau pélitique, (1b) des alternances strato-croissantes périto-silto-sableuses, et (1c) un banc silto-sableux peu marqué,
- (2) un terme sableux bien exprimé, à base nette, cylindrique ou positif.

Lorsque l'épaisseur des séquences THF est suffisante, ces différents termes peuvent être tracés sur au moins 50 km. Ces séquences THF résultent donc de la superposition de quatre bandes de sédiments ayant chacune un rapport sable/argile propre.

Trois associations de faciès de tempêtes correspondant chacun à un étage paléobathymétrique ont été reconnus en plate-forme (GUILLOCHEAU et HOFFERT, 1988) ; elles passent latéralement les unes aux autres à l'intérieur de ces séquences THF. Mais pour une association donnée, les figures sédimentaires caractéristiques se répartissent verticalement selon les quatre bandes de sédiments des séquences THF. Le terme (1b) est constitué d'alternances qui présentent le faciès caractéristique, mais sans HCS ; le terme (1c) est un banc amalgamé qui résultent de remaniements multiples d'où des faciès anormaux ; le terme sableux (2) débute très souvent sur un HCS reposant sur un sillon d'érosion, limite inférieure du terme sableux.

Cette répartition différentielle des figures sédimentaires s'accompagne d'une variation de vitesse d'accumulation de sédiments qui peut être appréhendée par les variations verticales de fréquence et d'épaisseur des événements de tempêtes. Le niveau (1c) correspond à une période de faible vitesse d'accumulation de sédiments, et le terme (2) à une période élevée. Ces faits peuvent être expliqués par les modèles récents de stratigraphie séquentielle (CROSS, in WILGUS et al., 1988) qui montrent qu'en réponse à une variation cyclique du niveau relatif de la mer, avec arrêt des apports sédimentaires en domaine marin lors de la transgression : (1) la vitesse d'accumulation de sédiments n'est pas constante, (2) le potentiel d'accommodation varie. Au maximum de vitesse de montée du niveau relatif de la mer, la vitesse d'accumulation est très réduite (condensation), mais l'accommodation est maximale ; au maximum de transgression, elle est normale ; au maximum de vitesse de baisse du niveau relatif de la mer, la vitesse d'accumulation est faible, et l'accommodation est minimale ; au maximum de régression, elle est élevée.

Le niveau (1b) correspond au maximum de transgression, le terme (1c) au maximum de vitesse de baisse du niveau relatif de la mer, et le terme sableux au maximum de régression.

Le développement de certaines figures sédimentaires caractéristiques des tempêtes (HCS, sillons d'érosion, lumachelles...) ne seraient pas caractéristiques d'une tranche d'eau donnée, mais de périodes particulières de vitesse d'accumulation et d'apports, contrôlée par les variations du niveau relatif de la mer.

LES SEQUENCES A HAUTE RESOLUTION (20 à 400 Ka)
DANS LES BASSINS SEDIMENTAIRES :
relais des processus autocycliques par les contrôles allocycliques.

GRUPE DE GEODYNAMIQUE SEDIMENTAIRE*

Centre de Géochimie de la Surface, 1 rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cedex

P
O
S
T
E
R

L'étude de nombreux bassins sédimentaires de sites géodynamiques variés, a permis d'individualiser systématiquement des séquences d'épaisseur métrique à décamétrique, dont la durée est de 20 à 400 Ka. Ces séquences qui sont les plus petites individualisables dans un bassin sédimentaire, sont appelés séquences à haute résolution.

En milieu marin, ce sont des séquences négatives de comblement (PACs de GOODWIN et ANDERSON, 1985) ; en milieu continental, elles correspondent aux séquences de développement d'un système fluvial (cyclothèmes des géologues du charbon, séquences d'avulsion...).

C'est à l'échelle de ces séquences (20 Ka : bassin molassique suisse, plate-forme dévonienne armoricaine ; 400 Ka : plate-forme liasique franco-nienne) que s'effectue le contrôle de la disposition des milieux de sédimentation régis par des processus hydrodynamiques autocycliques, par les mécanismes allocycliques (variation relative du niveau de la mer, apports sédimentaires...).

Les modèles récents de stratigraphie séquentielle (CROSS, in WILGUS et al., 1988) montrent qu'en réponse à une variation cyclique du niveau relatif de la mer avec un arrêt des apports sédimentaires en domaine marin lors de la transgression :

- (a) la séquence résultante est une séquence négative ("shallowing-up"),
- (b) la profondeur de décroît pas d'une manière régulière,
- (c) la vitesse d'accumulation de sédiments n'est pas constante.

Au maximum de vitesse de montée du niveau relatif de la mer, la vitesse d'accumulation est très réduite (condensation) : au maximum de transgression, elle est normale ; au maximum de vitesse de baisse du niveau relatif de la mer, elle est faible ; au maximum de régression, elle est élevée.

Au maximum de régression, les faciès les moins profonds seront donc les mieux fossilisés (faciès supratidaux carbonatés, plate-forme liasique ; faciès amalgamés à HCS ; faciès intertidaux...). C'est le maximum d'épandage des sédiments issus du continent, d'où la formation d'une "bande" de sédiments, traçable sur tout le sous-bassin. Cette bande peut constituer en épaisseur plus de la moitié de la séquence, alors qu'elle s'est déposée en un minimum de temps. C'est à cette période que s'effectuera par exemple, la dolomitisation des faciès côtiers en plate-forme carbonatée, et que se produira, dans le bassin, la resédimentation gravitaire la plus active (turbidites à haute densité, peu nombreuses, et de grand volume).

Au maximum de vitesse de baisse du niveau de la mer, le taux d'accumulation étant faible, différents faciès seront amalgamés et préservés sous des formes anomaliques. Ce faible taux d'accumulation peut induire une légère condensation, avec production de carbonates dans une plate-forme terrigène. Dans le bassin turbiditique, selon le degré de condensation, soit de nombreuses turbidites à basse densité s'amalgament les unes sur les autres, soit une turbidite carbonatée se dépose.

* F. GUILLOCHEAU, M.K. BAGHLI, P. BIRCKEL, A. CINER, M. DEYNOUX, M. HOFFERT, A. LEJAY, G. MERZERAUD, M. METTRAUX et J.N. PROUST.

CARACTERISTIQUES DU GYPSE SOUS-AQUATIQUE ACTUEL
DE LA RIA DE LA CASAMANCE (SENEGAL)

J.J. GUILLOU*, J.P. DEBENAY** et J. PAGES***

*E.N.S.G. Nancy, **Université du Maine, ***ORSTOM Montpellier

La ria de la Casamance, large de 5km à l'embouchure, s'enfonce de 250 km vers l'Est. Dans le secteur étudié, à plus de 200 km de la mer ouverte, la largeur du lit est de l'ordre de 100m et l'onde de marée y reste sensible. A la fin de la saison sèche de 1986, la concentration des eaux y a atteint de 136 à 172 ‰. Du gypse a cristallisé dans le chenal, à l'interface saumure-sédiment, sous une tranche d'eau de 1,5 à 1,8 m. Très riches en matière organique, mais dépourvus de tout tapis algaire, les sédiments support, de nature silteuse, ont une couleur noirâtre à brun-noir. Les cristaux de gypse se développent à leur surface, pénétrant de 2 à 3 mm dans la pellicule superficielle.

Ce gypse se présente sous une morphologie très différente de celle des néoformations fibreuses présentes dans les boues sursalées des rives, ou des efflorescences développées à leur surface. Ce sont des cristaux tabulaires à faces courbes, simples ou maclés, rarement associés en agrégats. L'éclat est résineux ; la couleur va du blanc au jaune verdâtre et au verdâtre. La plus grande dimension des individus, mesurée sur (001), va de 1,8 mm à quelques 250 μm . Les individus plus petits sont assez rares (tamis de maille 50 μm). Le rapport longueur sur largeur, estimée sur la face (001), est de l'ordre de 1,5 à 1,9 ; l'épaisseur, mesurée selon l'axe c, donne un rapport largeur-épaisseur de l'ordre de 1,5. Les trois types de macles, par accollement, pénétration et entrecroisement, sont présents. Les agrégats ont des formes variées, en bâtonnets ou "rose des sables". Ces cristaux tabulaires ont une face (001) très développée et des faces (010) subordonnées, souvent arrondies par développement de (111) et (103). Les individus franchement lenticulaires sont rares.

On sait que la morphologie tabulaire du gypse apparaît dans les milieux alcalins riches en matière organique. Ici, les pH mesurés en eau libre vont de 6,59 à 7 ; la teneur en matière organique dissoute est de 5 - 10 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ dans les eaux libres ; elle atteint au moins 20 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$ dans les eaux intersticielles. La

teneur en matière organique détritique des sédiments peut être supérieure à 50 % du poids sec.

Observée au M.E.B., la surface des cristaux montre des formes de croissance particulières. Alors que les figures de dissolution sont assez rares et bien localisées, les faces (001) des cristaux présentent systématiquement des cannelures longitudinales régulières, de l'ordre du micromètre. Les faces sécantes montrent des empilements ordonnés de formes arrondies isométriques. Cette morphologie est le résultat de l'association régulière de cristallites coalescents, allongés et parallèles, dont la plus grande dimension est celle de l'édifice cristallin final.

En conclusion, on retrouve certaines des caractéristiques habituelles des dépôts gypseux actuels :

- le gypse se forme à partir d'eaux d'origine marine, confinées et sursalées, de concentration égale ou supérieure à 120 ‰ ;
- la matière organique, aussi bien vivante que détritique ou dissoute, est très abondante ;
- le gypse présente une morphologie tabulaire. Celle-ci est due à un allongement des cristaux perpendiculaire à l'axe c, en relation avec l'abondance de la matière organique et d'un pH à tendance basique.

Cependant cette formation présente des traits bien originaux :

- elle se développe à la surface de sédiments constamment immergés, sous une tranche d'eau libre de 1,5 à 2 m ;
- elle apparaît en l'absence de tout tapis d'algues, ce qui la distingue des formations gypseuses intra-algaires des marais salants ;
- les carbonates manquent ; ni l'aragonite ni la calcite n'ont été décelées, même dans les fractions les plus fines ;
- tous les cristaux de gypse examinés se sont développés par l'association ordonnée de cristallites allongés, leur conférant une microstructure fibreuse originale.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE ET GEOMETRIE DES DEPOTS DE CONE ALLUVIAL ET FLUVIATILES DE LA SERIE CRETACE INFERIEUR DE BIMA ASSOCIES AUX DECROCHEMENTS N 50° SYN-SEDIMENTAIRES (BASSIN DE LA HAUTE-BENOUE , NORD-OUEST NIGERIA).

par M.Gulraud

Department of Geology and Mining , University of Jos , PMB 2084 , Jos , Nigeria.

Adress in France : Laboratoire de Tectonique , USTL , Place Eugène Bataillon , Montpellier , 34000 , France .

Abstract:

The major structuration of the Upper Benue trough directly influenced by the Precambrian structural heritage was initiated during Early Cretaceous times. The clastic Bima member deposits are of Neocomian to Upper Aptian age. The Lower Bima conglomerates are restricted along the NE-SW to NW-SE faulted basins margins and evolve towards the basins axes into braided river deposits and palustrine deposits . Depositional profiles of the different facies of the Bima members are characterized. On a regional scale , the " horst and graben" structuration controlled the overall paleocurrent pattern prevailing during Lower Bima member sedimentation . The Lower Bima detrital deposits were transported along varying directions from uplifted areas towards neighbouring sub-basins. All these observations clearly demonstrate the influence of the Early Cretaceous synsedimentary tectonics on Lower Bima deposition . According to microtectonic data and regional tectonics , the Upper Benue trough corresponds to a set of Early Cretaceous sub-basins elongated along sinistral strike-slip borders trending N40°E to N70°E (" Benue " trend) .

Résumé :

Le bassin Crétacé de la Haute Bénoué (nord-ouest Nigeria , figure 1) est structuré par des accidents d' orientation NE-SO à NO-SE . Sur des bases cartographiques et sédimentologiques , les dépôts clastiques de Bima , d' âge Néocomien à Aptien supérieur , correspondant à la base de la sédimentation crétacé sont subdivisés en trois principales formations(Bima 1 , Bima 2 , Bima 3) .

La comparaison des coupes synthétiques n° 1 à 5 (figure 2) localisées dans différentes zones du bassin met en évidence les variations importantes d' épaisseur affectant les différentes formations du Bima.

L' épaisseur de la série Crétacé est fortement réduite au voisinage des rides anticlinales de socle localisées le long des accidents d' orientation N 50° (coupe n° 2 de Kaltungo , coupe n° 3 de Burashika) alors que l' épaisseur de la série augmente au sud dans le bassin de Lamurde (coupe n° 1 Lamurde) et au nord dans le bassin de Bima (coupe n° 4 de Bima Hills). Les dépôts conglomératiques à blocs de cône alluvial de la formation inférieure des grés de Bima sont spatialement restreint aux marges faillées des sous-bassins d'orientation NE-SO . Ces dépôts conglomératiques passent latéralement vers l' axe des sous-bassins à des dépôts de grés grossiers caractéristiques d'une sédimentation fluviale à chenaux en tresse de zone sèche et à des argiles palustres . Les séquences de dépôt ainsi que les différents faciès sédimentaires définissant les différentes unités des formations de Bima sont précisés.

A l' échelle régionale , la structuration en " horst et graben " contrôle étroitement le domaine des paléocourants caractérisant la sédimentation de la formation inférieure de Bima . Les niveaux détritiques grossiers du Bima inférieur ont été déposés selon des directions de transport très variés allant des reliefs de faille aux bassins subsidés voisins. L' ensemble de ces observations démontre l'influence de la tectonique syn-sédimentaire Crétacé inférieur sur la sédimentation de la formation inférieure de Bima.

Les deux directions structurales N 50° et N 130° ont contrôlé l'évolution Crétacé inférieur du bassin de la Haute-Bénoué. Une étude microtectonique a été réalisée essentiellement le long des accidents syn-sédimentaires . En se basant sur les données microtectoniques et tectoniques , le bassin de la Haute - Bénoué est défini comme un ensemble de sous-bassins Crétacé inférieur allongés le long des décrochements N 50° syn-sédimentaires . Les sédiments des formations intermédiaire et supérieure de Bima (Bima 2 et 3) se sont déposés sur une surface d'érosion régionale soulignée par une importante discordance angulaire . Ces dépôts fossilisent la structuration syn-Bima inférieur et peuvent reposer en discordance sur tous les niveaux Bima 1 (cône alluvial , fluviale et palustre) ainsi que sur le socle précambrien (figure 2). La sédimentation des grés fins supérieurs de Bima est liée à un milieu distal fluviale en tresse de zone humide , à paléopente vers le nord-ouest.

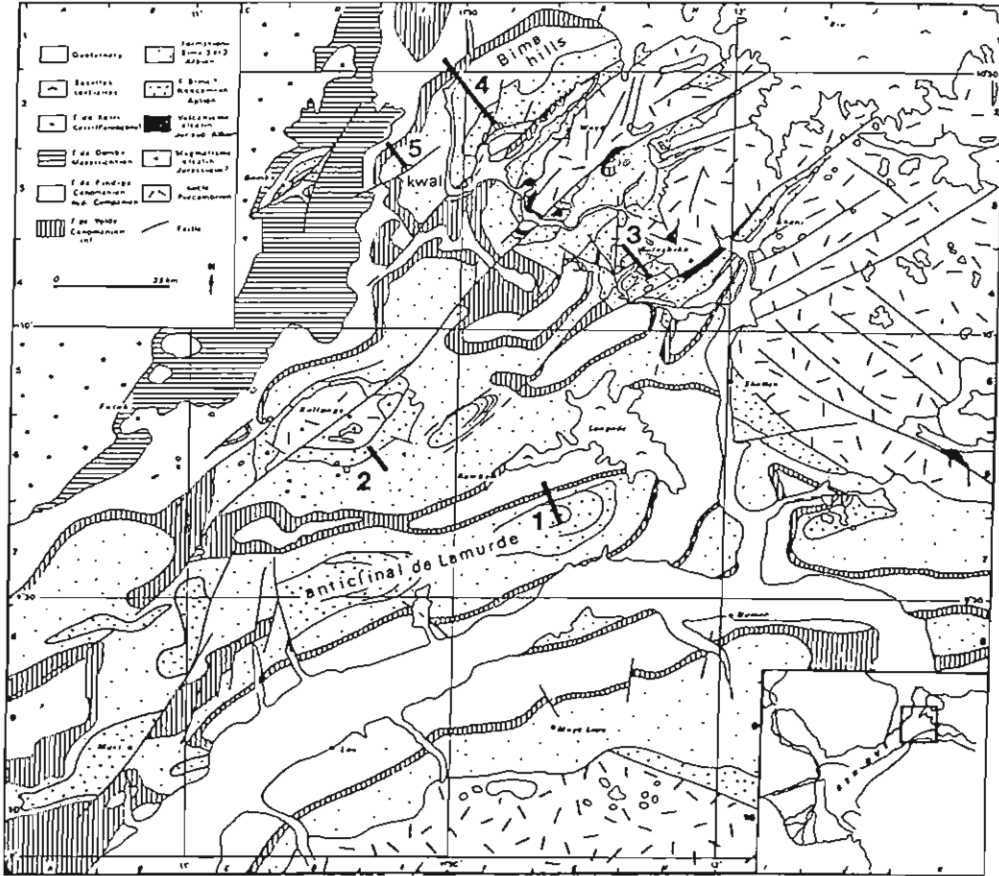


Figure 1 : Carte géologique du bassin Crétacé de la Haute-Bénoué (nord-ouest Nigeria) et localisation des coupes de la Figure 2 .

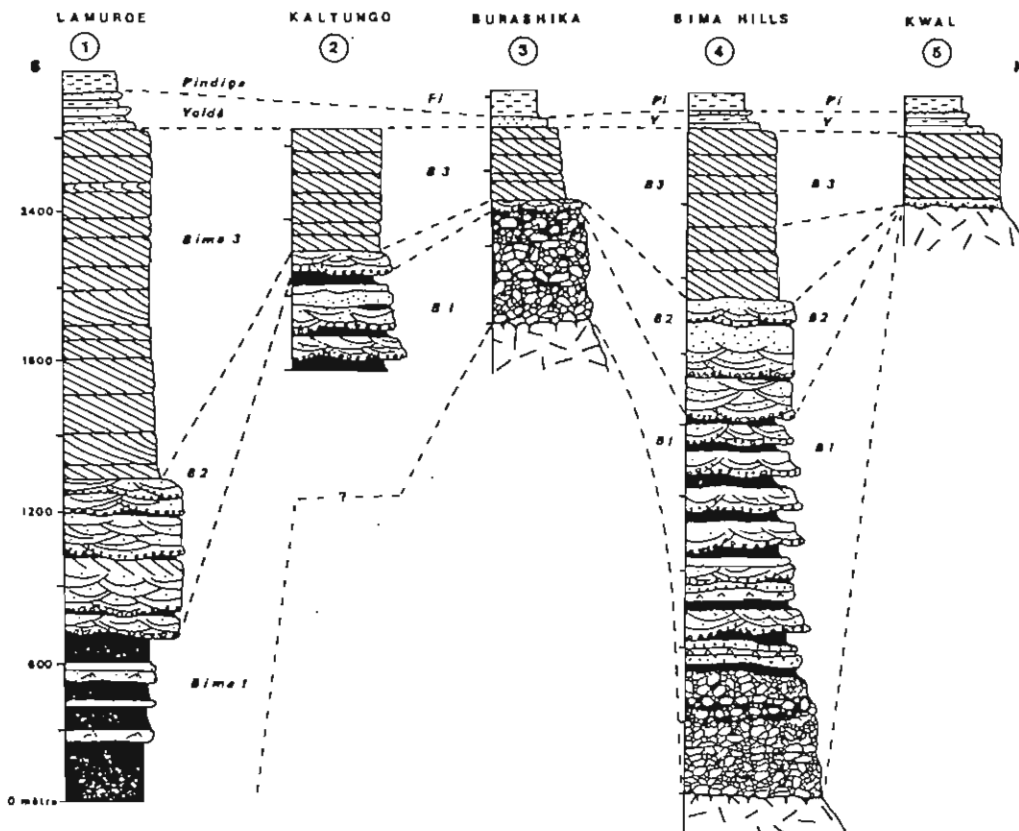


Figure 2 : Coupes synthétiques de la série Crétacé inférieur de Bima (bassin de la Haute-Bénoué , nord - ouest Nigéria).

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET MODALITES
DE COMPLEMENT DES VALLEES INCISEES
LE BURDIGALIEN DE MONTBRUN-LES-BAINS ET CHATEAUNEUF MIRAVAIL
(SE FRANCE)

L. GUY*, J.L. RUBINO⁺ et P. TREMOLIERES*

* ENSPM Rueil Malmaison, + TOTAL-CFP Laboratoires Exploration

Les synclinaux de Montbrun-les-Bains et de Chateauneuf Miravail, situés au nord du front des chevauchements Ventoux-Lure (fig. 1) sont les seuls indicateurs de l'existence d'un bassin miocène reliant la vallée du Rhône à l'ouest au bassin de Digne à l'est.

Les sédiments burdigaliens silico-clastiques ou bioclastiques s'y organisent en séquences de dépôts au sens de VAIL et al. (1987). Deux de ces séquences, la séquence du Burdigalien supérieur dans le bassin de Montbrun et la première séquence burdigalienne dans le synclinal de Chateauneuf-Miravail, sont ici comparées.

Dans les synclinaux, la base de la séquence est définie par une surface d'érosion subaérienne, voire sous-aquatique, avec creusement de vallées subméridiennes, orientées parallèlement au faisceau de failles d'Aurel et de Banon (N20°). Ces accidents qui ont joué en failles normales lors de la distension oligocène, pourraient alors avoir rejoué au Burdigalien. La profondeur du creusement des vallées est variable ; dans le synclinal de Montbrun, elle est de faible amplitude et elle ne représente qu'une brève incision intraburdigalienne ; dans le synclinal de Chateauneuf-Miravail elle est beaucoup plus importante et reflète le fonctionnement d'un système fluvial entre l'Oligocène et le Burdigalien transgressif.

Les séquences débutent par un niveau conglomératique résiduel remaniant les éléments du substratum avec une matrice bioclastique. L'incision des paléovallées est visible morphologiquement dans le paysage et peut être clairement définie par corrélation entre coupes. Ces paléovallées présentent des modalités de comblement très différentes (fig. 1) :

. A Montbrun, le comblement est exclusivement assuré par des sables bioclastiques ; ces dépôts sont marins et montrent une influence mixte (houle et marée).

. A Chateauneuf-Miravail, le comblement est de nature silicoclastique ; on observe un empilement de séquences granodécroissantes, contrôlées principalement par la marée, entre un pôle subtidal et un pôle intertidal (système estuarien).

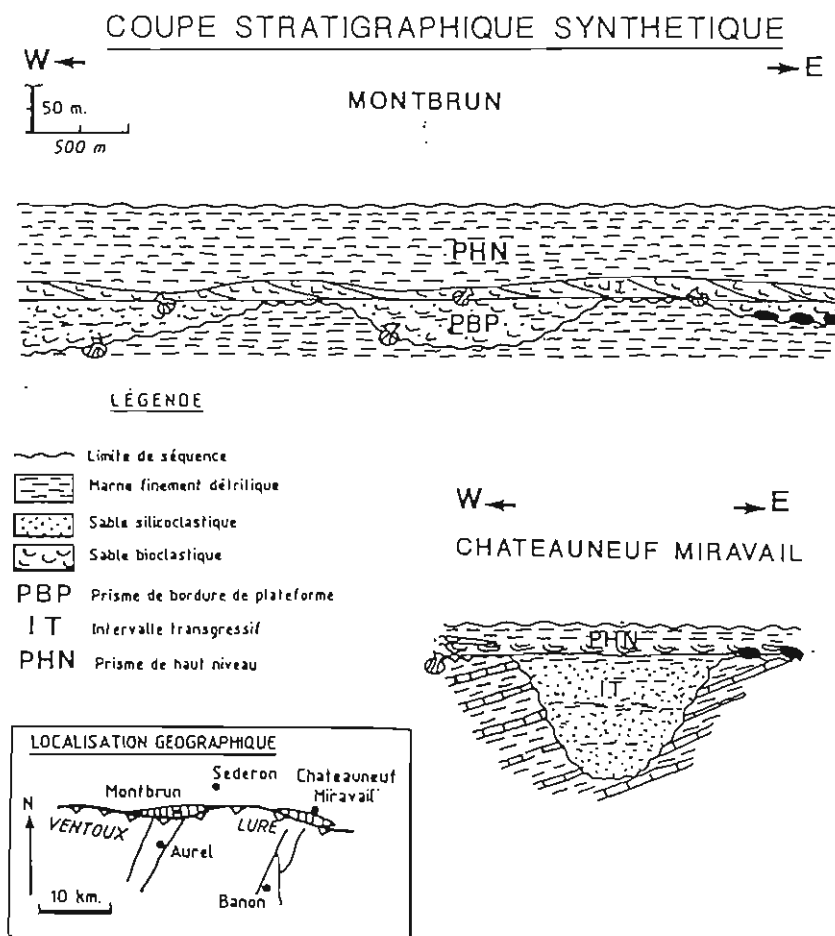
Les faciès de comblement sont scellés dans le bassin de Montbrun, par un complexe de barres tidales bioclastiques plurimétriques, alors qu'à Chateauneuf-Miravail, on passe brutalement à des faciès de plate-forme ouverte (lumachelle glauconieuse).

Enfin, le sommet de la série est constitué par une formation marneuse s'enrichissant progressivement en silts vers le haut, avant d'être de nouveau tronquée par la surface d'érosion associée à la séquence suivante. Ces marnes représentent des dépôts de plateau-continental sous la limite d'influence de la houle.

L'interprétation en terme de stratigraphie séquentielle des faciès varie d'un bassin à l'autre. Dans les deux cas, l'incision de la vallée représente une phase de creusement, mais dans le cas du bassin de Montbrun, le comblement représente le prisme de bas niveau marin (série granocroissante) alors qu'à Chateauneuf-Miravail, ce sont les dépôts directement transgressifs sur le Crétacé qui assurent le comblement de la vallée.

Le vrai système transgressif qui scelle la vallée est représenté par le complexe de barres bioclastiques à Montbrun. Dans les deux cas, la surface de transgression maximum se situe à la base des marnes avec néoformation de glauconie et bioaccumulation. Les dépôts de haut niveau marin sont représentés par les dépôts marneux.

Cette analyse montre donc que l'interprétation en terme de cortège sédimentaire est possible quelle que soit la nature des dépôts et que le comblement des vallées incisées peut être indifféremment assuré par le prisme de bas niveau marin ou par des dépôts transgressifs selon la position dans le système.



Les étapes du remplissage du bassin côtier de Tampico-Tuxpan (marge ouest du Golfe du Mexique) : Rifting, marge passive et talus progradant

Mario GUZMAN-VEGA et Jean DELFAUD

Géodynamique et Modélisation des Bassins, I.P.R.A.-C.U.R.S., Université de PAU

Sur la marge est du Mexique, en bordure du Golfe du Mexique, le bassin de Tampico-Tuxpan (fig. 1) est un bassin de marge passive dont l'histoire est liée fondamentalement à celle du Golfe du Mexique [1]. Son exploration intensive, en raison de la richesse en hydrocarbures [2] a montré un remplissage complexe avec des stades initiaux localisés dans des bassins étroits qui constituent un modèle complet d'évolution d'une marge, depuis le rifting initial jusqu'à l'extension centrifuge.

Organisation verticale : Sur la figure 2 on distingue 8 mégaséquences qui intègrent 3 systèmes tectono-sédimentaires.

- le stade de rifting, avec fossés étroits et sédiments clastique ou estran tidal, correspond aux séquences A et B (Lias à Tithonique) ;

- le stade post-rift se traduit par l'édifice d'une plate-forme carbonatée qui homogénéise tout le bassin, recouvrant les points hauts (séquence C = Crétacé inférieur) ;

- le stade d'expansion se traduit par la construction de 5 talus progradant (séquences D à H) avec dépôts pélagiques, à faune pélagique du Crétacé supérieur, surmontés de dépôts plus littoraux du Cénozoïque. Le premier système constitue l'avant-fosse de l'orogène de la Sierra Madre, le second est l'actuel talus du Golfe.

Horizontalement, le long d'une coupe E-W on reconnaît les 3 systèmes : les faciès rift sont cantonnés à des fossés "internes", la plate-forme carbonatée scelle toutes les structures distensives (ou transtensives) initiales. Puis s'édifient deux grands systèmes de talus, séparés par un profond ravinement développé entre les séquences E et G (Yprésien à Oligocène).

Interprétation : Le découpage séquentiel correspond en partie aux grandes coupures de la courbe eustatique de Haq et al. [3]. Mais la structuration globale est d'ordre tectonique : on reconnaît les 3 stades d'expansion de la Téthys de la reconquête [4] avec, en particulier les stades rift et post-rift décrits plus à l'Ouest, en domaine intraplaque, dans le Bassin de Chihuahua [5]. C'est donc la tectonique qui guide la sédimentation dans ces bassins étroits dont la coalescence donnera naissance à la marge passive du Golfe du Mexique, selon un modèle que l'on retrouve, avec un certain diachronisme, tout le long de la marge ouest de l'Atlantique, jusqu'au long du Brésil, Bassin de Demerara, S. Gouyet 1988 [6].

[1] CORDOBA D.A. et al. (1980).- *26^e Congr. Géol. Intern. Paris*, Col. 5 .

[2] VINIEGRA O.F., CAISTILLO-TEUERO C. (1970).- *AAPG Mem.* 14, 309-325.

[3] HAQ B.U., HARDENBOL J. and VAIL P.R. (1987).- *Science*, 235, 1156-1167.

[4] AUBOUIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F. et TARDY H. (1977).- *C.R. Acad. Sc.*, (D), 285, 1025-1028

[5] ORTUNO F. (1985).- *Thèse Doct. 3^e Cycle*, Univ. Pau, 350 p.

[6] GOUYET S. (1988).- *Thèse Doct.*, Univ. Pau, 374 p.

FIG.1 Bassin Tampico-Tuxpan.

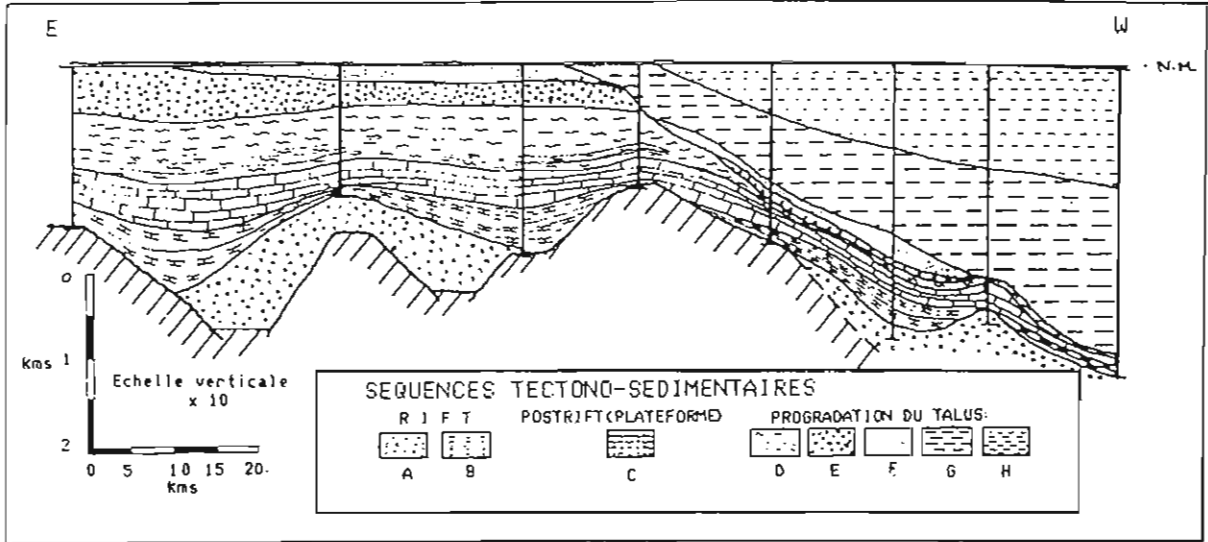
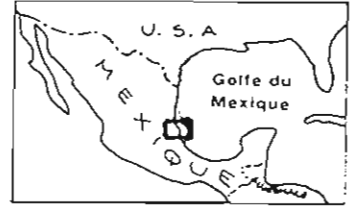


FIG.2 Coupe Geologique a travers le Bassin Tampico-Tuxpan.

MA	ETAGES	FORMATION	LOG STRATIGRAPHIQUE	FORMATION	MILIEU DE DEPOT	SEQUENCES	SEQUENCES TECTONO-SEDIMENTAIRES	SYNCHRONISME	EMPHASE	MA
2	TRIASSIEN									
3	TOPTOPIEN									
4	SEPARALLEN									
5	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL		H			
6	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL		G			
7	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL		F			
8	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL		E			
9	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL		D			
10	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL		C			
11	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL		B			
12	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL		A			
13	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
14	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
15	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
16	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
17	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
18	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
19	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
20	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
21	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
22	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
23	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
24	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
25	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
26	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
27	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
28	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
29	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
30	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
31	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
32	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
33	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
34	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
35	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
36	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
37	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
38	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
39	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
40	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
41	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
42	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
43	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
44	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
45	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
46	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
47	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
48	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
49	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
50	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
51	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
52	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
53	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
54	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
55	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
56	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
57	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
58	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
59	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
60	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
61	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
62	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
63	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
64	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
65	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
66	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
67	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
68	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
69	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
70	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
71	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
72	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
73	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
74	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
75	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
76	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
77	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
78	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
79	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
80	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
81	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
82	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
83	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
84	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
85	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
86	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
87	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
88	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
89	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
90	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
91	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
92	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
93	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
94	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
95	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
96	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
97	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
98	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
99	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					
100	ADULTIEN	MESON		MESON	INTERTIDAL					

FIG.3 Tableau des principaux evenements sedimentaires et tectoniques du Bassin Tampico-Tuxpan

**LES DISCONTINUITES SEDIMENTAIRES
DU BASSIN ANTI-ATLASIQUE ORDOVICIEN DU MAROC :
GENESE ET SIGNIFICATION DYNAMIQUE**

Naima HAMOUMI

Université Mohammed V, Rabat, Maroc

La succession ordovicienne de Zagora, située dans l'Anti-Atlas central (Maroc), comporte des dépôts particuliers tels que des grès grossiers conglomératiques, du fer oolithique ou des glauconitites. Ces niveaux particuliers coïncident avec des discontinuités majeures (rupture de milieu, de lithologie et/ou des apports sédimentaires). Leur étude sédimentologique détaillée a montré qu'ils traduisent les modifications géodynamiques du bassin au cours de la sédimentation ordovicienne :

- le développement d'un niveau de grès grossier conglomératique est en relation avec un mouvement épirogénique ou une subsidence différentielle accompagnés par une transgression dans le shoreface,
- la formation des niveaux de fer oolithique se fait par suite d'une subsidence différentielle ou d'un mouvement épirogénique accompagnés par une transgression au sommet des barres sableuses d'offshore et par une régression dans les sables argileux d'offshore médian,
- la formation des niveaux glauconieux se fait par suite d'une flexuration induite par la subsidence dans les dépôts d'offshore.

A l'échelle du bassin anti-atlasique, il y a un passage latéral entre ces niveaux. Un même évènement géodynamique se traduit donc, selon le site, dans le bassin par des réponses sédimentaires différentes.

RELATION ENTRE LA MATIERE ORGANIQUE ET LA SEDIMENTATION DU LIAS DE LORRAINE
RELATION BETWEEN ORGANIC MATTER AND LIASSIC SEDIMENTATION IN LORRAINE (FRANCE)

M.HANZO, J.ESPITALIE

Université de Nancy 1 (Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires),
Institut Français du Pétrole de Rueil-Malmaison

The organic matter is analysed (quantitatively and qualitatively), according to the paleogeographical variations, in relation to the other sedimentological parameters; in time: Lias and in space: Lorraine (eastern marge of Paris Basin). The subsidence, the transgressive phases, the confining and the coarse terrigenous supply are the determining factors.

L'étude détaillée du Lias de la bordure orientale du Bassin de Paris montre d'importantes variations de teneur et de type de matière organique. Ces variations sont confrontées à celles des paramètres sédimentologiques tels que l'énergie du milieu de dépôt, la lithologie et les biofaciès, dans le cadre des mouvements de transgression et de régression.

Les résultats de l'analyse géochimique organique (environ 600 échantillons soumis à la pyrolyse Rock-Eval) permettent de mettre en évidence les relations suivantes:

1- Quantitativement:

Il existe trois niveaux riches en matière organique, qui correspondent aux pulsations transgressives marquant le début de séquences cyclique ou klüpféliennes. Les teneurs en matière organique sont d'autant plus fortes que les faciès sont situés dans la zone la plus subsidente en Lorraine septentrionale. Que la dominante lithologique de ces niveaux soit carbonatée ou argileuse n'intervient pas sur la quantité de matière organique; en revanche, les apports terrigènes grossiers jouent le rôle de diluant de cette matière, d'où l'appauvrissement du Grès d'Hettange (variation latérale de faciès du Calcaire à gryphées) et des Argiles à Amalthées riches en siltites.

Les trois formations riches en matière organique sont:

. le Calcaire à gryphées (Hettangien-Sinemurien inférieur), à part le Grès d'Hettange;

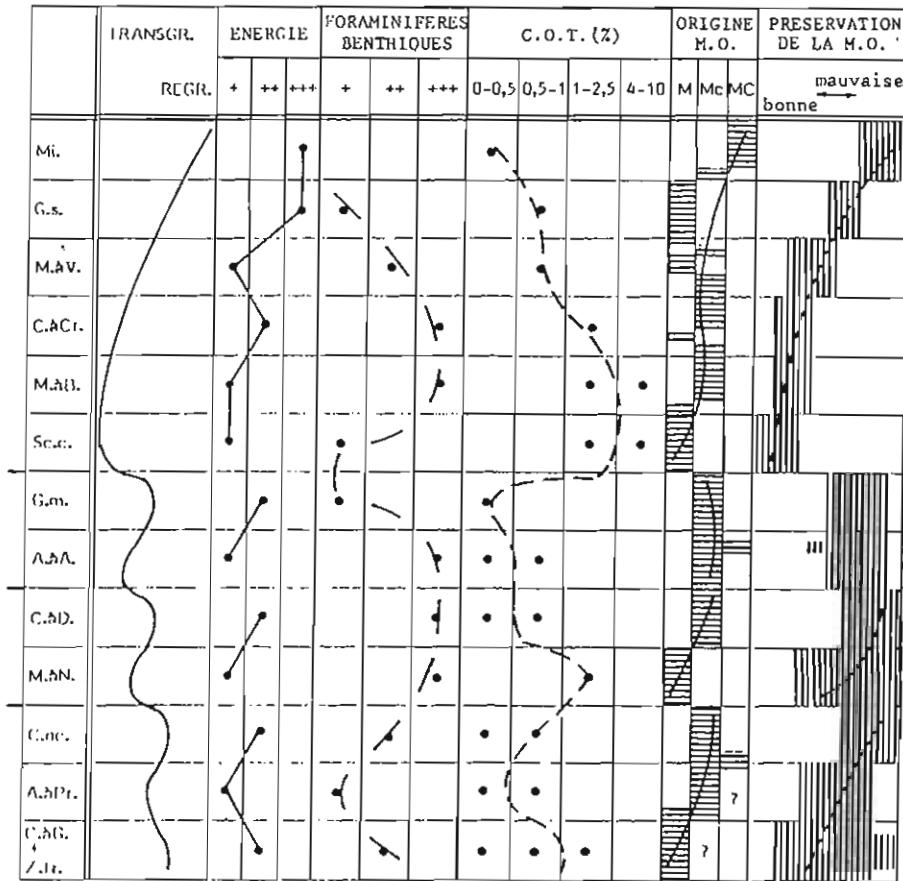
. les Marnes à Numismalis (Pliensbachien inférieur) qui n'existent qu'en Lorraine septentrionale;

. les Schistes carton et la base des Marnes à Bifrons (Toarcien inférieur) au maximum de la transgression liasique, avec les plus fortes teneurs du Lias,

accrues par le confinement du fond.

2- Qualitativement:

La matière organique est toujours immature, compte tenu du faible enfouissement de la série. Bien que toujours de type marin, elle est cependant à influence continentale, de plus en plus marquée vers les phases régressives. Elle est, de même, mieux préservée en début de séquence (lors des pulsations transgressives) qu'en fin.



Mi. = Minette
 C.s. = Grès supraliasique
 M.à V. = Marnes à Voltzi
 C.à Cr. = Couches à Crassum
 M.à B. = Marnes à Bifrons
 Sc.c. = Schistes carton
 G.m. = Grès médioliasique
 A.à A. = Argiles à Amalthées
 C.à O. = Calcaire à Davoei
 M.à N. = Marnes à Numismalis
 C.oc. = Calcaire ocreux
 A.à Pr. = Argiles à Promicroceras
 C.à g. = Calcaire à gryphées
 Z.tr. = Zone de transition

M = marine
 Mc = marine à légère influence continentale
 MC = marine à forte influence continentale

Karsts et bauxite dans la région basco-béarnaise de Tardets
(Pyrénées occidentales).

M.HOGREL-MADE, Géodynamique des Bassins sédimentaires.
Université de Pau et des Pays de l'Adour.

Alors que les cycles du Jurassique terminal et du Crétacé basal coïncident dans le Bassin aquitain avec une régression puis une transgression progressives, dans la région de Tardets, ces ensembles ne sont pas représentés. En effet, à cette époque ce secteur est émergé, et les formations jurassiques subissent alors des dissolutions karstiques localement importantes. Nous y reconnaissons les 3 types de karstification décrits dans la terminologie de COMBES (1977).

1) Le karst précoce est représenté par des figures de dissolution telles que des cavités de formes étoilées, abondantes dans les carbonates jurassiques directement sous-jacents aux dépôts crétacés, mais surtout bien visibles dans ceux situés à l'aplomb des affleurements bauxitiques existants dans ce secteur. Les cavités de dissolution y sont alors remplies d'argiles ferrugineuses parfois silicifiées, ainsi mises en relief lors de l'érosion du matériel carbonaté encaissant.

2) Le karst primaire est d'une part marqué par la présence de brèches de dissolution-effondrement qui peuvent localement avoir un développement important ("mégabrèche d'Etchebar", CANEROT, 1989). Il est d'autre part représenté par la formation de paléosurfaces irrégulières, avec des cavités plurimétriques voire pluridécamétriques, simples ou anastomosées; certaines étant ensuite comblées par des bauxites ou des argiles latéritiques. Une observation de 5 poches dans lesquelles les bauxites affleuraient bien (Béhorléguy, Andoche, Ahargou, Mont Bégousse, Irutiguty), a permis de montrer dans la mise en place de ce matériel alumineux, l'intervention de 2 mécanismes:

-le détritisme est marqué par la présence locale de matériel remanié d'origine diverse; galets de calcaire, de dolomie et de bauxite pisolithique, ainsi que des pisolithes bauxitiques et des concrétions hématitiques. Ces remaniements sont parfois soulignés par des structures fluidales.

-l'évolution in-situ du matériel s'observe à l'affleurement dans certaines poches qui présentent une évolution des faciès depuis des argilites vers une bauxite massive, soit en une seule séquence (Béhorléguy, Bégousse), soit sur plusieurs séquences (Irutiguty). Ces évolutions de faciès sont parfois accompagnées d'une évolution géochimique caractérisée par un enrichissement vertical en aluminium, avec parallèlement une diminution de la silice (Bégousse, Andoche). Néanmoins des phénomènes de resilicification du sommet des séquences sont parfois observés. Egalement témoins de cette évolution in-situ, on observe localement des néoformations d'hydroxydes de fer et d'aluminium.

Chaque poche semble en fait évoluer de façon indépendante

selon sa position sur la marge, et il est difficile de proposer un modèle type de mise en place pour ces dépôts. Il apparaît néanmoins que certaines de ces altérites aient une évolution comparable à certaines bauxites ariégeoises (COMBES, 1969; COMBES et PEYBERNES, 1987). Des argilites issues de l'érosion d'un arrière-pays altéré sont piégées sur la marge et subissent une altération sur place plus ou moins poussée en liaison avec les oscillations du niveau marin. Les argilites basques étant surtout riches en illite, il est possible d'envisager que l'altération des feldspaths des ophites ait joué un rôle important dans la bauxitisation de l'arrière-pays.

3) Le karst secondaire ou soutirage karstique post-bauxite se manifeste quant à lui par des figures variées selon l'importance du soutirage :

-localement (Ahargou) des bauxites indurées montrent des surfaces striées attribuées au glissement couche à couche lors d'un soutirage post-bauxite. Au point d'observation, le soutirage reste toutefois peu important car il n'affecte pas les dépôts crétacés sus-jacents, et ne donne pas lieu à des faciès bréchiques.

-par endroits, on observe des poches pluridécimétriques dans lesquelles des brèches à éléments de calcaires argileux sont pris dans une matrice argileuse. L'ensemble présente une structure fluidale, et l'allongement des éléments a tendance à converger vers le fond de la poche. Le soutirage est à ce stade plus important et confère au remplissage du karst un aspect chaotique.

-au Lichançumendy, un soutirage plus important ayant lieu dans des brèches de dissolution-effondrement situées sous l'épisode argilo-bauxitique, il s'effectue un mélange important du matériel situé dans le mur jurassique, avec localement une infiltration des argiles bauxitiques, voire même un léger soutirage des dépôts gréseux de la base de la couverture crétacée. Il semble que ce type de soutirage ait agi de manière plus importante au sud des affleurements actuels des chaînons calcaires, expliquant localement dans les séries jurassiques, la présence de placages de brèches résultants d'un soutirage s'effectuant au début du Crétacé à la verticale d'affleurements aujourd'hui érodés.

Références bibliographiques :

CAMEROT J. (1989).- Rifting éocrétaqué et halocinèse sur la marge ibérique des Pyrénées occidentales (France). Conséquences structurales. Bull. Centres Rech. Explo. Elf Aquitaine, 13,1, p.87-99, 7 fig., 2 pl., Boussens, 2 juin 1989.

COMBES P.J. (1969).- Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). Thèse de doctorat d'état. Montpellier, Mém. CERGH, t. III-IV, 1 vol., 375p.

COMBES P.J. (1977).- Observations et remarques sédimentologiques, paléogéographiques et géographiques sur les bauxites du troisième horizon de la zone du Parnasse (Grèce). C. R. Ac. Sc. Paris t. 284, p.871-874, série D, 14 mars 1977.

COMBES P.J. et PEYBERNES B. (1987).- Les altérites et les brèches des Pyrénées basco-béarnaises liées à l'évolution polyphasée de la marge passive nord-ibérique au Jurassique et Crétacé inférieur. C. R. Ac. Sc. Paris t. 305, série II, p.49-54, 1987.

HOGREL-MAOE M. (1988).- Les types de sédimentation bréchiqne dans les chaînons calcaires jurassico-crétacés de la zone de Tardets (Pyrénées Atlantiques). Relations avec la dynamique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Thèse de l'Université de Pau, 2 vol., 566p.

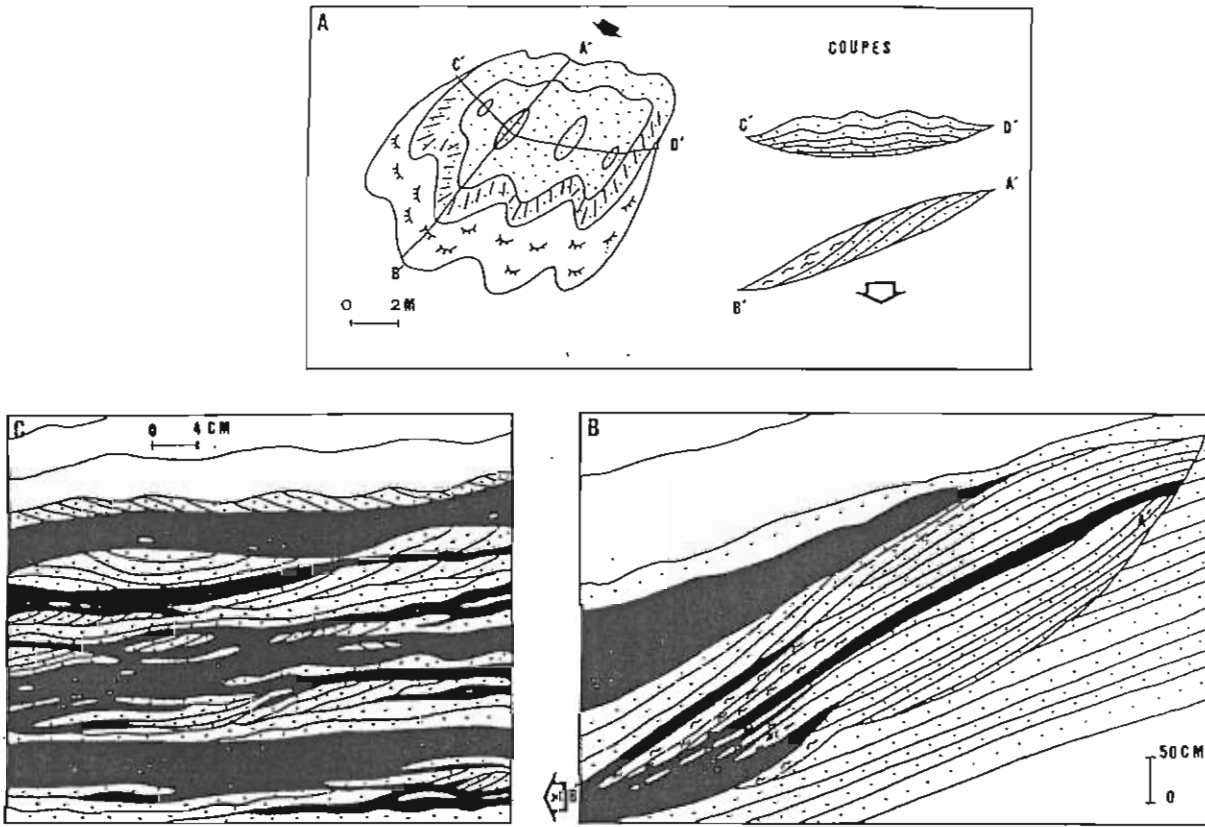


FIG. 1 : Détail du corps gréseux au niveau de Y5 dans la coupe de Sidi Okba.
 (A) : corps gréseux à base concave et sommet sigmoïde. (B) : coupe A' B', passage latéral grès - siltites - argilites. (C) : détail de B au niveau du contact grès - alternance siltites - argilites.

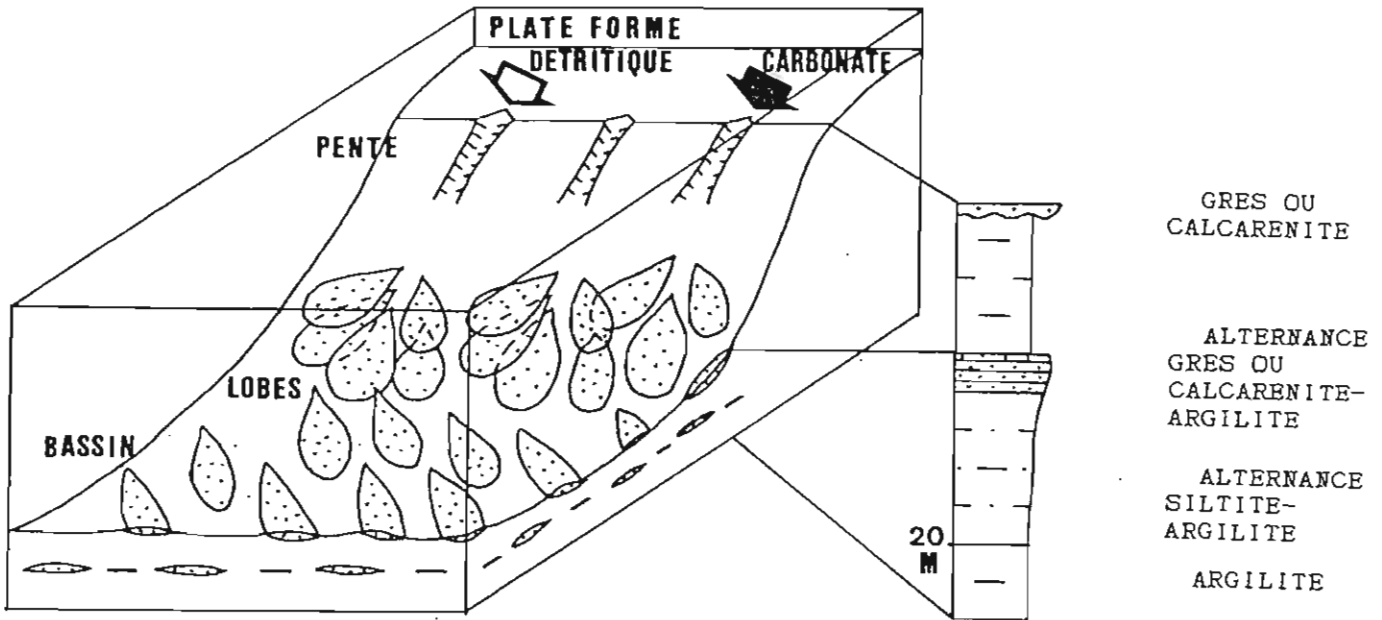


FIG. 2 : Reconstitution des lobes turbiditiques grésocarbonatés et silto-argileux du Carbonifère Marocain.

TECTONIQUE DISTENSIVE ET VALLEES SOUS-MARINES
DU CRETACE VOCONTIEN (S.E. France)

CRETACEOUS EXTENSIONAL TECTONICS AND SUBMARINE VALLEYS
IN THE VOCONTIAN BASIN (French Southwestern Alps)

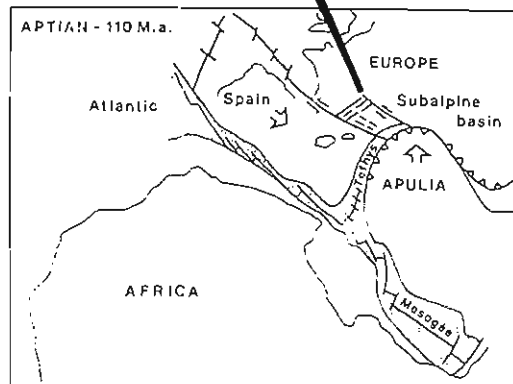
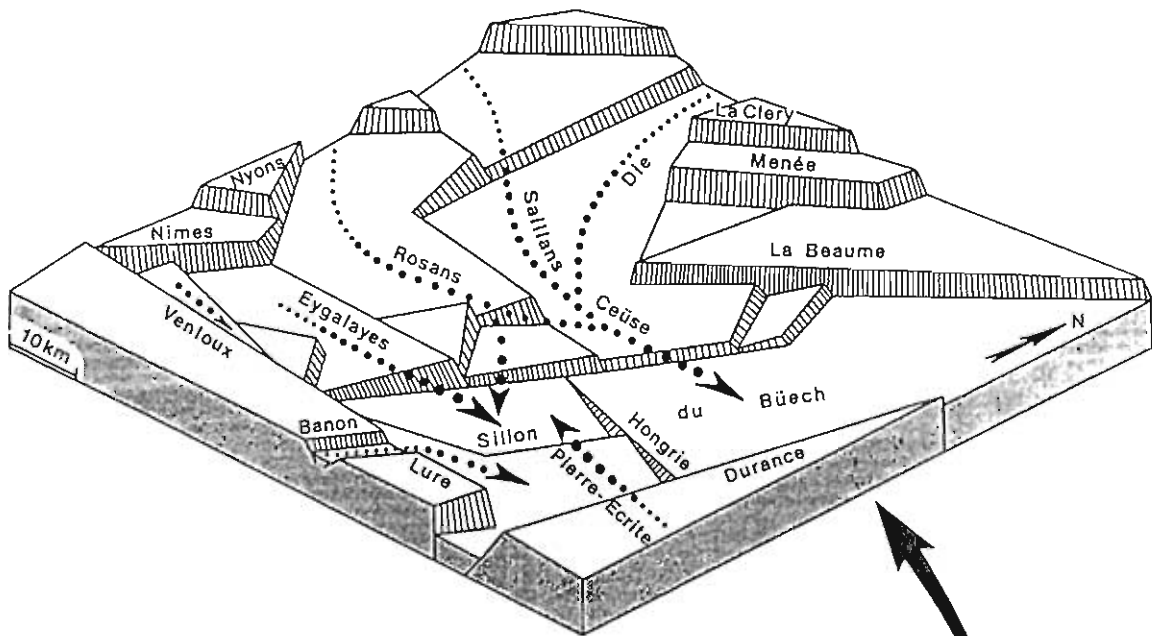
P.JOSEPH¹, B.BEAUDOIN², G.FRIES³ and O.PARIZE²

¹BEICIP, ²Ecole des Mines de Paris, ³SNEA(P)

P
O
S
T
E
R

Abstract : From Tithonian to Albian, extensional tectonics in the Subalpin Basin induced the activity of multi-directional tilted blocks which controlled the location of several submarine valleys : the valley axes systematically correspond to the lower part of the tilted blocks.

Extensional tectonics result from the senestral drift of Iberia with respect to Europe along the North-Pyrenean transform zone, during the early opening stages of the Bay of Biscay and the Iberian margin ("Atlantic" rifting).



Au Crétacé inférieur, le Bassin vocontien, extrémité occidentale du Bassin subalpin, est structuré par un réseau complexe d'accidents "cévenols" NE-SW et d'accidents "provençaux" E-W à NW-SE.

Du Tithonique à l'Albien, ces accidents distensifs induisent le jeu répété de blocs multidirectionnels (cf.figure), qui contrôlent la progradation des plate-formes et le fonctionnement de plusieurs vallées sous-marines parallèles, incisant la pente sédimentaire et alimentant le bassin en dépôts gravitaires carbonatés ou argilo-gréseux (slumps, debris-flows, grain-flows, turbidites ; P.Joseph et al., 1989) :

- les vallées sous-marines (Die, Saillans-Ceüse, Rosans, Eygalayes, Pierre-Ecrite) correspondent systématiquement aux parties abaissées des blocs basculés, les dépôts gravitaires longeant les principaux accidents limites de blocs.
- dans une même vallée sous-marine, le remplissage s'effectue d'aval en amont, par empilement progressif des dépôts gravitaires.
- les vallées sous-marines s'encaissent en canyons lors du franchissement d'une crête de bloc basculé (Ceüse, Pierre-Ecrite)
- les vallées sous-marines évoluent ensuite en épandages non chenalisés ou en véritables cônes sous-marins (Berriasien, Aptien) dans la partie la plus profonde du dispositif tectonique (Sillon du Buech).
- les noeuds de certains accidents majeurs initient un diapirisme synsédimentaire, qui bloque vers l'aval les vallées sous-marines ; celles-ci passent alors d'un bloc basculé à un autre, ou se séparent en plusieurs branches (vallée de Rosans).

Le Bassin subalpin, d'orientation NE-SW au Jurassique, prend au Crétacé une forme losangique caractéristique, due à l'intersection des accidents "cévenols" NE-SW et des accidents "provençaux" E-W (cf.figure) : la première famille est directement issue du "rifting" téthysien jurassique ; la seconde résulte vraisemblablement d'une extension due à la dérive senestre de l'Ibérie par rapport à l'Europe le long de la zone transformante Nord-Pyrénéenne, lors des premières étapes de l'ouverture de la marge ibérique et du Golfe de Gascogne ("rifting" atlantique : P.C. De Graciansky, 1987).

Ce dispositif structural fonctionne jusqu'au Cénomaniens, marqué par un changement du régime des contraintes (transpressif voire compressif), lié au début de la convergence Afrique/Europe et à la progressive fermeture du Bassin subalpin.

P.JOSEPH et coll., C.R. Acad. Sci. Paris, 1989, sous presse.

P.C. DE GRACIANSKY et coll., C.R. Acad. Sci. Paris, 305, série II, 1987, p.711-713 ; Bull. Soc. Geol. Fr., (8), III, 1987, p. 1211-1214.

LES MODELES NUMERIQUES D'EVOLUTION DE BASSIN :
UN NOUVEL OUTIL POUR L'EXPLORATION PETROLIERE

BASIN EVOLUTION NUMERICAL MODELLING :
A NEW TOOL FOR PETROLEUM EXPLORATION

P.JOSEPH, P.Y.CHENET et B.TAUPIN

BEICIP

Abstract : Since several years IFP/BEICIP have developed numerical models which allow to simulate the geological, geochemical and hydrodynamical phenomena occurring in a sedimentary basin.

These models provide a better understanding of the basin history and a consistent valuation for the hydrocarbon generation/migration/accumulation system.

La technologie informatique permet actuellement de simuler mathématiquement les divers phénomènes géologiques, géochimiques et hydrodynamiques intervenant au cours de l'histoire d'un bassin sédimentaire (Doligez et al., 1986).

Ces modèles numériques permettent de :

- reconstituer les géométries successives et donc l'histoire structurale du bassin (modèle "BACKSTRIPPING") en prenant en compte les phénomènes de compaction et d'érosion.
- caractériser le comportement cinétique des roches-mères à partir de mesures de laboratoire ROCK-EVAL (modèle "OPTKINI") afin de prédire leur capacité de génération d'hydrocarbures en fonction du temps et de la température.
- calculer au cours des temps géologiques l'état thermique du bassin et quantifier la génération des hydrocarbures dans les roches-mères (modèle "MATOIL").
- simuler l'expulsion et la migration des fluides (eau et hydrocarbures) des roches-mères vers les pièges potentiels par le biais du calcul des pressions, des saturations en hydrocarbures et des vitesses d'écoulement (modèle "TEMISPACK").

Les modèles numériques prennent en compte l'interactivité des différents phénomènes de génération/migration, ceux-ci étant fortement couplés (par exemple la génération des hydrocarbures et l'expulsion des fluides modifient les pressions et donc le degré de compaction des sédiments et la géométrie même du bassin).

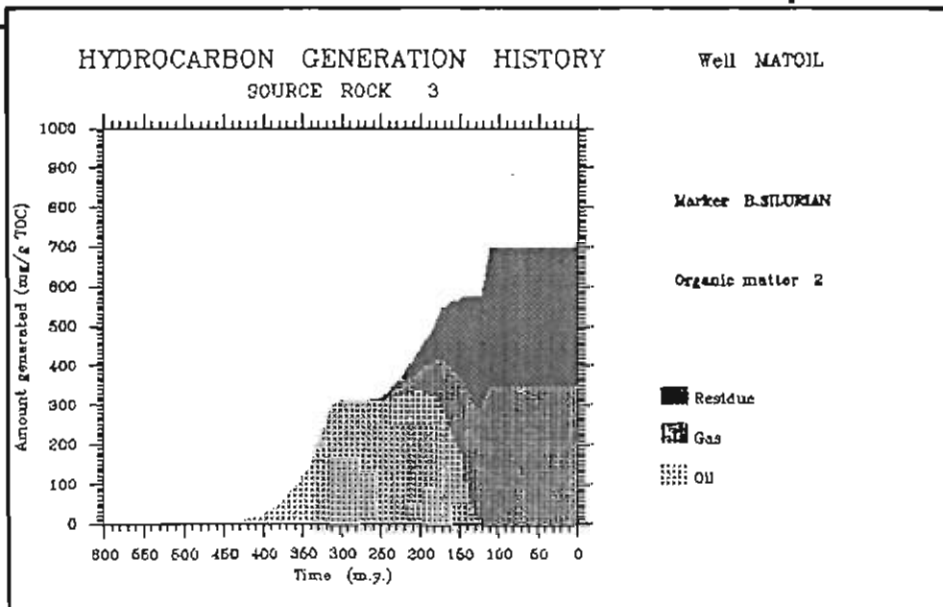
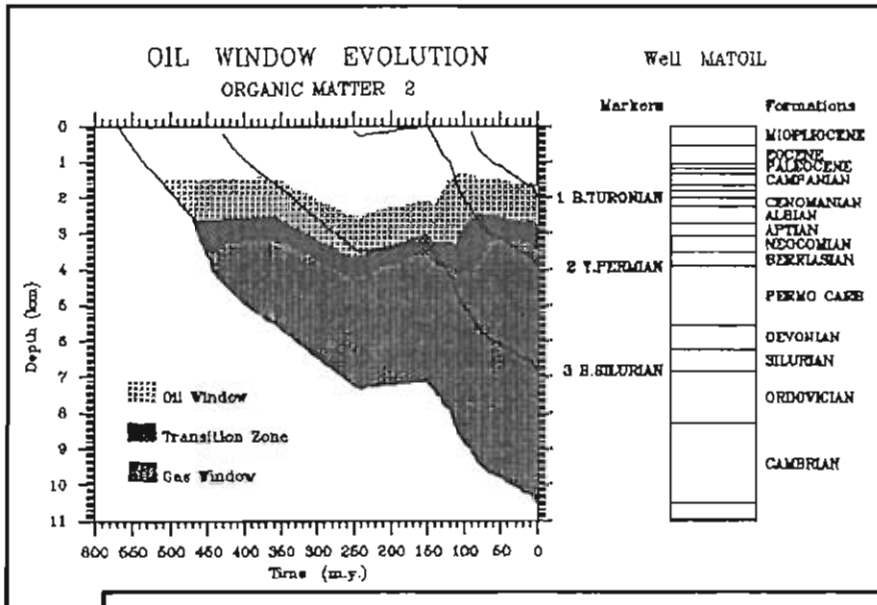
Ils permettent également de comparer l'âge de la formation des structures tectoniques et l'historique de la génération des hydrocarbures (cf. figure) : en effet un prospect ne peut être considéré comme valable que dans la mesure où les structures pièges ont pu être alimentées par une source d'hydrocarbures.

Après validation des simulations aux points de contrôle (puits déjà forés), les modèles numériques permettent de proposer des fourchettes de prédiction quantitatives concernant les quantités générées d'hydrocarbures et les quantités piégées dans les structures.

Leur principal intérêt réside dans la possibilité de tester un grand nombre d'hypothèses en un temps réduit, et ainsi de cerner rapidement les facteurs clés de l'exploration du bassin.

Par leur intégration nécessitant une synthèse des données, ils facilitent le dialogue entre géologues, géophysiciens et géochimistes, en leur permettant d'acquérir une meilleure compréhension des phénomènes géologiques qui se produisent dans le bassin et en leur fournissant un schéma géologique cohérent du système génération/accumulation des hydrocarbures.

DOLIGEZ B., BESSIS F., BURRUS J., UNGERER P., CHENET P.Y., (1986). - Integrated numerical simulation of the sedimentation, heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in a sedimentary basin. In J.Burrus (ed), Thermal modelling in sedimentary basin, Technip ed, 173-195.



Sédimentation de la matière organique dans un contexte hypersalin: Le système lagune/sabkha d'Abu Dhabi (E.A.U.).

Sedimentation of organic matter within an hypersaline environment: Abu Dhabi (UAE)

Fabien Kenig *, Robert Boichard **

*I.F.P. 1 et 4 Ave de Bois Preau 92506 Rueil Malmaison Cedex

**TOTAL C.F.P. 228 Ave du Haut Levêque 33605 Pessac Cedex

Abstract: In the Abu Dhabi lagoon/sabkha recent sedimentary system, three types of organic matter producers are involved in the sedimentary processes: microbialite, *Avicennia* mangrove, lagoonal seaweeds. It implies the existence of three different surface organo-sedimentary facies. These facies were found in the buried sediments of the sabkha. An organo-sedimentary sequence of the lagoon/sabkha system is defined. The distribution and preservation potential of the organic matter involved is discussed in terms of depositional environment and of location within the sequence.

** Le système actuel lagune/sabkha d'Abu Dhabi est le résultat d'une transgression holocène (7000 ans B.P.) puis d'une régression relative commencée 5000 à 4000 ans B.P.(1) et toujours active maintenant. Le système actuel, formé d'une lagune carbonatée protégée par des îles barrières, est associé à une sabkha. Cette sabkha se forme par progradation centripète du domaine intertidal depuis les îles barrières et la côte continentale aux dépens du lagon. Elle est le siège du développement des évaporites et d'une intense diagénèse précoce. La salinité moyenne dans la lagune est de 60 % et peut atteindre 280 % dans les chenaux de drainage de la sabkha. Trois producteurs de matière organique peuvent être observés dans le système actuel et sont associés aux processus sédimentaires: les microbialites, la mangrove à *Avicennia*, et les herbiers lagunaires.

Les microbialites: Elles sont formées par l'alternance de lamines cyanobactériennes et de lamines minérales. Les microbialites se développent dans le domaine intertidal supérieur et forment autour de la lagune une "ceinture" qui peut atteindre plus de 20 kilomètres de long et 1.5 kilomètres de large. Cette ceinture est constituée par divers types de microbialites dont la classification sur des critères morphologiques a déjà été entreprise (2) (3). Nous ne considérons dans cette étude que les microbialites dont le potentiel de préservation est important. Elles représentent entre 30 et 60% de la ceinture de microbialites selon les zones. La minéralogie des microbialites évolue depuis un pôle carbonaté vers un pôle gypseux depuis la lagune vers l'intertidal supérieur. Les teneurs en carbone organique (Carbone Organique Total -C.O.T.) varient entre 0.5 et 8% en fonction de l'environnement de dépôt et des minéraux associés. Le type de minéral associé et son abondance, fonction de l'environnement de dépôt, contrôlent les conditions géochimiques d'enfouissement et donc le potentiel de préservation.

La mangrove à *Avicennia*: La mangrove, dite Black mangrove est exclusivement formée d'*Avicennia marina*. Elle se développe dans le domaine intertidal moyen. Les conditions de salinité dans la lagune sont actuellement trop fortes pour permettre un développement important de la mangrove. Celle-ci est donc peu dense et ne forme pas un sol. Seuls les troncs et le réseau racinaire à pneumatophores sont conservés.

Les herbiers de lagune: Les herbiers (*Halodule* et autres espèces) se développent dans la lagune en domaine infratidal. La teneur en carbone organique des sédiments de surface en zone couverte par les herbiers varie entre 1 et 2,5%. En dehors des zones couvertes par les herbiers, la teneur en carbone organique des sédiments lagunaires est très faible (< 0.5%). La présence de matière organique dans les sédiments lagunaires infratidaux est liée à la présence des herbiers. Le transport de la matière organique est donc faible.

** La matière organique produite par les trois précurseurs est incorporée dans le sédiment *in situ* et trois faciès organo sédimentaires sont formés. Dans cet environnement, l'accumulation de matière organique crée des sites de réduction des sulfates.

La progradation centripète du domaine intertidal sur la lagune permet la fossilisation du système actuel régressif dans la sabkha et donc l'enfouissement des faciès organo-sédimentaires. Ceux-ci ont pu être observés le long de canaux coupant la sabkha sur plus de huit kilomètres parallèlement au sens de progradation.

Les coupes réalisées le long des canaux ont permis l'établissement d'une séquence organo-sédimentaire virtuelle, de 2 mètres d'épaisseur, rassemblant les faciès organiques des séquences transgressives et régressives fossilisées et les sédiments éoliens et évaporitiques typiques de la sabkha.

La séquence transgressive est de faible épaisseur (≤ 50 cm). Les microbialites (COT=2.3%) et le sol de mangrove (COT=4%), qui se développent sur des sédiments du Pléistocène, sont protégés de la croissance des évaporites par la salinité décroissante des sédiments qui les recouvrent, mais sont intensément bioturbés. Ils perdent ainsi la moitié de leur épaisseur. Leur distribution est pauvre et influencée par les variations

topographiques du substrat Pléistocène. Dans cette séquence, les microbialites et le sol de mangrove n'ont jamais été observés ensemble.

La séquence régressive (~ 120cm) est constituée de quatre membres: (I) un sédiment lagunaire à herbier (COT<1%); (II) des sédiments lagunaires et de la zone intertidale basse à faible teneur en carbone organique (TOC ≤ 0,6%); (III) un sol de mangrove bien formé de 30 centimètres d'épaisseur (TOC ≤ 10%); (IV) une microbialite sur 40 centimètres d'épaisseur en moyenne (COT variant entre 0,5 et 2,5%). Le sol de mangrove et les microbialites ne sont respectivement que peu ou pas bioturbés, protégés par la salinité croissante de l'environnement de dépôt des sédiments qui les recouvrent. La partie supérieure de la séquence régressive est altérée par la croissance des évaporites (gypse et anhydrite) et ceci d'autant plus que le sommet de la séquence est formé par le pôle gypseux des microbialites.

La présence de sols de mangrove riches en matière organique dans les séquences transgressives et régressives permet de supposer une évolution récente des conditions écologiques liée à une variation climatique ou à un changement de la morphologie du milieu.

Conclusion. Trois types différents de matière organique sont incorporés dans les sédiments du système lagune/sabkha d'Abu Dhabi dans des environnements variés. La distribution et le potentiel de préservation de ces matières organiques, présentes dans les séquences transgressives et régressives, sont variables et peuvent être discutés en termes de milieu de sédimentation et donc de position dans la séquence organo-sédimentaire définie.

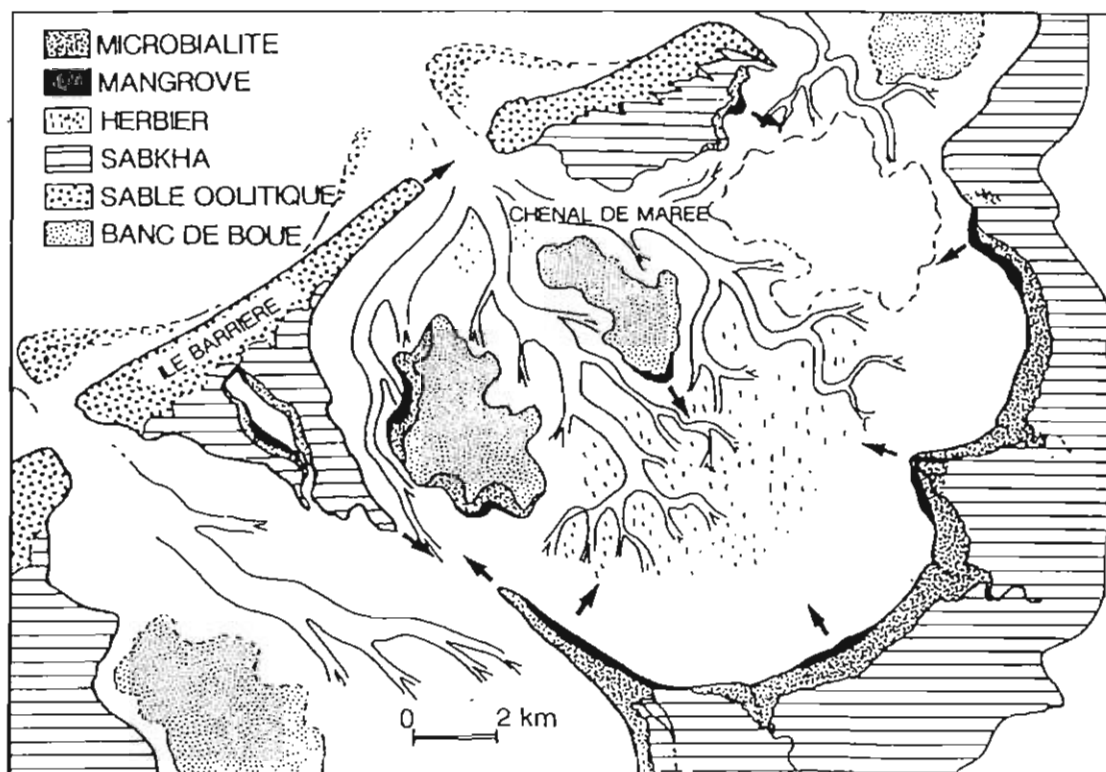
(1) EVANS G., SCHMIDT V., BUSH P. & NELSON H. (1969) Stratigraphy and Geologic History of the Sabkha, Abu Dhabi, Persian Gulf, *Sedimentology*, 12, 145-159

(2) PARK Robert k. (1977) The Presevation Potential of some Recent Stromatolites. *Sedimentology*, 24, 485-506

(3) KENDALL C. G. & SKIPWTH P.A. (1968) Recent Algal Mat of a Persian Gulf Lagoon, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol 38, 4, 1040-1058

Carte schématique de la répartition des producteurs de matière organique dans le système lagune/sabkha d'Abu Dhabi (E.A.U.)

(Les flèches représentent le sens de progradation du domaine intertidal et donc de la sabkha)



Bancs coquilliers et bancs sableux en baie du Mont-Saint-Michel : dynamique et évolution

par

Claude LARSONNEUR

Laboratoire de géologie marine
Université de Caen - 14032 Caen Cedex

Les vastes grèves de la baie du Mont-Saint-Michel présentent une grande diversité de bancs sableux et de bancs coquilliers dont la dynamique est principalement contrôlée par les houles alors que la distribution générale des sédiments répond à des gradients granulométriques liés aux courants de marée qui s'amortissent du large vers la côte.

Dans la partie méridionale, d'importantes concentrations coquillières conduisent à la formation de longues barres de déferlement hectométriques qui s'accumulent sur le schorre en trains successifs. De section dissymétrique, le versant abrupt faisant face au rivage, l'amplitude est de l'ordre du mètre et les extrémités sont modelées en crochet. Parallèlement, sur l'estran, s'observent des bancs bioclastiques, de hauteur plus faible (10 à 30 cm) et constitués d'un sable moyen à grossier mêlé de quelques coquilles entières. Ces corps sédimentaires se déplacent lentement vers le haut de l'estran à une vitesse de 30 à 100 m/an qui s'amortit aux abords du schorre. Les mouvements sous l'action des houles les plus fortes s'accompagnent de fusions et d'un accroissement en épaisseur, par conséquent en volume, avec concentration des coquilles entières. La durée du transit sur les grèves est de 10 à 20 ans et les apports annuels sur le haut estran sont estimés à 8.500 m³. Ainsi contribuent-ils aux progrès de la sédimentation supratidale.

A l'Est, le littoral sableux bordé de dunes est exposé aux houles de secteur ouest qui engendrent d'importantes érosions au Sud de Saint-Jean-le-Thomas (recul de 5 à 7 m/an en moyenne). Le matériel ainsi mobilisé subit ensuite une dérive vers le Sud qui conduit à la formation de grandes barres sableuses accrochées à la côte et disposées presque parallèlement au rivage. Ces corps sédimentaires progressent par accréation latérale et verticale, ils se couvrent finalement de dunes qui isolent un marais maritime en contact avec le domaine estuarien de la baie. Le bilan très fortement positif de cet environnement sédimentaire se traduit par la mise en place de séquences régressives qui s'accompagnent d'une avancée rapide de la ligne de rivage (près de 200 m en 40 ans). Cette évolution spectaculaire contribue au comblement de la baie et de la construction du prisme sédimentaire holocène.

SYSTEMES TURBIDITIQUES DANS LES FLYSCHS NORD-MAGHREBINS CRETACES
François LAVAL CRGM Université de Nice

Les flyschs crétacés nord-maghrébins constituent des nappes de glissements très déformées. Il est cependant possible de tenter la reconstitution de leurs paléoenvironnements de dépôt par les méthodes de la dynamique sédimentaire des turbidites. Nous avons effectuée une étude détaillée de ce type dans le Nord et l'Est de la Grande Kabylie, complétée par diverses données personnelles ou bibliographiques provenant des autres régions de la chaîne. Ces méthodes n'avaient pas été mises en oeuvre jusqu'à présent (sauf une exception dans le Rif).

Il s'agit de l'analyse d'une quarantaine de séquences relevées sur le terrain et de l'examen des associations de faciès. Un certain nombre de datations ont permis de replacer les divers types de dépôts dans le cadre d'une évolution spatiale et chronologique.

On a classé ces dépôts en différentes catégories.

Pour le Crétacé inférieur, il s'agit de dépôts silicoclastiques.

- Des formations à dominante gréseuse montrent, soit des corps gréseux épais à base non chenalisées, associés à des bancs moins épais, quartzitiques à grain plus fin, se présentant en séquences parfois stratocroissantes (lobes de dépôt), soit des remplissages de chenaux, soit des dépôts de transition (?) entre chenaux et lobes. Ces corps gréseux résultent, soit de courants de turbidité denses, soit de coulées de sable (grain flow).

- Des formations à dominante argileuse contiennent des lits quartzitiques plus ou moins espacés, avec vers le haut de la série, des bancs gréseux plus ou moins épais. Ces derniers représentent des remplissage de chenaux avec leurs faciès de marges. On peut remarquer des indices d'instabilité synsédimentaire. Ces formations évoquent des zones interdistributrices ou un environnement de talus boueux et en pente.

- Des formations à bancs plus minces, quartzitiques et à grains plus fins dont les faciès d'ensemble s'échelonnent depuis une catégorie à séquences régulières à bancs relativement épais (stratocroissantes) de type lobe de dépôt, jusqu'à des dépôts à dominante pélitique à lits quartzitiques minces et espacés (dépôts de plaine sous-marine). On rencontre également des dépôts hémipélagiques, argileux, silteux et carbonatés, où la présence de matière organique, l'absence de microfossiles autocitones, et de bioturbation et la dissolution diagénétique de tests calcaires, sont l'indice de conditions anoxiques.

Les turbidites les plus distales sont relativement tardives par rapport aux formations gréseuses proximales. Ces dernières débutent au moins à l'Hauterivien, alors que les turbidites distales débutent à l'Aptien ou même à l'Albien. C'est le cas des turbidites à bancs minces qui succèdent aux formations hémipélagiques.

On constate en fait une progradation générale du Nord vers le Sud qui se termine à l'Albien dans les régions distales par l'apparition de remplissages de chenaux mineurs et de faciès interchenaux caractéristiques (débordements et levées de chenaux).

Les faciès distaux montrent des apports d'aréno-rudites carbonatées dont l'origine est méridionale (faciès caractéristiques de la marge africaine). Ces lentilles de débris semblent liées à une certaine instabilité synsédimentaire, car elles sont associées à des slumps de petites dimensions. On peut rattacher cette instabilité et ces apports à

une activité tectonique connue. On observe l'arrêt des dépôts silicoclastiques à l'Albien, avec, en particulier des surfaces durcies et des quartzites silicifiées de teinte vert ou bleu sombre. Ces caractères pourraient indiquer un milieu non agité (anoxique), profond (la solubilité de la silice diminue avec la profondeur et la sous-saturation de l'eau y est plus faible qu'en surface) et, bien entendu, un arrêt momentané des apports sédimentaires.

Les paléocourants montrent des directions dispersées, en particulier Est-Ouest avec des oppositions de sens. Les courants se rapprochant de l'orientation Nord-Sud présentent majoritairement un sens du Nord vers le Sud.

Toutes ces observations conduisent à envisager au Crétacé inférieur plusieurs dépocentres répartis tout le long d'une marge septentrionale. Ces dépocentres sableux correspondant chacun à une entrée de matériel silicoclastique seraient séparés par des zones boueuses recevant parfois des décharges excentriques. Les variations longitudinales (Est-Ouest) de faciès, et en particulier le rapport sable/argile, sont conformes à cette image. Les différents appareils turbiditiques pourraient s'interpénétrer dans leurs franges latérales vers l'Est ou vers l'Ouest, les faciès distaux ne pouvant bien se développer que vers le Sud. Une partie importante du transport pourrait s'être effectuée longitudinalement par rapport à l'orogène dans des bassins structurés par des accidents parallèles aux grandes limites des marges européenne et africaine. Les faciès distaux tardifs peuvent correspondre à des transports après comblement partiel des bassins septentrionaux.

Cependant, l'absence de faciès résultant d'importantes déformations synsédimentaires (discordances, variations d'épaisseur, changement de nature lithologique, faciès chaotiques et très grossiers, lacunes) implique que les dépôts silicoclastiques du Crétacé inférieur (flyschs nord-maghrébins) ne se sont pas déposés dans un contexte directement soumis à des transtensions ou à des transpressions. On aurait pu cependant l'envisager, les mouvements relatifs des plaques européenne et africaine (coulissement senestre, rotation, rapprochement) créant un contexte favorable. Le synchronisme du début des dépôts exclut tout mouvement relatif entre les sources d'apport et les dépocentres. En conclusion, au Crétacé inférieur, le coulissement majeur passait au Sud des dépocentres ou avait cessé.

En ce qui concerne le Crétacé supérieur, les dépôts détritiques sous-marins sont très différents de ceux du Crétacé inférieur. Des changements paléogéographiques importants ont eu lieu entre temps. On observe des dépôts de débris à dominante carbonatée.

Tout d'abord, il s'agit de prismes enchevêtrés de lentilles minces d'aréno-rudites dont le transport s'effectue du Sud vers le Nord. L'origine du matériel sédimentaire se situe sur la marge africaine (Babors dans les régions kabyles). Les dépôts les plus distaux sont aussi les plus septentrionaux.

La deuxième catégorie est représentée par des dépôts du même type, avec une contamination silicoclastique d'origine septentrionale.

Enfin, le troisième type est constitué de dépôts détritiques qui montrent des débris provenant du domaine de la Chaîne calcaire, c'est à dire d'un ancien domaine marin appartenant au sillon entre l'Europe et l'Afrique et dont les dépôts d'âge essentiellement jurassique s'interrompent au Crétacé inférieur.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LE NUMIDIEN: APPAREILS GRAVITAIRES ET MEGASEQUENCE DANS LE NORD ET L'EST DE LA GRANDE KABYLIE (ALGERIE)

François LAVAL CRGM Université de Nice

Le Numidien, formation détritique gréseuse affleurant au Maghreb, en Sicile et dans le Sud de l'Espagne, a fait l'objet d'une étude de dynamique sédimentaire dans le Nord et l'Est de la Grande Kabylie. On a tenté de retrouver les caractères des appareils de dépôts et de reconstituer la mégaséquence représentative de la formation.

Une analyse séquentielle de détail, ainsi que l'observation des faciès et de leurs associations autorisent quelques hypothèses sur la genèse des sédiments numidiens et leur organisation spatiale originelle. Le Numidien constitue une formation tectoniquement allochtone représentée par des affleurements discontinus, où les couches gréseuses sont plissées, redressées, tronquées et faillées. Au sein de ces ensembles non cohérents, on a rencontré plusieurs types de successions que des corrélations en relais ont permis d'ordonner en une mégaséquence vraisemblable.

On trouve donc, de bas en haut de la mégaséquence reconstituée, un certain nombre de faciès.

- Des corps gréseux chenalisés épais (métriques à décamétriques) sont souvent soudés les uns aux autres. Ils résultent principalement de coulées de sable (grain flow). Leur granulométrie est grossière (0,25 à 2mm). On rencontre des nappes diffuses de granules (jusqu'à 5mm) au sein des grès, ainsi que des galets d'argile.

- Des corps gréseux chenalisés (de 0,5m à 5m d'épaisseur) semblables au précédents sont associés à des passées à couches plus minces, gréseuses ou quartzitiques de granulométrie plus fine. Ces associations constituent des séquences positives de remplissage de chenaux. Les couches minces représentent des dépôts de marges de chenaux ou de zones situées entre les chenaux. Les passées à lits minces, où les pélites dominent, ont des épaisseurs d'un à plusieurs mètres.

- Des dépôts du même type que les précédents, mais à passées pélitiques plus épaisses sont associés à des faciès atypiques: matériel marneux et micacé, granules dans argiles riches en matière organique, grès à grandes paillettes de micas, galets centimétriques de quartz. On remarque des déformations synsédimentaires (slumps) et des filons clastiques.

Notons des passées gréso-micacées et marno-micacées riches en débris végétaux. Ces couches semblent résulter de dépôts par courants de traction.

Notons que les paléocourants présentent une grande dispersion de direction (avec des sens parfois opposés dans les orientations grossièrement Est-Ouest). Cependant, le sens de paléocourants de direction à composante transversale importante est le plus souvent Nord-Sud.

On constate dans l'ensemble: un rapport sable/argile élevé, l'absence de dépôts distaux, une minorité de turbidites véritables comme celles qui constituent les lobes de cône externe, des mécanismes de transport du type des coulées de sable remplissant des chenaux (faciès proximaux).

Ces caractères impliquent des distances de transport sous-marins courtes, des appareils de dépôts radiaux, peut être installés dans des sous-bassins contrôlés par des failles longitudinales. Ces dépocentres devaient être alimentés par des points d'entrée disposés le long d'une marge.

Il est certain que l'on ne peut admettre l'existence d'un seul

appareil de dépôt allongé d'Est en Ouest dans un sillon tout le long de l'orogène est alimenté par une extrémité, les faciès interdisent des transports sur d'aussi longues distances et ne montrent pas une variation spatiale compatible avec un cône de telles dimensions.

Il est difficile de concevoir un tel ensemble d'éventails déposés à partir de transports sous-marins venant d'une marge Sud. On ne peut en trouver aucun indice paléogéographique. Sans oublier que les paléocourants montrent des sens dominants venant du Nord. On peut donc admettre que les transports sous-marins de sables numidiens se sont effectués à partir d'une marge située au Nord des bassins.

La mégaséquence reconstituée, dont nous avons énuméré brièvement les caractères successifs du bas vers le haut, indique la succession de mécanismes suivants:

- des coulées de sables denses et volumineuses, très érosives et divagantes;
- des coulées de sable moins volumineuses, creusées dans du matériel boueux, avec des chenaux plus stables;
- des alternances de coulées de sables et de turbidites denses, dans une zone où les dépôts de boue sont relativement abondants et dont la pente favorise l'instabilité.

Ces observations montrent une diminution du rapport sable/argile, restant cependant élevé. Il semble qu'il y ait une diminution des apports sous-marins sableux (tarissement ou immobilisation des masses de sable en attente sur la plate-forme). L'augmentation de la quantité d'argile implique peut être une élévation relative du niveau marin. L'instabilité serait rendue possible par un accroissement de la pente (progradation du talus boueux par déformation?)

Cette mégaséquence pourrait dépasser 900m d'épaisseur. Si l'on compte deux millions d'années pour le dépôt de la totalité des grès numidiens (Aquitaniens), on trouve un taux de sédimentation moyen de moins de 0,5m pour mille ans, ce qui est inférieur à celui qui a été évalué, par exemple, pour la plupart des dépôts de cônes sous-marins pléistocènes. On peut repérer une vingtaine de faisceaux de corps gréseux épais, ce qui correspond à la fréquence d'un glissement catastrophique tous les 100 000 ans. Ce chiffre est le même que celui de la fréquence des secousses sismiques génératrices de glissements de magnitude élevée.

La formation "gréso-micacée", la seconde série détritico-silicoclastique maghrébine, présente des faciès de type numidien dans sa partie inférieure. De même, on rencontre des faciès micacés dans le Numidien, mais plutôt dans la partie supérieure. Ces intrications de faciès impliquent une contiguïté et aussi une contemporanéité, au moins partielle, des deux dépôts. On peut penser que les grès micacés ont été alimentés par le socle kabyle, alors que pour le Numidien cela paraît impossible pour des raisons de maturité de son matériel. Les sables numidiens glissant du Nord, et les deux bassins étant contigus, on doit placer le bassin des grès micacés au Sud. Les paléocourants relevés dans les grès micacés, bien que dispersés, ont des sens compatibles avec cette paléogéographie. Les bassins devaient être structurés par des accidents longitudinaux, canalisant le transport. Les contaminations d'un bassin par l'autre ont dû s'effectuer par débordement de ces seuils, les débordements de sables numidiens, plus profonds, exigeant plus d'énergie que ceux du matériel micacé de provenance moins profonde.

FACIES, STRUCTURE ET DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE
DE DUNES OOBIOCLASTIQUES AU
CALLOVIEN INFÉRIEUR EN BOURGOGNE

STRUCTURE AND HYDRODYNAMICS SETTING
OF LOWER CALLOVIAN CALCAREOUS
SANDWAVES, BURGUNDY, FRANCE

P. LAVILLE*, R. CUSSEY**, J. DURAND** et M. FLOQUET**

* Université de Bourgogne - 21100 DIJON

** Elf Aquitaine - C.S.T.J.F. - 64000 PAU

La caractérisation, en sondages et à l'affleurement, du système sédimentaire "Pierre de Ladoix" (Callovien inférieur de Bourgogne) a permis de distinguer deux types d'unités sédimentaires :

- les unités calcaréo-argileuses (inter-réservoirs),
- les unités calcarénitiques (potentiellement réservoirs).

Ces dernières, d'épaisseur plurimétrique à décimétrique et de forme lenticulaire, sont composées de corps oobioclastiques élémentaires d'épaisseur métrique à plurimétrique et d'extension hectométrique. Chacun de ces corps révèle des critères caractéristiques de mise en place par des courants de marée asymétriques dont le courant dominant est généralement dirigé vers le nord. Les géométries de ces corps permettent de les considérer comme des dunes tidales, transverses au courant dominant. Leur forme est confirmée par les directions d'épaississements observées à l'échelle des unités calcarénitiques qu'elles constituent.

L'analyse des dépôts et de leur agencement, la nature des organismes observés, et le découpage séquentiel nouvellement proposé (Floquet et al., 1989) témoignent de la formation et de la migration de ces dunes sous une faible profondeur d'eau en période de haut niveau marin. La construction globale des unités calcarénitiques a été polyphasée et commandée par les variations eustatiques liées à l'évolution de la Téthys.

Floquet et al., 1989. - Les systèmes sédimentaires bourguignons d'âges bathonien terminal à callovien. Bull. Centres Rech. Explo.-Prod., Elf Aquitaine, 13, 1 : 133-165.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

ARCHITECTURE DES DEPOTS DE MAREES COTIERS
DANS LES SEQUENCES DE TRES HAUTE FREQUENCE
DE LA MOLASSE DE FRIBOURG (SUISSE):
IMPORTANCE RELATIVE DES PROCESSUS AUTO ET ALLOCYCLIQUES.

par

Alain LEJAY^{1),2)}, François GUILLOCHEAU²⁾ et Peter HOMEWOOD³⁾.

La Molasse Marine Supérieure (OMM) de la région de Fribourg est formée de barres plurimétriques sableuses agencées essentiellement par les marées. Plusieurs types de dépôts tidaux ont été reconnus: des barres intertidales de chenaux de marées, des dépôts d'estran sableux, des barres subtidales...

Des niveaux d'épaisseur décimétriques résultant de l'action des vagues permanentes ont été identifiés et suivis sur de grandes distances (plusieurs kilomètres). Ces niveaux dessinent de véritables "rails" encadrant des séquences sédimentaires de 3 à 12 mètres d'épaisseur. Elles ont des fréquences apparemment comprises entre 10 et 40 Ka (estimées à partir du taux de subsidence et de l'épaisseur des séquences). Ce sont des séquences négatives de comblement. Contrairement à l'idée communément admise, ces séquences de très haute fréquence résultent de la superposition des barres sableuses par aggradation verticale uniquement. La séquence négative-type comprend de la base au sommet:

(1) les niveaux à rides de houle (comparables à des niveaux condensés) dont la profondeur de dépôt a été estimée à une quinzaine de mètres,

(2) des barres subtidales bien développées et au degré de préservation des structures de dépôt excellent,

(3) un ensemble de barres intertidales multiples aux géométries et degré de préservation des structures sédimentaires très mauvaises, un sandflat (estran) surmonté d'une surface d'érosion d'extension kilométrique,

(4) et un terme comprenant une à deux barres intertidales aux géométries comparables à celles rencontrées dans l'actuel.

A un ordre d'organisation séquentielle supérieure, il semblerait qu'à l'affleurement, les cinq premières séquences s'ordonnent en une séquence d'une trentaine de mètres, dont la fréquence serait, vue son épaisseur, voisine de 100 Ka. Si un tel fait s'avèrait exact, ces séquences résulteraient d'un contrôle astronomique (cycles de Milankovitch). Les séquences de plus haute fréquence correspondraient aux cycles à 20 Ka, et la séquence d'ordre supérieure, aux cycles à 100 Ka.

L'application du modèle de stratigraphie séquentielle de CROSS (in Wilgus et al., 1988) a permis d'expliquer la succession des séquences de plus haute fréquence, en apparence discontinue, par un signal cyclique continu, en l'occurrence une variation du niveau relatif de la mer. L'origine de ces variations, qu'elle soit eustatique ou tectonique (subsidence différentielle), importe peu. Le modèle permet de comprendre la répartition des ensembles tidaux à l'intérieur d'une séquence ainsi que leur degré de préservation. De plus, celui-ci montre que le temps ne se répartit pas de manière homogène dans les séquences. L'essentiel du temps se répartit dans les niveaux condensés de base, ainsi que dans le premier ensemble de barres intertidales, alors que celles du sommet de séquence, se sont édifiées dans un laps de temps très court (quelques mois).

Il résulte de l'application de ce modèle, que les vitesses des variations du niveau relatif de la mer (allocyclisme) contraignent très fortement l'action des processus autocycliques, responsables de l'édification du corps sableux, mais non de leur géométrie, de leur préservation et de leur distribution verticale et latérale aux seins des séries sédimentaires, découpées en séquences de très haute fréquence.

1) Institut de Géologie de Fribourg, Pérolles, CH-1700 FRIBOURG.

2) Centre de Géochimie de la Surface, CNRS, 1, rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cédex.

3) DTISGG, Centre Jean Feger, SNEA(P), 64018 PAU Cédex.

**CARACTERISTIQUES ET EVOLUTION D'UN SYSTEME LACUSTRE :
L'OLIGOCENE MOYEN DU BASSIN DE FORCALQUIER**

J.L. LESUEUR*, J.L. RUBINO⁺ et M. LENGUIN*

* Institut de Géodynamique, Univ. de Bordeaux III, + TOTAL-CFP Laboratoires Exploration

Le bassin oligocène de Forcalquier ne représente que la partie nord-orientale d'un large bassin continental qui inclut le bassin d'Apt et le bassin de Manosque. Sa partie axiale est comprise entre le couloir de subsidence oriental qui s'appuie sur la faille de la Durance et la zone haute (moins subsidente) occidentale, liée au rejeu de certaines failles N-S du champ de fractures de Banon. C'est dans ce secteur que nous étudierons les processus sédimentaires et les environnements de quatre unités de dépôt, caractérisées par l'analyse séquentielle globale.

L'unité 1, basale, montre la succession de trois niveaux gravitaires de klippes sédimentaires et de mégabrèches. Leur mise en place s'effectue au sein d'une sédimentation alluviale dominée par des faciès de crues torrentielles.

Les dépôts de l'unité 2, dont le matériel provient essentiellement des Alpes internes, constituent un environnement de plaine d'inondation ou de haute plaine deltaïque.

L'unité 3 matérialise l'extension maximale de l'aire lacustre alors que l'unité 4 correspond au développement rapide et durable d'un cône alluvial carbonaté à réseau anastomosé passant à une plaine d'inondation à croûtes pédogénétiques calcaires.

L'unité 3, qui fait l'objet de cette étude, est constituée par la formation des "Calcaires de Vachères", définie dans le bassin d'Apt et celle des "Calcaires et lignites de Sigonce". Ces formations correspondent à deux grands cycles lacustres.

L'analyse des faciès nous permet de caractériser le premier système lacustre par un environnement deltaïque et une marge lacustre alimentés par des écoulements en nappe et des faciès profonds assimilables à des turbidites.

L'originalité de ces dernières est d'être constituées d'une fraction silicoclastique importante alors que le système alluvial est dominé par un détritisme carbonaté.

Après le comblement partiel représenté par le premier système, l'aire lacustre va s'étendre de nouveau et favoriser la formation d'une importante sédimentation organique ligniteuse d'origine algair en relation avec un taux de sédimentation élevé. La sédimentation alluviale reste confinée à l'Est du bassin. Dans la partie centrale se développe une sédimentation carbonatée peu profonde à faune dulçaquicole abondante.

L'analyse des séquences de marge lacustre et des séquences lacustres à faciès peu profond montre que de faibles variations de la tranche d'eau s'enregistrent sous la forme de séquences granocroissantes marginolittorales. Leur sommet est représenté par des faciès palustres et par des faciès lacustres à thanatocoenoses de gastéropodes. Les séquences lacustres profondes, centimétriques, semblent plus liées à des variations du chimisme de la tranche d'eau entraînant des phénomènes de méromicticité ectogénique entre un fond anoxique et des eaux de surface oxygénées. L'origine de ces séquences est à rechercher dans des variations climatiques à haute fréquence agissant sur un lac fermé soumis à des phénomènes d'évaporation modifiant la géométrie du lac et le chimisme de ses eaux.

L'analyse des environnements de dépôt de cette unité dans les bassins d'Apt et de Manosque nous permet d'établir un modèle paléogéographique pour chaque cycle lacustre. Ce dernier montre bien la dissymétrie entre l'extension importante du domaine lacustre équivalente à la formation des "Calcaires de Vachères" et celle réduite équivalente à la formation des Calcaires et lignites de Sigonce.

Si l'initiation de ces cycles semble tectonique comme l'atteste la présence à la base d'un niveau gravitaire mégadétritique pour l'un, le compartimentage du bassin pour l'autre, le remplissage de celui-ci peut être interprété en terme de système de dépôt. Le cortège transgressif est représenté dans un cas par des faciès lacustres de plus en plus profond, dans l'autre cas par des faciès clastiques de plus en plus distaux. Le cortège régressif correspond à une séquence classique évoluant d'un faciès lacustre vers un faciès fluviatile ou alluvial.

Cette organisation est comparable à celle des séquences de dépôt développée dans les dépôts marins en relation avec des variations eustatiques du niveau de la mer. Ceci nous amène à discuter l'influence possible de ces variations du niveau de la mer dans les dépôts continentaux, soit par une influence climatique indirecte, soit par le biais de connections périodiques avec la mer oligocène, comme certaines indications fauniques dans les faciès lacustres semblent l'indiquer.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

**LA VASIÈRE A L'OUEST DE LA GIRONDE (FRANCE) :
CORPS SEDIMENTAIRE PELITIQUE D'AGE HISTORIQUE.**

**THE WEST GIRONDE MUD-PATCH (FRANCE) : A SEDIMENTARY BODY OF
HISTORIC AGE.**

P. LESUEUR, J.P. TASTET, O. WEBER, J.A. SINKO

*I.G.B.A.-Département de Géologie et Océanographie-U.A. 197-
Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés - 33405 Talence Cédex*

Les dépôts vaseux des plateformes continentales sont le plus souvent étudiés du point de vue de leur localisation géographique, de leur situation bathymétrique et de leur lithologie moyenne ; leur géométrie et leur structure interne ont été plus rarement analysées.

Le plateau Nord-Aquitain présente l'originalité d'une étendue vaseuse circonscrite en position interne à médiane : la vasière à l'Ouest de la Gironde. Elle occupe une surface de l'ordre de 420 km², comprise entre les profondeurs de -30 à -75 m. Son épaisseur maximale reste inférieure à 4 m et sa surface est légèrement convexe.

Elle recouvre une paléo-topographie modelée dans un contexte de sédiments sablo-graveleux d'origine fluviatile, remaniés et organisés lors de la transgression post-glaciaire. Ce substrat est marqué d'une faible dépression d'orientation NE-SW où la vasière s'est installée. Il est composé de graviers et sables grossiers coquilliers, de sables moyens roux à débris de coquilles et de sables fins gris micacés. Ces faciès peuvent être superposés comme ils le sont dans les placages sableux du plateau Aquitain (ARBOUILLE, 1987). Les données radiochronologiques et palynologiques de plusieurs carottes donnent des âges de 4000 à 5000 ans B.P. dans les graviers coquilliers, de 3000 ans B.P. dans les sables moyens et de 2000 ans B.P. dans les sables fins gris marquant la base du dépôt vaseux.

Du point de vue lithologique, tout le dépôt silto-argileux à argilo-silteux de la vasière est organisé en séquences élémentaires grano-décroissantes. Elles résultent de brefs événements hydrodynamiques de haute-énergie (érosion, dépôt de lits grossiers, puis sédimentation graduée de niveaux de moins en moins silteux) auxquels succèdent des périodes de décantation des apports estuariens en suspension, dont la durée est beaucoup plus longue (dépôt d'épisodes plus argileux). Ces séquences de tempête sont d'ordre centimétrique dans les profondeurs en moyenne inférieures à 40 m où la bioturbation est absente. Elles ne sont complètes qu'aux profondeurs supérieures où elles sont d'ordre décimétrique ; la bioturbation y remobilise fréquemment le terme supérieur à tendance plus argileuse, en l'homogénéisant.

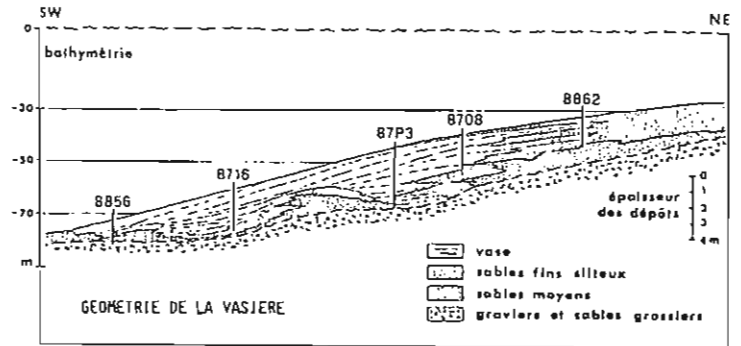
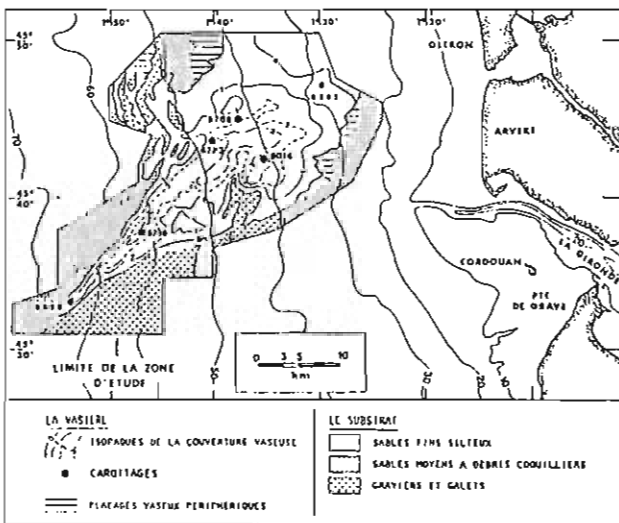
L'étude palynologique des vases montre tout au long du dépôt, et depuis sa base, une abondance des plantes de recolonisation et des céréales, ainsi qu'une présence significative du noyer. Ceci traduit une activité humaine importante. Le début du dépôt des vases serait donc contemporain de la colonisation romaine (2000 ans B.P.) et peut-être plus récent (1500 ans B.P.). Des niveaux coquilliers fins recueillis à moins du tiers inférieur de la hauteur du corps vaseux sont datés de 620 et 500 ans B.P., ce qui suggère une nette augmentation de la sédimentation fine depuis le Moyen-Age. Enfin, dans la partie superficielle du dépôt, le reboisement des Landes au milieu du XIXe siècle (100 ans B.P.) est mis en évidence par l'augmentation significative du pollen de pin maritime, avec une fréquence relative plus importante dans la partie externe. Cet indice va dans le sens des travaux sur les sédiments superficiels (lithologie, analyses radio-isotopiques) montrant que la sédimentation fine actuelle s'établit surtout dans la partie centrale à externe de la vasière (JOUANNEAU et al., 1989). L'environnement de haute-énergie des faibles profondeurs ne permet pas la sédimentation des vases et favorise la mise en place d'une pellicule de sables fins qui tend à recouvrir la lentille vaseuse du NE vers le SW.

ABSTRACT

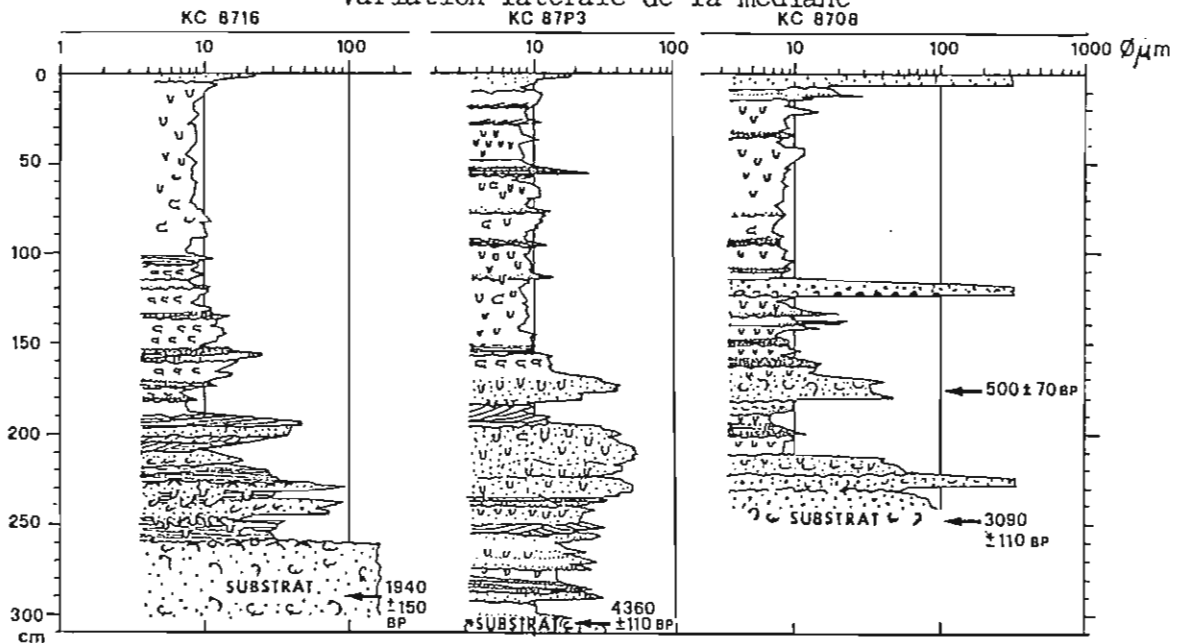
The geometry, internal structure and stratigraphy of a mud-patch located in front of the Gironde estuary, on the continental shelf of northern Biscaye Bay (France), are precisely described.

This muddy deposit extended between 30 to 75 meter depth. Its surface area is 420 km²; the thickness does not exceed 4 m. It overlays a sandy-pebbled substrate dated from 5000 to 2000 years B.P.

In this mud-patch, fine-grained storm layers, coming from shelf material reworking, alternate with very fine clayey layers corresponding to the continental runoff supplied by the Gironde estuary. Palynological data shows that the muddy sedimentation starts from 1500 years B.P. The 2/3 upperlying clayey deposits had been 14C dated from less than 620 years B.P. which shows a higher sedimentation rate since this date, mainly on the central and outer part of the mud-patch.



Variation latérale de la médiane



LES SEQUENCES DE TEMPETE DANS LA SEDIMENTATION PELITIQUE DE
PLATEFORME : EXEMPLE DE LA VASIERE A L'OUEST DE LA GIRONDE (FRANCE).

FINE-GRAINED STROM LAYERS IN A SHELF MUD-PATCH.

P. LESUEUR, O. WEBER, J.P. TASTET

*I.G.B.A.-Département de Géologie et Océanographie-U.A. 197-
Université de Bordeaux I, Avenue des Facultés - 33405 Talence Cédex*

Si les dépôts de tempête sont bien connus dans les séquences sableuses de plate-forme continentale, leurs équivalents dans les milieux de sédimentation pélitique ont été beaucoup plus rarement étudiés, car la bioturbation y est souvent trop importante.

L'analyse détaillée du corps sédimentaire pélitique de la vasière à l'Ouest de la Gironde montre que le sédiment est organisé en séquences élémentaires grano-décroissantes d'échelle centimétrique à décimétrique. Elles sont limitées à leur base par des contacts érosionnels sur lesquels reposent des niveaux silteux ou de sables très fins sous la forme de laminae légèrement obliques ou entrecroisées qui passent graduellement à des vases plus argileuses (Figures). Dans les séquences les plus épaisses, le terme supérieur, plus fin, est souvent intensément bioturbé.

Ces dépôts rythmiques sont caractéristiques de remaniements lors de périodes de tempêtes (Mac Cave, 1970 et Oertel, 1973). Chaque début de séquence est le témoin d'un évènement hydrodynamique intense mais bref, de remaniement du sédiment le plus superficiel. Il est suivi du dépôt des éléments les plus grossiers du matériel remis en suspension, mélangé à des particules originaires du substrat environnant par le courant de retour lié à la tempête. Une phase beaucoup plus longue succède à cet évènement. Elle correspond à une période de calme relatif associée à des apports en suspension importants. La limite entre les éléments les plus fins de la suspension liée à une tempête, formant le dernier terme de la séquence, et la suspension liée aux apports continentaux est difficile à cerner.

D'Est en Ouest, il est possible de distinguer une évolution des caractéristiques des séquences.

Aux profondeurs les plus faibles, au Nord et au Nord-Est, les séquences traduisent la prédominance des épisodes dynamiques et des sédiments sablo-silteux. Elles y sont moins épaisses, bien conservées du fait de la rareté des témoins de la bioturbation, mais elles y sont aussi incomplètes en raison d'une remobilisation plus fréquente sous l'agitation intense du milieu. La sédimentation actuelle n'y est notée que sous la forme de sables fins silteux qui tendent à recouvrir la vase à partir du Nord-Est.

Dans la partie la plus profonde, la bioturbation, beaucoup plus intense, a remanié et homogénéisé la plus grande partie du sédiment vaseux le plus superficiel. Les contacts francs entre séquences ne sont remarqués que vers la base des carottes.

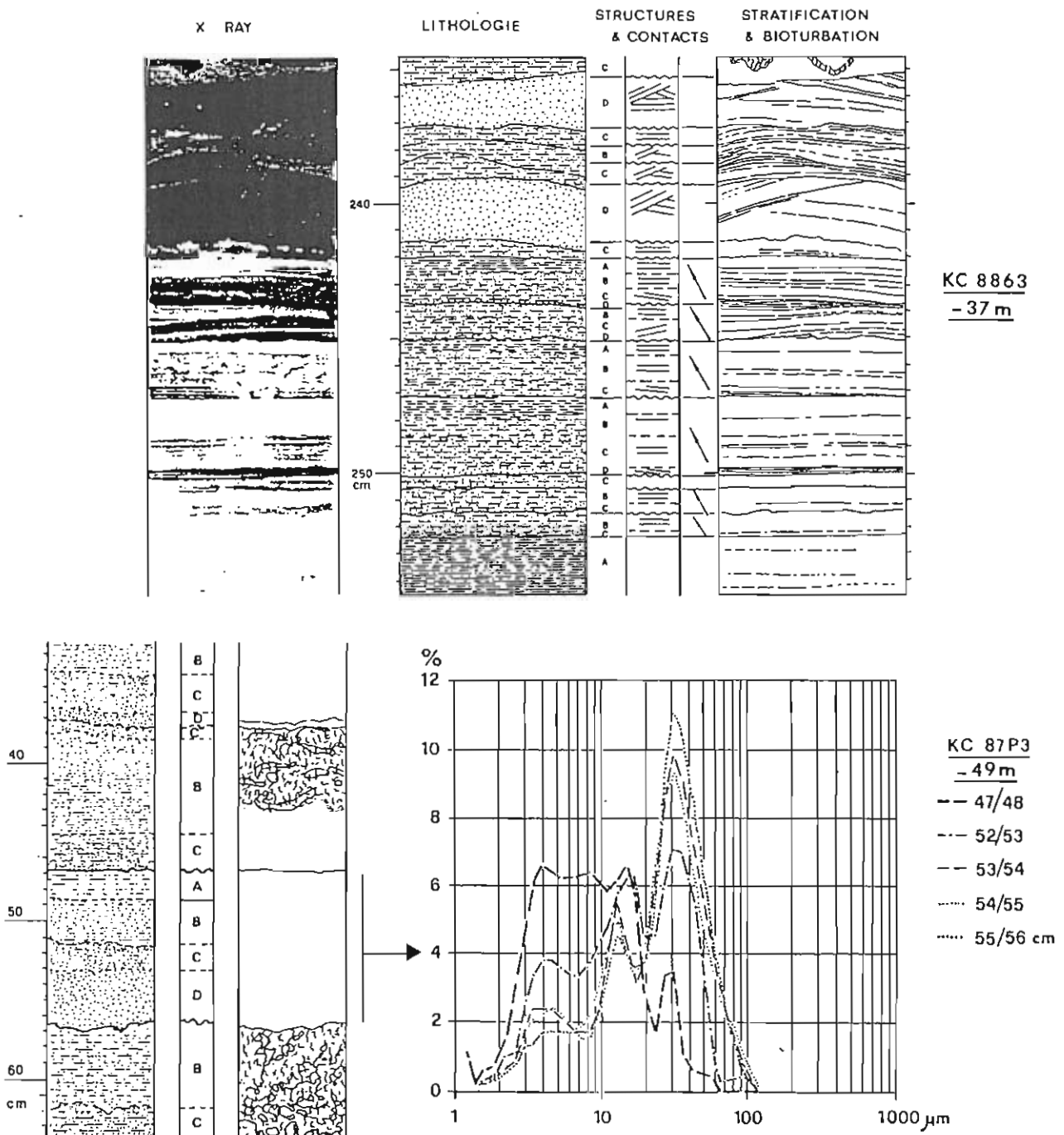
Il a été montré par ailleurs que seules les parties centrale et externe de la vasière sont le siège d'une sédimentation actuelle à partir de la décantation de suspensions originaires de la Gironde.

Ainsi, un corps sédimentaire vaseux de plate-forme, apparemment homogène, est-il constitué d'une succession de séquences sédimentaires dont la composition et l'épaisseur sont liées d'une part à la fréquence et à l'intensité des tempêtes majeures et, d'autre part à la situation bathymétrique.

ABSTRACT

The West-Gironde mud-patch is organized in several centimetric fining-up sequences ; each sequence starts with sharp-based or erosion contact. It is overlaid with silts or very fine sands showing cross stratification. The upper part of the sequence becomes gradually finer, ending with a more or less bioturbated muddy layer. Such a sequence is interpreted as fine-grained storm layers due to the reworking of surficial inner shelf sediments. The summit of the sequence could also correspond to quieter period when suspended sediments come from the flood estuarine discharge. Seaward, the sequences become thicker and more intensively reworked by biological activity.

So, this shelf mudd-patch which appears as an homogeneous deposit is in fact built with superposed elementary sequences, the lithology and thickness of them vary according to storm frequency and intensity, and water depth.



GEOOTHERMIE ACTUELLE ET PALEOGEOTHERMIE
DANS LE BASSIN HOUILLER DE LORRAINE

Xin Bing LIU

Centre des sciences de la terre de l'Université de Bourgogne
et URA 157 CNRS.

Dans le bassin houiller lorrain, la répartition horizontale et verticale de la température actuelle est principalement liée à la structure plissée du bassin. Le gradient géothermique est déterminé essentiellement par la lithologie et l'inclinaison des couches.

La distribution des variations de maturation des charbons montre des analogies étroites avec la distribution des isothermes actuels. Cela exprime le fait que la houillification postérieure au plissement s'est réalisée sous des conditions géothermiques proches de celles qui regnent actuellement dans le bassin.

La houillification postérieure au plissement a été modérée, elle n'a pas effacé totalement la houillification précoce dont les paléogradients relativement faibles ont été mesurés. Les effets de la houillification précoce sont évidemment mis en évidence dans les couches les plus anciennes, qui avaient subi préalablement le plus fort degré de houillification.

BIOSEDIMENTOLOGICAL ASPECTS OF SEDIMENTARY PYRITES
EXAMPLE FROM THE ALBIAN DEPOSITS OF THE TOULONNAIS BASIN (S-E FRANCE)

L. MACHHOUR * & A.F. MAURIN **

* Centre de Sédimentologie et Paléontologie, Université de Provence, place Victor Hugo, 13331, Marseille, Cedex 3.

** TOTAL/C.F.P., Cedex 47, 92069, Paris-la-Défense.

The organic matter-rich black calcareous argillites and grey marls of the Albian of the toulonnais basin, exhibit abundant iron sulfides. These are under the general form of micronodules of pyrite (pyritospheres) located in some microfractures of the sediment, within foraminiferas or organic clasts, particularly sponges spicules.

Pyritospheres, of small size, are formed of a mosaic of very small crystals of pyrite, whose size increases with the diameter of the microsphere. The micronodules (pyritospheres), set in an organo-mineral matrix, have well defined limits. Their microcrystals are often linked with some "bridges", drawing more or less flexuous lines.

Pyritospheres have multiple aspects : isolated or grouped, dense and cohesive or, on the contrary, brittle (weakly cohesive microcrystals allow for the splitting of the structure and dispersion of microcrystals). This lack of cohesion is perhaps due to a transformation of some constituents of the matrix of the microcrystals. Some observations of the interstitial spaces between the crystals show the presence of an organo-mineral matrix. This one is probably constituted of clays, quartz and organic matter. The morphology of the matrix of the pyritosphere is probably induced by the form of individual pyrite crystals.

Origin of Iron Sulphur :

Most of the observed micronodules of pyrite are associated with organisms (foraminiferas, dinoflagellates, algae, spores...). The invasion of organisms by iron sulfide is linked, according to authors, with the apparition of pathologic characters affecting the cells of the organism. The iron, biologically used in the cells of the organism undergoes, "in vivo", within a reducing environment, a transformation into pyrite, probably caused by a bacterial invasion.

In fact, microbial activities (Monty 1981), (i.e. endoliths (cyanophyta, myceta) or aerobic or anaerobic bacterial chains (oxydizing the organic matter), or sulphato-reducing bacteria), allow for the indirect individualisation of some anoxic microenvironments, favorable to the genesis of intraskeletal sulfides. Schopf *et al* (1965) have demonstrated that some algo-bacteria of the Chlamydo-bacteriales and Gallionelles group would play an important role in the mineralogenesis of sedimentary pyrite. The hydroxydes normally produce by siderobacteria are converted into pyrite by reacting with sulfide hydrogen, released from organic matter.

The characteristic sphericity of the pyritopheres can be inherited from associated or preexisting particules. In fact, some spherical particules (organic globules or gaseous vesicles) associated with pyrite crystals have been frequently observed in the albian deposits of the toulonnais basin (Machhour 1988). Those particules are nearly always located within some microfractures. In fact, recent researchs (Castanier *et al.*, 1989) could indicate a sphérique habit for bacterial communities.

In conclusion, the presence of sedimentary pyrite, under diverse forms, constitutes an indice of confinement, at least for one sedimentary slice. It indicates also an important bacterial activity.

REFERENCES

- CASTANIER S., CAMOIN G., GEZE V., MAURIN A.F., PERTHUISOT J.P. (1989). - Organized bacterial multicells sphaeroidal assemblages. Some ideas over evolution of the procaryotic world. Geological implications. *Nature*, (to be published).
- MACHHOUR L. (1988). - Le bassin toulonnais au Crétacé moyen (Aptien-Cénomanién), Sud-Est de la France. Thèse Doct. Sci. Nat., 2 vol., 472 p., 60 pl., 113 fig., Marseille.
- MONTY C.L.V. (1981). - Observations pétrographiques et chimiques sur l'Eodiagenèse des carbonates du précontinent calvais (Corse). *Bull. Soc. roy. Sci. Liège*, 50, 11-12, pp. 470-482.
- SHOPP J.M., EHLERS E.G., STILES D.V. & BIRLES J.D. (1965). - Fossil iron bacteria preserved in pyrite. *Proc. Amer. Phil. Soc.*, 109, 5, pp. 288-308.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LES TRAVERTINS: FORMATIONS CORRELATIVES DE GEOSYSTEMES KARSTIQUES
SEQUENCES SEDIMENTAIRES ET PALEOENVIRONNEMENTS QUATERNAIRES

TRAVERTINES : CORRELATIVE FORMATIONS OF KARST GEOSYSTEMS
SEDIMENTARY SEQUENCES AND QUATERNARY PALEOENVIRONMENTS

F. MAGNIN, J.L. GUENDON, J. VAUDOUR et Ph. MARTIN
URA 903 au CNRS, Institut de Géographie, Aix-en-Provence

ABSTRACT :

In the valleys of South eastern France, under karst mountain ranges, travertine deposits show vertical sedimentary sequences always similar, with, from bottom to top : gravels, silts, chalks, travertines sensus stricto (stromatolitic encrustations with laminated facies), travertinous sands, silts. The study of floras and faunas fossilized by these formations show a good correlation between the maximum of carbonate deposition (travertinous faciès sensus stricto) and the optimum of vegetation development (forest). And finally, behind calcareous dams caused by carbonate deposits, paludal and lacustrine fields are developing and trap diversified sediments (clays, peats, silts, ..). Then, dam and lack are forming an unity that we can call "travertine system".

Dans les régions karstiques, les travertins constituent une forme de redistribution des carbonates issus de la dissolution des calcaires. En tant que tels, ils peuvent nous informer sur l'histoire et l'environnement des massifs karstiques à l'amont. Leur étude, complémentaire de celle des concrétions internes, est souvent négligée. Elle est cependant très instructive, par la variété des faciès sédimentaires offerts et l'abondance des restes paléontologiques qu'ils renferment. Les travertins les plus complexes, mais aussi les plus intéressants, sont ceux qui se développent non pas aux sources, mais plus à l'aval - dans les vallées alluviales. En effet, à ces derniers, qui jalonnent le creusement des vallées, s'associent des formations colluviales et alluviales variées et des témoins paléontologiques indicateurs d'un environnement plus large.

Dans le SE de la France, l'analyse de ces formations travertineuses de vallée, à l'aval de massifs karstiques, a permis:

-de constater, d'une formation à une autre, quelque soit leur âge, une certaine permanence dans l'enchaînement vertical

des faciès sédimentologiques. Ainsi, de bas en haut, la séquence verticale virtuelle serait: cailloutis, limons, craies, tufs à empreintes et travertins construits, sables travertineux, limons. Généralement, la séquence ultérieure s'emboîte dans la précédente, après une période d'incision parfois très longue;

-de mettre en parallèle cet enchaînement vertical de faciès sédimentaires avec l'évolution de l'environnement reconstitué à partir de leur contenu floristique et faunistique. Ainsi, à la succession progressive des faciès détritiques inférieurs vers les faciès carbonatés travertineux médians les plus purs, correspond le passage d'un environnement découvert à un environnement forestier. Le retour à une sédimentation détritique, au sommet des séquences, s'accompagne, au contraire, d'une dégradation de ce milieu forestier. Le développement maximal des travertins correspond donc à un optimum dans l'environnement bioclimatique;

-de montrer que les complexes travertineux de vallée ne se limitent pas à l'accumulation carbonatée chimique ou biochimique proprement dite. Celle-ci constitue, dans le lit des rivières, des amas localisés, parfois très volumineux, qui entravent l'écoulement des eaux. Ainsi se réalisent des barrages calcaires, véritables biohermes ou biostromes continentaux, en arrière desquels peuvent se développer des domaines lacustres et palustres, pièges à sédiments variés (argiles, limons, tourbes, craies, etc.). L'ensemble "barrage-lac" apparaît donc comme un véritable système morpho-bio-sédimentaire, régi par la logique de la construction travertineuse, et le concept de "travertin" peut être défini à différents niveaux:

-au niveau du faciès: c'est le travertin s.s., sédiment calcaire pur, biochimique, à structure rubanée;

-au niveau de la totalité de l'accumulation carbonatée, avec ses différents faciès (craies, tufs à empreintes, travertins s.s.):

c'est la formation travertineuse ou travertin l.s.;

-au niveau de l'ensemble morpho-bio-sédimentaire engendré par la construction carbonatée: c'est le système travertineux, avec ses différents milieux et formations sédimentaires (carbonatés, organiques, détritiques).

COMPACTION DIFFERENTIELLE OU FRACTURATION TECTONIQUE ?
FAILLES ET COMPACTION

DIFFERENTIAL COMPACTION OR TECTONICS ? FAULTS AND COMPACTION

J. MAILLART et B. BEAUDOIN

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

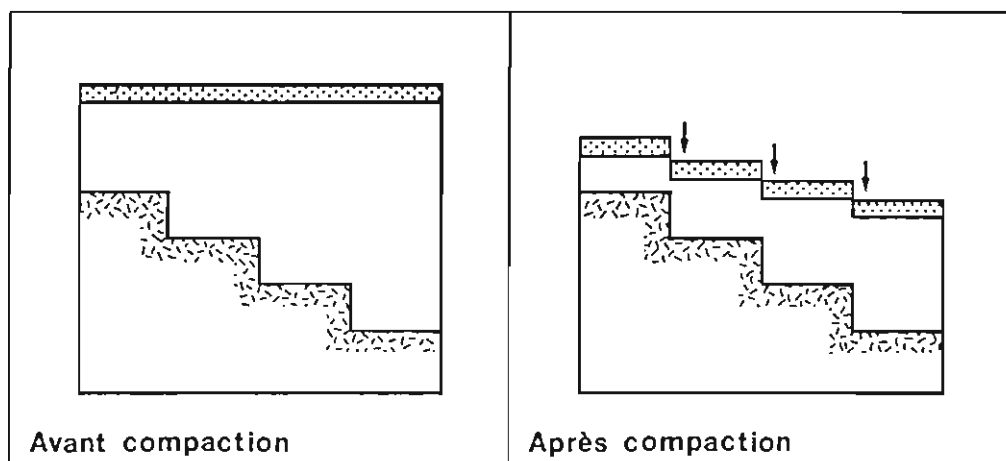
Decompaction of three examples of faulted outcrops shows that the morphology of the substrate may induce faults, dip rotations. The anisotropy of the sediment leads to a progressive modification of the initial fault geometry and to an important (compactional) fracturation.

L'analyse des déformations cassantes en terrain sédimentaire est habituellement abordée selon une "conception tectonique" traitant d'un matériau dont on néglige, le plus souvent, les variations de propriété au cours du temps. Cette simplification est d'autant plus discutable qu'il s'agit de "failles synsédimentaires" : en effet, l'enfouissement progressif des sédiments va se traduire par leur compaction, perte de porosité et réduction d'épaisseur. Le matériau est déformable et l'on doit se demander si, dans certaines conditions, on ne peut pas aboutir à des déformations mimant celles d'origine tectonique.

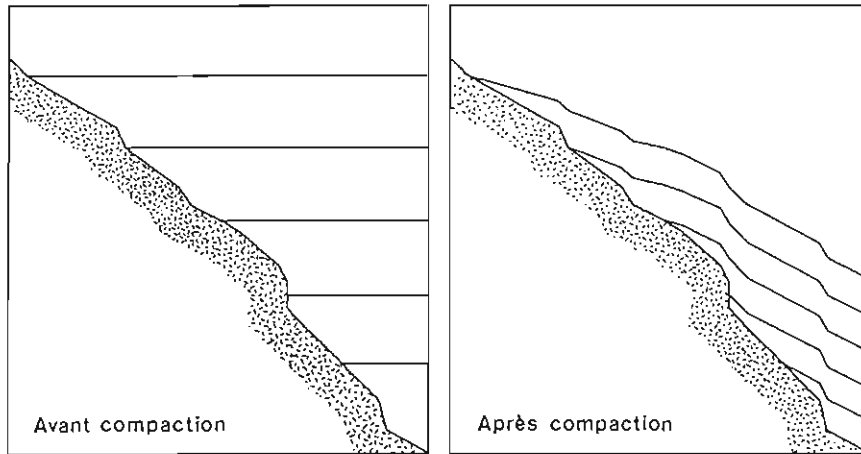
La réduction d'épaisseur ($\tau = h_0 / h$) peut être approchée à partir de la connaissance de l'évolution de la porosité avec la profondeur, $\phi(z)$. L'utilisation de lois de décompaction [$\tau = (1 - \phi) / (1 - \phi_0)$] rend possible la restitution des configurations successives. Cette démarche conduite sur des exemples réels de failles permet d'indiquer si leur origine est bien tectonique ou peut ne relever que d'un mécanisme de compaction différentielle. Trois exemples sont ici proposés.

1. Dans le Champ de fractures de Banon, il existe une contradiction entre l'existence de failles normales, scellées, par un nappage de brèches, morcelant le substrat calcaire barrémien (Joseph *et al.*, 1987) et la présence, dans la série marneuse sus-jacente, de "failles" qui décalent des niveaux-repères. La décompaction des séries marneuses, de part et d'autre des discontinuités, permet d'annuler les décalages et restitue les marqueurs en continuité horizontale (Joseph *et al.*, 1986).

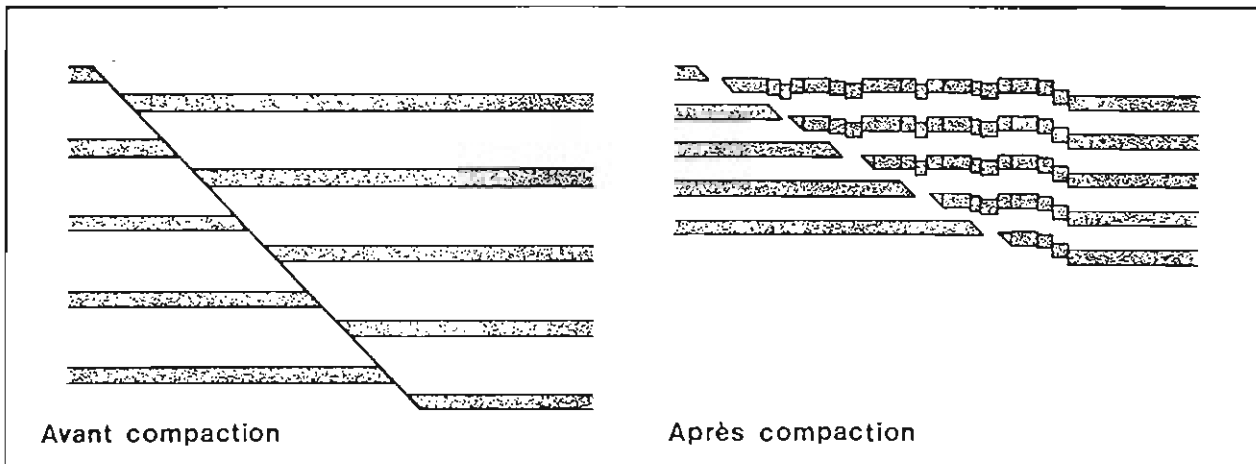
La modélisation, sous différents recouvrements, de l'évolution des épaisseurs de sédiments compactables déposés sur un substrat en marches d'escalier permet d'apprécier les conditions de formation de ces "pseudo-failles" (fig. 1).



2. L'interprétation de l'abrupt situé sous la crête de la Barre, près d'Annot, en tant que paléofalaise nummulitique (Gubler, 1975) avait été accompagnée de l'hypothèse de rejeux tectoniques en raison des multiples variations de pendages observées à proximité de cette surface. La reconstitution de la géométrie du substrat et la simulation de l'évolution des pendages dans une série marneuse l'ennoyant conduisent (fig. 2) à une disposition en éventail que l'on peut comparer aux pendages observés : les "crochons" apparents correspondent à un héritage de la morphologie du substrat.



3. A la Clue du Vançon (Beaudoin *et al.*, 1975), la série domérienne est affectée de spectaculaires failles synsédimentaires. Failles et fractures montrent des variations d'inclinaison au passage calcaires/marnes ainsi que des trajets courbes dans les passées marnieuses : ces attitudes sont le plus souvent attribuées à une réfraction tributaire des propriétés mécaniques. La modélisation de la compaction d'une série alternante (niveaux compactables/non compactables) affectée par une simple faille montre (fig. 3) et des variations d'angle de cette faille et le développement d'un réseau de fractures, avec rotations, élargissement de la zone affectée ...



Il serait bien évidemment stupide de rapporter toutes les déformations cassantes à un mécanisme de compaction différentielle. Mais il serait dans l'autre sens aventureux de ne pas chercher à reconstituer les configurations originelles, de façon à bien identifier le moment et les conditions des ruptures initiales (Maillart *et al.*, 1987).

BEAUDOIN B., CAMPREDON R., COTILLON P. et GIGOT P., (1975).- Alpes Méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation.- IX^e Congr. Int. de Sédimentologie, Nice, Livret-guide Excursion n° 7, 221 p.

JOSEPH P., BEAUDOIN B., CABROL C. et FRIES G. (1986).- Tectonics or differential compaction ? The example of Banon fault through (Aptian-Albian, S.E. France).- XIIth Int. Sedimentological Congr., Canberra, p. 158.

JOSEPH P., CABROL C. et FRIES G. (1987).- Blocs basculés et passées sous-marines dans le champ de Banon (France, SE) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique synsédimentaire décrochante.- C. R. Acad. Sci. Paris, t. 304, sér. II, n° 9, p. 447-452.

GUBLER Y. (1975).- La Paléofalaise de la crête de la Barre.- In BEAUDOIN B. *et al.*, (1975). - Alpes Méridionales françaises. Reconstitution du bassin de sédimentation.- IX^e Congr. Int. de Sédimentologie, Nice, Livret-guide Excursion n° 7, p. 203-214.

MAILLART J., BEAUDOIN B., COJAN I., JOSEPH P. et PINOTEAU B. (1987).- Déformation synsédimentaire ou compaction différentielle. Exemples dans le Sud-Est de la France.- Genebass, Notes et Mém. C.F.P., n° 21, chap. 12, p. 249-257.

UN CONE ALLUVIAL D'AGE PROTEROZOIQUE EN GUYANE FRANÇAISE ; MINÉRALISATION AURIFÈRE ASSOCIÉE.

E. MANIER & D. MERCIER

Ecole des Mines de Paris. C.G.G.M. - Sédimentologie
35, rue St. Honoré 77300 Fontainebleau

Les terrains précambriens, archéens et surtout protérozoïques inférieurs du Bouclier Guyanais sont affectés par l'orogénèse transamazonienne (2,2 -2,0 Ga). La première phase de cette orogénèse correspond à une phase collisionnelle (Ledru, 1988) associée à une importante accréation crustale (Gruau *et al.*, 1985). La deuxième est caractérisée par des événements transcurrents sénestres créant un faisceau d'accidents N.NW - S.SE baptisé "Sillon Nord Guyanais" (Ledru *et al.*, 1989) et le long duquel se mettent en place des bassins en échelon (*voir figure*). Ces bassins sont remplis par des dépôts fluviaux dont la nature et la répartition semblent être contrôlées par le type de déformation (transpression ou transtension) présent au cours de la sédimentation. Ainsi dans certains bassins il n'existe pratiquement que des dépôts de type "Platte River deposits" (Miall, 1977) sur des épaisseurs pouvant dépasser 5000 m (bassin de la Mana, *voir figure*) ; ces faibles variations de faciès traduisent un taux de subsidence toujours proche du taux de sédimentation. D'autres bassins sont le siège d'une sédimentation grossière progradante liée à des cônes alluviaux.

Le cône alluvial de Régina.

Dans le "bassin de Régina", actuellement le plus oriental de Guyane, qui devait être d'environ 150 km de long sur 50 km de large avant déformation, on peut observer le passage progressif de dépôts de coulées de débris à des dépôts de rivière en tresse et enfin à des dépôts de type "Platte River". Les sens de courants d'abord perpendiculaires aux accidents bordiers (S vers N) deviennent progressivement parallèles à ceux-ci au fur et à mesure que l'on s'en éloigne (SE vers NW). Dans la région de "Montagne Tortue", la zone moyenne du cône est le support d'un indice aurifère important. Là des coulées de débris, de quelques centaines de mètres d'extension passent latéralement et consécutivement à des dépôts de rivière en tresse.

Répartition et composition de l'or.

La comparaison cartographique de la répartition des corps sédimentaires et des teneurs "sol" en or montre une forte corrélation entre les zones les plus riches et les coulées de débris. Par ailleurs, les corrélations entre différentes coupes effectuées dans ce secteur indiquent d'une part que l'or se concentre préférentiellement dans les zones à granulométrie les plus fortes (typiquement au sommet des séquences de 2^{ème} ordre) et d'autre part que les corps minéralisés se disposent de façon stratiforme.

La morphologie des paillettes (à formes irrégulières et anguleuses) et leurs compositions homogènes avec des

fortes teneurs en Ag et Hg sont néanmoins en faveur d'une origine hydrothermale de l'or.

Le contrôle sédimentaire de la minéralisation apparaît ainsi comme indirect, sur la circulation de fluides hydrothermaux qui apportent, ou remobilisent (?), l'or.

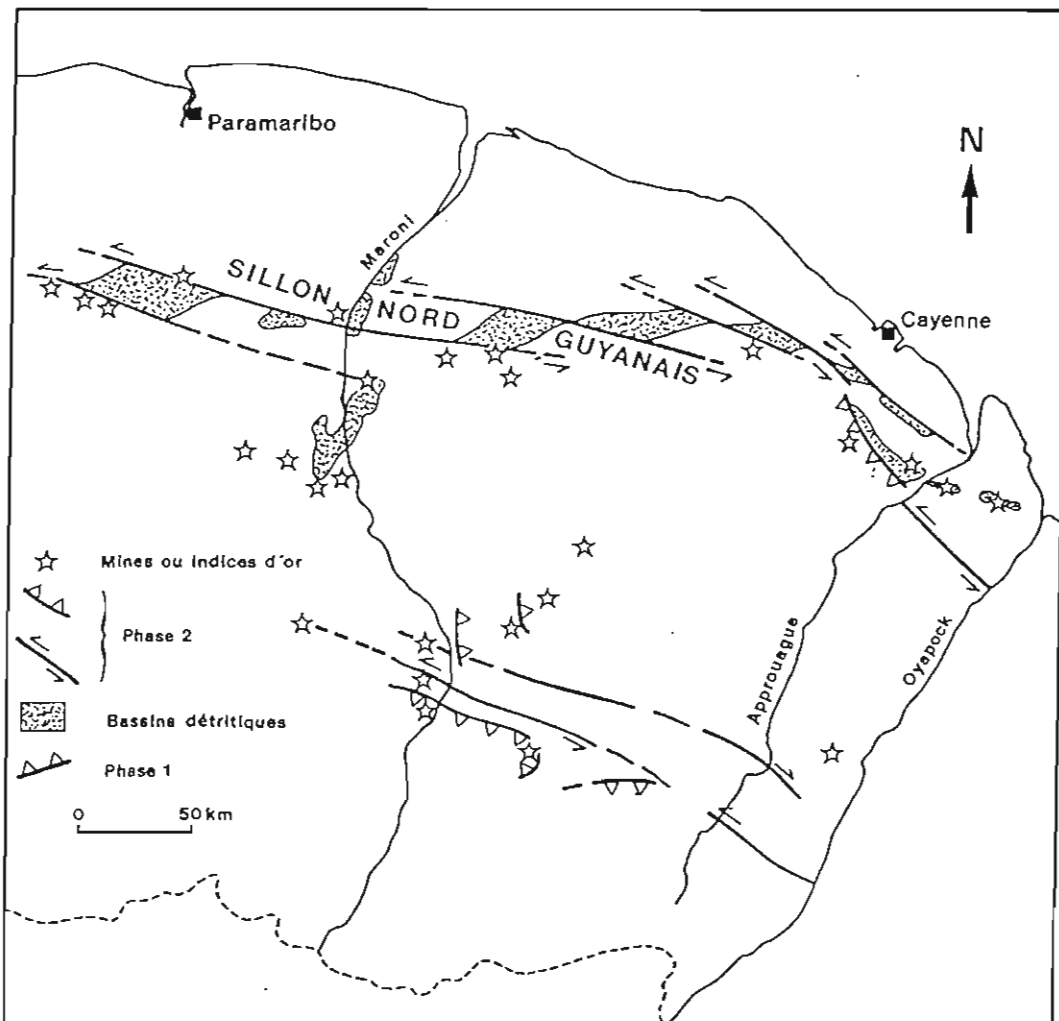
Ces nouveaux résultats : caractérisation d'une dynamique sédimentaire au Protérozoïque inférieur et mise en évidence d'une origine, au moins *pro-parte*, hydrothermale de l'or, suggèrent de nouvelles considérations sur les séries détritiques aurifères de même âge, en particulier sur le "Tarkwaïen" (Ghana), qui est l'équivalent africain de la formation détritique de Guyane.

Gruau, G., Martin, H., Lèveque, B., Capdevilla, R. & Marot, A. (1985) - Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of Lower Proterozoic granite-greenstone terrains in French guiana, South America. *Precambrian Res.*, 30, 63-80.

Ledru, P. (1988) - Coupes structurales dans le Proterozoïque inférieur de Guyane Française. *Rap. BRGM 88 GEO/CAR*, 24, 11p.

Ledru, P., Lasserre, J.L., Mercier, D. & Manier, E. (1989) - Le protérozoïque inférieur du Craton Guyanais : Révision de la lithologie, tectonique transcurrente et dynamique des bassins sédimentaire. *En prép.*

Miall, A. D. (1977) - A review of the braided river depositional environment. *Earth Sc. Reviews*, Vol. 13, 1-62.



2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

**LES TRAVERTINS: FORMATIONS CORRELATIVES DES GEOSYSTEMES KARSTIQUES;
RELATIONS ENTRE LES UNITES DE DRAINAGE ET LES CONSTRUCTIONS
TRAVERTINEUSES SISES A L'AYAL. Le cas de bassins versants provençaux (France).**

par: **MARTIN Philippe**: URA 903 du CNRS - 29 av. R. Schuman, 13621 Aix en Provence.

Abstract: Recent studies undertaken in Provence on travertine constructions induced us to regard these constructions as systems and to propose the concept of travertine systems. These travertine systems receive flow from drainage networks exporting matter (subterranean and fluvial) and disturb the establishment of a longitudinal dynamic equilibrium profile. It thereby seems that aquiferous change from a non karst to a karst state may lead to the creation followed by disappearance of an associated travertine system. The description of these relations between upstream exporting systems and downstream accumulating systems allow us to name this association a karst geosystem.

Des études déjà anciennes en Provence ont montré que, d'une part, les formations travertineuses conservent remarquablement différents témoins, facilement accessibles, de l'évolution locale de la végétation et que, d'autre part, elles présentent une litho-stratigraphie particulière, où les principes de continuité et de superposition ne sont pas toujours respectés. La découverte de cette spécificité contribua, dans un premier temps, à limiter l'idée que l'on se faisait de l'utilité de ces matériaux dans les reconstitutions paléogéographiques et plus généralement dans la compréhension du karst.

Les travaux conduits à Aix en Provence depuis plusieurs années ont permis, d'une part, de préciser l'organisation de ces formations et d'autre part, d'envisager les relations existant entre les unités de drainage et les constructions travertineuses sises à l'aval.

L'analyse litho-stratigraphique fait apparaître, en particulier dans les sites de vallées assez larges et peu pentues, l'organisation autour de laquelle se structurent ces dépôts. Celle-ci s'articule d'une part, autour d'une séquence sédimentaire verticale ou chronoséquence qui traduit des transformations de l'environnement, et d'autre part, autour d'une unité morpho-bio-sédimentaire qui constitue un ensemble structuré comprenant un barrage construit autorisant la réalisation d'un domaine lacustre ou palustre à l'arrière. Le comblement du lac n'est d'ailleurs pas toujours synchrone de l'élévation du barrage. Il semble bien au contraire, que la vasque (ou les vasques situées le plus en amont), protège(nt) d'une certaine façon les barrages en stockant les sédiments insolubles (cf. Plitvice en Yougoslavie). Il existe donc des relations particulières entre ces divers éléments; relations qui nous permettent de proposer l'idée de système travertineux. Conformément à la définition du système, le système travertineux présente bien des éléments en interaction (barrage, vasque, suite de retenues, biocénose, etc...) lui conférant autonomie, cohérence et permanence, et il entretient des rapports avec son environnement. Ainsi il reçoit d'unités de drainage situées en amont un flux modulé tant sur le plan physico-chimique qu'hydrodynamique. Inversement l'édification de barrages contrarie la recherche du profil longitudinal d'équilibre dynamique. C'est-à-dire du talweg qui permet l'évacuation de la charge (eau et sédiments) avec une dépense minimale d'énergie et avec une dépense constante par unité de longueur. Le système travertineux est une forme opposée à la dynamique fluviale et ne peut donc être qu'éphémère et d'étendue restreinte. Par ailleurs, le système travertineux est soumis à d'autres composantes de son environnement (rayonnement solaire, etc...) auquel il restitue, en particulier, des flux modifiés sur le plan physico-chimique.

Le système travertineux est donc une structure spatiale auto-acquise générée à partir d'un flux d'eau, de carbonates dissous et d'éléments détritiques généralement non solubles. Ces flux sont eux même générés, par deux types de systèmes:

* des systèmes karstiques: aquifères carbonatés pouvant drainer un amont non carbonaté et possédant une structure de drainage tridimensionnelle plus ou moins intégrée et hiérarchisée qui détermine un fonctionnement plus ou moins karstique; c'est-à-dire modifiant plus ou moins l'impulsion donnée par l'épisode pluvieux;

* des systèmes fluviaux: bassin versant regroupant à la fois des unités où s'effectue un ruissellement superficiel et un ou des système(s) de drainage souterrain, karstique(s) ou non.

Il existe donc deux grands types d'organisation spatiale et fonctionnelle:

* d'une part, celle constituée par le binôme: aquifère carbonaté <-> travertins de source,

grossièrement stratifiés, de pendage conforme à celui de la pente topographique et qui s'étendent depuis la résurgence jusqu'à une confluence majeure

* et d'autre part, celle constituée par l'association: système fluvatile <-> travertins alluviaux. Ils sont généralement situés dans le cours aval et sub-horizontale du cours d'eau et présentent en alternance des couches travertineuses et des passées détritiques.

La genèse de ces édifices étant encore sujette à discussions, nous rappellerons que deux interprétations sont aujourd'hui proposées: l'une voit dans l'évolution physico-chimique d'un flux (précipitation de carbonates en partie consécutive à l'évasion d'une fraction du CO_2), la dynamique morphogénétique responsable de ces accumulations; l'autre recherche dans le travail d'organismes vivants, l'origine de ces mêmes travertins. Dans l'hypothèse où le facteur biologique aurait un caractère dominant, les caractéristiques physiques et chimiques des flux qui traversent ces systèmes d'accumulation, ne peuvent quand même pas être tenues pour marginales car:

* il serait étonnant, que le tapis algo-bactérien ne nécessite pas un biotope particulier, dans la détermination duquel les caractéristiques des flux qui le traversent, prennent une part essentielle;

* les formations travertineuses sont loin de ne comprendre que des faciès construits;

* et surtout parce que parmi toutes les sources situées dans un contexte bioclimatique semblable et drainant des aquifères carbonatés, certaines ne présentent pas de dépôt, sans qu'il soit toujours possible d'attribuer cette absence à une érosion.

Le binôme aquifère carbonaté <-> travertins de source est un dispositif simple à partir duquel on peut décrire un certain nombre de relations. Sur le massif de la Ste. Baume (B. du R., Var) drainé au travers d'un ensemble d'aquifères au fonctionnement très différent, il semble que les systèmes ayant le fonctionnement le moins karstique (Sce de Saint Pons, Sce Lazare...) sont les plus à même de développer des systèmes travertineux (important et récent dans le cas de la Sce St. Pons, actuel et modeste dans celui de la Sce Lazare). Inversement, à l'aval de systèmes très karstifiés (Sce des Encanaux supérieurs, Foux de Nans...) on ne retrouve pas d'accumulations importantes. Les aquifères au fonctionnement peu karstique semblent donc favoriser la réalisation de systèmes travertineux.

Par ailleurs, toutes les analyses physico-chimiques effectuées sur la St. Baume montrent que la minéralisation carbonatée des eaux issues d'un drainage souterrain, est supérieure (pCO_2 50 à 100 fois supérieure) à ce qu'elle pourrait être sous atmosphère libre ($\text{pCO}_2 \approx 3 \cdot 10^{-4} \text{atm.}$). Cet "excès" de carbonates par rapport à la pCO_2 de l'atmosphère libre matérialise en fait une sur-dissolution liée au fonctionnement du karst. A couverture végétale semblable, il semble que les aquifères possédant une atmosphère très confinée (échanges gazeux avec l'atmosphère libre difficiles: cas des aquifères peu karstifiés, isolés par une couverture morainique, etc...) restituent généralement des flux plus chargés en CO_2 et qui possèdent donc un potentiel de travertinisation plus important. Les travertins apparaissent donc comme des formations corrélatives de la réalisation de l'endo-karst. De même d'autres facteurs chimiques comme l'augmentation de la concentration en Mg^{++} qui est un ion d'acquisition lente, lors de étiages, peuvent jouer un rôle dans la précipitation.

Lorsque le système exportateur de matière est un système fluvatile le schéma est plus complexe puisque d'autres variables comme la forme du bassin versant ou la nature lithologique des affleurements peuvent interférer. Dans ce cas la question ne se résume plus seulement l'évasion du CO_2 mais doit aussi considérer le mélange d'eaux qui peuvent avoir des origines très différentes.

Nous avons vu que les systèmes travertineux sont des constructions éphémères. Elles doivent donc être très sensibles aux variations des différents facteurs responsables de leur croissance. En conséquence, il se peut que la simple évolution d'un système karstique (passage d'un fonctionnement non karstique à un fonctionnement karstique) provoque leur destruction, sans qu'il soit nécessaire de rechercher des causes catastrophiques. Inversement, un fonctionnement karstique peut aussi être remis en cause par les conséquences de différentes actions s'exerçant soit sur les exutoires (migration, colmatage par des grèzes par ex, etc...) soit sur l'aquifère [colmatage interne, externe (moraine, sols...), capture, etc...]

La description de relations fondamentales existant entre ces systèmes exportateurs d'amont et ces systèmes accumulateurs d'aval montre bien l'interdépendance de ces systèmes et nous conduit à définir cet ensemble plus vaste comme un géosystème karstique.

LES RADIOLARITES DU TRIAS MOYEN DE LA FORMATION DU MONTE FACITO Auct.
(BASSIN DE LAGONEGRO, ITALIE MERIDIONALE)

MIDDLE TRIASSIC RADIOLARITES IN THE MONTE FACITO FORMATION Auct.
(LAGONEGRO BASIN, SOUTHERN ITALY)

Rossana MARTINI^{*}, Patrick DE WEVER^{**} et Louissette ZAMINETTI^{*}

^{*}Département de Géologie et Paléontologie, Université de Genève, 13 rue des Maraichers,
1211 Genève 4, Suisse

^{**}CNRS URA 0705, Laboratoire de Stratigraphie, Université P. et M. Curie, Tour 15-16/E4, 4 Place Jussieu,
75252 Paris Cedex 05, France

ABSTRACT

Middle Triassic (Anisian-Ladinian) radiolarites are described for the first time in the lower part of the Lagonegro II Unit (Monte Facito Auct. Formation).

Analysis of radiolarite composition and variation of the major chemical elements indicates:

- . a biological origin for the silica;
- . a continental source for most of the sediments (mostly clays) composing the radiolarites;
- . the existence of three depositional mechanisms for the radiolarites: 1) decantation from a turbidite system; 2) decantation of suspended material; 3) decantation from density currents (contourites).

A depositional model for the lower and middle part of the Monte Facito Auct. Formation is proposed, inferring a turbiditic sedimentation.

Des radiolarites d'âge triasique moyen (Anisien-Ladinien) sont signalées pour la première fois en Italie continentale dans la Formation du Monte Facito Auct. Cette formation constitue la base tectonique de l'Unité de Lagonegro II qui a chevauché au cours du Miocène (Burdigalien) l'Unité de Lagonegro I.

Les premiers résultats relatifs à l'âge et aux conditions de sédimentation des radiolarites sont présentés ici. Ces travaux font suite à l'étude des Radiolaires (d'âge norien moyen à berrisien) présents dans les Formations des Calcaires à silex et des "Scisti silicei" (= Formation des Radiolarites de DE WEVER et MICONNET, 1985).

Les radiolarites qui font l'objet de cette note proviennent des régions de La Cerchiara et de Moliterno (Murgia del Prete et Tempa di Rocca Rossa) (Fig. 1). Dans ces localités les radiolarites, de couleur variant du rouge violacé au gris-vert, affleurent en "blocs exotiques" (lambeaux de séries) de dimensions décimétriques à métriques, se présentant soit sous un aspect massif, soit plus généralement stratifié. Les radiolarites se trouvent normalement immergées dans une matrice argilo-marneuse, mais parfois on peut en observer quelques "blocs" en contact direct avec les calcaires bioconstruits.

L'analyse de la composition et de la variation des éléments chimiques majeurs dans les radiolarites a montré que celles-ci se caractérisent par un pourcentage élevé de SiO₂ (84.5% valeur moyenne). Cette quantité élevée de silice semble avoir une origine surtout biologique du fait que l'on se trouve probablement en correspondance d'une paléozone à haute productivité biologique. Ces considérations sont en accord avec la position équatoriale occupée par le Bassin de Lagonegro au Trias moyen-Jurassique (DERCOURT et al., 1985, 1986).

Une origine continentale pour une partie des sédiments (argiles) constituant les radiolarites est également retenue.

En outre, les valeurs obtenues pour le taux de sédimentation suggèrent que les radiolarites de la Formation du Monte Facito Auct. sont le résultat de plusieurs mécanismes dépositionnels:

- . décantation de matériel fin provenant d'un nuage turbiditique (turbidite distale) (taux de sédimentation le plus élevé);
- . décantation de matériel détritique fin en suspension dans la masse d'eau océanique (taux de sédimentation le plus bas);
- . décantation de matériel fin entraîné par des courants de densité (contourites) (taux de sédimentation moyen).

Il existe probablement une combinaison de ces trois types de mécanismes dépositionnels, par ailleurs difficiles à distinguer les uns des autres, dans des sédiments à granulométrie aussi fine que les radiolarites.

Un modèle sédimentaire pour la partie inférieure et moyenne de la Formation du Monte Facito Auct. est proposé (Fig. 2). Il s'agit de deux séquences d'origine turbiditique, la séquence inférieure

représentant l'événement distal et la séquence supérieure l'événement proximal de la turbidite.

D'un point de vue biostratigraphique l'âge triasique moyen de ces niveaux permet de vieillir l'époque d'individualisation de bassins en Téthys occidentale et souligne la continuité de la sédimentation radiolaritique depuis l'ouverture de la Téthys.

REFERENCES

CIARAPICA, G., S. CIRILLI, R. PANZANELLI-FRATONI, L. PASSERI et L. ZANINETTI (1988b) - La Formazione di Monte Facito (Appennino Meridionale). Atti Congresso Soc. Geol. It., Sorrento 13-17 Settembre, vol. B, p. 132-135.

DERCOURT, J., L. P. ZONENSHAIN, L. E. RICOU, V. G. KAZMIN, X. LE PICHON, A. KNIPPER, C. GRANDJACQUET, D. H. PECHERSKY, J. BOULIN, J.-C. SIBUET, L. A. SAVOSTIN, O. SOROCKTIN, M. WESTPHAL, M. L. BAZHENOV, J.-P. LAVER J., B. BIJU-DUVAL (1986) - Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics, Amsterdam, 123, p. 241-315.

DE WEVER, P. et P. MICONNET (1985) - Datations directes des radiolarites du Bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie méridionale) implications et conséquences. Riv. Esp. de Micropaléont., Madrid, vol. 17/3, p. 373-402.

IJIMA, A., R. MATSUMOTO et R. TADA (1985) - Mechanism of sedimentation of rhythmically bedded chert. Sed. Geology, Amsterdam, vol. 41/2, p. 221-233

SCANDONE, P. (1972) - Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. Boll. Soc. Natur. Napoli, vol. 81, p. 225-300.

LEGENDE

Fig. 1. Localisation des affleurements ("La Cerchiara s.l.", Murgia del Prete, Tempa di Rocca Rossa).

Fig. 2. Dynamique de la sédimentation de la Formation du Monte Facito Auct. (Bassin de Lagonegro) au Ladinien-Carnien inférieur (?).

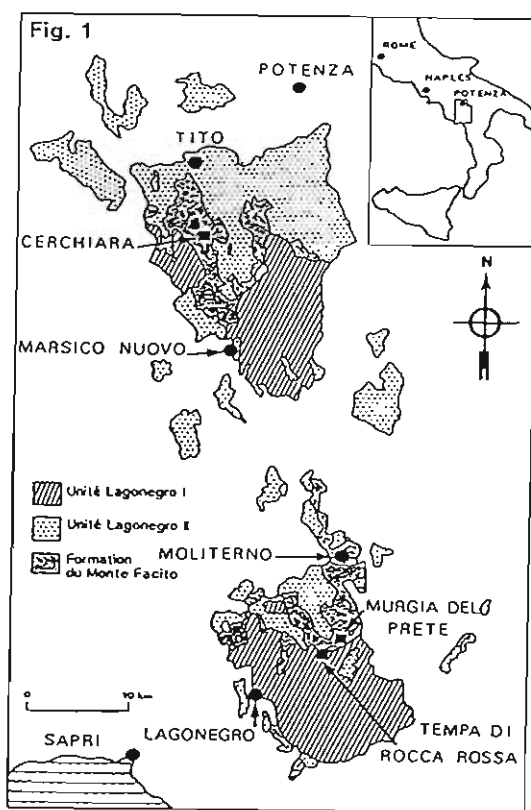
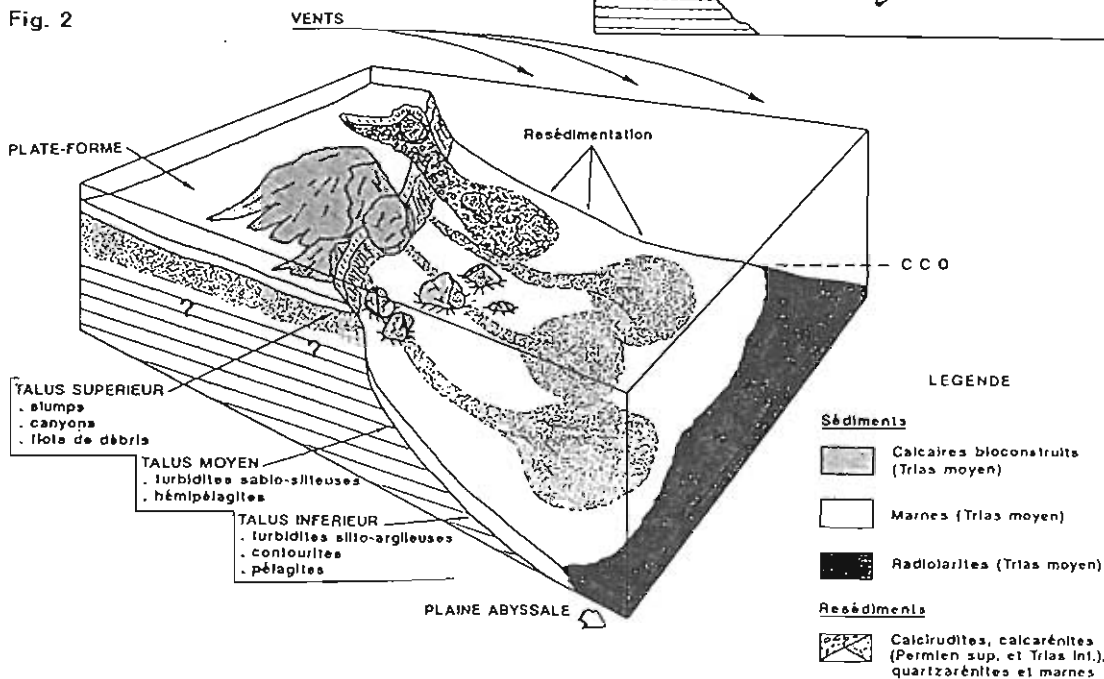


Fig. 2



2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

**VARIATIONS SEDIMENTAIRES SOUS CONTROLE TECTONIQUE
DURANT L'APTIEN SUPERIEUR-CENOMANIEN MOYEN A L'ARTICULATION DES
BLOCS PROVENÇAL ET LANGUEDOCIEN (S.E. DE LA FRANCE).**

MASSE Pierre-Jean-Louis, MASSE Jean-Pierre, TRONCHETTI Guy.

Centre de Sédimentologie-Paléontologie, Université de Provence,
Place V. Hugo - 13331 Marseille Cedex 03 - URA 1208 du C.N.R.S.

De part et d'autre de la faille de Nîmes, à l'articulation des blocs tectoniques provençal et languedocien, les séries de l'Aptien supérieur-Cénomaniens moyen montrent d'importantes variations sédimentaires.

Les successions de l'Aptien supérieur et de l'Albien sont fréquemment incomplètes et présentent des ravinements d'origine sous-marine. La découverte à Chateauneuf-du-Pape d'une série lacunaire où l'Albien moyen et supérieur sont représentés par une croûte phosphatée stromatolitique traduit en outre l'importance des condensations. Un tel encroûtement témoigne également de conditions physiographiques et océanologiques particulières (fonds indurés relativement profonds soumis à des courants de fond et haute productivité des eaux) qui marquent la période considérée dans de larges secteurs des marges périalpines européennes et africaines. Cette série albiens extrêmement réduite s'apparente aux séries contemporaines de la bordure N.W. du Ventoux et de la région de Vaison-Nyons et Uchaux.

Ces anomalies sédimentaires albiens jalonnent la faille de Nîmes dont elles expriment le jeu contemporain. Au N.W. du Ventoux et dans la région de Vaison-Nyons une sédimentation pélago-détritique relativement homogène se rétablit dès le Cénomaniens inférieur qui est absent à Chateauneuf-du-Pape où les premiers dépôts de ce type datent du Cénomaniens moyen (laminites hémipélagiques à Foraminifères planctoniques). Durant cet intervalle la plus grande partie des domaines languedocien et provençal est soumise à un régime continental et/ou margino-littoral qui traduit sur la marge périvocontienne méridionale l'individualisation du domaine durancien émergé. Les caractères sédimentologiques de la série albo-cénomaniens de Chateauneuf-du-Pape excluent ce secteur du domaine durancien où on le plaçait jusqu'à présent. Cela conduit à proposer pour le Cénomaniens moyen une paléogéographie nouvelle où se manifeste (comme au Barrémiens-Bédoulien) un "ensellement comtadin". L'analyse comparée des séries albo-cénomaniens provençales et languedociens montre que l'ensellement comtadin doit sa configuration actuelle à la combinaison du jeu médiocrétacé et du coulissement senestre paléogène de la faille de Nîmes. L'importance accordée au rôle de cet accident dans la sédimentation médiocrétacée s'accorde bien avec les hypothèses relatives au contrôle structural de la paléogéographie provençale s.l. durant cette période. Elle souligne également la différenciation précoce des régions provençales et languedociens.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LA PLATE-FORME CARBONATÉE DE L'EOCENE INFÉRIEUR EN TUNISIE
CENTRALE: POTENTIEL RESERVOIR DES CORPS CHENALISÉS

F. MATMATI (1, 2), A. M'RABET (1), K. BEN ISMAIL (1)
et M. BEN HAJ ALI (2)

(1) Université de Tunis, Faculté des Sciences, Département
de Géologie, campus universitaire 1060-Tunis, Tunisie

(2) Office National des Mines, Service Géologique, 95, Avenue
Mohamed V, 1002-Tunis Belvédère, Tunisie

Les dépôts éocènes de l'Axe N-S (Tunisie centrale)
correspondent à deux séquences sédimentaires majeures,
transgressives puis régressives.

1) La première séquence, datée de l'Eocène
inférieur, est formée de quatre unités carbonatées de type
plate-forme.

L'unité 1, transgressive sur les argiles du Paléocène,
débuté par des assises phosphatées localement
conglomératiques et à base ravinante, surmontées par des
mud-wackestones à faune planctonique.

L'unité 2 traduit une diminution de la profondeur du
milieu et l'amorce d'une évolution régressive. Elle est
composée de corps lenticulaires de carbonates bioclastiques
associés à des dolomies fines litées. Les corps
lenticulaires sont d'épaisseur métrique et d'extension
latérale pluridécamétrique. Dans leur majorité, ils ont
une morphologie concavo-plane, avec base érosive et
stratifications obliques. Les faisceaux ont des feuilletts
obliques à contacts tangentiels et localement plans avec des
directions contrariées de type "herringbone". Ces carbonates
bioclastiques (gastéropodes et lamellibranches) quoique
dolomitisés montrent un granoclassement vertical. Ils
correspondent à des remplissages infratidaux (en partie
intertidaux) de chenaux de marée. Ces derniers témoignent
aussi d'une progradation littorale du SSW vers le NNE.
Localement, les lentilles bioclastiques sont plano-convexes et
correspondent plutôt à des barres progradantes en position
plus distale.

L'unité 3 comprend des wackestones bioclastiques et des
dolomies fines et laminées, organisés en séquences
élémentaires de comblement. Ces faciés de plate-forme
interne (infra-intertidale) sont latéralement relayés par
des sédiments argilo-dolomitiques et gypseux de type sabkha.

L'unité 4 est essentiellement argilo-gypseuse et reflète une sédimentation évaporitique de type sabkha à cuvette très peu profonde.

Il est à noter que la plate-forme médiane et surtout interne ainsi définie, se situe en bordure orientale de l'île de Kasserine.

2) Parmi les faciés de cette plate-forme, les carbonates bioclastiques en chenaux ou en barres de l'unité 2 sont bien poreux et perméables. Leur porosité varie de 18 à 34%; elle correspond à trois types de pores: vacuolaires, de moules et intercrystallins. Leur perméabilité varie de 1 à 955 md. Ces bonnes propriétés pétrophysiques sont le résultat d'un double contrôle: sédimentaire (dépôts de chenaux) et diagénetiques (dolomitisation et dissolution). Elles permettent de considérer ces faciés yprésiens comme des réservoirs potentiels.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

CORRELATION DE QUELQUES UNITES ALLOCHTONES DE BOGHARI
(ALGERIE) SUR LA BASE DE DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES.

F. MEDJADJ

U.S.T.H.B. Institut des Sciences de la Terre, B.P. 32, El-Alia,
Alger- ALGERIE.

Un complexe terrigène oligocène, appartenant à la nappe mésotellienne (dans le Titteri), affleure en plusieurs ensembles discontinus, alignés sensiblement NE-SW: les Grès de Boghari. Il comporte des marnes grises bassinales à la base surmontées par d'épaisses corniches gréseuses.

Les corrélations, basées sur des analyses sédimentologiques et séquentielles, se rapportent à trois grandes unités allochtones: I, II, III (fig. 1).

Le domaine central (I) présente une évolution allant du continental fluvio-lagunaire à paléobols rouges et croutes calcaires au Sud, vers un complexe deltaïque à séquences caractéristiques de prodelta marneux, cordons grésocarbonatés du front de delta et barres tidales sableuses alternées de marnes ocres-roses saumâtres de la plaine deltaïque au Nord.

Le domaine oriental (II) montre un passage de faciès continentaux au Sud vers des cordons littoraux gréseux au Nord, piégés dans une zone très subsidente.

A l'Ouest (III), la sédimentation est relayée par une accumulation sableuse à très nombreux slumps et structures d'échappement de gaz, équivalent latéral du prodelta et du front deltaïque. Elle se poursuit avec l'installation de dépôts mixtes, corrélables avec la plaine deltaïque du domaine central.

Il est possible, sans avances des hypothèses sur l'emplacement originel du bassin récepteur des Grès de Boghari, d'ordonner ces différentes unités allochtones en un schéma paléogéographique: sous un climat méditerranéen, une masse terrigène prograde à partir du Sud pour édifier, à l'embouchure du fleuve une nappe deltaïque largement influencée par des courants tidaux et fluviaux (I), passant au Nord, à des dépôts plus profonds (III). Parallèlement vers l'Est, s'installe une plaine littorale à cheniers (II), (fig. 2).

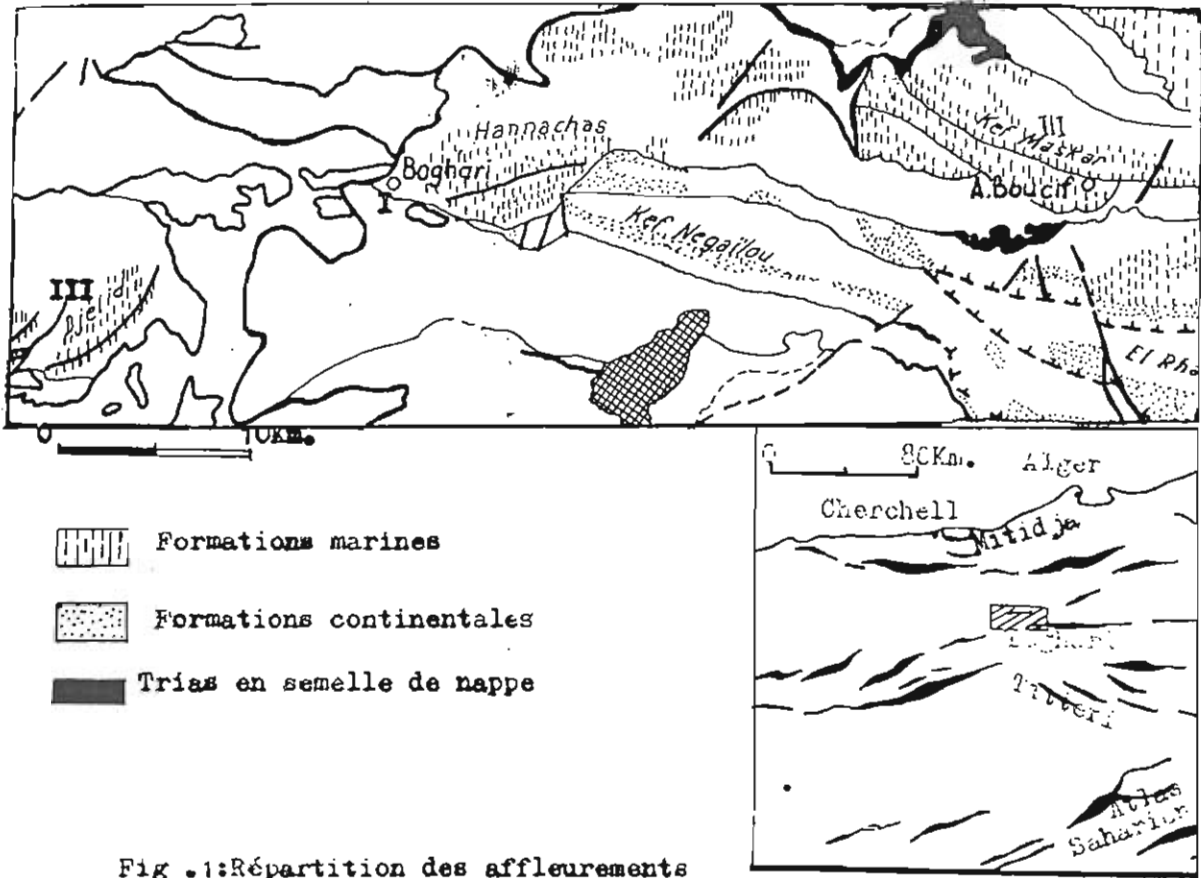


Fig. 1: Répartition des affleurements oligocènes et des domaines étudiés.

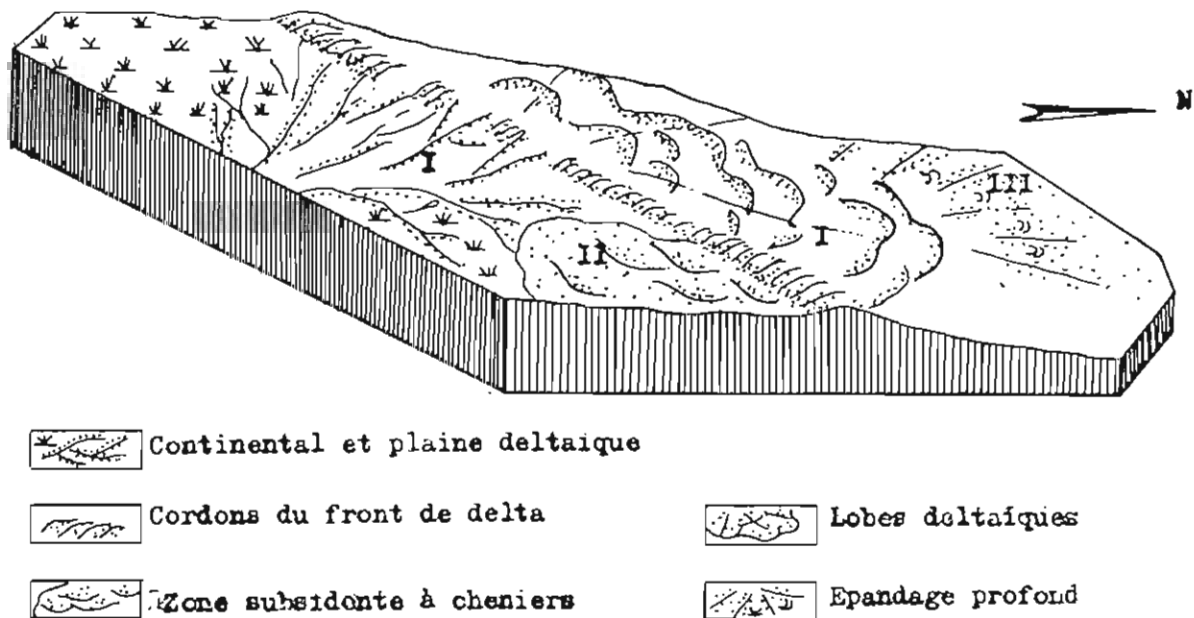


Fig. 2: Reconstitution paléogéographique des Grés de Boghari.

ENREGISTREMENT SEDIMENTAIRE DE L'EUTROPHISATION
SUR LES RECIFS CORALLIENS ACTUELS

SEDIMENTARY RECORD OF EUTROPHICATION ON MODERN CORAL REEFS

L.F. MONTAGGIONI¹, O. NAIM² et P. CUET²
(1) URA-CNRS 1208, Université de Provence, 13331 Marseille Cédex 03
(2) Université de la Réunion, 97490 Sainte-Clotilde

P
O
S
T
E
R

Parmi les causes (tectoniques, climatiques, océanographiques) explicatives de la mort des systèmes bioconstruits, a été récemment invoqué le phénomène de l'eutrophisation (modification de l'équilibre des communautés biologiques suite à un enrichissement du milieu en éléments nutritifs). Toutefois, la signature sédimentaire du dit phénomène reste encore mal perçue dans les séries carbonatées.

Les récifs frangeants de l'île de La Réunion (Océan Indien), soumis à des pressions eutrophisantes d'intensité variable, ont fait l'objet d'une étude pluridisciplinaire, qui a permis de saisir les relations entre les variations de la concentration en sels nutritifs (exprimées en $\mu\text{mole.l}^{-1}$) et la composition des communautés benthiques potentiellement fossilisables. Dans les zones non eutrophisées (phosphates = 0,51 ; nitrates = 0,71 - 1,20 ; nitrites = 0,02 - 0,07), les Scléactiniaires constituent l'élément dominant, les algues (calcifiées et non calcifiées) occupant moins de 10 % des surfaces disponibles ; en particulier, les macro-cyanophycées (*Nodularia*) sont rares et éphémères. Les éponges, érosives (*Cliona inconstans*) et non érosives (*Dysidea*, *Paratetilla*) ont un taux de recouvrement inférieur à 1%. Dans les zones eutrophes, en mode agité (phosphates = 0,73 - 1,60 ; nitrates = 0,73 - 6,74 ; nitrites = 0,05 - 0,14), les Scléactiniaires régressent au profit des algues calcaires dont certaines formes tendent à envelopper les colonies coralliennes vivantes et à occuper ainsi en moyenne 30 % des surfaces. Les éponges sont ici inexistantes et les macro-cyanophycées rares. Dans les zones eutrophes, en mode moyennement agité (phosphates = 0,7 - 1,42 ; nitrates = 2,6 - 12,2 ; nitrites = 0,19 - 0,24) les Scléactiniaires régressent au profit des macrophytes. Les macro-cyanophycées (*Schizotrix*) forment des thalles épais, colonisant 30 % des surfaces, en association avec d'autres algues microfilamenteuses. La fréquence des éponges devient significative : les Cliones peuvent atteindre, dans certains secteurs d'arrière-récif, jusqu'à 100 % de recouvrement.

Dans les milieux récifaux, l'enrichissement en sels nutritifs semble se traduire par : (1) en zone de haute énergie, le remplacement des bioconstructeurs primaires (à fort pouvoir de calcification et d'édification) par des constructeurs secondaires (à pouvoir nettement plus faible) ; (2) en zone de faible énergie, le remplacement des bioconstructeurs par des organismes constructeurs à faible capacité de rétention sédimentaire, des organismes non constructeurs et des organismes érodeurs. Les observations préliminaires réalisées en Mer Rouge confirment en partie ce schéma séquentiel. La reconnaissance de telles séquences dans les séries carbonatées devrait permettre une meilleure appréciation de l'importance de l'eutrophisation dans l'évolution des systèmes bioconstruits.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

AUTHIGENIC OPALINE STRUCTURES IN DEEP-SEA SEDIMENTS OF MIOCENE AGE FROM THE SOUTHEAST ATLANTIC (ODP HOLE 699A)

MONTY, C.L.V. and WESTALL, F., Université de Nantes, Labo. de Biosédimentologie, 2, chemin de la Houssinière, 44072 Nantes Cédex 03, France.

and Van der GAAST, S.J., Netherlands Institute for Sea Research, Postbox 59, 17090 AB Den Burg Texel, Netherlands

We describe a number of opaline structures of authigenic origin from six samples of deep-sea biosiliceous oozes of Miocene age. These structures include overgrowths on microbial filaments which range from 0.05-10 μm in size, microhemispheroidal structures 0.2-0.7 μm in diameter, smooth, flaky accretions 0.5-1 μm in diameter and a gel-like cement which embeds and drapes the filaments and microhemispheroids as well as contributing to the formation of the flaky structures. To our knowledge, none of these structures has previously been described in the literature. We postulate microbial interaction in the formation of at least some of them.

Our samples, histologically fixed upon retrieval, were taken from diatom oozes and clay-bearing diatom oozes in Hole 699A (3716m) in the SW Atlantic Ocean. The sample distribution spans a large, middle Miocene hiatus of 3.5My. We observe no appreciable correlation between the occurrence of these neoformed opal structures and particular changes in the interstitial water geochemistry and physical properties such as porosity and water content. However, there is a massive increase in shear stress.

XRD analysis of two samples was made to obtain the opal phase and clay mineral composition. They showed the presence of incipient opal CT. In one sample there was very little clay and in the other clay (mainly smectite) only occurred in minor quantities. Other minerals found were vermiculite, kaolinite, chlorite, illite, amphibole and zeolites.

The SEM observations showed that biosiliceous particles (mainly diatoms) in all samples were either deeply corroded and/or overgrown by (and sometimes replaced by) neoformed structures as well as filaments. These structures take the form of either an amorphous, gel-like silica deposit on the frustule, microhemispheroids, flaky structures, or occasionally isolated encrusted filaments. In some samples, all bioterrigenous and terrigenous particles have been totally covered by neogenic opal formation.

Microbial filaments have been found in all stages of encrustation from apparently fresh (living) unencrusted specimens to others which are so heavily encrusted and overgrown by microhemispheroids that only irregular aggregates, sometimes with hollow centres, remain. We

have observed this range within one microbial colony measuring 10um by 13um in size. Edax analyses of the encrusted part of the colony give an Si/Al ratio of 4.5 with trace amounts of Mg, K and Fe (the colony is located in a clay-rich part of this sample). We have often observed hollow tubes resulting from decay of the microbial filament. In other instances the development of the encrustation over the filament surface is not even, giving rise to irregular overgrowths, often concentrated towards the head of the filament. The encrusted filaments generally occur in isolation and only rarely have they been observed in a colony. These structures do not occur in all samples.

Microhemispheroids are opaline bodies with an often flattened, hemispherical shape (perfect hemispheres are seldom found). Stereo-photographs show that some of them may be the heads of filaments embedded in a smooth, gel-like cement. These structures may occur in isolation, eg. on detrital grains or sponge spicules, but more commonly they occur in coalesced masses with compromise boundaries. The aggregates may form simple, "budded" structures, linear "caterpillar" like structures, or planar cubic-shaped or planar circular conglomerations around a central microhemispheroid, or irregular masses which may overgrow filaments. In some instances, the microhemispheroids seem to have corroded the substrate to which they are attached. Edax/Tracor analyses have Si/Al ratios of 5-7 with traces of Mg, K and Fe. The distribution of microhemispheroids in these samples is patchy and appears to be correlated with biosiliceous lithologies containing very little clay.

We have also observed neoformed flaky structures in association with microhemispheroids and filaments. The flakes are flat, tabular sheets with round, lobate edges. They are about 0.05um thick and 0.5-1um in diameter and are formed either by a smooth, amorphous material growing horizontally by lateral coalescence of their lobes, or they may be formed by the coalescence of flattened, non-viscous microhemispheroids. The intervening space between the lobes may be filled by a gel-like cement. Aggregates of flakes may be formed by the piling up or stacking of these structures. Microhemispheroids and filaments frequently occur on the flakes or may be embedded in them by later generations of flakes. As with the microhemispheroids, these flakes are only found in samples with almost no clay.

There appears to be a very complex interrelationship between all these structures. We propose that neoformation of the opaline encrustations may be mediated by microbial biogeochemical reactions. It is possible that such processes may also have been responsible for the formation of the microhemispheroids but this is very speculative at present.

LES DEPOTS GRAVITAIRES DANS LE SENONIEN DU SECTEUR FAÏD-SIDI KHALIF, TUNISIE CENTRALE

MOHAMED EL HEDI NEGRA. Université de Tunis, Faculté des Sciences ,
Département de Géologie, Laboratoire de Sédimentologie et Bassins
Sédimentaires, Campus Universitaire, 1020 Tunis-Belvédère, TUNISIE

La formation Abiod (Buroillet, 1956), d'âge Campanien-Maastrichtien, contient à sa base, tout le long de l'axe Nord-Sud, des conglomérats constitués de galets et blocs carbonatés d'âge Crétacé supérieur (Cénomaniens à Campaniens), enveloppés par une matrice micritique d'âge campanien. L'épaisseur et la constitution de la formation Abiod, y compris les corps conglomératiques, sont clairement variables et sont sous le contrôle de plusieurs processus, à la fois, sédimentaires et tectoniques.

Evolution verticale, principales séquences sédimentaires

La formation Abiod repose directement sur les marnes et les calcaires argileux de la formation Aleg d'âge Coniacien-Campanien inférieur ; ces marnes de milieu marin ouvert et relativement profond reposent sur une discontinuité nette (pouvant être, au moins localement, un hard ground), marquant le top des carbonates peu profonds de la formation Zebag d'âge Cénomano-Turonien. La formation Abiod est souvent constituée de trois unités :

- La première unité est souvent formée d'un calcaire conglomératique granoclassé, montrant des figures de base de banc de type flute-casts, bounce-casts, crescent casts et des figures de glissement de type slump-marks, indiquant, toutes, un transport selon une direction nord-sud. Dans le secteur Faïd-Sidi Khalif, ce transport est souvent vers le Nord mais peut être également vers le Sud.

- La deuxième unité est constituée de séquences élémentaires marno-calcaires à dominante argileuse. Son épaisseur varie de 5 à 10m.

- La troisième unité est formée de séquences également marno-calcaires mais à dominante calcaire. Les calcaires sont des Wacke-packstones à foraminifères planctoniques et benthiques et Coccolithes ; les bancs sommitaux contiennent, de plus, de fréquents moules d'Inocérames et de Cancellophycus.

Dans la première unité, la dispersion de blocs plurimétriques parmi des galets millimétriques, d'une part, et la nature micritique et argileuse de la matrice enveloppant les différents galets, d'autre part, traduisent des écoulements en masse de type debris-flow. Le recouvrement des conglomérats par des calcaires finement laminés passant, verticalement, à des marnes est un argument d'une séquence turbiditique pouvant inclure, localement tous les termes de Bouma (1962). Les figures de glissement et de résédimentation dénotent de l'existence de pentes sédimentaires, au moins, sur une direction nord-sud.

Evolution latérale des faciès

Les variations rapides de faciès et d'épaisseur, seulement sur 4 km, indiquent l'existence d'au moins, deux points hauts :

- Le premier, situé au Sud, est constitué par le récif à rudistes et algues du Jebel Bouzer, d'âge Coniacien-Santonien. Le démantèlement partiel de ce récif alimente, en blocs et olistolithes, la sédimentation campanienne s'effectuant dans les "bas-fonds" adjacents. Ces blocs bioconstruits deviennent de moins en moins fréquents vers le Nord et disparaissent complètement à 2 km au Nord du récif.
- Le deuxième point haut relatif est situé au Nord, dans la partie sud du Jebel Sidi Khalif. A ce niveau, les formations Abiod et Aleg se caractérisent par des épaisseurs nettement réduites. L'épaisseur de la formation Abiod est, seulement, de 36 m, les conglomérats y sont absents.

En définitive, les variations d'épaisseur et de faciès intéressant la formation Abiod (surtout la partie inférieure) traduisent, au moins, deux faits principaux :

- Une morphologie irrégulière caractérisant le Crétacé supérieur, marquée par l'existence de pentes sur lesquelles glisse un matériel dont l'âge peut être sénonien ou plus ancien, resédimenté au cours du Campanien.
- Une association étroite entre les processus de resédimentation et une instabilité tectonique vraisemblablement bien amplifiée au cours du Campanien. Il s'agit d'une tectonique principalement distensive, au moins, responsable de la configuration, en horsts et grabens de l'unité inférieure de la formation Abiod.

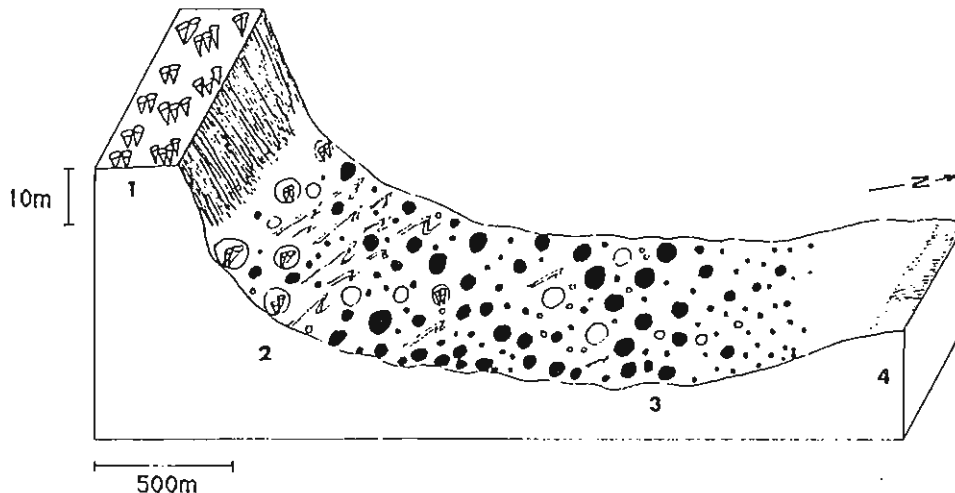


Fig. 1 : Topographie du fond marin au cours du Campanien. 1 : Récif coniacien-santonien du Jebel Bouzer ; 2 : Région de Jebel Faïd, riche en blocs bioconstruits d'âge Coniacien-Santonien et à fréquents slump-marks 3 : Partie nord du Jebel Faïd, riche en galets campaniens ; 4 : Région de Jebel Gatrana dans laquelle, les calcaires ne sont pas conglomératiques.

● : Galet d'âge campanien ; ⊕ : Bloc d'âge coniacien-santonien ; ○ : Galet d'âge Crétacé supérieur

Remerciements : Je tiens à remercier le Professeur B. Beaudoin pour nos discussions très fructifiantes sur le terrain.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

DEPOTS HYDROTHERMAUX ET HYDROGENETIQUES SUR LA
DORSALE PACIFIQUE EST (EPR) VERS 13°N.

W.D. NESTEROFF

Géologie Dynamique - Université Pierre et Marie Curie (PARIS VI)

Dans les vallées centrales (rifts) des Dorsales Océaniques à activité hydrothermale, les monticules à sulfures surmontés de cheminées et les panaches qui s'en dégagent ont été l'objet principal des recherches.

Dans cette communication nous présentons une étude des dépôts qui se forment sur les roches du plancher océanique *en dehors des monticules à sulfure*, aussi bien dans la vallée centrale que lorsqu'on s'éloigne de celle-ci, dans la zone de la Dorsale Pacifique Est (EPR) vers 13°N. Quelle est l'origine et la mise en place de ces dépôts : hydrothermale ou hydrogénéti- que ? Les échantillons étudiés ont été prélevés par le submersible CYANA au cours des campagnes Geocyatherm-1982 et Géocyarise-1984.

LES DEPOTS : DESCRIPTION ET DISCUSSION.

L'étude au MEB avec microsonde ORTEC-5000 (précisions des analyses estimées à $\pm 5\%$ {enveloppes} par comparaison avec spectrométrie d'émission à plasma) a conduit à distinguer quatre groupes de dépôts, bien différenciés par leur couleur, leur composition chimique et leur ultrastructure au MEB. Les pellicules d'altération des basaltes ont été, auparavant, identifiées et écartés de cette étude.

1. Les dépôts ocres. Par endroit ils recouvrent d'un film ocre les laves fraîches. Dans le rift, sur ses bords et sur les seamounts, ils se présentent sous forme de petits ou moyens (0,5 à 1,5 m) édifices érigés au-dessus des fractures du plancher. Enfin un mince film ocre est observé à la base de tous les dépôts noirs de Fe-Mn décrits en (3). Ils sont essentiellement composés de Fe-Si avec un peu de Ca. Au MEB ils présentent des formes vermiculés ou en sphérules.

Pour leur origine le contexte topographique suggère, pour les films un précipité à partir du panache hydrothermal, pour les édifices un précipité au contact des eaux froides du fond des fluides de lessivage émergeant des fractures du plancher océanique.

2. Les dépôts noirs à Mn dominant. Composés jusqu'à 98 % de MnO₂ ils recouvrent les laves et souvent les édifices ocres. Nous proposons aussi une origine hydrothermale pour ces dépôts.

3. Les dépôts noirs de ferromanganèse. En petites taches isolées ou en pellicules continues, ils recouvrent les pellicules ocres décrites en (1). Leur composition chimique, Fe-Mn avec un peu de Si et leur structure botryoïdale au MEB conduit à les comparer aux nodules en encroûtements de ferromanganèse des mers profondes. Nous proposons donc une origine hydrogénéti- que.

4. Les dépôts "intermédiaires". Une dizaine d'échantillons, de couleur ocre se différencie des ocres (1) par la présence de petites quantités de Mn, 1% à 10 %. Ils se placent entre les deux groupes : ocres Fe-Si et ferromanganèse noirs. Leur origine est discutée. Ils pourraient être une forme de dépôt ocre(1), c'est-à-dire hydrothermal au sein duquel, malgré les données expérimentales et théoriques, du Mn coprecipite avec Fe.

CONCLUSIONS.

L'analyse chimique semiquantitative montre que les dépôts superficiels recouvrant les roches du rift à $EPR-13^{\circ}N$ peuvent être caractérisés par trois éléments majeurs seulement : Fe, Mn et Si, qui se combinent en associations correspondant aux types de dépôts décrits ci-dessus. Ces associations se distinguent bien sur un diagramme ternaire Fe-Mn-Si. Nous proposons l'hypothèse qu'elles correspondent à différents modes de genèse.

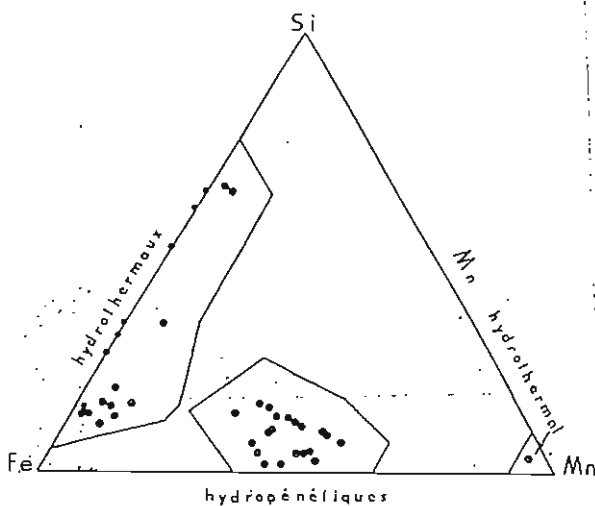
L'étude des dépôts montre qu'à partir du panache, Fe précipite d'abord en même temps que Si, formant des films d'oxydes ocres sans Mn. En même temps des sorties de fluides à travers les fissures du plancher érigent des édifices de même couleur et composition (Fe-Si). Toutefois certains de ces dépôts ocres contiennent aussi une certaine proportion de Mn.

Le Mn, sous forme d'oxydes presque purs précipite ensuite. Il s'agirait de venues plus tardives, plus froides et surtout plus diluées qui recouvrent les édifices ocres ou directement le basalte.

Les dépôts noirs de ferromanganèse, lorsqu'ils sont présents, recouvrent toujours les dépôts ocres et sont donc plus tardifs. Leur similitude avec les nodules suggère un dépôt hydrogénétiq ue s'installant et se développant après l'arrêt des précipités ocres provenant du panache.

Nous savons que les rifts et les zones avoisinantes sont surmontés de "panaches", mélange de fluides hydrothermaux et d'eaux de fond. L'échantillonnage, à $EPR-13^{\circ}N$, des fluides sortant des événements montre qu'ils contiennent surtout Fe, Mn et Si. On retrouve donc à $EPR-13^{\circ}N$, la séquence de dépôts hydrothermaux, situés hors monticules à cheminées, décrite dans les autres rifts, en particulier aux Galapagos.

En conclusion, dans la zone étudiée ($EPR-13^{\circ}N$), sur un diagramme Fe-Mn-Si on distingue bien trois différents types de dépôts. Nous proposons l'hypothèse que chacun de ces types correspond à une genèse particulière de mise en place, hydrothermal ou hydrogénétiq ue.



Propositions de Fe-Mn-Si dans les dépôts du rift $EPR 13^{\circ}N$. On observe le regroupement des échantillons en nuages : des dépôts hydrothermaux ocres à Fe-Si, hydrothermaux noirs à Mn et hydrogénétiq ues noirs à Fe-Mn. Les enveloppes correspondent à une erreur d'analyse estimée à $\pm 5\%$.

Les paramètres mécaniques et chimiques des dépôts silico-clastiques : : reflets des milieux de sédimentation ? Exemple du Bassin néogène du Chélif (Algérie).

J. NEURDIN-TRESCARTES

Géodynamique et Modélisation des Bassins, I.P.R.A.-C.U.R.S., Université de PAU

Le bassin néogène du Chélif est un bassin intramontagneux, étroit, entouré de hauts massifs bordiers. Sa formation a été précédée par l'orogénèse de la chaîne alpine nord maghrébine. L'analyse séquentielle réalisée systématiquement dans tous les dépôts, des assises continentales (couches rouges) aux séries marines (marnes bleues), a permis un découpage en séquences de 5^e ordre (mégaséquences MS_I, MS_{II}), de 4^e ordre (séquences majeures : 2a, 2b, 2c...) ainsi que de séquences de 3^e ordre (formations). Un inventaire détaillé des séquences de 2^e ordre nous a conduit à dégager et décrire les séquences-types d'un environnement donné pour lesquelles, selon les cas, les facteurs entrant en jeu lors de leur genèse sont, dans l'ordre d'importance : la tectonique, la subsidence, l'eustatisme, le dynamisme du milieu ambiant, le climat (périodes de bio ou rhéxistase), les cycles biologiques et biochimiques (J. NEURDIN, 1987b). Par ailleurs, nous avons recensé les grandes discontinuités (discordances) qui ont affecté les dépôts, en essayant pour chacune d'elles, d'en définir la cause eustatique ou tectonique (J. NEURDIN, 1987a). Les paramètres mécaniques et chimiques de la sédimentation reflètent-ils réellement le milieu de sédimentation ? Dans le tableau suivant, nous avons reporté des valeurs ou des critères significatifs d'environnements sédimentaires. Quelques conclusions s'imposent :

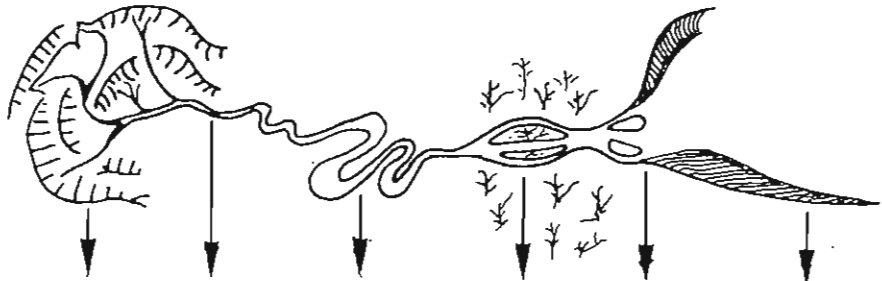
1. *En granulométrie* : la valeur du plus gros grain transporté (1er C) ainsi que la valeur de la médiane dépendent naturellement du milieu et de son énergie. Par contre, classement, assymétrie, acuité seraient plus liés à la taille des particules et au type de transport. Seule la valeur relativement élevée de la Md pour le domaine infratidal (450 µ) supérieure à celle trouvée pour le milieu intertidal peut paraître anormale. Lors de variations eustatiques engendrant une transgression, il y a remaniement de matériel grossier (cordons) du large vers la côte (onlap).

2. *En morphoscopie, exoscopie* : Les types d'usure reconnus au MEB sont très représentatifs du milieu. Dans le tableau, nous avons reporté l'ensemble des différents critères : mécaniques, chimiques (dissolution, précipitation) caractéristiques. Par contre la morphoscopie classique à la loupe peut entraîner des conclusions erronées si les grains observés viennent d'être repris dans un autre milieu : les traces étant peu marquées et de ce fait guère repérables à la loupe

3. *Composition globale du sable* : Les proportions sables, CO₃Ca, silts + argiles varient corrélativement. Les particules < à 40 µ se retrouvent en quantité non négligeable dès que l'énergie du milieu décroît : milieux marécageux, domaine infratidal. C'est dans ces fractions fines qu'il faudra en géochimie faire la distinction entre héritage et néogène.

4 Calcimétrie : La teneur en CO_3Ca d'un sable est liée à la porosité primaire intergranulaire mais aussi au chimisme, température, agitation de l'eau, de ce fait même au milieu de sédimentation.

Il ressort de cette étude que les paramètres physiques et chimiques la plupart du temps sont liés aux mécanismes dynamiques du milieu et non au milieu lui-même. Actuellement, seule l'analyse séquentielle au 2^e et 3^e ordre est vraiment représentative du milieu : celui-ci ne peut être défini par un paramètre unique mais par un ensemble qui regroupe de multiples mécanismes.



MILIEUX	CÔNES		FLUVIATILE		PLAINE D'INONDATION		MÂRECAGES (seumâtres)		INTERTIDAL émerision - imersion		INFRATIDAL		
	CONTINENTAL						MIXTE		MARIN				
ÉNERGIE	très forte		forte		faible		très faible		forte et irrégulière		faible		
GRANULOMÉTRIE	1er C	sables très grossiers à galets > 25.000 µ	silts à cailloux 10.000 µ	sables moyens à cailloux > 10.000 µ	silts moyens 600 µ	sables fins 400 µ	silts très grossiers 250 µ	sables fins 800 µ	silts très grossiers 150 µ	sable moyen à cailloux 7000 µ	sables fins 300 µ	sables moyens 2500 µ	silts moyens 300 µ
	Md	1.800 µ	< 10 µ	200 µ	10 µ	180 µ	45 µ	140 µ	35 µ	350 µ	145 µ	450 µ	15 µ
	Tri	très mauvais	très mauvais	très mauvais	mauvais	moyen	mauvais	mauvais	moyen	mauvais	mauvais	très mauvais	mauvais
	Assymétrie	+ très forte	+ très forte	+ très forte	+ très forte	+ moy.	+ moy.	+ moy.	- très faible	- très faible	+ très forte	+ très forte	- très forte
	Acuité	plati.	plati.	plati. base de séquence	plati. haut de séquence	lepto.	plati.	plati.	méso.	plati.	lepto.	plati.	lepto.
MORPHO-EXOSCOPIE	Types de grains (par ordre d'importance)	NU	NU ; EL	NU ; EL ; RM	NU ; EL ; RM	NU ; EL ; RM	NU ; EL ; RM	NU ; EL ; RM	EL ; NU ; RM	EL ; NU	EL ; NU	EL ; NU	
	Caractéristiques au MEB grains 450 µ	chocs = grandes cassures amorphisation	Chocs = cassures, v dissolution dépôts rares	dissolution placage SiO ₂	précipitation SiO ₂ néogènes	Chocs = cassures, V, stries dissolution orientée précipitation SiO ₂ dans les dépressions	grain décapé : traces de chocs anomalies ; V de dissolution						
Silts + Argiles	% des particules < à 40 µ	50 % nature importante	25 %	30 %	45 %	35 %	50 %						
Calcimétrie	% CO ₃ Ca	15 %	25 %	20 %	35 %	30 %	25 %						

KRUMBEIN W. (1968).- Graphic presentation and statistical analysis of sedimentary data. In P.D. TRASK editor, Recent marine sediments, Dover NY, p. 558-591.

LE RIBAUT L. (1975).- Notes et Mémoires TOTAL, n° 12, 230 p., 456 photos.

NEURDIN-TRESCARTES J. (1987a).- 8th Regional Meeting Sedimentology I.A.S., Tunis, p. 376-377, 2 fig.

NEURDIN-TRESCARTES J. (1987b).- 1er Congrès Français de Sédimentologie, Paris, p. 264-265.

EVOLUTION SEDIMENTAIRE DU COMPLEXE DELTAÏQUE TRANSITIONNEL DE JACA (NORD ESPAGNE)

H. Nuñez del Prado S.

Geo C.A.S.H. S.A, Av. Casimiro Ulloa # 234, San Antonio

Lima 18, PEROU

Le complexe détritique transitionnelle de Jaca d'âge probable Eocene moyen-supérieur, est caractérisé par le développement d'un système fluviodeltaïque qui progrède du SSE vers le NNW, avec des systèmes de dépôt associés qui sont le résultat de la redistribution du matériel détritique - par courants marines orientés E-W (Fig. 1).

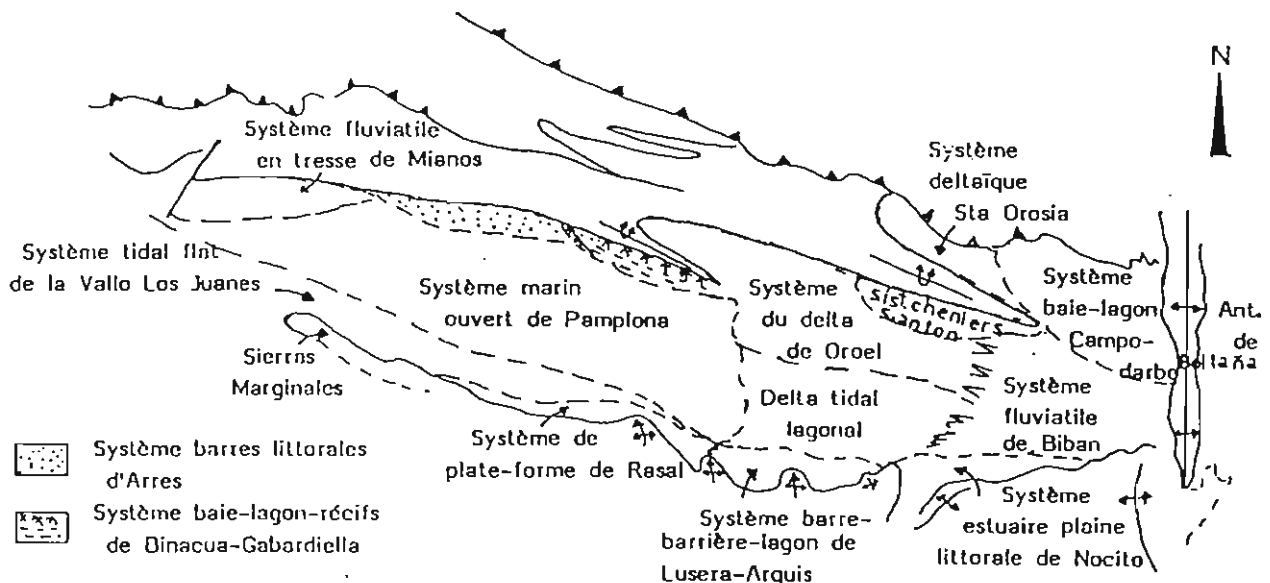


Fig. 1 - Systèmes de dépôt de la série paléogène de Jaca.

La reconstruction paléogéographique montre des sources des apports (Oz-lydiane) essentiellement méridionaux (continent de l'Ebre ?), mais aussi des apports septentrionaux à nature conglomératique par l'intermédiaire du delta de Santa Orozia localisée dans le secteur Nord-oriental du bassin (Figs. 1-2). Dans la bordure Sud du bassin, les séries de transition marine-continental, traduisent l'installation de 3 épisodes de - replissage: (Figs. 2-3)

-Estuaire-delta-marin ouvert.

-Plaine littoral-barre barrière-lagon -plateforme.

-Fluvioc-continental - tidal flat.

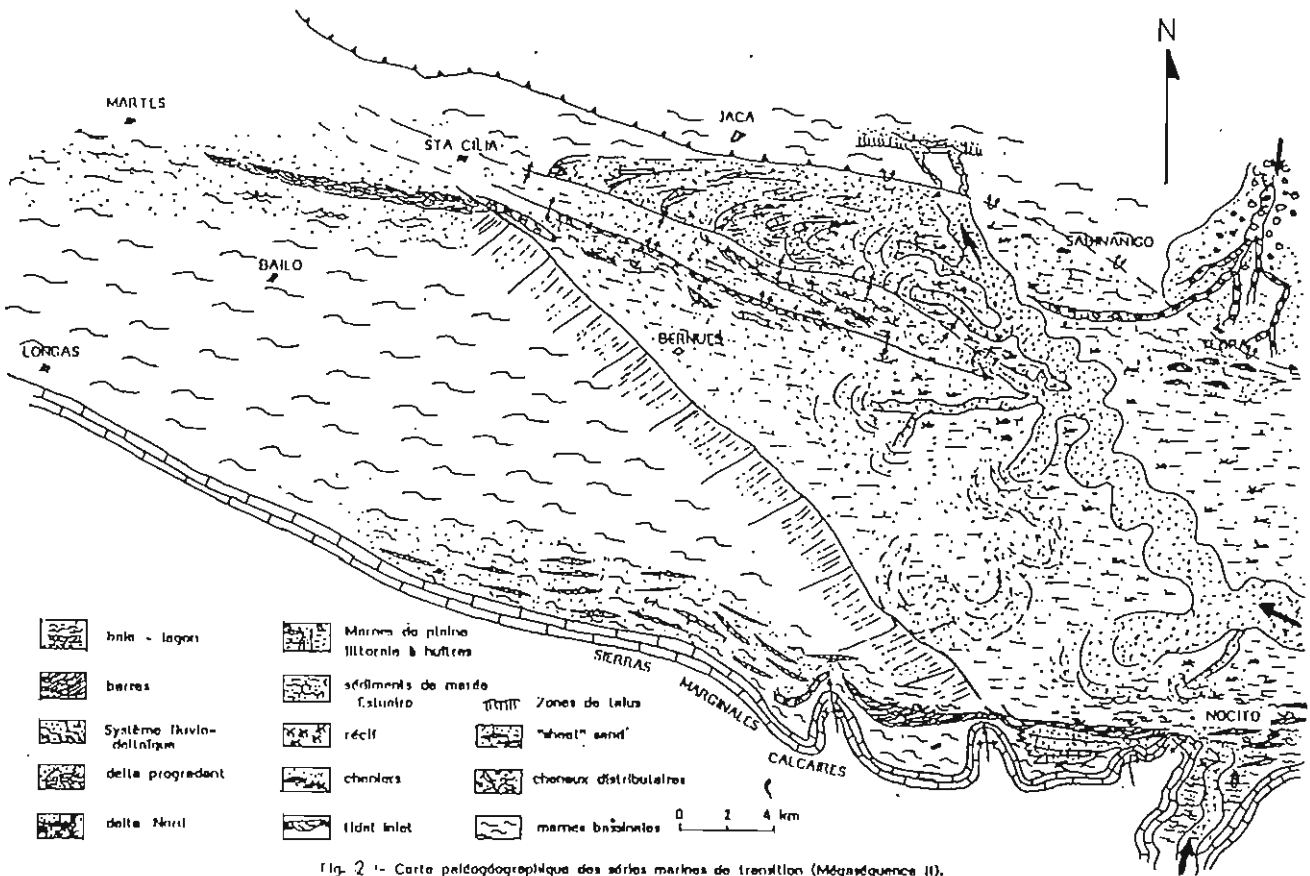


Fig. 2 - Carte paléogéographique des séries marines de transition (Mégasequence II).

qui correspondent à 3 mégasequences caractérisent l'évolution sédimentaire du passage progressif sédimentation marine - sédimentation continentale. La II mégasequence représente un niveau transgressif avec un spectaculaire phénomène de débordement sur les structures tectono-sédimentaires de cette bordure méridionale du bassin (Fig. 3).

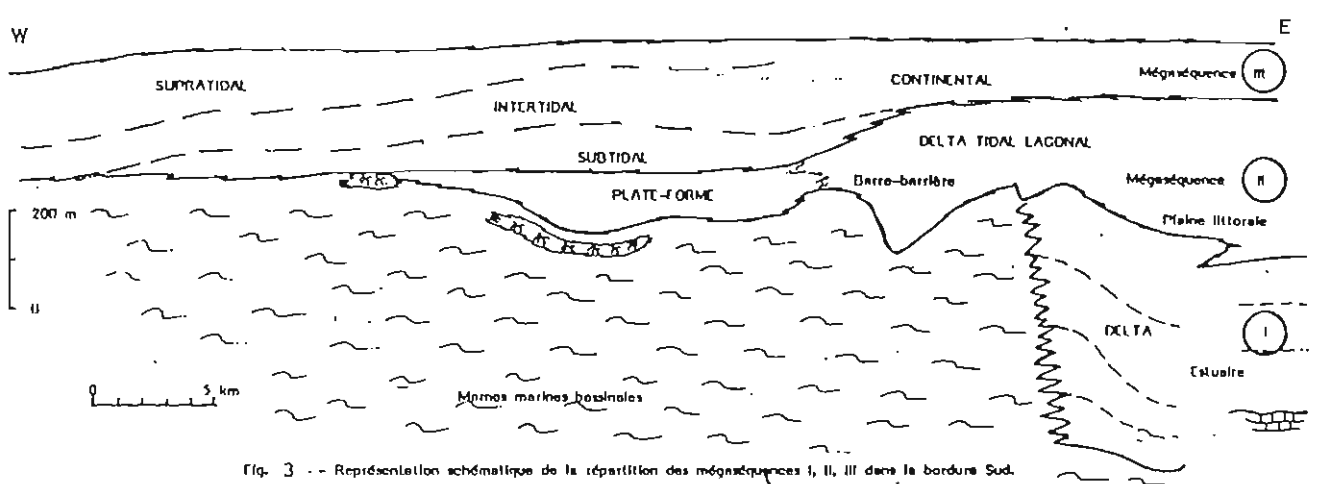


Fig. 3 - Représentation schématique de la répartition des mégasequences I, II, III dans la bordure Sud.

En conclusion le complexe détritico-transitionnel de Jaca est un système fluvio-deltaïque syntectonique avec développement des systèmes de dépôt associés dans un contexte compressif et à forte subsidence.

ORGANISATION D'UN SYSTEME SEDIMENTAIRE VOLCANO-DETRITIQUE
SOUS-MARIN (ILE DE LA REUNION)
ORGANISATION OF A SUBMARINE VOLCANO-CLASTIC SEDIMENTARY
SYSTEM (REUNION ISLAND)

G. OLLIER, P. COCHONAT, E. LEDREZEN

Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer (IFREMER)

Centre de Brest BP 70 29263 Plouzané

P
O
S
T
E
R

Abridged english abstract: Interbedded volcano-clastic deposits are often encountered in ancient marine formations. The way these sediments are deposited under water is still poorly known. The survey of the offshore continuation of La Fournaise volcano allowed to describe those kind of deposits in a modern environment. The present poster shows the organisation of the deposits, particularly a debris flow with giant blocs and a sand-gravel flow .

Il est fréquent de rencontrer des niveaux de type volcano-clastique intercalés dans les formations marines anciennes. Ces niveaux sont souvent bien décrits du point de vue de leur minéralogie et de leur origine volcanique, mais ne sont pas la plupart du temps interprétés en terme de mode de dépôt et de dynamique sédimentaire. La partie immergée du volcan de la Fournaise, à l'est de l'île de La Réunion constitue un bon exemple de système volcano-sédimentaire permettant d'étudier le transport et le dépôt des matériaux de démantèlement d'un édifice volcanique (Fig. 1).

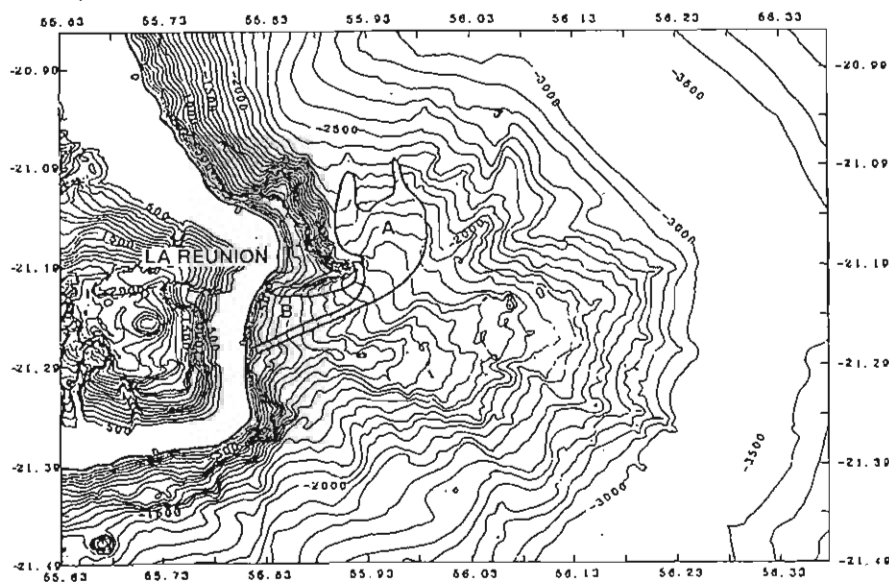


Fig. 1

A: champ de blocs
B: coulée de
gravier et de sable

Topographie et bathymétrie d'après P. Labazuy, 1989, inédit

Pendant l'été 1988 une campagne à la mer organisée conjointement par l'IFREMER et l'Observatoire de Physique du Globe de l'université de Clermont-Ferrand à été réalisée dans ce secteur. 1500 km² de fonds marins ont été couverts à l'aide du système d'imagerie acoustique SAR. Ce système permet d'obtenir simultanément des images sonar latéral ainsi que des données bathymétriques et sismiques des fonds marins. Des photos sous-marines ont également été obtenues ainsi que des dragages et des carottages superficiels.

Le résultat le plus spectaculaire de cette mission est la mise en évidence d'un appareil détritique très important sur le flanc immergé du volcan. L'examen des données collectées montre l'existence de nombreux dépôts gravitaires dans la zone d'étude. La bathymétrie dans cette zone est particulièrement favorable à l'existence de phénomènes d'instabilité

sédimentaire; une pente d'environ 30% prolonge en effet en mer le flanc du volcan jusqu'à une profondeur de 500 mètres, ce talus raide est ensuite relayé par un glacis qui peut atteindre une pente de 7% jusqu'à 2500 m. de profondeur, enfin au delà les fonds marins évoluent progressivement en pente douce vers les plaines abyssales du bassin des Mascareignes . La granulométrie de ces dépôts est la plupart du temps élevée avec une grande quantité de sables et de graviers et avec également des blocs de taille hectométrique. Les carottages montrent cependant que des dépôts de granulométrie plus fine sont souvent intercalés dans les sédiments grossiers, ce sont généralement des silts et/ou un mélange de silts et d'éléments bioclastiques (globigérines et diatomées).

Deux exemples de dépôts gravitaires sont décrits sur le présent poster, le premier concerne un champ de blocs de taille hectométrique (Fig. 1, B) et le second une ou des coulées de graviers et sables (Fig. 1, A).

Le champ de blocs se situe dans la prolongation de la trace d'un glissement qui aurait affecté il y a environ 5000 ans la partie aérienne du volcan de la Fournaise. La plus grande partie du champ de blocs se situe autour de 2000 m de profondeur à une quinzaine de kilomètre de la côte. Il correspond à un lobe dont l'extension le long de la pente est de l'ordre de 20 km et la largeur maximale de 7 km. Les photos sous-marines dans la zone du champ de blocs montrent des dépôts constitués d'éléments mal classés et d'une matrice plus fine typiques des dépôts de type "Débris Flow".

La coulée de sables et graviers est située dans l'axe de la coulée de blocs au pied du talus en pente raide qui fait suite à la côte. Il reste difficile sur la seule base des données actuelles de dire si ce matériel a été mis en place au même moment que les blocs ou si au contraire il s'agit d'événements d'âges différents. La forme et l'accumulation préférentielle de cet épandage de graviers et sables au pied de la pente raide suggèrent une mise en place due à un événement catastrophique. Les rides de hauteur métrique et de longueur d'onde de 30 à 50 m laissent supposer également, compte tenu de leur orientation et de la granulométrie élevée du matériel, une dynamique de mise en place de haute énergie, initiée par des ruptures en haut de pente (Fig. 2). Le matériel sableux et graveleux provient principalement du démantèlement des coulées volcaniques qui arrivent en mer.

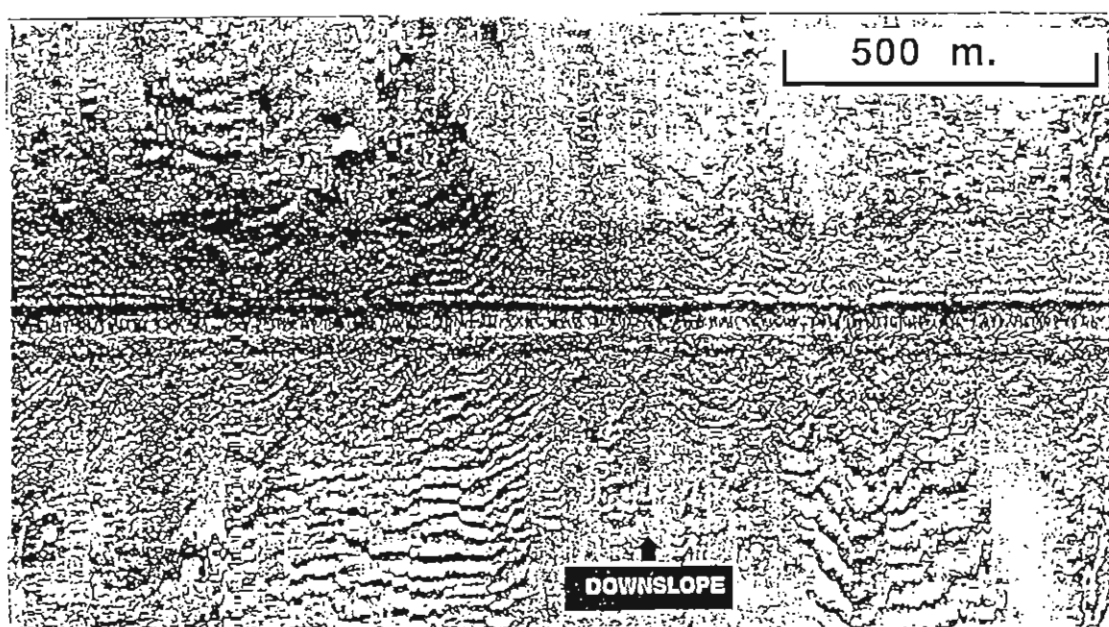


Fig. 2: Coulée de graviers et de sable, image sonar latéral

ETUDE DE LA COMPACTION DES SEDIMENTS GLACIAIRES DU SECTEUR DE
PRYDZ BAY (ANTARCTIQUE)

COMPACTION STUDY OF THE GLACIAL SEDIMENTS OF THE PRYDZ BAY AREA
(ANTARCTICA)

G. OLLIER *, C. PELLINE **, B. MATHIS ***

*Ifremer, ** UER Paris VI, *** UER Nancy I

Abridged english abstract: The compaction of the glacio-marine sediments from Prydz Bay area is studied on the basis of in-situ and on core porosity measurements. Numerous abrupt changes in the porosity values can be identified along the drilled section. These changes are related to strong erosional glacial events and ice loading. Erosion and loading overcompact the lithology units, explaining the abrupt porosity change

Les puits 739 et 742 forés lors de la campagne ODP (Ocean Drilling Program) 119 sur le plateau continental Antarctique dans le secteur de Prydz Bay (Fig 1) ont traversé une série sédimentaire glacio-marine avec une lithologie relativement uniforme correspondant à des tillites.

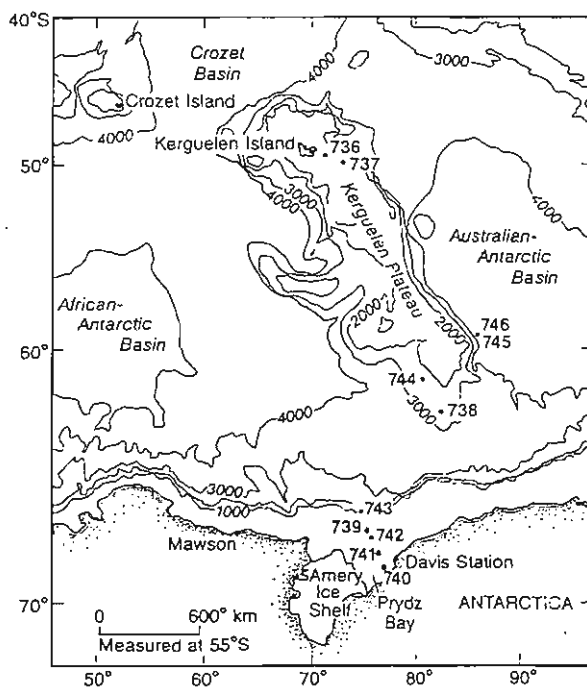


Fig. 1

Un âge oligocène inférieur à actuel a été attribué à ces formations. Compte tenu de l'aspect très discontinu de la sédimentation dans ce type d'environnement et de la grande homogénéité apparente des faciès, il est nécessaire pour reconstituer les événements de compléter la description des carottes par des informations plus quantitatives de nature physico-chimiques. En particulier l'étude des porosités a permis d'identifier sur les profils de compaction des discontinuités qui sont interprétées en terme d'événements érosifs ou de surcharge glaciaire.

A ces fins des mesures diagraphiques réalisées couramment dans l'industrie pétrolière ont été enregistrées dans ces deux puits. Des mesures sur carottes ont également été réalisées tout le long de la colonne sédimentaire. Les porosités in-situ ont été, soit mesurées directement, soit obtenues par calcul à partir des mesures de résistivité (Loi d'Archie) ou de vitesse des

ondes soniques (Equation de Reimer et Hunt). La comparaison entre les porosités in-situ et les mesures réalisées sur carottes a permis d'approcher au mieux les valeurs absolues de ce paramètre dans les tillites.

Les variations de porosité peuvent être dues à des différences lithologiques, par exemple au Site 739 les valeurs de porosité sont systématiquement plus élevées qu'au Site 742. Cette différence ne reflète en fait probablement que la différence de granulométrie ou d'argilosité des dépôts plus distaux du Site 742 par rapport à ceux du Site 739. Au Site 742 il est très difficile de mettre en évidence un gradient de compaction, en effet la porosité ne varie pratiquement pas sur l'ensemble du puits et reste constante avec des valeurs de l'ordre de 20 % qui sont très proches des valeurs de porosité initiale des formations à sables et graviers données dans la littérature.

Le gradient de porosité est en moyenne de 0.02%/m au site 739 (Fig 2). La diminution de la porosité en fonction de la profondeur n'est en fait pas régulière dans ces sédiments. En particulier des variations abruptes à certains niveaux correspondent probablement à des périodes d'érosion et/ou de surcharge glaciaire. Ces surcharges glaciaires ou ces érosions induisent des phénomènes de surcompaction le long de la colonne sédimentaire qui font chuter considérablement les valeurs de porosité. Au Site 739 par exemple, un décrochement très important sur la courbe de porosité montre qu'un maximum de 200 mètres de sédiments glaciaires ont vraisemblablement été érodés à un moment donné.

Dans certains cas la porosité augmente avec la profondeur (indépendamment de tout effet lithologique). Cette augmentation est due à l'effet du poids des glaces sur les formations sous-jacentes: les sédiments au contact avec la charge sont plus compactés que ceux situés plus bas.

Les phénomènes de charge glaciaire et d'érosion sont dus au mouvement cyclique du glacier entre le continent et la mer.

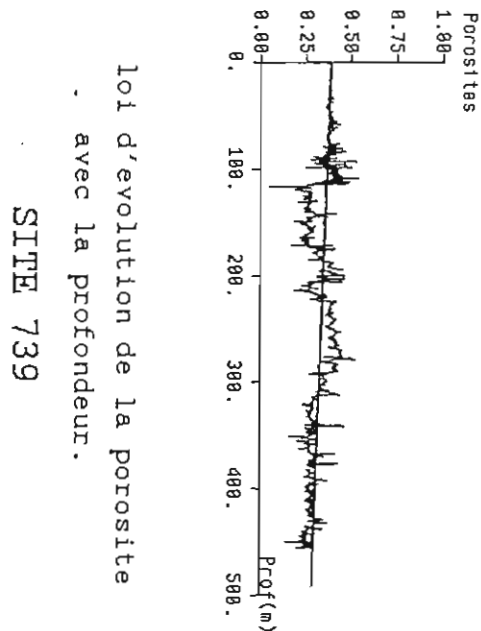


Fig. 2

La sédimentation mésozoïque dans le Bassin de Zongolica (Mexique central)

Salvador ORTUÑO et Jean DELFAUD

Géodynamique et Modélisation des Bassins, I.P.R.A.-C.U.R.S., Université de PAU

La chaîne de la Sierra Madre orientale (Sud-Est) a déformé et intégré au bâti métamorphisé une série mésozoïque déposée dans le bassin de Zongolica [1]. En dépliant les chevauchements on reconstitue un dispositif sédimentaire cohérent.

Découpage séquentiel : Dans les 3 grandes unités tectono-sédimentaires, l'analyse séquentielle identifie 4 mégaséquences (*fig. 1*):

- La MS I (Malm à Aptien) correspond à des dépôts littoraux puis marins euxiniques déposés dans un fossé étroit de type rift dont la disposition est de direction NW-SE.

- La MS II (Albo-Cénomanién) traduit un dépôt bassinai ouvert passant à une plate-forme carbonatée située à l'est (plate-forme de Cordoba).

- La MS III (Turono-Campanien) prolonge cette sédimentation de plate-forme avec des dépôts carbonatés représentant des faciès à haute énergie.

- La MS IV (Crétacé terminal) traduit l'évolution de cette plate-forme et le passage aux dépôts turbiditiques annonçant la phase orogénique laramienne.

Ainsi est reconstituée l'histoire d'un bassin marin en situation intraplaque qui débute par un stade de rifting qui intègre la dynamique de l'ensemble du Golfe du Mexique ([2],[3]).

Paléogéographie : Selon des profils SW-NE (*fig. 1 et 2*), on reconnaît un sillon central et deux marges : interne au S-W, externe (= avant-pays) au N-E. Les apports silico-clastiques proviennent de ces deux domaines, avec une prépondérance du domaine interne (= vieux socle de Acatlan). L'analyse des faciès de pente (slumpings, turbidites) permet de reconstituer une évolution tectono-sédimentaire : le rift se creuse au Malm (MS I). Puis une pente à regard S-W se développe en bordure de la plate-forme de Cordoba (MS II). Enfin (MSII et IV) une pente à regard NE se crée en bordure du Golfe du Mexique tandis que le secteur S-W est intégré à l'orogène laramien (téthysien).

Interprétation : Le bassin de Zongolica est un nouvel exemple d'interférences entre une sédimentation carbonatée de plate-forme, des silts bassiniaux et des apports silico-clastiques provenant des bordures. Il s'agit du modèle G-C-M [4]. Il est essentiellement guidé par l'activité tectonique de ce secteur mobile à la charnière entre cordillère et Mexique central. L'ampleur des pentes sédimentaires est bien supérieure aux variations eustatiques qui restent subordonnées à la géodynamique globale.

[1] PEMEX et IMP (1975-1988).- Rapports internes, inédits.

[2] AUBOIN J., BLANCHET R., STEPHAN J.F. et TARDY M. (1977).- "Comptes rendus", 285, D, 1025-1028.

[3] SALVADOR A. et GREEN A.R. (1980).- 26^e Congr. géol. Int. Paris, Coll. 5, 224-229.

[4] J. DELFAUD (1989).- Colloque ASF "Passage carbonates-Silicates", ASF Sp. public. n° 4.

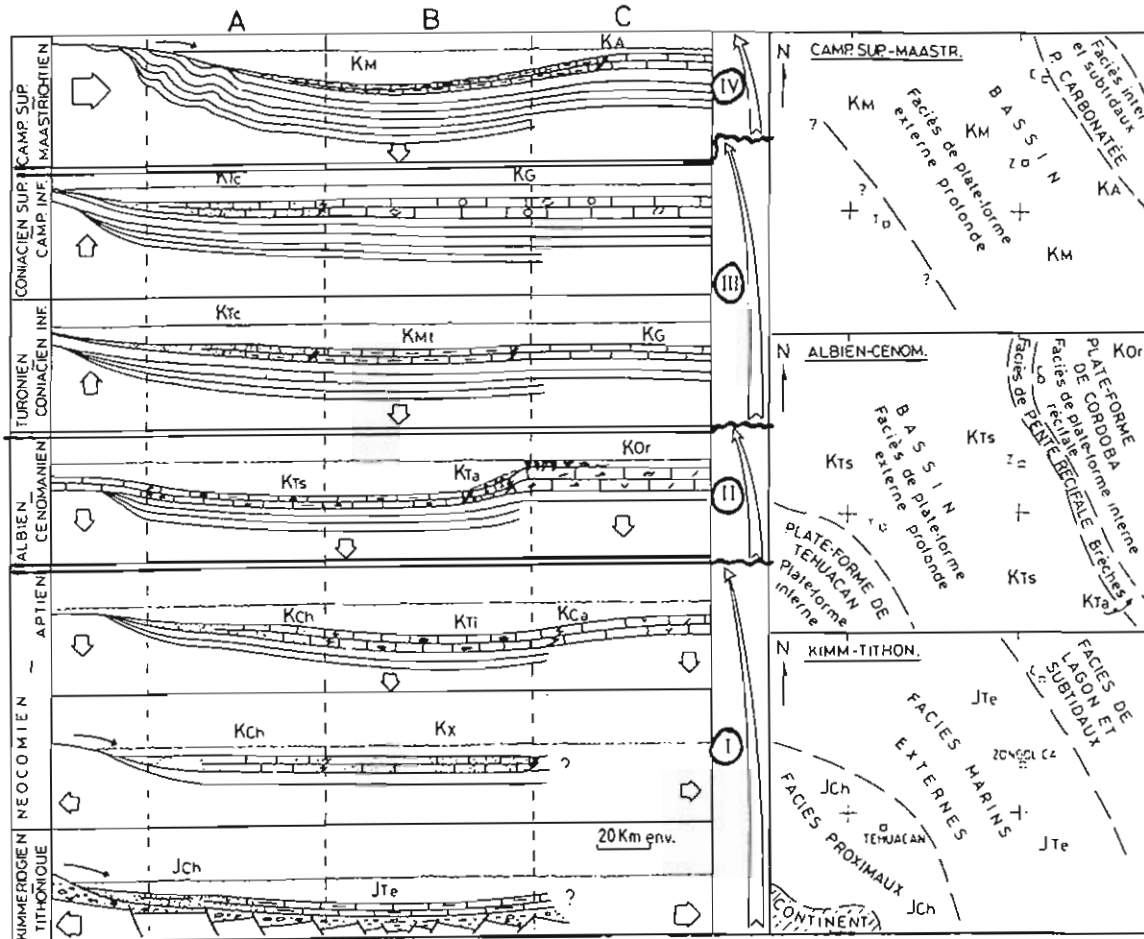


Fig. 1 - Tableau des stades de l'évolution paléogéographique du Bassin de Zongolica.

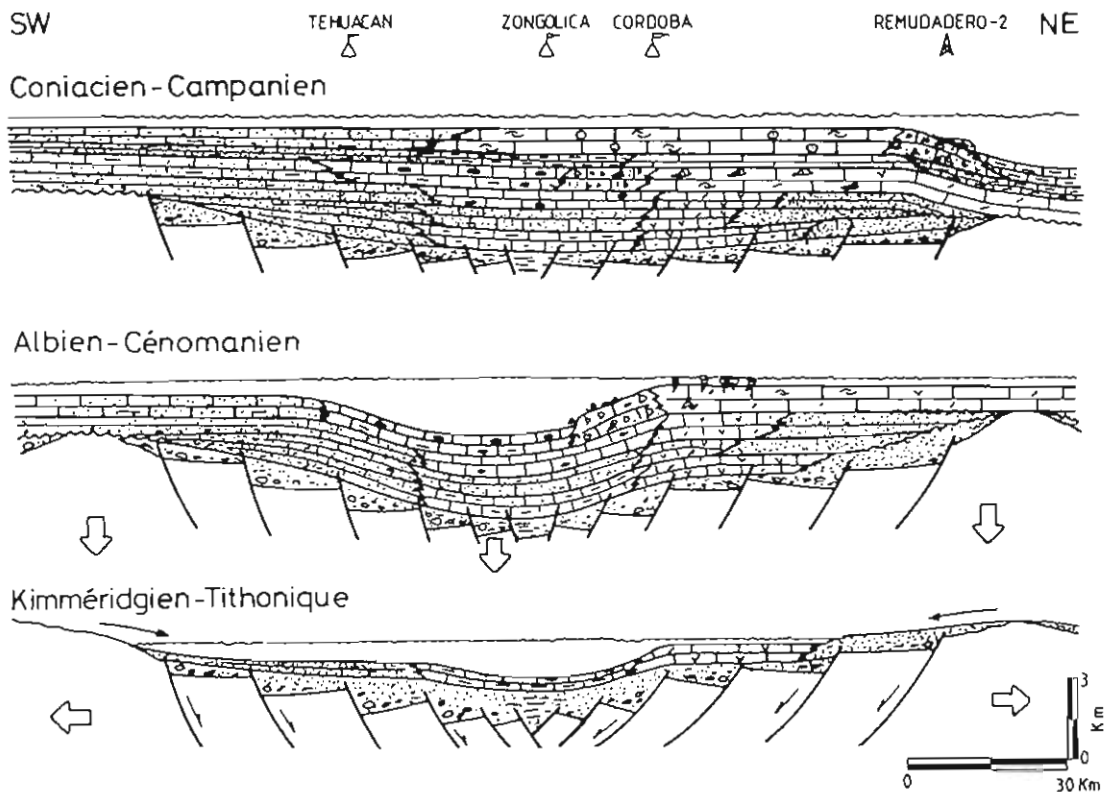


Fig. 2 - Organisation verticale du remplissage des 3 premiers stades.

EXPRESSIONS SEDIMENTAIRES DE L'ÉVOLUTION DU RIFT DE LA MER ROUGE (RIVE OCCIDENTALE, ÉGYPTÉ).

SEDIMENTARY EXPRESSIONS OF RIFTING OF THE NW RED SEA

F.ORSZAG-SPERBER, J.C.PLAZIAT et B.H.PURSER
Université de Paris Sud (Orsay), UA 723 et G.S.GENEBASS

P
O
S
T
E
R

La région étudiée concerne la partie nord-occidentale de la Mer Rouge, et elle est limitée à la partie terrestre depuis le Tertiaire jusqu'au Récent.

Ce poster montre que les sédiments reflètent clairement l'évolution structurale d'un rift, et illustre 5 expressions sédimentaires et diagenétiques caractérisant le rifting de la Mer Rouge.

- Structuration et sédimentation

Les blocs allongés sont typiques en Mer Rouge. Les grabens et semi-grabens résultant d'un basculement antithétique, sont orientés dans différentes directions (NS, N20, N40, N120, N140) et peuvent être parallèles ou obliques à l'axe du rift.

Cette structuration crée une morphologie qui influence la sédimentation continentale et marine.

- Dépôts de plate-forme

Les blocs structuraux orientés N140, parallèles à l'axe de la Mer Rouge, sont entourés de talus à sédimentation carbonatée et/ou silico-détritique.

- Dépôts de pente marins

La morphologie créée par les phases successives de la formation des blocs et de la subsidence axiale s'exprime par la présence de pentes qui sont ennoyées progressivement par des dépôts de talus spectaculaires. La hauteur et la pente de ces dépôts sont fonction de l'âge et du soulèvement du bloc.

- Instabilité sismique

Des structures de remobilisation comme les brèches et les dykes synsédimentaires, les figures de déformations hydroplastiques etc... montrent les rapports directs entre la sédimentation et la tectonique.

- La diagenèse syn-rift

Les sédiments néogènes de la Mer rouge sont modifiés par une série de processus affectant les carbonates et les sulfates:

- § Cimentation marine affectant les récifs et les talus
- § Dissolution due à l'action des eaux météoriques lors de périodes d'émergence
- § Dolomitisation affectant la majorité des carbonates mio-pliocènes
- § Sulfatation affectant les carbonates
- § Calcitisation des évaporites primaires en relation avec l'action des bactéries.

Abstract

The present studies, limited to the NW onshore parts of the Red Sea, demonstrates the close relationship between the major sedimentary units deposited since the Late Oligocene-Early Miocene and the rift dynamic.

It illustrates five sedimentary and diagenetic attributes of early rifting:

- Sedimentary facies, typical of morphostructural depressions
- Platform deposits.
- Marine slope deposits,
- Seismic deformation structures,
- Synrift diagenesis.

Bibliographie

MONTENAT C., OTT d'ESTEVOU P., PURSER B.H., BUROLLET P.F., JARRIGE J.J., ORSZAG-SPERBER F., PHILOBBOS E., PLAZIAT J.C., PRAT P., RICHERT J.P., ROUSSEL N., THIRIET J.P. (1988). Tectonic and sedimentary evolution of the Gulf of Suez and the Northern Red Sea. Tectonophysics, 153, 161-177, 9 fig.

PURSER B.H., AISSAOUI D.M., ORSZAG-SPERBER F. (1988), Diagenese et rifting: evolution post-sédimentaire des sédiments carbonatés sur la bordure de la Mer Rouge. Notes et Mémoires Total-CFP, n°21, 145-166, 14 fig.

PURSER B.H., ORSZAG-SPERBER F., PLAZIAT J.C. (1988) Sedimentation et rifting: les séries néogènes de la marge nord occidentale de la Mer Rouge (Egypte). Notes et Mémoires n°21, Total-CFP, Paris, 11-144, 19 fig.

**APPROCHE DE LA MODELISATION D'UN RESEAU
FLUVIATILE ANASTOMOSE PAR ANALYSE D'IMAGES**

C. PABIAN-GOYHENECHÉ, J. DURAND et H.J. SOUDET
Elf Aquitaine, C.S.T.J.F., 64000 PAU

Afin d'appréhender, en vue d'une modélisation réservoir, la géométrie d'un système fluviatile anastomosé, nous avons développé une approche quantifiée de ce type de dépôt sur deux exemples réels : un réseau ancien dans la molasse éocène de Carcassonne et un exemple actuel de réseau unitaire dans le Saskatchewan au Canada.

L'étude du système ancien (P. MAREC et J.C. PLAZIAT, Université d'Orsay) a fourni le modèle conceptuel de base, la géométrie détaillée des corps fluviatiles et la nature des connexions verticales entre deux réseaux superposés. Ce système est assimilable à un réservoir pétrolier composé à 80 % d'argile et 20 % de grès organisé en réseaux successifs superposés.

Le système actuel retenu dans le Saskatchewan et décrit par Smith en 1983 est une image élémentaire d'un réseau unitaire donnant la répartition horizontale des corps réservoirs (lits fluviatiles) et inter-réservoirs (plaine alluviale et lacs) donc des connexions latérales qui n'ont pu être observées à l'affleurement dans le système ancien. Ce réseau actuel a été traité par analyse d'images et disséqué à partir des points de convergence ou de divergence des différents lits ("points triples"). Les paramètres représentatifs du réseau sont mesurés sous forme d'histogrammes de valeurs chiffrant notamment les facteurs de forme, les longueurs entre deux inter-connexions, les surfaces d'évolution du cours, la sinuosité et la densité des connexions latérales. Cette approche fournit une quantification de l'organisation des corps sableux au sein d'une couche réservoir, c'est à dire l'image complète d'un niveau donné.

LES RYTHMES SEDIMENTAIRES ET BIOLOGIQUES : RELATIONS AVEC LE CLIMAT ET L'ACTIVITE MICROBIENNE. EXEMPLE DES DEPOTS A LAMINES DE DEUX LACS DE L'OLIGO-MIOCENE NORD-ANATOLIEN (TURQUIE)

J. C. PAICHELER et J. C. GALL

Université de Reims et Université L. Pasteur de Strasbourg

Les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires lacustres de la vallée du Gürçü-Dere (bassins de Bes-Konak et de Iybeler) comportent des horizons finement lités constitués par l'alternance régulière de lamines sombres et claires inframillimétriques. Ces dépôts particuliers caractérisent des milieux intermittents peu profonds et de faible extension qui se développaient à la faveur des variations de niveau des masses d'eau en liaison avec les phénomènes climatiques (assèchements et remises en eau) et/ou volcano-tectoniques (comblements par des produits pyroclastiques, réajustements verticaux de failles normales héritées ...).

Ces systèmes aquatiques "immobiles" et sans profondeur d'eau offrent une faible inertie aux fluctuations de l'environnement et enregistrent fidèlement l'alternance de deux types de peuplements aux caractéristiques fortement contrastées.

Les **lamines claires** sont essentiellement biogènes et constituées de diatomées (*Synedra*) aux frustules généralement fracturés et corrodés. La présence de Chrysophycées dans le milieu est attestée par l'observation de nombreux kystes endogènes siliceux souvent concentrés à la base et au sommet des lamines. Les Spongiaires sont représentés par quelques spicules siliceux. Pour la macrofaune, ces feuilletts clairs ne recèlent que de rares Hémiptères Notonectidés. Très discrète, la fraction détritique est représentée par quelques débris de ponces.

Les **lamines sombres** sont au contraire riches en détritique fin (plagioclases, ponces et lithoclastes) et renferment une population phytoplanctonique à *Gomphonema*, *Cymbella* et *Melosira* dont les frustules sont épargnés par les phénomènes de dissolution. Isolés ou regroupés en amas, les kystes siliceux de Chrysophycées sont souvent très nombreux. Ils accompagnent les spicules de Spongiaires. Ces feuilletts doivent leur teinte à l'abondance des matières organiques diffuses ou figurées : Notonectidés, nymphes de Diptères Chironomides, Insectes aériens (Bibionidés pour la plupart, moindre abondance d'Hyménoptères Formicidés et quelques formes adultes d'Odonates Libellulidés appartenant au genre *Paleotrimea*), larves de *Pelobates* (Anoures), adultes de Ranidés et de Trituriné (Urodèles), Chéloniens ...

Les restes végétaux consistent en de très nombreuses feuilles et graines associées à des fragments divers et à des pollens. Ils rendent compte d'un environnement sylvaïque proche, dense et diversifié. La composition de cette flore met en évidence l'influence d'un mésoclimat régional tempéré chaud

de type méditerranéen et l'existence, en bordure immédiate des nappes d'eau, d'un microclimat chaud et humide de type subtropical à tropical. Les formes hygrophytes sont très bien représentées (*Myrica*, *Salix*, *Zelkova* ...) tandis que les limnophytes apparaissent en moindre proportion (*Ceratophyllum*, *Typha* ...)

Le décodage des alternances sombres - claires démontre l'impact des fluctuations climatiques sur le milieu de sédimentation et la réponse des communautés animales et végétales aux changements des conditions écologiques : chaque "couple" de lamines traduit la succession de deux saisons, l'une sèche (lamine claire) et l'autre humide (lamine sombre) qui contrôlent le métabolisme des masses d'eau et rythment l'activité biologique.

Les observations effectuées sur les dépôts à lamines sont en accord avec les données de l'analyse paléofloristique. En effet :

- La forte représentation des formes tempérées caducifoliées est l'indice d'une saison plus "froide" durant laquelle la faculté de croissance des végétaux est sensiblement diminuée.

- La présence d'essences tropicales laisse cependant supposer que cette période devait être relativement clémente et le caractère nettement hygrophile de nombreuses espèces exclut d'autre part une trop longue période de sécheresse.

D'autre part, l'observation des lamines sombres au microscope électronique à balayage révèle la présence d'un feutrage de filaments témoignant vraisemblablement de la prolifération de voiles cyanobactériens dont le rôle bio-sédimentaire semble important : protection des lamines contre l'érosion, inhibition de la décomposition des restes organiques permettant une remarquable conservation des parties molles des Batraciens

Le développement de voiles bactériens sur le fond des milieux aquatiques intermittents peut être très rapide et se reproduire de nombreuses fois dans l'année lorsque les conditions nécessaires à leur épanouissement restent favorables. Leur participation à la construction des lamines sombres par piégeage de particules détritiques et de frustules de Diatomées au sein d'un feutrage organique confère au dépôt un aspect varvé difficilement distinguable des véritables alternances saisonnières.

L'importance du rôle joué par ces communautés microbiennes dans la sédimentation et la taphonomie fait actuellement l'objet d'une étude menée conjointement par des paléontologistes, des sédimentologistes et des microbiologistes (voir J; C. Gall, J. C. Paicheler et Ph. Düringer dans le même volume).

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris, 20, 21 et 22 novembre 1989

MISE EN EVIDENCE DU CONTROLE STRUCTURAL DE LA
SEDIMENTATION TURBIDITIQUE DANS LE DOMAINE VOCONTIEN
(BASSIN DU SUD-EST DE LA FRANCE).
DISCUSSION DE L'ORIGINE DIAPIRIQUE DE LA PALEORIDE DE
VAUCLUSE (HAUTES-ALPES, FRANCE).

THE VAUCLUSE ANTICLINE : ARE THE APTIAN TURBIDITIC DEPOSITIONAL
SYSTEMS IN THE VOCONTIAN BASIN (SOUTHERN FRENCH ALPS)
CONTROLLED BY EARLY HALOKINESIS ?

Olivier PARIZE

E. N. S. des Mines de Paris, C. G. G. M. - Sédimentologie,
35, rue Saint - Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex.

In the Vocontian basin (South Eastern France), in Rosans and Vaucluse area, cartography of Aptian-Albian turbiditic deposits does not show a classical deep-sea fan but a simple depositional channeling system. These gravitational flow deposits fossilize a submarine paleovalley quoted as the Rosans submarine paleovalley. At the mouth of this submarine paleovalley, an E-W trending synsedimentary anticline, the Vaucluse anticline, divides the channel in two parts and turbiditic flow deposits take place around it. This synsedimentary antiform is proved to be perennial during Aptian, and its origin may be related to halokinesis. As a matter of fact, ten kilometers from the channel divergence, we can observe in the heart of the anticline a triassic diapir : the Montrond diapir. So, during Aptian, halokinesis may control, at least partly, the submarine topography and therefore the distribution of flow deposits in this area of the Vocontian basin.

En 1944, GOGUEL souligne l'étroite relation entre l'extension des aires de dépôt de "calcaires bréchi-ques" et des "contournements de couches" (*slumps*) du domaine Vocontien (bassin du Sud-Est de la France) et la répartition des structures synclinales du Diois et des Baronnies ; il ne peut cependant déterminer la chronologie relative d'apparition de ces deux phénomènes et indique que cette incertitude ne pourra être levée que par des travaux complémentaires. L'analyse de détail de la série apto-albienne (Crétacé inférieur) de la région de Rosans apporte des informations levant l'ambiguïté pour ce secteur du bassin (PARIZE, 1988).

Situé au cœur des Baronnies, Rosans occupe également une position paléogéographique centrale au sein de la partie occidentale du domaine Vocontien (fig. 1 : D, Die ; R, Rosans ; S, Sisteron). La série apto-albienne de Rosans correspond à une épaisse accumulation de marnes sombres et de calcaires argileux, les *marnes Bleues*. La monotonie de cette série est rompue par l'intercalation de nombreux corps gréseux chenalisants dont les principaux se retrouvent à l'Aptien moyen (Gargasien), à l'Aptien terminal (Clansayésien) et à l'Albien moyen et à l'Albien supérieur (FRIES, 1987). Le mécanisme gravitaire de leur dépôt implique la présence d'une dépression morphologique orientée Est-Ouest : la *paléovallée sous-marine de Rosans* (JOSEPH *et al.*, 1989). Les dépôts du système turbiditique gargasien se biseautent sur les flancs de la montagne de Vaucluse (5 km à l'Est de Rosans), dessinant des *biseaux d'aggradation latérale*. Au Clansayésien, une mégaturbidite emprunte cette dépression et fossilise un système chenalisant peu sinueux. Le caractère morphologique majeur de ce dernier système est sa *dichotomie* à l'Est du village de Saint-André-de-Rosans, vers l'aval (fig. 2). Cette *dichotomie se produit exactement à l'émergence de la montagne de Vaucluse*. Ainsi la montagne de Vaucluse serait l'image d'une *structure paléomorphologique appelée ride de Vaucluse* et pérenne au moins au cours de l'Aptien ; les corps détritiques fossilisent des morphologies chenalisantes, confinées dans des synformes subsidentes (activement colmatées par les épandages gravitaires) de part et d'autre d'une antiforme en croissance ; l'organisation de ces systèmes de dépôts est comparable à celle de systèmes actuels analysés notamment dans le golfe du Mexique par BOUMA (1982).

A l'Aptien, la paléovallée de Rosans présente une dichotomie de son axe de part et d'autre de la paléoride de Vaucluse. Trois processus (non exclusifs et qui peuvent intervenir simultanément), héritage par compaction différentielle, déformation tectonique synsédimentaire, argilo et/ou halocinèse, peuvent contrôler cette subsidence différentielle. Le premier ne peut rendre compte seul de la déformation, le deuxième a certainement dû avoir un rôle mais non encore quantifié, le troisième mécanisme n'est déduit que par l'analyse géométrique.

La montagne de Vaucluse correspond à une ample voûte anticlinale dont l'axe longitudinal est orienté N100° et plonge vers l'Ouest : il s'agit de l'anticlinal de Vaucluse-Beaumont-Montrond (fig. 2). De fait, affleure en continu une série allant de l'extrême base de l'Albien (à l'Ouest) au Bajocien injecté de plusieurs filons à matériel évaporitique triasique (à l'Est) correspondant au *diapir de Montrond*. La paléoride de Vaucluse pourrait alors témoigner d'une remontée de matériel évaporitique triasique (au moins) au cours de l'Aptien. Suffisamment importante pour avoir impressionné le modelé topographique actuel, elle montre la *coïncidence* entre les structures (actuelles) de cette partie des Baronnies et celles (aptiennes) de la paléomorphologie vocontienne.

L'existence d'une activité halocinétique durant l'Aptien contrôlant au moins pour partie la paléomorphologie de la région de Rosans est une hypothèse séduisante qui peut être étendue à tout le domaine Vocontien (*i.e.* le Diois et les Baronnies) par la recherche puis la cartographie (1) des indices ou des accidents pétrographiques liés à la présence des évaporites triasiques et (2) des indices de contrôle structural des paléomorphologies, *i.e.* des dômes et des plis synsédimentaires. Il existe une étroite coïncidence spatiale entre les linéaments (paléo)structuraux orientés N-S, E-W et NW-SE, jalonnés de rides et de pointements diapiriques (sel et/ou gypse) reconnus dans le Diois et les Baronnies et les paléomorphologies du domaine Vocontien : ceci permettrait de supposer, pendant le Crétacé inférieur, l'intervention d'un diapirisme soulignant et exacerbant la structuration tectonique du tréfonds.

BOUMA H.A. (1982). - *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, Tulsa, n° 34, p. 567-581

FRIES G. (1987). - *Mem. Sc. Terre, ENS Mines, Paris*, n° 4, 370 p.

JOSEPH Ph., BEAUDOIN B., FRIES G. & PARIZE O. (1989). - *C.R. Acad. Sci., Paris*, t. 309, ser. II, p. 1031-1038

GOGUEL J. (1944). - *Bull. Serv. Carte Geol. Fr.*, Paris, n° 215, t. 44, p. 39-50

PARIZE O. (1988). - *Mem. Sc. Terre, ENS Mines, Paris*, n° 7, 333 p.

Fig. 1 - Le bassin Vocontien et ses principales paléovallées sous-marines du Jurassique terminal au Crétacé moyen (JOSEPH *et al.*, 1989).

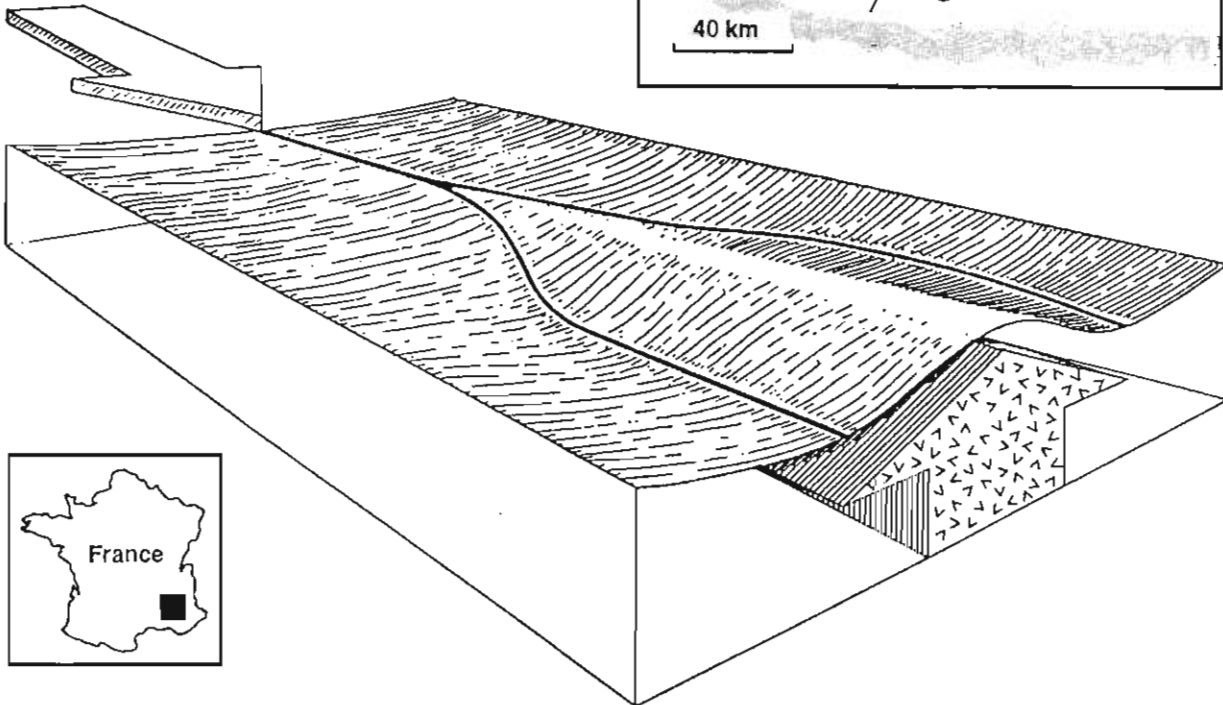
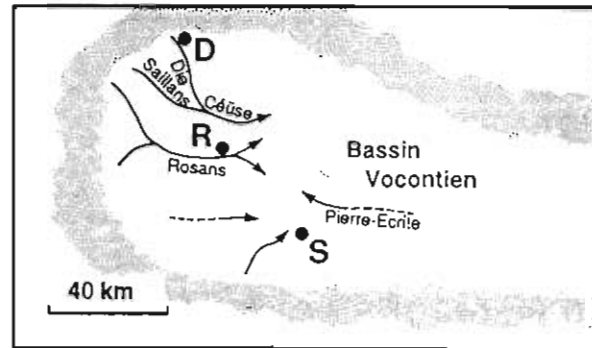


Fig. 2 - Dans sa partie distale, la paléovallée sous-marine de Rosans se dichotomise de part et d'autre de la ride de Vaucluse. Cette paléoride sédimentaire est pérenne au moins tout au long de l'Aptien. Elle se superpose exactement à l'anticlinal de Vaucluse-Beaumont-Montrond à cœur d'évaporites triasiques diapiriques.

OBSERVATION D'UN RESEAU, D'ORIGINE SOUS-MARINE, DE CHENAUX EN TRESSE SUR LE FOND DE LA TETE DU CANYON SOUS-MARIN DU VAR (NICE, FRANCE). ORIGINE ET IMPLICATIONS.

A BRAIDED CHANNEL PATTERN IN THE HEAD OF THE VAR SUBMARINE CANYON FLOOR. ORIGIN AND IMPLICATIONS.

O. PARIZE¹, B. SAVOYE², M. SAHABI² & P. COCHONAT².

¹ E.N.S. Mines de Paris, 35, rue Saint-Honoré, 77300 Fontainebleau, France ;

² IFREMER - Centre de Brest, 29263 Plouzané, France.

Sidescan profiles with less than 1 metre spatial resolution (SAR : Système Acoustique Remorqué - IFREMER) have been obtained from the Var canyon and adjacent tributaries (off Nice, french Riviera). The head of the Var canyon is characterized by a meandering course down to a water depth of 900 metres ; thereafter on the canyon floor by a complex surficial morphology, which looks like a braided network. Taking into account the probable recent age of these features, their origin is related to catastrophic floods of the Var river. The implications of this discovery are discussed and a comparison with well-know previously described outcrops is made.

Situé dans l'exact prolongement du fossé aérien du Var, le canyon sous-marin du Var s'enfonce dans des dépôts plio-quaternaires depuis le littoral jusqu'à la plaine abyssale. L'étréouissement du plateau continental et la pente générale très forte font que la tête du canyon se trouve pratiquement sur la côte (fig. 1, d'après PAUTOT (1981) et MAZE (1986)). Etroite (300 à 500 m) et très encaissée (100 à 200 m entre la base et le sommet des flancs), elle présente une section en U (fond plat). La pente moyenne longitudinale du canyon est régulière et forte (12 à 15 %). Entaillant profondément l'épaisse accumulation détritique terrigène, le canyon offre un aspect méandrique (méandres inscrits) jusqu'à 900 mètres de profondeur d'eau avec des flancs concaves, raides et peu structurés et des flancs convexes moins pentus mais disséqués en éperons et thalwegs secondaires (fig. 2).

En novembre 1986, un levé SAR (Système Acoustique Remorqué, IFREMER) de l'ensemble de la Baie des Anges et de la vallée sous-marine du Var a été réalisé. La haute résolution des données obtenues (inférieure à 1 mètre) à l'aide du SAR permet de décrire sur le fond, des figures jamais observées à ce jour par de telles profondeurs d'eau (de -200 à -2500 m lors de cette mission). En particulier, le fond de la tête du canyon du Var n'apparaît pas homogène : un lacis de multiples lignes sombres, sinueuses et continues s'y dessine (fig. 3). Ces lignes délimitent des plages losangiques plus ou moins claires et définissent une sorte de réseau en tresse. Le grand axe de ces plages est parallèle à l'axe de la vallée. Leur taille est hectométrique (100 à 250 m de long ; 50 à 100 m de large). Ces plages sont l'image de légers reliefs sur le fond (de l'ordre d'un mètre) : elles correspondraient à des bancs longitudinaux, à matériel détritique grossier, ceints de nombreux bras chenalisants ; leur développement semble cependant lié aux sinuosités de la vallée. Dans sa partie haute, le fond du canyon correspondrait à un lit majeur d'écoulement.

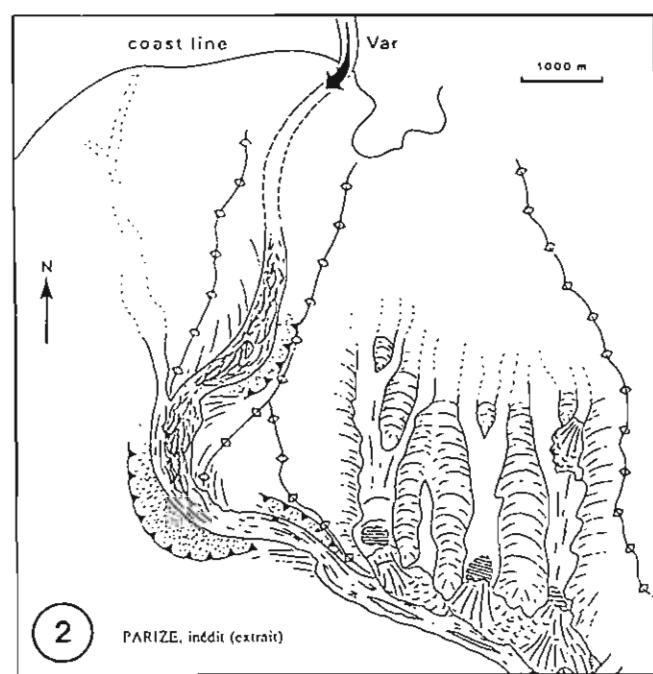
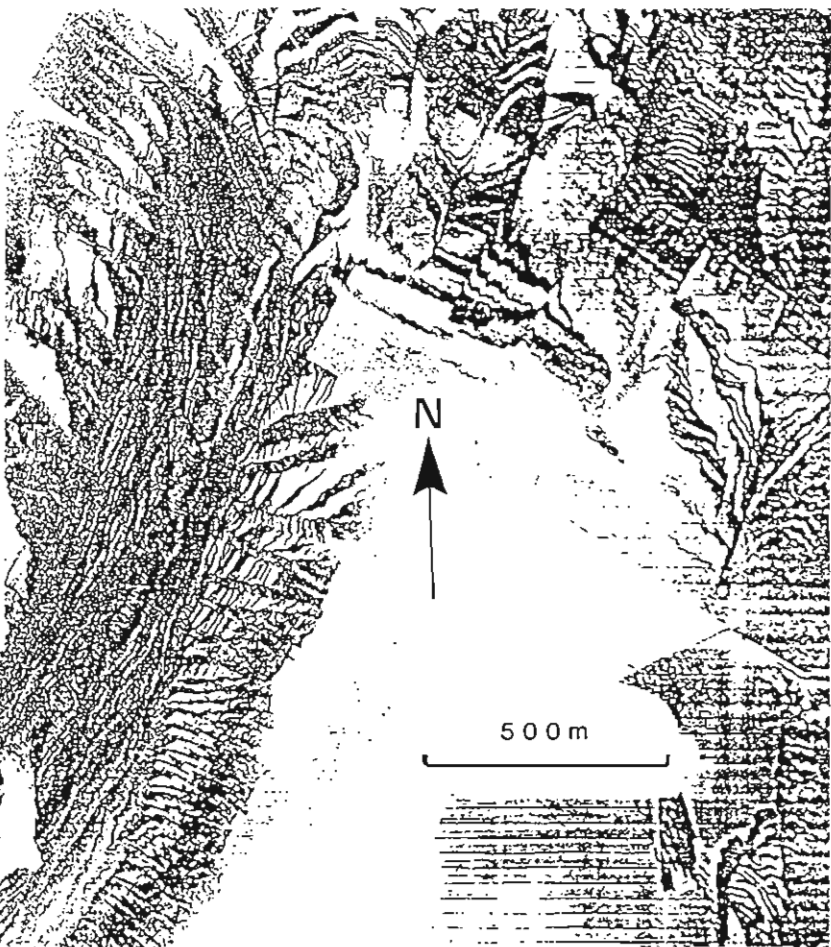
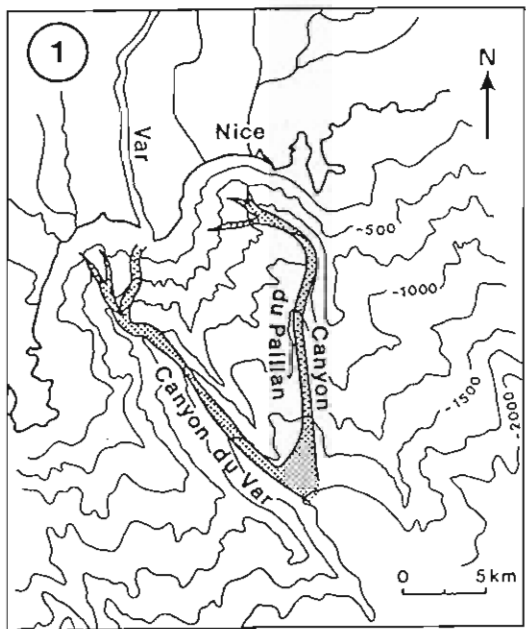
La découverte de ce réseau en tresse, inattendue à une telle profondeur d'eau (jusqu'à -800 m), pose de nombreux problèmes. Plusieurs indices attestent que cette structure n'est pas une structure aérienne fossile remise à l'affleurement par l'activité du canyon. Pourtant de telles figures sont généralement reconnues comme caractéristiques de rivières à régime torrentiel présentant une activité spasmodique avec une dynamique de flot élevée et une forte granulométrie de la charge sédimentaire. Dans le cas présent, leur origine serait liée à l'existence de courants de fond épisodiques et de haute énergie (prolongement sous-marin des crues du Var). HEIM et WALKER (1982, 1984) ont décrit de telles structures dans les dépôts de cônes sous-marins profonds fossiles, mais il semble que, pour la première fois, un réseau en tresse soit signalé sur le fond d'un canyon sous-marin actif.

HEIM F.J. & WALKER R.G. (1982). - The cambrio-ordovician Cap Enragé formation, Québec, Canada : conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. - *Sedimentology*, vol. 29, p. 309-329.

HEIM F.J. (1984). - Deep-sea and fluvial braided channel conglomerates : a comparison of two cases studies. - In "Sedimentology of gravels and conglomerates", E.H. KOSTER & R.J. STEEL eds. - *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, vol. 10, p. 33-49.

PAUTOT G. (1981). - Cadre morphologique de la Baie des Anges (Nice, Côte d'Azur) : Modèle d'instabilité de pente continentale. - *Oceanologica Acta*, Paris, vol. 4, n° 2, p. 203-211.

MAZE J.P. (1986). - Carte bathymétrique du bassin liguro-provençal à l'échelle 1:200 000. - IFREMER, DERO/GM ed. - *Publ. IFREMER*, Paris, 1 carte.



3

L'édification centrifuge de l'Atoll de Mururoa (Polynésie Française) The centrifugal accretion of the Mururoa Atoll (French Polynesia)

Christine PERRIN

Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie Bât. 504 Université PARIS-SUD 91405 Orsay

Detailed study of three wells located on the NE periphery of the atoll has demonstrated a series of reef bodies, each limited by a marked discontinuity often relating to paleo-emergence during periods of sea-level lowering. Each reef body is the result of organo-sedimentary accretion during a period of sea-level rise, the system comprising a series of laterally fitted fringing reefs each enveloping the preceding body; lateral accretion, at least locally, exceeds vertical build-up.

L'Atoll de Mururoa constitue grâce à ses sondages carottés, un matériel de choix pour l'étude des modalités de l'édification récifale holocène et pléistocène. L'analyse détaillée de trois sondages situés sur la couronne Nord-Est, dont deux déviés respectivement à 30° et 45° vers la pente externe actuelle, a permis de distinguer divers biofaciès. Ceux-ci, interprétés sur le plan paléoécologique en fonction de critères biologiques et sédimentologiques, conduisent à distinguer trois types de paléoenvironnements, correspondant chacun à une zone récifale: le "platier" récifal (interne et externe), le front récifal et la pente externe (supérieure, moyenne et profonde). D'autre part, certains critères diagénétiques (diagénèse vadose et pédogénèse) ont été utilisés en tant qu'indicateurs de paléoniveaux marins.

Les discontinuités sédimentaires sont représentées par des surfaces d'émersion (paléosols), qui constituent de bons repères de synchronisme, ou par des discontinuités faciologiques. Le nombre de niveaux indiquant des émergences, diminue du puits le plus interne (4 surfaces d'émersion), au forage Irène 30° (3 en Irène 45° et 2 en Irène 30°), qui recoupe les sédiments les plus proches du flanc externe de l'atoll. Les surfaces d'émersion les plus profondes ne sont pas retrouvées dans les sondages les plus externes, dont les faciès correspondent, par conséquent, à une étape ultérieure de l'édification récifale. Les surfaces de discontinuité sont subhorizontales lorsque les faciès sous-jacents correspondent à la partie sommitale d'un édifice récifal et s'inclinent au niveau des dépôts de paléopentes (fig. 1). Cette géométrie est confirmée par les datations radiométriques effectuées à la verticale de la couronne et dans le forage Irène 30°. Ces surfaces de discontinuité déterminent les étapes majeures de l'édification récifale.

Les corps récifaux: correspondent à chacun des intervalles compris entre deux surfaces de discontinuité. A l'intérieur de ceux-ci, de la base vers le sommet, l'évolution verticale des paléoenvironnements témoigne de l'accrétion récifale et, à un même niveau, entre deux forages, une évolution horizontale traduisant la zonation latérale de l'édifice correspondant (fig. 1).

L'édification récifale, sur les 200 mètres supérieurs de la série carbonatée, a été réalisée en cinq étapes majeures, dont chacune est exprimée par la mise en place d'un corps récifal durant un interglaciaire ou après la dernière glaciation. Dans chacun de ces corps récifaux, la croissance s'effectue en relation avec une montée relative du niveau de la mer, et se trouve limitée vers le haut par un arrêt de la transgression, suivi en général par une régression. La baisse du niveau marin détermine l'installation d'un nouveau récif, en contrebas, reposant sur le substratum constitué par l'édifice antérieur. Sur sa bordure externe, l'édifice apparaît ainsi constitué d'un système complexe de récifs frangeants, chacun d'entre eux enveloppant le corps récifal précédent, et servant de substratum à celui qui lui succède.

Conclusion: Les parties inférieures de chaque corps récifal sont déterminées par une croissance à dominance nettement verticale et une faible extension latérale. Au contraire, les parties supérieures des corps récifaux montrent une forte accrétion latérale et une croissance verticale réduite (fig. 2). Cette différenciation représente vraisemblablement la réponse de la croissance récifale aux variations de la vitesse de remontée du niveau marin. Ainsi, les "stratégies" de croissance définies à partir des récifs holocènes semblent s'appliquer aux édifices coralliens pléistocènes ou plus anciens.

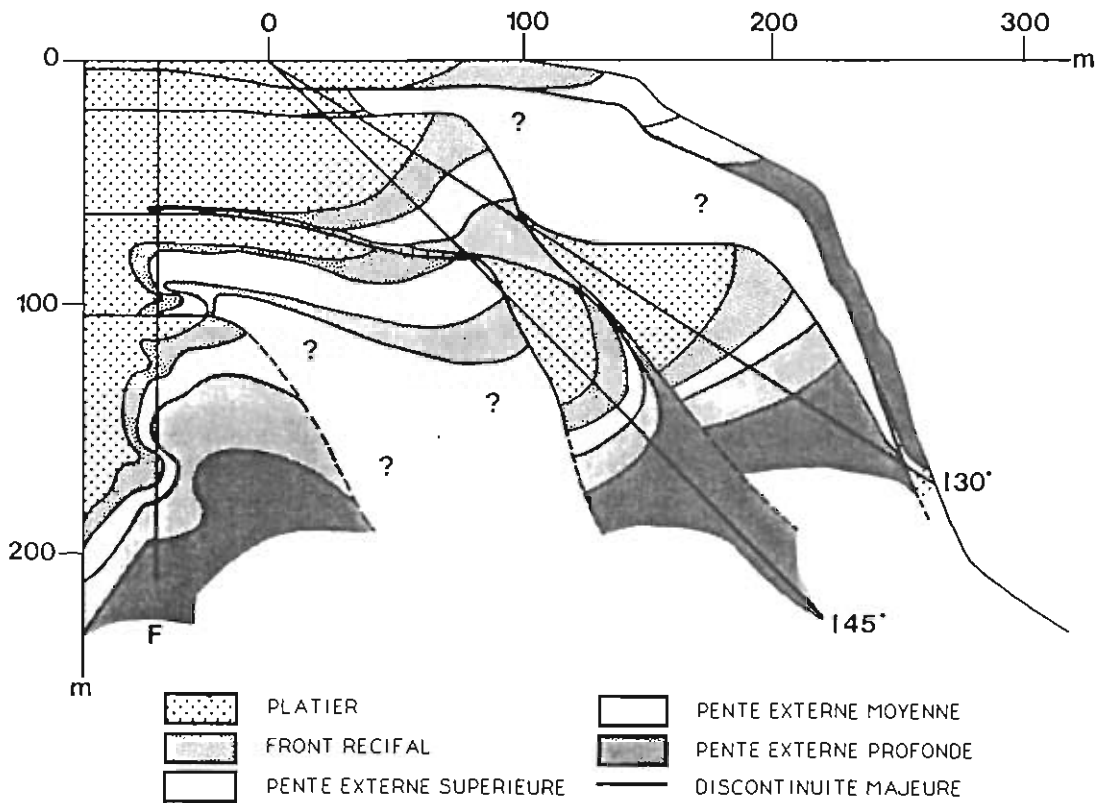


FIG. 1 - Reconstitution des étapes successives de l'édification récifale basée sur l'évolution des paléoenvironnements.

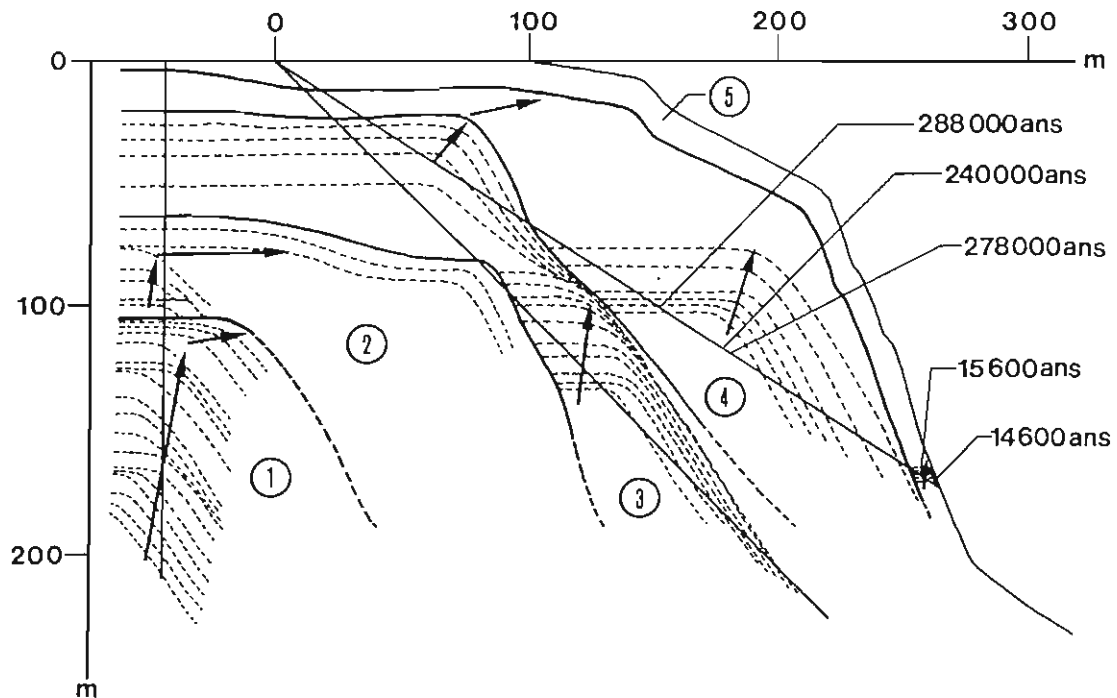


FIG. 2 - Evolution de la direction de croissance à l'intérieur de chaque corps récifal.

LE CUBE ET LA SPHERE. DEUX EXEMPLES ACTUELS DE CROISSANCE ISOTROPE DE CORPS BIO-CRISTALLINS EN MILIEU EVAPORITIQUE.

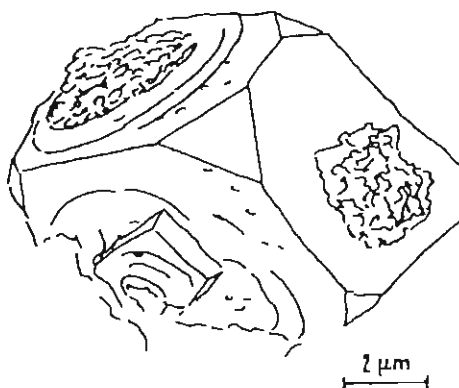
PERTHUISOT J.-P.⁽¹⁾, CASTANIER S.⁽¹⁾ et MAURIN A.⁽²⁾.

- (1) Laboratoire de Biogéologie, Biosédimentologie et Biostratigraphie, Université de Nantes, 2 rue de la Houssinière F-44072 NANTES Cedex 03
(2) TOTAL-Compagnie Française des Pétroles, Cedex 47, 7-92069 PARIS LA DEFENSE.

Dans certains cas, la précipitation de halite peut être provoquée ou accélérée par l'activité métabolique de cellules ou de clones bactériens. Le développement de ceux-ci dans un environnement fortement salé implique en effet une régulation osmotique du milieu intérieur des cellules dont la conséquence est une surconcentration saline du micro-environnement immédiat des corps bactériens et du milieu interstitiel de clones éventuels.

Le premier exemple est celui de glomérules sphéroïdaux (10 à 30 μm de diamètre) de la formation huntitique ($\text{CaMg}_2(\text{CO}_3)_4$) de la Sebka el Melah de Zarzis (Tunisie) (Perthuisot, 1975).

Les cristallites de huntite sont issus de la sulfato-réduction bactérienne



de gypse sédimentaire dans un milieu fortement enrichi en Mg. Ces cristallites forment une pâte dans laquelle se distinguent au MEB des fantômes de cristaux de gypse épigénisés en huntite et des glomérules huntitiques armés d'un squelette cristallin de halite cubique. Cette armature halitique est adaptée à la forme de chaque glomérule. Dans certains cas on peut observer des anneaux de croissance circulaires des faces cristallines autour des calottes huntitiques émergeant des cristaux de halite. Lorsque le cristal de halite englobe presque totalement le glomérule, il comporte alors des troncatures octaédriques (Fig. ci-contre).

L'ensemble de ces observations indique que la croissance cristalline de la huntite est subordonnée à la croissance du clone bactérien en voie de huntitisation et contrôlée par elle. L'isotropie de la croissance de ces glomérules biocristallins originaux est liée à leur formation diagénétique, donc à l'obscurité.

Le deuxième exemple est celui des billes de sel du Lac Asal (République de Djibouti). En bordure de la plaine de sel de ce lac sursalé alimenté par la mer (Perthuisot, 1989) s'accumulent, en lisière de petites mares calmes, de petites billes de sel de 2 à 3 mm de diamètre parfois agglomérées en petites grappes. Les observations au MEB font apparaître pour ces objets sphériques une structure radiaire avec des interruptions concentriques, ce

qui les classe sans discussion possible parmi les ooïdes. A fort grossissement, les cassures de l'ensemble cristallin laissent apparaître son organisation en petits cristaux juxtaposés, plus ou moins disposés en files radiales. A l'intérieur de ces cristaux des surfaces de discontinuité font apparaître les anciens corps bactériens englobés (et sans doute remplis) par de la halite. Il n'est pas possible d'affirmer que la croissance isotrope de ces assemblages biocristallins est nocturne. On remarquera néanmoins que, même de jour, le milieu est subisotrope : la gravité y est atténuée par la forte poussée d'Archimède d'un milieu liquide à forte densité (1,2 environ), l'anisotropie liée à la lumière est pratiquement nulle, d'une part parce que les ooïdes de sel sont translucides, d'autre part parce que le fond halitique renvoie la lumière par réflexions et réfractions. Enfin, la source de matière organique métabolisable par les bactéries est sans aucun doute la saumure du lac qui contient un abondant phytoplancton, comme en témoigne sa couleur. On ne retrouve pas ces billes sur la plaine de sel : il est probable que ces structures biocristallines sont très fragiles et sont très rapidement détériorées à l'air libre.

Ces deux seuls exemples confirment le rôle des bactéries dans la constitution de particules minérales sédimentaires ou diagénétiques même dans les environnements évaporitiques où la dynamique chimique était considérée jusqu'à récemment comme prépondérante. Ils montrent que la dynamique biologique ne doit pas y être négligée tant dans le domaine fondamental que pour les applications éventuelles notamment dans la production de sels "évaporitiques".

REFERENCES.

- PERTHUISOT J.-P., 1975. La Sebkhah el Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin salin paralytique. *Trav. Lab. Geol. ENS*, Paris, 9, 252p.
- PERTHUISOT J.-P., 1989. Recent evaporites. in *SONNENFELD P. et PERTHUISOT J.-P. Brines and Evaporites, Short Course S 13 B*, 28th Int. Geol. Congress, Washington, July 9-19 1989, 149p.

SEQUENCES DE DEVELOPPEMENT ET DE SUBMERSION DE PLATE-FORME CARBONATEE AU PASSAGE CENOMANIEN/TURONIEN DANS LES HELLENIDES INTERNES (PELOPONNESE, GRECE).

P
O
S
T
E
R

J. PHILIP - A. MERMIGHIS - G. TRONCHETTI
Centre de Sédimentologie/Paléontologie
URA 1208 CNRS - Université de Provence - Marseille.

Dans le domaine des Hellénides internes du Péloponnèse (Grèce méridionale) on assiste, du Cénomanién au Turonien, au développement puis à la disparition d'une plate-forme carbonatée. Au-dessus d'un complexe ophiolitique obducté à la fin du Jurassique, les étapes suivantes sont relevées :

Développement de la plate-forme carbonatée.

- une première formation (A_1), transgressive sur les ophiolites, d'âge Cénomanién moyen à supérieur (Zone à Cushmani, partie inférieure) est caractérisée par des séquences élémentaires : bancs à Radiolitidés - wackestones, parfois dolomitisés, à foraminifères benthiques. Les bancs à rudistes montrent une stratocroissance suivie d'une stratodécroissance. Les alternances observées suggèrent un contrôle climatique s'exerçant dans un domaine évoluant de la plate-forme interne à la plate-forme moyenne (Cortège sédimentaire transgressif).

- une seconde formation (A_2) (Zone à Cushmani, partie supérieure) est séparée de la première par une discontinuité sédimentaire caractérisée par un brusque changement des paramètres écologiques et sédimentologiques : disparition de l'association de foraminifères benthiques typiques de la formation précédente; dominance des rudistes Caprinidés au détriment des Radiolitidés; abondance de débris d'échinodermes; apparition des organismes planctoniques; apparition des textures de dépôt packstones-grainstones; diminution relative du pourcentage de la fraction micritique.

La séquence élémentaire à deux termes est constituée de bancs à rudistes et de calcaires bioclastiques à débris d'échinodermes et de rudistes. On constate une stratocroissance des bancs à rudistes.

Cette formation est interprétée comme une plate-forme externe (rampe?) d'énergie modérée, réalisée lors d'une élévation rapide, puis plus lente, du niveau relatif de la mer.

La réponse sédimentologique à cette bathycroissance se traduit en un premier temps par la prédominance des termes bioclastiques, en un second temps par celle des bancs. L'ensemble correspond à un cortège sédimentaire de haut niveau marin à taux élevé d'accumulation ("Keep up carbonate system", Sarg 1988). La discontinuité sédimentaire de base pourrait correspondre à une première phase de submersion de la plate-forme.

Disparition de la plate-forme carbonatée.

- La formation A_2 est couronnée par un hard-ground (Zone à Archaeocretacea?).

- Au-dessus du hard-ground (d) se place un niveau peu épais, condensé (Fm A₃ - Turonien inf.- Zone à Helvetica pars) représenté par des calcaires pélagiques à Foraminifères planctoniques, Calcisphères et échinodermes.

Le hard-ground est interprété comme une surface de submersion majeure de la plate-forme. Le niveau condensé marque une diminution importante du taux de sédimentation lié au maximum de l'élévation eustatique.

Ensevelissement de la plate-forme carbonatée.

La formation A₄ (Turonien moyen, Zones à Sigali et Coronata pars) est caractérisée par une séquence élémentaire à deux termes composée de marnes à organismes planctoniques et de grain-flows à débris de rudistes remaniés, échinodermes et grains de radiolarites.

Cet ensemble est interprété comme un prisme de bas niveau marin dont la mise en place a été guidée par l'eustatisme et la tectonique (soulèvement des zones internes). Un important et durable changement climatique est vraisemblablement à l'origine de l'instauration de la sédimentation argileuse pendant cette période.

La comparaison de l'évolution des cortèges sédimentaires avec celle donnée par la courbe globale de HAQ & al. (1987) montre de réelles correspondances, autorisant ainsi à privilégier le facteur eustatique dans le contrôle de la sédimentation sur les plates-formes carbonatées au passage Cénomanién-Turonien.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

Ordre et nature des variations relatives du niveau marin en période glaciaire.

Analyse de la fermeture d'un bassin dans les dépôts du Protérozoïque terminal du Mali occidental.

Proust J.N., Deynoux M., Guillocheau F.

Le point clé d'un bassin permettant une lecture extensive de son histoire, est l'endroit hautement sensible, où la plus infime variation du niveau marin relatif y entraîne un changement drastique des environnements de dépôt. Il s'agit du point où le biseau des dépôts marin rencontre celui du domaine continental donc la fermeture du bassin. L'exemple choisi concerne la couverture Protérozoïque et Paléozoïque du craton ouest africain: le bassin de Taoudeni. En particulier le contact entre les sédiments marins (Ba4) et continentaux (Ba3) du groupe du Bakoye déposés en domaine glaciaire marginal lors de la glaciation du Protérozoïque terminal au Mali occidental.

L'exemple proposé concerne un levé détaillé de la fermeture du bassin marin Ba4 effectué sur une distance de 4 kilomètres le long d'un affleurement continu. Plusieurs types de surfaces limitant des ensembles de corps sédimentaires ont été distinguées: -des surfaces de discontinuité intra-éoliennes de 1er ordre ou de type super-surface, - des surfaces de transgression à la base des biseaux d'aggradation ("onlap"), - des surfaces d'émersion érosives à la base des facies continentaux - des surfaces d'inondation situées, au toit du prisme transgressif constituant dans le bassin une surface de "downlap". Ces surfaces permettent de définir un motif élémentaire récurrent limité par deux surfaces d'inondation formant la base des prismes de progradation des facies marins vers le bassin. Ce motif est traversé par une surface de transgression diachrone supportant un biseau d'aggradation ("onlap") des facies marins vers le continent, et par une surface d'émersion diachrone à la base des facies continentaux progradant vers le bassin. Les divers motifs élémentaires se superposent verticalement. Ils montrent de la base au sommet de l'affleurement une position plus ou moins avancée vers le bassin et une géométrie différente.

La nature des surfaces limites, la géométrie des sediments qui composent chaque motif élémentaire et leur déplacement au cours du temps peuvent s'expliquer par un cycle d'approfondissement puis de comblement de la tranche d'eau disponible et donne des indications quant aux ordres de variations du niveau marin relatif responsables de leur mise en place. Trois types de courbes de variations relatives du niveau marin de périodicités différentes sont ainsi déterminées. Une courbe à l'échelle du motif élémentaire et une à l'échelle d'un cycle "régressif-transgressif" des motifs élémentaires successifs au sein d'une tendance globale à la chute du niveau marin relatif. La durée possible des différentes cycles de variations relatives du niveau marin peut être discuté.

Sédimentation et diagenèse de la matière organique: étude comparative des effets climatiques

B.H. Purser, F. Baltzer et J.C. Plaziat

Laboratoire de Pétrologie Sédimentaire et Paléontologie
Université de Paris-Sud Orsay, Bât. 504, F. 91 405 Orsay Cedex

Abstract: The study of organic matter in sediments has long been neglected by most non industrial sedimentologists. This is regrettable because O.M. probably records both climatic and geochemical conditions of interstitial waters. Two areas of contrasting rainfall -Florida & Abu Dhabi- are compared. Initial results indicating marked differences tend to confirm the potential of the O.M. fraction to record important physical & geochemical parameters.

Depuis longtemps, l'étude de la matière organique (M.O.), a été le domaine des chercheurs industriels. Menée surtout par les géochimistes, et basée essentiellement sur des méthodes de laboratoire, elle tenait rarement compte des problèmes fondamentaux de la géologie sédimentaire - conséquences tout à fait logique d'une recherche très focalisée. Par contre, la fraction carbonée, essentiellement d'origine végétale, souvent présente en quantité certes modeste, est rarement étudiée par les sédimentologues et les géologues de terrain. Pourtant, il est logique de penser que cette fraction organique soit sensible aux divers facteurs du milieu, aussi bien sédimentaires, que post-sédimentaires, et de ce fait, pourrait servir comme marqueur de la géodynamique des bassins. Afin de tester cette hypothèse, nous avons choisi deux régions actuelles -la Floride et Abu Dhabi- dont la nature très contrastée des climats pourrait faciliter son expression.

La Baie de Floride, ainsi que les lagunes d'Abu Dhabi, sont le lieu d'une sédimentation carbonatée importante où la production, surtout biogénique, est favorisée par les températures relativement élevées. D'autre part, l'absence de relief continental avoisinant, défavorise l'apport terrigène. En revanche, les deux régions diffèrent surtout sur le plan hydrographique. Si la pluviométrie (50 mm /an) d'Abu Dhabi empêche tout apport fluvial, la Floride, par contre, avec une pluviométrie de 1000 mm/an, est marquée par la présence de vastes marais dessalés -les Everglades- et par l'apport permanent d'eau non marine vers les lagunes carbonatées avoisinantes. Cette situation très contrastée sur le plan hydrographique, permet donc de comparer le message climatique imprimée dans la M.O.

L'étude comparative de la M.O. dans les lagunes de la Floride et d'Abu Dhabi, a pour objectifs essentiels:

Premièrement: étude de la M.O. elle même -ses milieux de production, son origine taxonomique, sa quantité et sa qualité isotopique initiale (C et N). Cette recherche détermine aussi la désintégration et la dispersion de la M.O.

Deuxièmement: les mesures de pH, Eh et salinité effectuées sur le terrain, déterminent la nature géochimique des eaux interstitielles, permettant ainsi de suivre les premiers stades de l'évolution diagénétique de la M.O.

Troisièmement: l'étude vise à définir le rôle de la M.O. dans certains processus diagénétiques, tels que la dolomitisation ou dissolution des phases carbonatées.

Conclusion: Les premiers résultats de ces recherches sont présentées dans les contributions suivantes de C. Aubry et F. Kenig. Ces études sont limitées aux sédiments superficiels (0-3 m), et il est néanmoins intéressant de constater, outre les fortes variations de taux de productivité, la rapidité avec laquelle la M.O. évolue sur le plan diagénétique. Comme c'est souvent le cas dans la diagenèse sédimentaire, l'essentiel est joué pendant les stades précoces de son histoire. Il est logique de penser que les propriétés physiques et géochimiques, exprimées par la M.O., dans les deux régions étudiées, vont nous aider à mieux comprendre, non seulement les facteurs qui gèrent la sédimentologie de la M.O., mais surtout l'expression des conditions climatiques de surface, aussi bien que celles de la géochimie des eaux interstitielles -renseignements fondamentaux lorsqu'on vise à comprendre les séries anciennes.

SEDIMENTATION DANS LES KARSTS RECENTS
IMPLICATIONS AUX KARSTS ANCIENS

Yves QUINIF

CERAK - Centre d'Etudes et de Recherches
Appliquées au Karst

Faculté Polytechnique de Mons

Rue de Houdain, 9,

7000 MONS (BELGIQUE).

Les sédiments piégés dans des morphologies karstiques présentent une grande variété. Dans les paléokarsts, seule une petite minorité de type sédimentaire se retrouve et le problème est de replacer ces dispositifs morpho-sédimentaires dans un contexte karstique réaliste, en tenant compte du facteur temps.

L'étude de la sédimentogénèse actuelle dans les morphologies karstiques fait apparaître que les séquences souterraines, si elles sont tributaires du contexte morpho-structural, constituent des témoins privilégiés des fluctuations climatiques. Sédiments détritiques alternent souvent avec des spéléothèmes (planchers stalagmitiques, stalagmites) en séquences complexes, reflets des variations climatiques. De plus, les karsts des montagnes alpines mettent en évidence la notion d'évolution d'une entité morpho-structurale au travers de différentes phases de karstogénèse.

L'étude des paléokarsts doit ainsi s'appuyer sur celle des karsts récents, fin tertiaires et quaternaires, en qui il faut dégager des modèles applicables aux karsts anciens.

UN SYSTEME TURBIDITIQUE CARBONATE SOUS CONTROLE TECTONIQUE :
EXEMPLE DU FLYSCH CALCAIRE DE LA COTE BASQUE

Philippe RAZIN, Université de Bordeaux III, Institut de Géodynamique, 33405 TALENCE

L'épaisse série turbiditique carbonatée de la Côte Basque s'est accumulée entre le Cénomaniens moyen et le Campanien moyen dans la partie occidentale du sillon flysch nord-pyrénéen, le bassin de St-Jean-de-Luz. Ce bassin profond est installé entre la marge sud-aquitaine et une bordure méridionale localisée dans la zone des massifs basques. Il évolue dans un contexte géotectonique distensif jusqu'au Santonien supérieur, période à laquelle débute le régime de convergence entre les plaques ibérique et européenne.

Le système turbiditique carbonaté de la Côte Basque est un système de type *pentebassin* alimenté par la destabilisation de dépôts pénécontemporains accumulés sur la bordure de la plate-forme sud-aquitaine. Quatre séquences de dépôt KII-1a à KII-4 ont été reconnues (RAZIN, 1989) conformément à celles définies par PUIGDEFABREGAS et SOUQUET (1986) sur l'ensemble des Pyrénées.

Les séquences KII-2 à KII-4 décrivent un mégacycle de l'approfondissement-comblement qui débute et se termine par des formations dont les caractères sédimentologiques témoignent d'un environnement de *bas de talus* : les Calcaires de Béhobie et le Flysch d'Hayzabia. Ces deux formations présentent toutefois des associations de faciès très différentes reflétant un contexte dynamique différent.

Les Calcaires de Béhobie s'accumulent dans un bassin en voie d'approfondissement sous l'effet d'une subsidence tectonique active. Ils sont alimentés par une plate-forme peu profonde de type barrière qui se développe en période de baisse du niveau marin au Turonien moyen à supérieur. La resédimentation massive des dépôts bioclastiques de bordure de plate-forme ("shelf margin wedge" ?) s'effectue par *écoulements granulaires* et courants de turbidité fréquents et souvent concentrés. Elle aboutit à l'accumulation rapide d'une puissante série turbiditique relativement grossière et *riche en sable* (calcarénite). L'association de faciès se rapproche de celle des dépôts silico-clastiques de lobe proximal ou transition chenal-lobe dans un "sand rich system" (type II) de MUTTI (1985).

Dans ce contexte, la remontée du niveau marin participe à l'approfondissement de l'ensemble plate-forme/bassin, qui s'exprime par un *élargissement* et une *plus grande efficacité* du système turbiditique (mégaséquence strato et grano-décroissante).

Le Flysch d'Hayzabia représente au contraire la première séquence de comblement du bassin, lors du passage du régime distensif au régime compressif. Le système turbiditique est alimenté par la destabilisation de sédiments marno-calcaires sur la bordure d'une plate-forme externe nettement plus profonde que précédemment (*faciès aturien*). Les dépôts gravitaires mis en place par des écoulements évoluant d'un *debris flow (cohésif)* à un *courant de turbidité*, correspondent à des débrites et surtout des calciturbidites de granulométrie fine, à éléments pélagiques (même dans les dépôts les plus proximaux). La proportion de pélite dans les turbidites (terme "te") est forte mais diminue rapidement dans la zone la plus proximale.

Les dépôts gravitaires sont moins fréquents, et donc le taux de sédimentation moindre que dans le cas précédent. Les couches sont par contre plus tabulaires et continues, *le système riche en matériel fin est plus efficace*.

Ce système turbiditique carbonaté d'Hayzabia s'inscrit dans un modèle de type "base of slope apron" de MULLINS et COOK (1986).

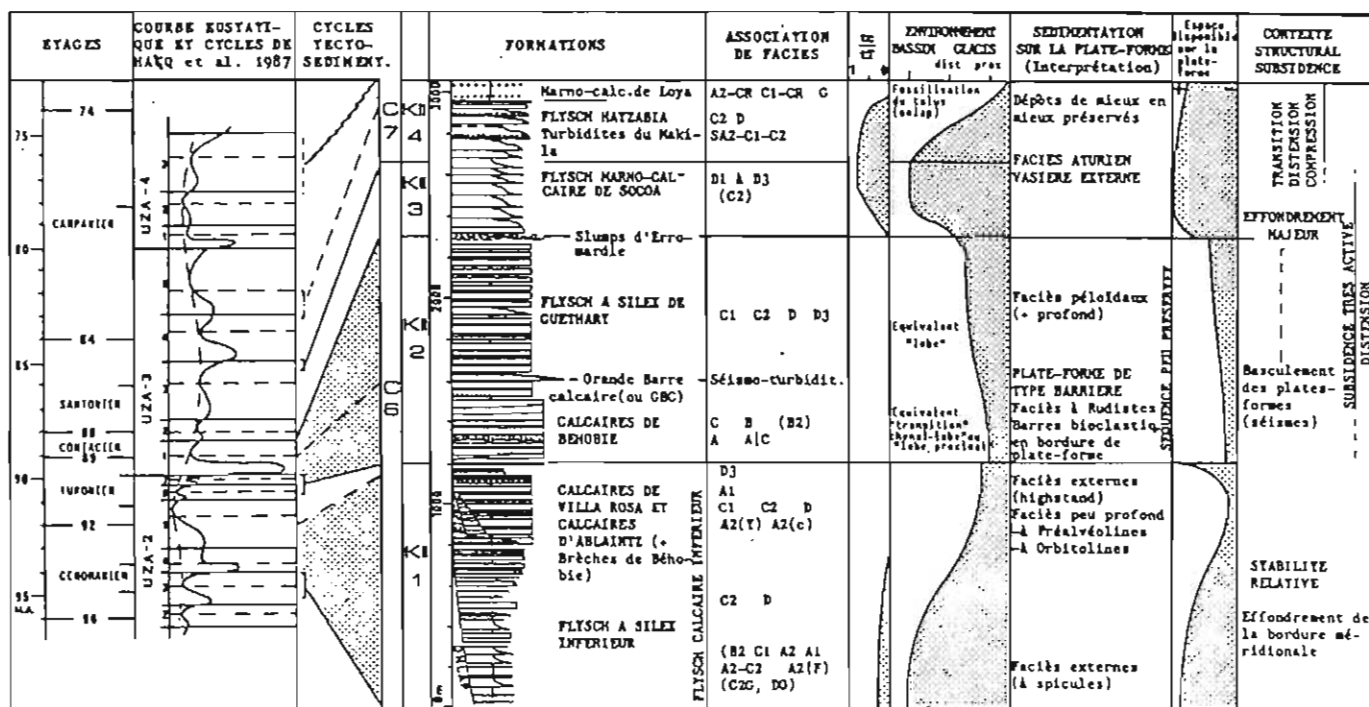
Dans ce contexte de comblement de bassin, l'évolution du système lors de la remontée du niveau marin au Campanien aboutit à la fossilisation du talus d'érosion par des dépôts marno-calcaires, et à la disparition quasi-complète des écoulements gravitaires issus de la plate-forme.

Ces deux exemples de dépôts de bas de pente dans le complexe de la Côte Basque montrent bien que l'évolution mégaséquentielle d'une série turbiditique ne peut être interprétée simplement en terme de migration latérale du système mais en terme d'évolution de la dynamique du système dans le temps. Celle-ci dépend largement de l'évolution de la sédimentation sur la plate-forme et du contexte structural.

Le remplacement du système turbiditique de Béhobie (KII-2) par celui d'Hayzabia (KII-4) est le résultat de la subsidence tectonique très active au Sénonien inférieur, liée à l'ouverture du bassin vers l'Ouest sur le golfe de Gascogne. L'épisode le plus important de cette évolution est l'effondrement de l'ensemble du domaine au Coniacien (limite entre séquences KII-2 et KII-3), qui permet l'installation de faciès marno-calcaires de mer ouverte sur la plate-forme sud-aquitaine, et l'accumulation de dépôts turbiditiques de caractère distal dans le bassin, le Flysch marno-calcaire de Socoa.

Dans un tel système carbonaté contrôlé par la tectonique, l'influence des variations eustatiques du niveau marin reste assez discrète en comparaison de certains modèles turbiditiques silico-clastiques (VAIL et al., 1977 ; COLEMAN et al., 1983 ; MUTTI, 1985). La signature la plus marquée du contrôle eustatique apparaît dans les dépôts turoniens, période pendant laquelle la subsidence est relativement faible.

Un trait majeur dans la dynamique de ce système plate-forme/bassin est la constante immersion de la plate-forme. L'accumulation des séries turbiditiques s'effectue au fur et à mesure de l'aggradation des dépôts sur la plate-forme. Le décalage entre sédimentation et resédimentation est faible. Les variations d'épaisseur de la tranche d'eau influencent la proportion de matériel préservé sur la plate-forme, ou resédimenté dans le bassin. Une telle dynamique explique le caractère évolutif des séries turbiditiques carbonatées et l'absence de "limite de séquence" bien marquée dans le bassin.



MULLINS H.T. et COOK H.E. (1986) - Carbonate apron models . alternatives to the submarine fan model for paleoenvironment analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48, 1986, pp. 37-79

MUTTI E. (1985) - Turbidite systems and their relations to depositional sequences. in "Provenance of arenites" (G.G. Zuffa ed.) NATO-ASI series, Riedel P.C., New-York, pp. 65-93

PUIGDEFABREGAS C. et SOUQUET P. (1986) - Tecto-sédimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129 (1986), pp. 173-203

RAZIN P. (1989) - Evolution tecto-sédimentaire alpine des Pyrénées Basques à l'Ouest de la transformante de Pamplona. Thèse Univ. de Bordeaux

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

**LA TRANSGRESSION MARINE DANS LE FOSSE DE LA BENOUE (NE NIGERIA)
AU CENOMANIEN - TURONIEN : Interprétation paléogéographique de la
formation de Gongila.**

Michel REBELLE *, Department of Geology and Mining, Unijos. PMB 2084, Jos. NIGERIA.

La formation carbonatée de Gongila du Crétacé supérieur du fossé de la Bénoué (NE Nigéria) est étudiée en détail par une approche sédimentologique. Celle-ci, basée sur la réalisation d'un log lithologique, distingue 22 niveaux différents sur les 20 m d'épaisseur de la série.

A partir du contenu paléontologique et d'observations pétrographiques, l'évolution diagenétique des calcaires de Gongila est retracée. Il est ainsi mis en évidence une dissolution préférentielle des éléments biogéniques aragonitiques, suivie d'un remplissage des cavités tantôt par de la pyrite, tantôt par de la dolomite. Une recristallisation post-compactionnelle en microsparite et un colmatage des vides résiduels par de la sparite, constituent les phases ultimes de cette diagenèse.

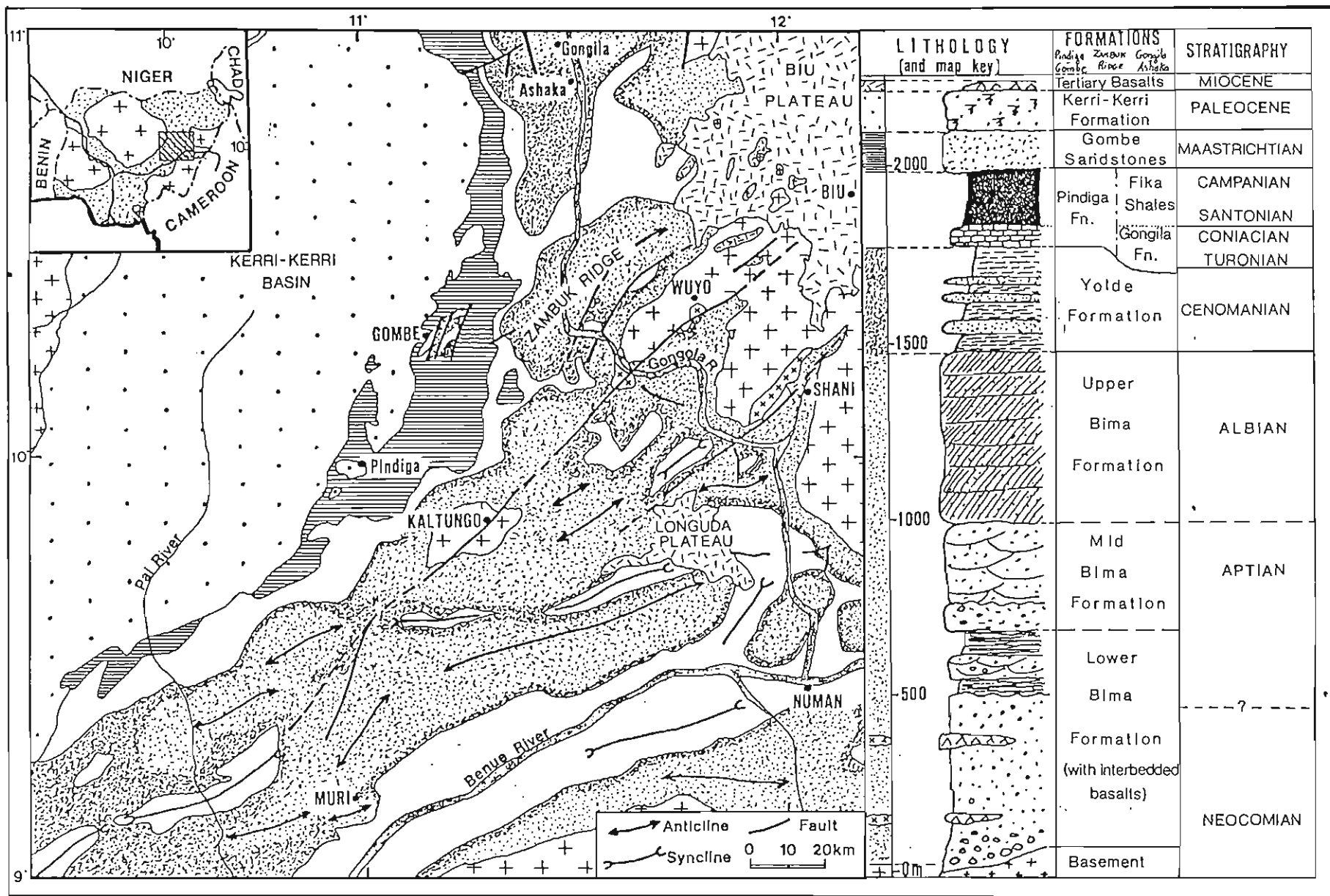
Au travers d'une interprétation sédimentologique et paléogéographique, l'étroite relation entre sédimentation et tectonique régionale est illustrée, notamment par l'observation de failles normales syn-sédimentaires. Cette relation permet d'expliquer les différents taux de sédimentation dans les multiples micro-bassins.

Enfin, une discussion sur l'origine géographique de la transgression marine durant le Cénomaniens - Turonien dans cette région apporte quelques interrogations sur l'existence, à cette époque, d'une voie de communication trans-saharienne, établie jusqu'à présent sur des seules affinités paléontologiques.

**MARINE TRANSGRESSION IN BENUE TROUGH (NE NIGERIA) DURING
CENOMANIAN - TURONIAN : A palaeogeographic interpretation of the
Gongila Formation.**

The limestones of Upper Cretaceous Gongila Formation are investigated. From a lithologic log displaying 22 different layers a sedimentologic interpretation is thus suggested through palaeontological and petrographical results. Occurrence of synsedimentary tectonics is also illustrated. Finally, existence of Trans-Saharan Seaway is shortly discussed.

* Present address : S.N.E.A.(P.), Centre CSTCS, Avenue Larribau
64018 PAU CEDEX, FRANCE



Carte géologique de la Haute Vallée de la Bénoué, avec log régional et stratigraphie correspondante.
 d'après BENKHELIL (1986) et GUIRAUD (1989), modifié

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

**HYDROGEOLOGIE ET GEOCHIMIE APPLIQUEES AUX PROBLEMES
DE STOCKAGE DES DECHETS RADIOACTIFS DANS LES FORMATIONS
SALIFERES**

Michel REBELLE*, Christoph von STEMPPEL, GSF, Institut für Tieflagerung, Theodor-Heuss-Straße 4, 3300 Braunschweig, R.F.A.

Hans BATSCHE, GSF, Institut für Hydrologie, Ingolstädter Landstraße 1, 8042 Neuherberg, R.F.A.

Afin d'étudier les possibilités de stockage à long terme de déchets radioactifs dans les formations salifères du Zechstein de Basse-Saxe (R.F.A.), la G.S.F. (Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung), et en particulier l'Institut für Tieflagerung, dispose d'un laboratoire *in situ* dans l'ancienne mine de sel de la Asse (SE Brunswick).

Dans le cadre d'un programme de recherches hydrogéologiques, il s'avérait nécessaire d'étudier la caractérisation géochimique des eaux souterraines circulant dans la couverture de l'anticlinal à structure diapirique de Asse, diapir formé par le fluage du sel du Zechstein.

En effet, outre le sel du Permien supérieur (Na₂ et Na₃), la séquence stratigraphique locale présente deux autres niveaux salifères, en l'occurrence le Buntsandstein supérieur (ou Röt = soNa) et le Muschelkalk moyen (mmNa). Ces trois formations salifères sont très proches géographiquement dans l'ensemble de la structure anticlinale. De nombreuses sources salées sont présentes dans la partie NW de l'anticlinal de Asse et les eaux souterraines prélevées dans certains sondages traversant la couverture témoignent d'une salinité élevée variable. L'étude géochimique approfondie des eaux souterraines et des formations salifères est réalisée afin de déceler l'origine exacte du contenu salin des eaux.

Sur la base d'une banque de données* accumulées depuis 1976, il est possible de distinguer plusieurs familles hydrochimiques, ainsi que de caractériser géochimiquement ces eaux, en particulier celles définies comme autochtones. L'utilisation d'éléments traces tels Li, Br, B, I, Sr et Fe ou de rapports comme Br/Cl, Na/K et Ca/Mg, et la réalisation de diagrammes des teneurs en ions versus Cl⁻ (l'ion le plus abondant), permettent d'établir une distinction hydrochimique entre les saumures mères, les eaux ayant dissous les sels permien et celles résultant de la dissolution de niveaux salifères plus récents.

L'analyse diffractométrique et chimique des roches salines du mmNa et soNa, ajoutée aux résultats connus du Na₂ et Na₃, permet également de différencier les compositions chimiques des formations salifères en présence.

Au travers de cette étude, il est possible de conclure que, si la partie du sel du Zechstein abritant le laboratoire *in situ* ne subit pas de dissolution régulière par les

* Present address : S.N.E.A.(P.), Centre CSTCS, Avenue Larribau
64018 PAU CEDEX, FRANCE

eaux souterraines, le toit du sel dans la partie nord-ouest de l'anticlinal est affecté par une telle dissolution. Enfin, afin de mieux cerner le contexte hydrogéologique et hydrochimique local, le cheminement de ces circulations souterraines est également mis en évidence.

* 25 sondages hydrogéologiques, 4 sondages profonds et 29 points de mesure, établis sur la couverture de la Asse.

RADIOACTIVE WASTE STORAGE IN SALT FORMATIONS :
applied hydrogeology and geochemistry.

In the former Asse salt mine (south-east from Braunschweig, FRG), the GSF is carrying out many different types of investigations in a genuine *in situ* laboratory.

Due to occurrence of three different salt formations (Zechstein -forming the core of the diapiric anticline of Asse-, Lower Buntsandstein and Middle Muschelkalk), it was necessary to study the geochemistry of the groundwaters and of these rock salts. The determination of the origin of saline content of these waters is important in order to check that the Zechstein salt containing the radioactive wastes is not affected by any dissolution.

Indices Minéralogiques et Géochimiques d'un épisode de confinement au Burdigalien dans les bassins nord-bétique et algérien.

Marc RIVIERE

Laboratoire de Géochimie des Roches Sédimentaires

U.R.A. 723, C.N.R.S., Bât. 504, Université de Paris-Sud, 91405 ORSAY CEDEX

Abstract.- Studies of volcanogenic marine deposits from the margins of the Betic (Spain) and Kabylia (Algeria) internal zones show that restricted environmental conditions at the Lower to Middle Burdigalian limit occurred simultaneously in the north betic and algerian basins. Like in continental area, diagenetic zeolitic assemblage containing analcime result from these conditions.

Les formations étudiées en Espagne et en Algérie appartiennent, à un ensemble de formations (1) situées à la périphérie de la Méditerranée occidentale. Elles contiennent toutes des produits volcanogènes remaniés témoignant de l'existence d'une activité magmatique acide au Burdigalien inférieur. L'existence, dans ces dépôts marins de paragenèses zéolitiques précoces à analcime, implique des conditions de milieu très basique identiques à celles des bassins continentaux salés.

1) En Espagne, les formations de La Vinuela (1 à 4), transgressive sur la bordure septentrionale des zones internes, et de Santana située en position plus externe, bordent le bassin de Périana au NE de Malaga. Elles contiennent un corps tuffitique constitué de clastites vitreuses acides calco-alcaline (1,3) épigénisées en zéolite ou smectite. Dans la coupe type de La Vinuela, des sédiments à analcime ravinent des sédiments à clinoptilolite, la diagénèse est donc précoce et synchrone de la phase de dépôt finale des volcanoclastites.

Les différents termes (tableau) de la séquence de cristallisation diagénétique (smectite Al --> clinoptilolite (K->Ca) et/ou mordénite --> analcime + quartz), sont comparables malgré l'absence de

	Clinoptilolite K	Mordénite	Clinoptilolite Ca	Clinoptilolite Ca	Analcime	Smectite beidellite
SiO ₂	76,99	77,89	75,44	73,57	64,80	62,46
Al ₂ O ₃	13,33	14,74	16,02	17,17	21,50	26,65
Fe ₂ O ₃	00,55	00,13	00,15	00,21	00,00	02,75
MgO	00,00	00,73	01,18	01,56	00,00	03,16
CaO	01,31	04,52	06,01	06,25	00,00	04,18
Na ₂ O	02,72	01,16	00,32	00,48	13,70	00,00
K ₂ O	05,10	00,83	00,88	00,76	00,00	00,80

TABLEAU : Analyse in situ en E.D.S. des produits de la diagénèse dans les tuffites des formations de La Vinuela et Santana en Espagne (résultats normalisés à 100%).

feldspath K, aux séquences observées classiquement dans les bassins lacustres salés ou alcalins. Leur formation successive entraîne une augmentation progressive du pH et de la salinité des eaux interstitielles qui modifie les rapports Si/Al et Na/K et induit l'étape diagénétique suivante.

La présence de traces résiduelles de clinoptilolite dans les niveaux à analcime, de silexite résultant en partie de la libération de SiO_2 au cours de la transformation clinoptilolite-analcime, et de barytine sédimentaire confirment une évolution diagénétique (5,6) liée au confinement du milieu. Un essai de reconstitution de la zonation initiale des phases diagénétiques à partir des différentes coupes étudiées montre que ce bassin "marin" momentanément confiné présente de nombreuses analogies avec certains bassins continentaux salins à dépôts volcanoclastiques acides.

2) En Algérie, l'Oligo-Miocène Kabyle, transgressif sur les zones internes à l'Est de Ain el Hamman (7,1) en Grande Kabylie, contient également des niveaux de tuffite marqués par des manifestations diagénétiques spécifiques des milieux confinés. Une paragénèse à smectite et analcime sur verre acide semble, ici comme à La Vinuela, être un indicateur de confinement du milieu lié à l'existence d'un épisode "évaporitique" affectant au Burdigalien le bassin algérien.

A la base du site D.S.D.P. 372 (Est de Minorque), dans les niveaux contemporains des tuffites de Grande Kabylie, les eaux interstitielles présentent des anomalies positives de salinité, de Mg^{++} et de Ca^{++} de type "messinien" (8) qui confirment cette hypothèse.

CONCLUSIONS. - Comme en milieu lacustre salé, dans les régions de Malaga (Espagne) et de Grande Kabylie (Algérie), le confinement entraîne en milieu "marin", le développement précoce de paragénèses diagénétiques à zéolites au sein des dépôts de verres acides. Ce phénomène est confirmé par l'importante régression subie par la zone subbétique à la fin du burdigalien inférieur (9), les dépôts de barytine et de silexite du bassin de La Vinuela-Santana et les anomalies de salinité, de Ca^{++} et de Mg^{++} du site D.S.D.P. 372.

Ces paragénèses à analcime résultent d'un épisode "évaporitique" discret qui affecte quasi-simultanément à la limite Burdigalien inférieur-moyen les bassins nord-bétique et algérien. Elles sont induites par une pulsation tectonique, qui annonce en Espagne le "paroxysme burdigalien" (10), et qui marque probablement dans le bassin algérien une phase de rémission dans le processus d'ouverture et peut être d'isolement momentané avec concentration des eaux.

Cette évolution sédimentaire et diagénétique, contrôlée par l'histoire tectonique locale et régionale, est la conséquence de la migration vers l'Ouest du bloc d'Alboran (11), et des variations relatives du niveau de la mer (12).

(1) M. RIVIERE, *Thèse Sc.*, Univ. Paris-Sud, 1988, 2 tomes, 455 p.

(2) J. BOULIN, J. BOURGOIS, P. CHAUVE, M. DURAND DELGA, J. MAGNE, V. MATHIS, Y. PEYRE, M. RIVIERE, et J.A. VERA, *C.R. Acad. Sc. Paris*, 276, 1973, p. 1245-1248.

(3) M. RIVIERE et C. COURTOIS, *C.R. Acad. Sc. Paris*, 280, série D, 1975, p.1645-1648.

(4) E. GALAN, J.M. GONZALEZ, C. FERNANDEZ-NIETO et G. BARCELO, *Estudios Geol.*, Espagne, 40, 1984, p.259-267.

(5) R.L. HAY, in *Natural Zeolites*, Pergamon Press, Oxford, 1978, p.135-143.

(6) R.C. SURDAM et R.A. SHEPPARD, in *Natural Zeolites*, Pergamon Press, Oxford, 1978, p.145-174.

(7) M. RIVIERE, J.P. BOUILLIN, C. COURTOIS, J.P. GELARD et J.P. RAOULT, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XIX, 1977, p.1171-1177.

(8) K.J. HSU, L. MONTADERT et coll., in *Init. Repts of DSDP*, XLII, 1978, I, p.59-150.

(9) A. MARTIN-ALGARRA, C. SANZ DE GALDEANO et A. ESTEVEZ, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, IV, 1977, p.119-127.

(10) J.J. HERMES, *Estudios Geol.*, Espagne, 41, 1985, p.157-176.

(11) J. ANDRIEUX, J.M. FONTBOTE et M. MATTAUER, *Earth and Planet. Sc. Lett.*, 12, 1971, 2, p.115-118.

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

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LES SABLES DE MORTINSART (TRIAS TERMINAL)
A HABAY-LA-VIEILLE (BORD NORD DU BASSIN PARISIEN) :
INTERPRETATION DES PALEO-ENVIRONNEMENTS A LA LUMIERE DES
DONNEES SEDIMENTOLOGIQUES ET PALYNOLOGIQUES .

M. ROCHE* et A. MULLER**

* U.S.T.L. Flandres-Artois, U.F.R. des Sciences de la
Terre, 59655 Villeneuve d'Ascq .

** Allg. u. Hist. GEOLOGIE DER R.W.T.H. AACHEN,
D-5100 Aachen - Wüllnerstraße 2 .

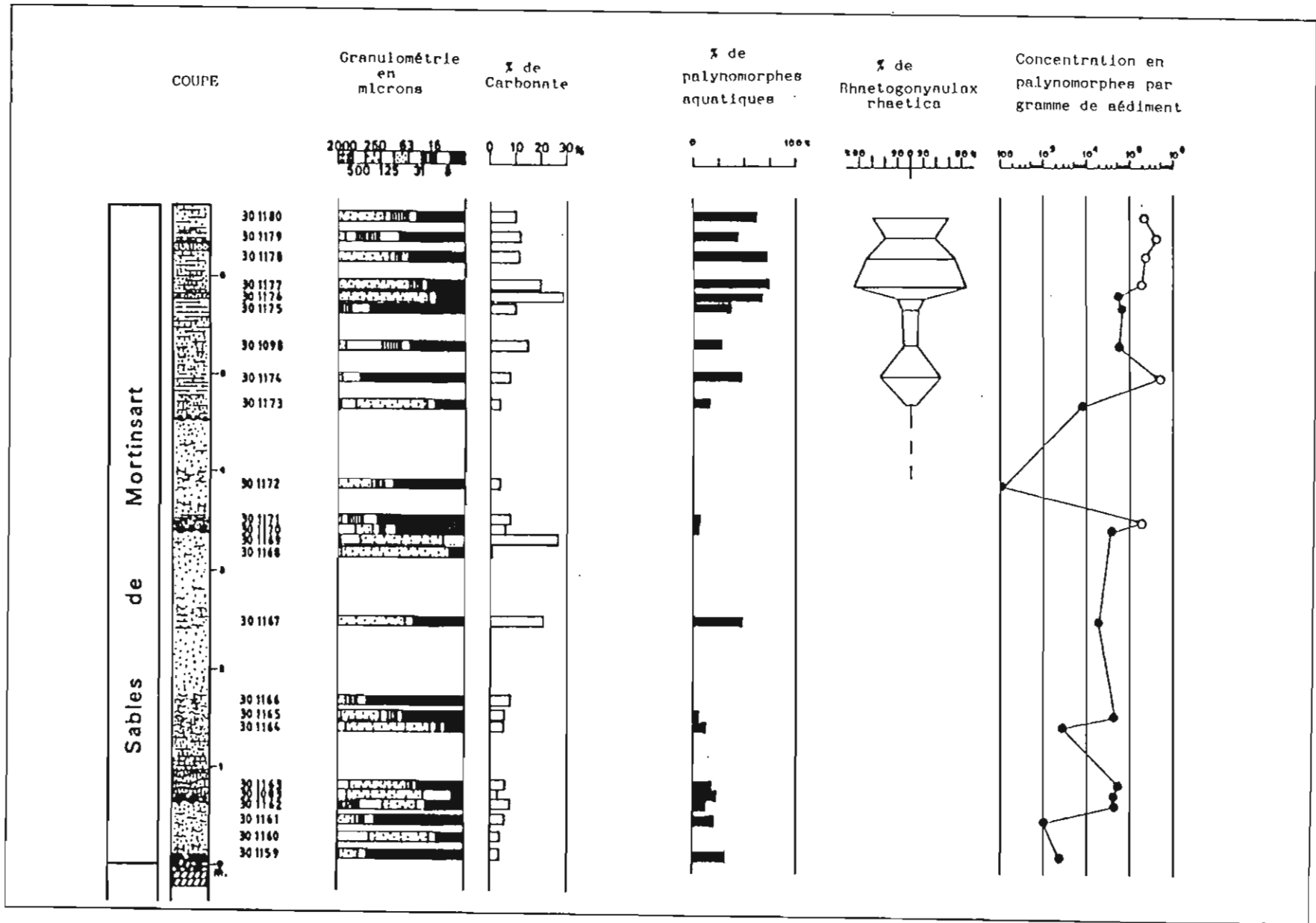
A Habay-La-Vieille, 4 séquences ont été reconnues par Bock (1989) dans la Formation des Sables de Mortinsart. Elles ont été interprétées comme le passage de vasières cotières à des cordons sableux littoraux.

Par la suite, d'autres échantillons prélevés sur la même coupe ont fait l'objet à la fois d'une étude granulométrique et palynologique.

Chacune des séquences débute par un niveau conglomératique à caractère ravinant qui passe à des sédiments silto-argileux. Ces derniers s'enrichissent progressivement en sable aux dépens de la phase argileuse, les sommets des séquences étant constitués de sables fins bien classés. Les teneurs en carbonate oscillent entre 5 et 28 %.

L'association palynologique observée est typique du Rhétien inférieur. Quantitativement les pollens du "type Classopollis" dominent la microflore. Les palynomorphes aquatiques comprennent des kystes de dinoflagellés, des acritarches et des scytinascias. Ils sont présents tout le long du profil avec une abondance variable. La concentration des microfossiles organiques dans le sédiment est soumise à de fortes fluctuations et présente une nette augmentation dans la partie supérieure de la coupe.

L'intégration des données sédimentologiques et palynologiques et la comparaison avec des données actuelles conduisent à préciser les paléo-environnements des dépôts.



SEDIMENTATION "CATASTROPHIQUE" ACTUELLE

UNE BASE POUR RECONNAITRE LES ANCIENNES SEQUENCES

M.J. ROMERO-SEGURA et C. MORENO

Departamento de Geología y Minería. Universidad de Sevilla.
21819 Palos de la Frontera, Huelva, Espagne.

P
O
S
T
E
R

ABSTRACT.- It has been studied and experimentad the principal parameters that control the formation of the present-day sandy alluvial fans of small scale. The catastrophic character of the formation of this deposits allows to compare the obtained datum with ancient sediments from similar origin (subaerial and submarine fans and, even some fluvial accumulation).

L'étude de modèles sédimentaires de petite échelle, permet de réaliser un analyse d'ensemble avec les différents facteurs qui conditionnent un milieu sédimentaire déterminé (ou, au moins, ce que nous considérons les plus importants), et nous permet d'appliquer les résultats obtenus à l'interprétation d'anciennes séquences de milieux sédimentaires fossiles.

Nous avons expérimenté avec des modèles naturels (non artificiels) de petite échelle dans la dynamique de FORMATION-MODIFICATION-DESTRUCTION de cônes alluviaux au pied de escarpement sablé se trouvant dans la plus part du littoral de la province de Huelva, Golfo de Cadiz, Espagne. A cet endroit là, les conditions d'exposition ont permis la réalisation d'analyse de toutes les variables qui interviennent dans leur formation: aire source, transport et accumulation-déposit.

Cette analyse a été réalisé en fonction de:

- a) L'accroissement du cône et l'évolution de sa morphologie
- b) La variation lateralle et verticale de la grosseur de grain
- c) Le type de transport et ses possibles variations
- d) Accumulations de materiels pendant et à la fin du transport
- e) Structures sédimentaires et autres géométries
- f) Relations grosseur de grain-densité

Tous ces paramètres dépendent directement des conditions énergétiques du milieu (et, d'avantage, de la façon dont elle se

dissipe plus que de l'énergie elle même).

Les matériels de l'aire source, et pour cela des cônes déposés, sont assez homométriques, avec un rang de grosseur de grain compris entre le sable moyen et la lutite. Ce sorting élevé nous a permis de réaliser l'étude du comportement hydrodynamique du système en fonction de la grosseur de grain des matériels aussi bien que de ses différences de densité, ce qui a été facilité, en gran mesure, par les changements de couleur des sédiments (argiles jaunes, sables blanches avec beaucoup d'illmenite foncée).

Le transport peut être canalisé et/ou non canalisé en fonction de la sorte de nutrition du cône. Ce même facteur conditionne la morphologie de l'appareil. Il y a deux types de cônes différents:

- Quand le transport est produit continuellement, canalisé ou non, il origine des cônes de géométrie radial, où l'énergie se dissipe doucement.
- Quand le transport n'est pas produit continuellement, avec des pulsations régulières ou irrégulières, il origine des cônes de géométrie complexe où l'énergie se dissipe brusquement.

Entre les deux types de cônes il existe toute une gamme de possibilités.

La dynamique de formation-modification des cônes étudiés nous permet de les classifier come "catastrophiques" versus "instantanés". Cette caractéristique de momentanéité c'est celle qui permet l'extrapolation des données obtenues à matériels et séquences anciennes d'origine semblable: des cônes subaériens et submarins et même des accumulations fluviales déterminées.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

CARACTERISTIQUES DES SYSTEMES TURBIDITIQUES SILICO-CLASTIQUES APTO-ALBIENS DU BASSIN VOCONTIEN (S-E DE LA FRANCE) : POSITION SEQUENTIELLE - COMPARAISON AVEC L'ACTUEL.

CHARACTERISTICS OF SILICI-CLASTIC TURBIDITIC SYSTEMS IN THE APTO-ALBIAN VOCONTIAN BASIN (S-E FRANCE) : SEQUENTIAL RELATIONSHIP - COMPARISON WITH MODERN FANS.

J-L. RUBINO¹ & O. PARIZE²

¹TOTAL - C.F.P., Laboratoires Exploration, avenue du Haut-Lévêque, 33605 Pessac Cedex ;

²E.N.S. des Mines de Paris, C.G.G.M. - Sédimentologie, 35, rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cedex.

Detailed studies of turbiditic systems (Aptian and Albian) in the Vocontian basin lead to distinguish four main types of turbiditic silici-clastic systems. The first one corresponds to large scale channel-fill systems. The second one forms small scale thick sand rich fans located at the base of the slope. These occur at the base of depositional sequences. The third one forms a channel-levee complex made of small scale turbiditic events. It is always superimposed on the two first types ; it is interpreted as a slope fan. The fourth type system forms a sand sheet system showing a basinward extension. It is composed of thin-bedded turbidites related to the low-stand wedge and sometimes to the high-stand system tract. The most important point is the occurrence of channelized systems at the base of the depositional sequences similarly organized as channels of modern fans described on passive margins. This represents a significant difference with the sequential stratigraphy model which predicts the presence of sand rich lobes at the base of depositional sequences.

A l'Apto-Albien, le bassin Vocontien peut encore être considéré comme un diverticule de la marge passive nord téthysienne ; il représente à ce titre un des rares exemples de bassins profonds associés à une marge mature et pouvant être étudiés à l'affleurement. La plupart des séquences de dépôt d'origine eustatique (HAQ *et al.*, 1987) peuvent y être mises en évidence (RUBINO, 1988) en utilisant à la fois des critères biostratigraphiques et sédimentologiques. Parmi ces derniers, la caractérisation et l'organisation des systèmes turbiditiques ont constitué, avec la répartition des horizons péliitiques riches en matière organique et associés aux maxima transgressifs, les éléments fondamentaux pour la définition des séquences. Quatre grands types de systèmes turbiditiques peuvent ainsi être différenciés entre le Bédoulien terminal (Aptien inférieur) et l'Albien supérieur. Ils seront tout d'abord brièvement décrits et comparés aux récents modèles de POSAMENTIER & VAIL (1988) ; ensuite une tentative de comparaison sera faite avec les systèmes actuels et subactuels.

L'organisation la plus fréquente correspond au remplissage de grands chenaux, de largeur plurihecto- à kilométrique et profondément érosifs - le ravinement pouvant atteindre 40 à 60 mètres - par des dépôts de sable moyen à grossier, en séquences plurimétriques amalgamées montrant une évolution stratodécroissante. Certains événements majeurs peuvent atteindre 30 mètres d'épaisseur comme la mégaturbidite clansayésienne, *i.e.* Aptien terminal, de Rosans. Leur faciès peut soit être massif soit présenter un granoclassement fruste et des laminations parallèles limitées au sommet des séquences. Ces corps correspondent au dépôt d'écoulements sableux de haute densité. Ils peuvent évoluer latéralement en levées de faible développement ; ils sont très fréquemment associés à des sills et des dykes gréseux sédimentaires (PARIZE, 1988). Ils présentent un caractère chenalisant marqué jusque dans les zones les plus distales du bassin sur des distances d'environ 50 kilomètres (FRIES & BEAUDOIN, 1987). Ces corps turbiditiques, quand ils existent, se rencontrent à la base des séquences de dépôt : au Gargasien, au Clansayésien - Grès de Rosans - et à l'Albien supérieur où ils se développent au pied des marges nord (Vercors) et sud du bassin (vallée du Jabron). Sans équivalent étudié dans les dépôts anciens, ces systèmes pourraient être comparés, au moins par leurs dimensions, aux complexes de chenaux et levées observés dans les cônes actuels.

Le deuxième type de dépôt correspond aux accumulations sableuses les plus importantes reconnues dans le bassin Vocontien. Il est préférentiellement localisé à la base du talus rhodanien. L'épaisseur de ces corps est fréquemment supérieure à 100 mètres. Leur extension cartographique est comprise entre 100 et 150 kilomètres carrés. Ils présentent un caractère chenalisant dans les zones proximales lorsqu'ils s'enracinent dans les dépôts de la plateforme ; il s'agit d'un ensemble de séquences turbiditiques de haute densité et de séquences granoclassées de type BOUMA. Dans les zones distales, ils offrent une plus grande régularité des bancs sans qu'il n'ait été possible à ce jour de reconnaître de lobes typiques ; il s'agit alors de séquences de BOUMA fréquemment amputées des termes supérieurs, intercalées de fins niveaux péliitiques. Ces systèmes riches en sable peuvent être comparés tant par

leur taille que par leurs structures aux systèmes turbiditiques de type II de MUTTI (1985) et pourraient correspondre aux dépôts du *supra fan* de NORMARK (1978) dont le Navy fan constitue l'exemple type. Ces épaisses accumulations sableuses se biseautent très rapidement vers l'aval sans développer de faciès distaux (faciès de frange d'éventail). Ils se développent à la base des séquences albiennes de dépôt.

Les autres types de systèmes turbiditiques reconnus dans le domaine Vocontien constituent des accumulations de bien moindre épaisseur :

Le plus fréquent correspond à ce qui, dans la littérature, est qualifié de complexes de chenaux et levées. Dans le domaine Vocontien, ces dépôts se caractérisent à la fois par une très grande diversité de faciès (séquences de BOUMA et turbidites de haute densité constituant le faciès d'axe), par un biseau latéral rapide des couches (à l'échelle de l'affleurement) et par l'existence de faciès de levées (petites turbidites centi- à décimétriques de type Tb, Tc et Td de BOUMA et/ou faciès silteux) ; ils sont associés à des *slumps* remaniant du matériel hémipélagique. L'organisation séquentielle de ces dépôts est atypique, tantôt stratocroissante, tantôt stratodécroissante. Au sein des différentes séquences de dépôt, ils viennent toujours au dessus des faciès définis précédemment ; ils sont interprétés comme les *slope fans* en terme de stratigraphie séquentielle. Ils se rencontrent le plus fréquemment au cours de l'Aptien. Ces dépôts ne peuvent être comparés, malgré l'homonymie, avec les grands complexes de chenaux et levées actuels ou subactuels, à cause notamment de leurs dimensions beaucoup plus modestes.

Le dernier type d'organisation correspond à des faisceaux métriques de minces horizons turbiditiques. Ces dépôts sont régionalement appelés "plaquettes rouges". Cartographiables sur l'ensemble du bassin, ils correspondraient aux *sand sheets*. Les dépôts de ce type peuvent être comparés aux *thin-bedded turbidites* de MUTTI (1977). Ils se développent indifféremment dans le prisme de bas niveau marin et dans celui de haut niveau (en particulier au Bédoulien et au Gargasien). Sous l'horizon riche en matière organique (niveau de condensation), ils peuvent être comparés aux *single turbidites* de la stratigraphie séquentielle ; lorsqu'ils appartiennent aux cortèges sédimentaires de haut niveau marin, ils peuvent alors être considérés comme un équivalent d'un des composants habituels des franges de *fans* reconnus sur les marges passives actuelles (SHANMUGAM *et al.*, 1985, 1988).

En conclusion, il faut tout d'abord souligner que contrairement aux prédictions de la stratigraphie séquentielle (POSAMENTIER & VAIL, 1988) et au modèle de MUTTI (1985), la base du cône sous-marin profond (*basin floor fan*) ne correspond pas systématiquement à des faciès de lobes où s'accumulent généralement de grande quantité de sable. Dans le bassin Vocontien, les systèmes turbiditiques associés à la base des séquences de dépôt, se caractérisent le plus souvent par des faciès chenalisés (PARIZE, 1988 ; RUBINO, 1988). Cette observation rejoint à la fois les récentes conclusions de SHANMUGAM *et al.* (1988) concernant l'organisation des *fans* actuels développés en contexte de marge passive et les observations de WIEMER (1988) portant sur le cône sous-marin du Mississipi : WIEMER montre en effet que les dépôts turbiditiques à la base des séquences de dépôt ne s'y organisent qu'en systèmes de chenaux et levées (échelle sismique).

Cette étude montre ensuite l'existence de systèmes turbiditiques se développant en période de haut niveau marin ; d'autres associés au cortège transgressif ?

En fin de compte, les observations faites sur les systèmes turbiditiques silico-clastiques apto-albiens du domaine Vocontien peuvent permettre de contribuer à résoudre le problème d'échelle récemment soulevé par MUTTI & NORMARK (1987) entre des systèmes turbiditiques portant le même nom (complexes de chenaux et levées) mais approchés différemment (Actuel, sismique et affleurement).

- FRIES G. & BEAUDOIN B. (1987). - In "Détritisme dans le Sud-Est de la France", *Géol. Alpine*, Grenoble, mém. h.s., n° 13, p. 215-226.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987).- *Science*, vol. 235, p. 1156-1166.
- MUTTI E. (1977). - *Sedimentology*, vol. 54, p. 107-131.
- MUTTI E. (1985). - In "Provenance of arenites", G. ZUFFA ed., *NATO adv. Study Inst. Ser.*, ser. C, Math. Phys. Sci., D. Riedel Publ. CO., Dordrecht, n° 148, p. 65-93.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987). - In "Marine clastic sedimentology, concepts and case studies", J.K. LEGGETT & G.G. ZUFFA eds.- Graham & Trotman Ltd, Londres, p. 1-38.
- NORMARK W.R. (1978). - *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, Tulsa, vol. 62, n° 6, p. 912-931.
- PARIZE O. (1988). - *Mém. Sc. Terre, ENS Mines*, Paris, n° 7, 333 p.
- POSAMENTIER H.W. & VAIL P.R. (1988). - In "Sea level changes and an integrated approach", C.K. WILGUS *et al.* eds.- *S.E.P.M., Spec. Publ.*, Tulsa, n° 42, p. 125-154.
- RUBINO J.L. (1988). - In "Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France", S. Ferry & J.L. Rubino redact., *Geotrope*, Lyon, vol. 1, p. 53-73.
- SHANMUGAM G., DAMUTH J.E. & MOIOLA R.J. (1985). - *Geology*, Boulder, vol. 13, p. 234-237.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J. (1988). - *Earth Sci. Rev.*, Elsevier Sci. Publ., Amsterdam, vol. 24, p. 383-422.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

Apport de l'analyse à composante réduite pour l'interprétation de minéraux argileux et la reconstitution de mégatoposéquence sur le Piémont nord-pyrénéen (Béarn-Sud-Armagnac)

Roger SABRIER

Géodynamique et Modélisation des Bassins, I.P.R.A.-C.U.R.S., Université de PAU

Depuis l'Eocène supérieur jusqu'au Günz, le piémont nord-pyrénéen a été recouvert par des nappages successifs de molasses qui sont des mélanges très complexes de matériaux et/ou de minéraux hérités et de minéraux néoformés [1]. L'analyse à composante principale réduite (ACP) appliquée à l'étude des minéraux argileux de 110 échantillons permet de définir les variables principales suivantes : illite, kaolinite, smectites et/ou interstratifiés à smectites.

La représentation graphique des différents échantillons (fig. 1) en fonction de ces variables principales montre 3 ensembles qui sont liés à des environnements différents. Le 1er ensemble autour du pôle kaolinite regroupe tous les échantillons (Pontien à Günz) de milieu décarbonaté à pH acide. Le 2ème ensemble autour du pôle smectites, interstratifiés à smectites rassemble tous les échantillons (Eocène Miocène) de milieu carbonaté à pH basique. Le 3ème ensemble, autour du pôle illite, réunit les échantillons n'ayant pas ou peu subi les effets de la pédogenèse.

Cette représentation fait apparaître à partir des minéraux hérités deux types d'évolution possibles en fonction du pH. La coexistence de ces milieux est impossible d'où la nécessité d'un étagement matérialisé par une mégatoposéquence [2] (fig. 2). Celle-ci permet de visualiser les différents domaines de néogenèse en fonction de la topographie.

Ainsi une molasse est constituée de matériaux hérités de provenances diverses et de minéraux néoformés en fonction de l'environnement paléogéographique et géochimique. Ces molasses ont subi, également, au cours de l'enfoncement une diagenèse qui doit être relativement atténuée sur le piémont nord-pyrénéen.

Une étude des oligo-éléments à l'aide d'une analyse factorielle nous permettra peut-être de déterminer le rôle de la diagenèse et d'affiner une reconstitution des différents processus physico-chimiques.

[1] R. SABRIER (1989).- Evolution géochimique des molasses du piémont Nord-Pyrénéen de l'Eocène au Quaternaire ancien. Significations climatique, paléotopographique et pédologique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, Série II, p. 1375-1378.

[2] R. SABRIER (1987).- Les enseignements de l'étude des paléosols de la molasse helvétique nord-pyrénéenne : altération, liaison avec le climat et la topographie. *8th I.A.S. Regional Meeting of Sedimentology*, Tunis, p. 434-435.

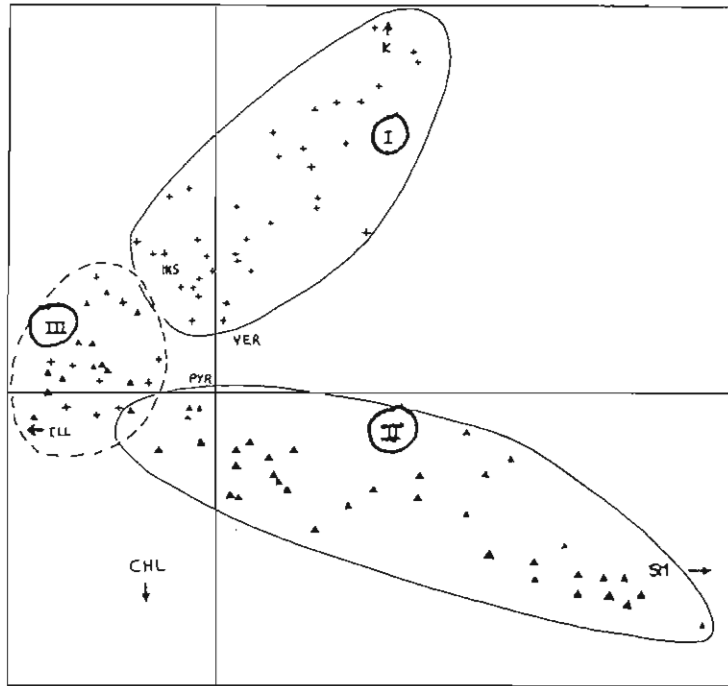


Fig. 1 - Représentation graphique des échantillons en fonction des variables principales.

I. Domaine décarbonaté ; II. Domaine carbonaté ; III. Domaine peu ou pas pédogénétié. (ILL : illite, PYR : pyrophyllite, VER : vermiculite, INS : interstratifiés, SM : smectite).

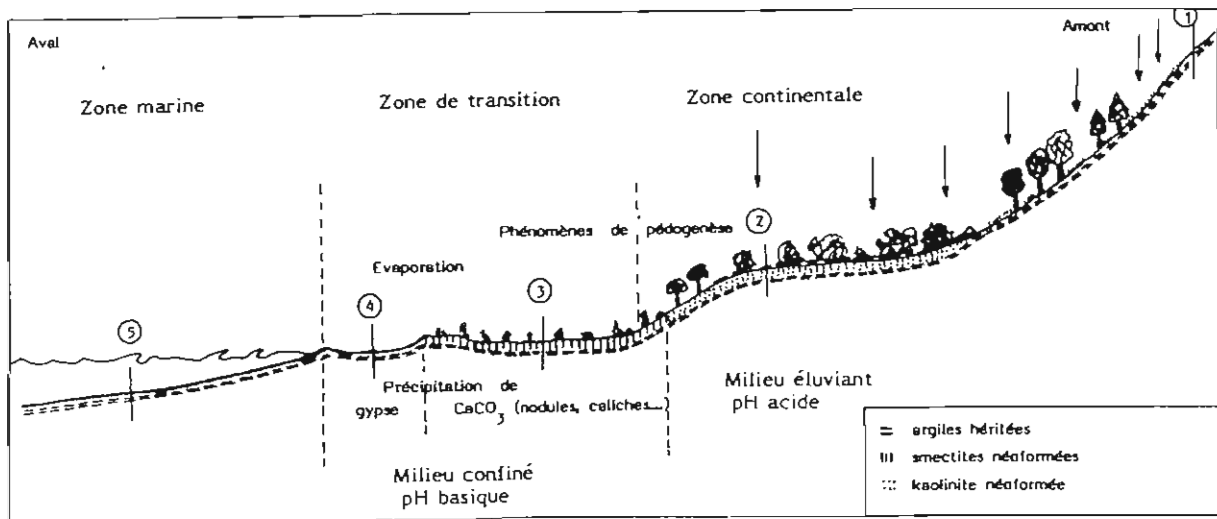


Fig. 2 - Modèle de toposéquence et cortèges argileux.

1 : illite, chlorite, pyrophyllite... 2 : kaolinite néoformée, illite, chlorite, pyrophyllite... 3 : smectites néoformées, illite, chlorite, pyrophyllite, kaolinite... 4 : illite, chlorite, pyrophyllite, kaolinite, smectites... 5 : illite, chlorite, pyrophyllite, kaolinite...

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES
DANS LE MESSINIEN D'AFRIQUE DU NORD (Algérie, Maroc)

SYNSEDIMENTARY DEFORMATIONS
IN THE MESSINIAN OF NORTH-AFRICA (Algeria, Morocco)

J.-P. SAINT MARTIN et L. MACHHOUR

Université de Provence, Centre de Sédimentologie-Paléontologie
Place Victor Hugo, 13331 Marseille Cédex 03

Synsedimentary deformations are observed in the messinian basins of Algeria and Morocco. They concern various sediments (marls, sands) and imply gravitary, rock-fall as well as brutal fluid-escape phenomena. These deformations occur before and principally during evaporitic messinian phase. They indicate paleoslopes and make materialize a tectonic activity contemporaneous with evolution of the basins, at the periphery of carbonated platforms or partially structured units.

Des figures de déformations synsédimentaires ont été observées dans divers bassins messiniens d'Algérie et du Maroc. Elles sont révélatrices de l'évolution du cadre tectono-sédimentaire et leur analyse permet de reconstituer les caractéristiques du milieu de dépôt et la morphologie du fond dans ces bassins.

Les déformations observées résultent de mécanismes divers:

- glissements sous-aquatiques et intraformationnels de nature gravitaire;
- intercalations chaotiques de blocs exotiques déterminées par des processus d'éroulement de falaise ou d'escarpement de faille (Rock fall);
- déformations viscoplastiques liées aux phénomènes d'expulsion brutale de fluides contenus dans des sédiments meubles (W.T.S.) mis en place sur une zone de flexure active pendant la sédimentation.

Les déformations viscoplastiques, spectaculaires à l'affleurement, mettent en jeu plusieurs types de phénomènes mécaniques:

- comportement différentiel de matériel initial rigide ou hydroplastique;
- rôle des horizons argileux et notamment des argiles gonflantes; ainsi le gonflement des argiles et surtout la transmission des pressions dans la masse des sédiments sont à l'origine des injections et des ruptures des assises du toit qui conduisent à la formation des structures de type diapirique ou à des figures d'échappement de boue (volcans de boue);
- présence constante de compression ou de tension latérales;
- importance des effets de la pente.

Une grande part des déformations étudiées concerne des sédiments contemporains de la phase évaporitique messinienne. Cependant, glissements gravitaires et expulsion de fluides se rencontrent également dans la sédimentation préévaporitique (et prérécifale).

Ainsi les déformations synsédimentaires qui affectent divers sédiments (marnes et sables) des bassins messiniens d'Afrique du Nord résultent de phénomènes gravitaires et d'éroulement de falaise, mais aussi de phénomènes mécaniques d'expulsion brutale de matériel fluide. De telles déformations constituent de bons indices de paléopentes et permettent de caractériser une activité tectonique contemporaine de l'évolution des bassins, à la périphérie de plates-formes carbonatées ou de zones en cours de structuration.

QUELS SONT LES FACTEURS A L'ORIGINE DE LA STRUCTURE
SEDIMENTAIRE ACTUELLE DE L'APPAREIL SOUS-MARIN DU VAR ?
DONNEES SISMIQUES TRES HAUTE RESOLUTION.

WHAT CONTROLS ON DEPOSITIONAL ARCHITECTURE OF
THE VAR CANYON FAN SYSTEM ?
EVIDENCE FROM VERY HIGH RESOLUTION SEISMIC PROFILES.

P
O
S
T
E
R

B. SAVOYE¹, D.J.W. PIPER², G. LERICOLAIS¹, L. DROZ³ et P. COCHONAT¹.

¹IFREMER, Centre de Brest, France, ²Bedford Institute of Oceanography, Halifax, Canada,
³Station de Villefranche/mer, France.

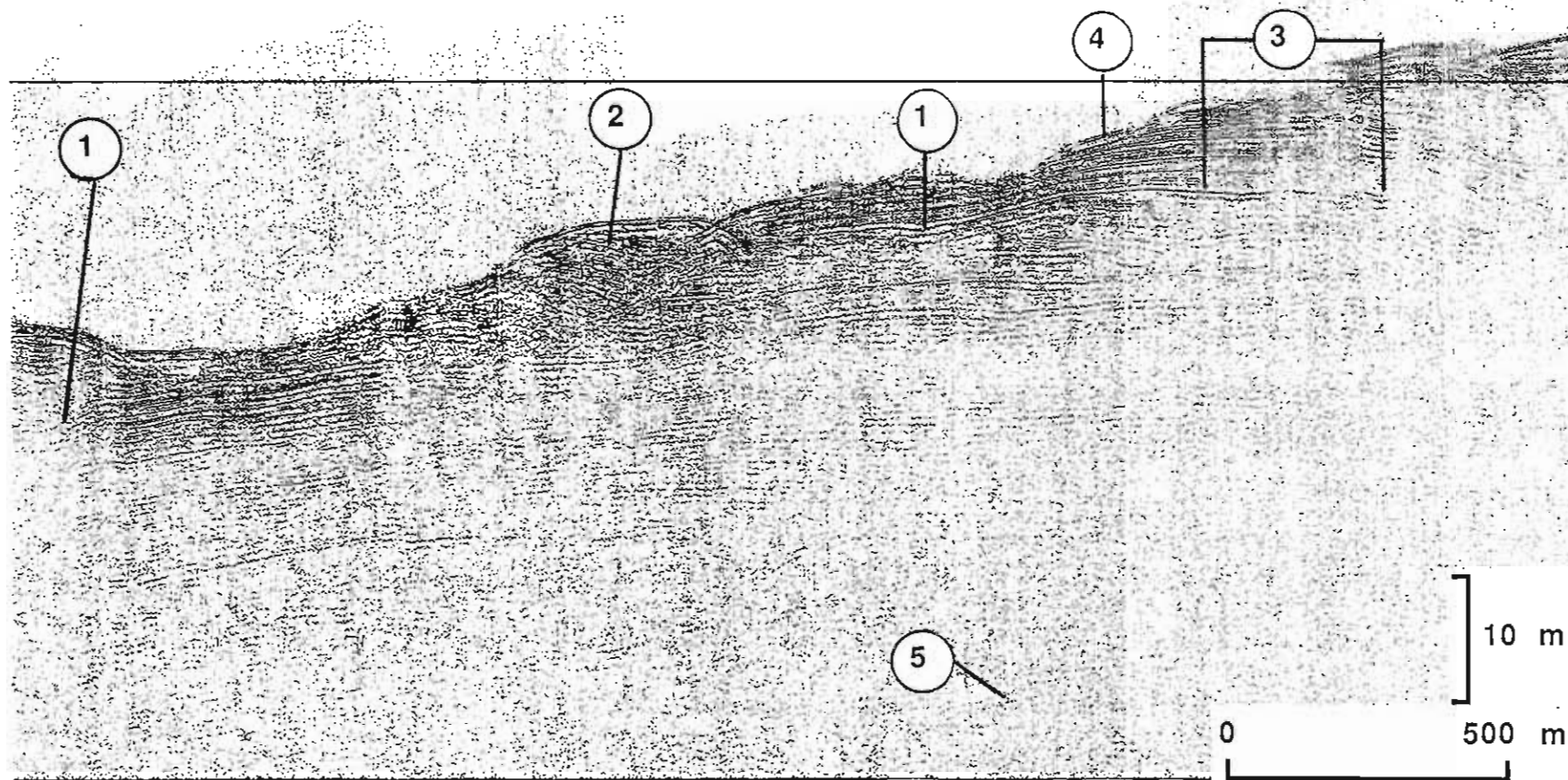
Seismic profiles with less than 1 m vertical resolution have been obtained from the Var fan and adjacent continental slope. Comparison with sidescan sonar and dive observations allow reconstruction of the geometry of channel filling sediments. Correlation with conventional seismic profiles shows a complex interaction between migrating channels and the growth of sedimentary ridges during Plio-Quaternary fan construction.

La pente continentale au large de Nice est caractérisée par l'absence de plateau continental et une pente moyenne très forte. Les épais dépôts plioquaternaires de la Baie des Anges, qui recouvrent la surface d'érosion pontienne, sont très fortement entaillés par un réseau de canyons et d'interfluves, qui convergent vers le bas en une grande vallée sous-marine : la vallée du Var. A partir de 2000 m de profondeur d'eau, cette vallée est délimitée sur son flanc droit par une imposante ride sédimentaire, allongée en éventail E-W.

La mission à la mer CASANICE, réalisée au début de l'année 1989, a permis d'obtenir des données originales (poisson sismique canadien HUNTEC) concernant la structure et la géométrie des dépôts très superficiels de la pente et du glacis niçois et tout particulièrement du système sédimentaire du Var. La très haute résolution des données sismiques numériques obtenues (moins d'une ms temps double) autorise l'étude des corps sédimentaires à une échelle compatible avec les observations sonar et submersibles réalisées antérieurement, soit l'échelle d'étude d'un bon affleurement dans une série fossile à terre.

L'étude des tous premiers mètres de sédiments dans les fonds de canyons et les fonds des chenaux met en évidence l'existence de deux types de dépôts différents. L'étude en trois dimensions (données sismiques, sonar, observations submersibles et prélèvements) de leur géométrie et de leur répartition dans les fonds de vallées permet de préciser leur nature, leur chronologie et d'établir des correspondances de dépôts à dépôts. Le premier type, essentiellement constitué de galets, tapisse les bas topographiques et présente, en surface, de nombreuses figures de traction par des courants. Le second (sable et vase) constitue les hauts topographiques et montre des figures d'arrachement et d'érosion. La structure actuelle des fonds des chenaux est le résultat de l'érosion et du dépôt de sédiments par de nombreux épisodes catastrophiques de nature et d'importance différentes. Ce sont les processus de chenalisation, l'évolution de la chenalisation ainsi que les rapports érosion-sédimentation à petite échelle qui sont ici abordés.

Enfin, sur la ride sédimentaire et au pied de la pente continentale à l'Est de Nice, la profondeur d'investigation du sous-sol est plus importante et l'analyse conjointe des données haute résolution et des données bathymétriques et sismiques conventionnelles permet d'établir des relations stratigraphiques et sédimentologiques entre les différents corps sédimentaires identifiés. Elle permet en outre d'analyser l'importance des apports sédimentaires du canyon du Var par rapport aux apports des canyons moins importants situés plus à l'Est. Ce sont ici les influences relatives de l'eustatisme, de la tectonique, des apports détritiques et de la remobilisation des sédiments sur les pentes, qui sont étudiées.



Exemple de profil sismique HUNTEC réalisé au pied de la pente niçoise (-2400 m). Noter la très fine résolution verticale ainsi que la grande sensibilité aux changements de lithologie, indiqués par les variations d'amplitude, de continuité et d'espacement des réflecteurs. Les variations de faciès, ainsi que les variations d'épaisseur et de pendage des couches, qui affectent la partie superficielle de la coupe sont interprétées comme étant le résultat de la migration de chenaux.

1 = paléocheanal, 2 = bloc basculé, 3 = changement latéral de faciès, 4 = surface d'érosion, 5 = pénétration maximale

Example of a Hunttec seismic profile at the foot of the continental slope off Nice (-2400 m). Note the fine vertical resolution and the sensitivity to facies changes (shown by changes in reflector amplitude, spacing and continuity). These variations in facies, thickness and dip of the beds in the upper part of the section are the result of channel migration.

1 = buried channel, 2 = tilted block, 3 = lateral facies change, 4 = eroded seabed, 5 = maximum penetration

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LA SEDIMENTATION DETRITIQUE DE L' EMSIEN EN ARDENNE
EMSIAN SILICICLASTIC SEDIMENTATION IN FRENCH ARDENNES

S. SCHEERENS, I. CIBAJ, J.L. MANSY

U.S.T.L., Scienc. Terre, Dyn. Séd. Struct., 59655 VILLENEUVE D'ASCQ, France

La carrière d'Olloy sur Viroin se trouve en Ardenne à mi-chemin entre Givet et Couvin. Elle fait partie du synclinorium allochtone de Dinant. Dans cette carrièreaffleurent la partie sommitale de la formation des "Grès de Vireux" (Emsien inférieur) et le début de la formation des "Schistes de Chooz" (Emsien moyen).

La série observée dans la carrière est épaisse d'environ 17 m et montre une sédimentation détritique à lithologie variée allant de grès grossiers aux pélites.

Nous y avons distingué 3 séquences majeures au sein desquelles se développent des séquences d'ordre inférieur.

A la base de la coupe on trouve seulement la partie inférieure de la première séquence majeure. Elle commence avec des grès grossiers et massifs contenant des galets mous et passe ensuite à des grès fins à laminations parallèles et à des silts à laminations entrecroisées. Le sommet de la séquence est représenté par des pélites. Un niveau slumpé indique une paléopente du WNW vers ESE. Les figures sédimentaires montrent des directions du mouvement du matériel du Sud vers le Nord. La séquence marque un milieu de sédimentation subtidal supérieur à intertidal.

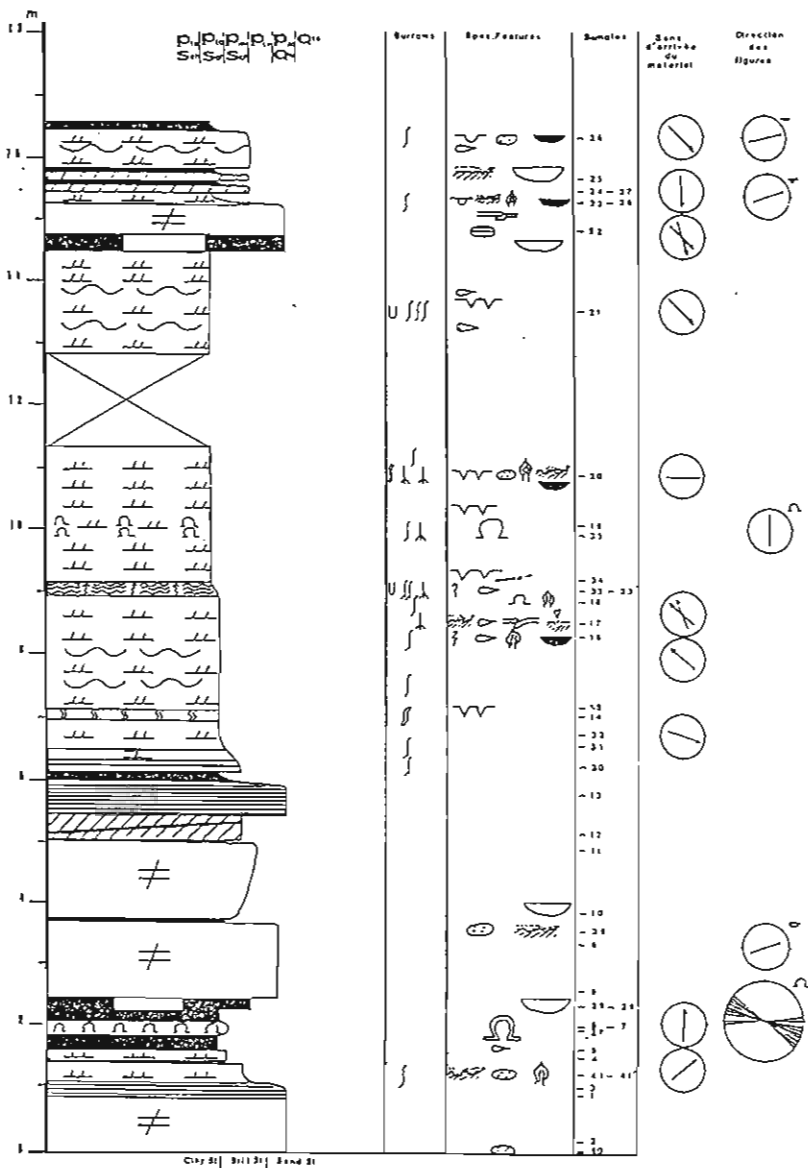
La deuxième séquence majeure est représentée en entier. Elle mesure 12 m d'épaisseur. Deux bancs de grès massifs d'environ 1 m à 1,5 m d'épaisseur à laminations parallèles représentent la base de la séquence. Les grès passent verticalement à des silts à structures entrecroisées et flasiers, puis à une série épaisse de pélites à structures entrecroisées, fentes de dessiccation et traces des végétaux. La direction du mouvement du matériel est ici du Sud vers le Nord. Dans cette partie de la coupe le milieu de sédimentation est subtidal supérieur à intertidal à la base de la séquence et supratidal à son sommet.

La troisième séquence majeure marque le passage de la formation des "Grès de Vireux" à la formation des "Schistes de Chooz". A la base un banc de grès à couches biseautées est mis en évidence. Il est suivi par des silts à structures entrecroisées et obliques ayant subi les effets d'une tectonique synsédimentaire. Le sens du mouvement du matériel est du Nord vers le Sud. Le milieu de sédimentation évolue de l'intertidal franc au supratidal.

Le passage Emsien inférieur-Emsien moyen montre un milieu de sédimentation de plat-forme continentale dans l'intervalle subtidal à supratidal.

English Abstract : The Olloy/Viroin quarry is in Ardenne. It is part of Allochthonous Dinant Synclinorium. Its section represents siliciclastic sedimentation of Lower and Middle Emsian. Three major sequences have been observed in this quarry. They show an evolution of depositional environments from subtidal to supratidal.

LOG de la CARRIERE d'OLLOY sur VIRGIN



LEGENDE/LEGEND:

- STRUCTURES

- Massive
- Parallelé
- Entrecroisée
- Oblique
- Flaser
- Mudstone
- Lenticular bedding (Lb)
- Structure oblique en Lb
- Ondulée et bioturbé
- Entrecroisée à slumps
- Homogénéisé par bioturbations
- Assise totalement "slumpée"

- FIGURES SEDIMENTAIRES

- Mudcracks
- Slumping
- Couche slumpée
- Load-casting
- Pseudo-nodules
- Galets mous massifs
- Galets mous laminés
- Lentille gréseuse
- Fig. d'échappements de fluides
- Fig. d'érosion
- Groove-mark
- Prod-cast
- Flames
- Tectonique synsédimentaire
- Ride
- Ridules

- BENTURBATIONS

- Peu de bioturbations
- Assez bioturbé
- Très bioturbé
- Homogénéisé par les bioturbations
- Burrow
- Rhizomes primitifs
- Nombreux "rhizomes"

- ABBREVIATIONS

- Qite : Quartzite
- Pite Qite. Psammite-quartzite
- Pte : Psammite
- Pmo Sch : Psammo-schiste
- Pto Sch : Psammite-schiste
- Plo Sch : Pâle-schiste
- Clay St : Clay-stone
- Silt St : Siltstone
- Sand St : Sandstone

**Propriétés géotechniques et étude de la stabilité des
sédiments marins de la Baie des Angés
(Nice, Alpes-Maritimes).**

SCHIEB Thierry*, TISOT Jean-Paul*, COCHONAT Pierre**,

* Ecole Nationale Supérieure de Géologie
Laboratoire de Géomécanique
Rue du Doyen Marcel Roubault - B.P. 40
54501 VANDOEUVRE-LES-NANCY.
Tél. : 83.50.30.30.

** I.F.R.E.M.E.R.,
Centre de Brest, B.P. n° 70,
29263 - PLOUZANE.
Tél. : 98.22.40.40

Les processus géologiques dans les mers et les océans, spécialement ceux intervenant dans les marges continentales, sont dynamiques et très variables.

Dans la région niçoise, Méditerranée Occidentale, en haut de pente des Canyons du Var et du Paillon (Baie des Angés), le 16 octobre 1979, un éboulement sous-marin provoquait des dégâts matériels importants, alors qu'aucun signe précurseur ne laissait prévoir cette issue.

Pour analyser les causes de ces événements, des carottages sont réalisés en plusieurs endroits, le long des flancs et au fond du Canyon du Var. Leur étude en laboratoire nous fournit les paramètres géotechniques suivants : granulométrie, teneur en eau, masse volumique, cohésion, limites d'Atterberg.

Ces paramètres nous permettent de caractériser les sédiments superficiels et d'en faire une classification. Une étude de la stabilité des sédiments est acquise en utilisant l'équilibre de Rankine ou équilibre linéaire.

Les résultats de cette analyse nous montrent qu'à l'aide de cette méthode les instabilités sédimentaires peuvent survenir sur des pentes assez raides.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

CONTRÔLE DE LA SÉDIMENTATION PAR L'ACTIVITÉ
VOLCANIQUE : L'EXEMPLE DES SÉRIES
VOLCANO-SÉDIMENTAIRES DU VISÉEN SUPÉRIEUR DES
VOSGES DU SUD (FRANCE)

VOLCANIC CONTROL OF THE SEDIMENTATION : THE
EXAMPLE OF THE UPPER VISEAN VOLCANO-SEDIMENTARY
FORMATIONS OF THE SOUTHERN VOSGES (FRANCE)

Jean-Luc SCHNEIDER (Geologisches Institut, D-7800 Freiburg i. Br. et Institut de Géologie,
67084 Strasbourg)

ABSTRACT : In the upper Visean of the southern Vosges the influence of the latitic and rhyolitic volcanic activities on sedimentation is important. Three facies have been recognized : the first one is directly dependant on the volcanic activity (lahars, ignimbrites) ; then the fluvio-palustrine facies resulting from the reworking of the volcanic material and finally the subaqueous facies in which the volcanic activity is more discrete. In all of these facies, the sediments are of volcanic origin.

Dans le Sud des Vosges affleurent d'importantes surfaces de terrains volcano-sédimentaires d'âge dévono-dinantien. Le volcanisme est calco-alcalin à shoshonitique. Il correspond dans le Viséen supérieur à un équivalent beaucoup plus diversifié des "tufs anthracifères" du Massif Central Français. Dans les Vosges du Sud, ce volcanisme d'abord andésitique évolue jusqu'à des rhyodacites en passant par des intermédiaires latitiques, trachytiques et rhyolitiques.

Après un épisode de sédimentation marine au Viséen inférieur à moyen, plusieurs domaines évoluent progressivement vers l'émergence au cours du Viséen supérieur.

Malgré l'homogénéité de la flore dans l'ensemble du domaine, les corrélations stratigraphiques sont très délicates à établir en l'absence de marqueurs paléontologiques fiables. On a donc recours aux marqueurs volcaniques qui vont permettre de caractériser une "ambiance volcano-sédimentaire". Dans la série étudiée (Viséen supérieur), deux volcanismes aériens coexistent. Ils émettent des latites et des rhyolites. Cette activité volcanique semble contrôler totalement la sédimentation selon deux processus :

- par des apports primaires d'origine effusive et pyroclastique (coulées autoclásticas, tufs de retombées, ignimbrites, lahars).
- par des apports secondaires épicroclastiques (tuffites).

Les produits de l'activité volcanique sont ubiquistes dans l'ensemble du bassin et sont présents depuis les faciès continentaux jusqu'aux faciès marins.

Les faciès volcano-sédimentaires présentent des variations qui sont fonction de leur proximalité relative par rapport à ou aux appareil(s) volcanique(s) actif(s).

Les faciès continentaux directement liés au fonctionnement des appareils volcaniques:

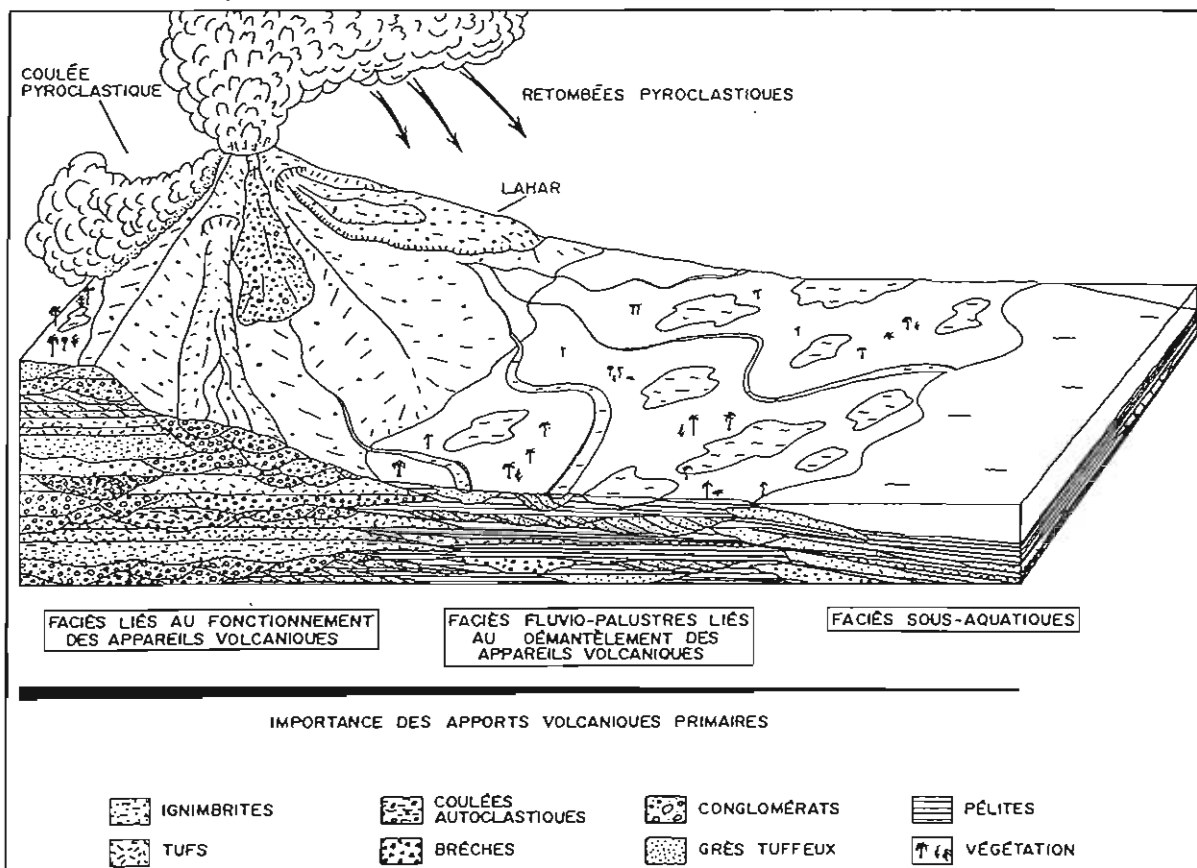
Les épais dépôts effusifs s'intercalent avec des niveaux pyroclastiques (tufs, ignimbrites, lahars). Les faciès sédimentaires associés sont chaotiques (brèches, conglomérats). Ils témoignent de l'intense érosion des appareils volcaniques et du comblement de dépressions occupées par des marécages où se développait une flore à Lycophytes. Les variations latérales sont fréquentes. Les apports volcaniques primaires dominant et sont donc des témoins de la proximité de(s) la source(s) volcanique(s).

Les faciès continentaux fluvio-palustres liés au démantèlement des appareils volcaniques :

Dans ces formations, l'importance des dépôts volcaniques primaires diminue. Les ignimbrites sont absentes. Quelques coulées latitiques autoclásticas et des tufs cendreaux fins s'intercalent dans des faciès de granulométrie plus homogène (arénites fines à grossière). Le matériel volcano-sédimentaire correspond principalement à des éléments pyroclastiques remaniés. Les taux de sédimentation demeurent importants. Les environnements de dépôt sont fluviaux ou fluvio-palustres.

Les faciès sous-aquatiques : Les sédiments sont constitués de matériel épicrostique. Les activités pyroclastiques latitique et rhyolitique sont discrètes et sont mises en évidence par la présence de tufs cendreux ou à lapilli. Ces dépôts grésio-pélicites renferment également des passées de brèches à éléments volcaniques resédimentés. Les dépôts sont marins turbiditiques ou littoraux.

Cette analyse de faciès permet de proposer un modèle de dépôt pour ces formations volcano-sédimentaires (figure).



CONCLUSION :

1 - Les sédiments déposés dans cette formation ont tous une composante détritique d'origine volcanique, quelque soit l'environnement de dépôt considéré. Les apports sont importants.

2 - L'impact du volcanisme est variable dans les différents environnements :

- dans le domaine proche des sources volcaniques, les dépôts volcaniques primaires dominent.
- dans le domaine fluvio-palustre, les apports résultent du remaniement du matériel volcanique primaire.
- dans le domaine sous-aquatique, l'influence du volcanisme est discrète.

2ème Congrès Français de Sédimentologie, Paris
20-21 et 22 Novembre 1989

Stade initial du rifting continental et évolution tectono-sédimentaire
des bassins du Nord-Est du Brésil

Jacques Sénant et Michel Popoff*

* Laboratoire de Géologie Dynamique, Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, Rue Henri Poincaré, 13397 Marseille Cédex 13, France.

Les bassins sédimentaires intracontinentaux du Rio do Peixe (Nord-Est du Brésil) sont constitués par les demi-grabens de Sousa et de Brejo das Freiras d'âge barrémo-albien. La géométrie des failles bordières d'une part et l'architecture de ces bassins d'autre part, ont été clairement conditionnées par les paléo-structures ductiles panafricaines. Ce sont respectivement le méga-cisaillement ductile de Patos et la foliation régionale NE-SW (Fig. 1).

Le remplissage continental détritique a une épaisseur maximale de 2000 m. Il comprend, de la base vers le sommet, trois formations correspondant à des environnements sédimentaires évolutifs. Une mégaséquence positive de système fluviatile en tresse peu évolué avec des dépôts en masse (Formation d'Antenor Navarro), un épisode lacustre (Formation de Sousa), puis une mégaséquence négative interprétée comme un cône deltaïque plat (Formation du Rio Piranhas). L'organisation spatio-temporelle de ces formations permet de distinguer trois stades d'évolution des bassins : leur initiation, un enfoncement progressif du socle enfin l'amorce localisée (bassin de Sousa) d'un comblement.

Les observations de terrain à différentes échelles illustrent l'origine syn-tectonique des bassins du Rio do Peixe :

- L'individualisation de dépôt-centres est soulignée par des épaisissements de séries et la convergence des paléocourants.
- Dans le bassin de Sousa l'essentiel des matériaux se met en place depuis la bordure nord flexurée vers le centre. Toutefois au Sud du bassin de Sousa, on enregistre le long de la faille bordière des apports grossiers sous forme de cônes alluviaux localisés.
- La déformation en extension syn-bassin est marquée par des micro-failles hydroplastiques et des zones de failles blanchies affectant un matériau arkosique grossier.

Les micro-failles analysées nous ont permis de déterminer un tenseur régional des contraintes caractérisé par une extension orientée NNW-SSE qui apparaît relativement constante. Lors de la fracturation du Gondwana, le Nord-Est du Brésil au Crétacé inférieur, est soumis à une extension uniforme et à une déformation intraplaque synchrone de l'ouverture de l'Océan Atlantique sud. Les bassins du Rio do Peixe représentent le stade initial de l'évolution du rifting intracontinental dans le domaine équatorial de l'Atlantique sud.

Contribution to EEC Project n° CI1-0320-F (CD) "Ductile shear zones in the Panafrican belts from northeast Brazil and associated sedimentary basins".

Références

- Popoff, M., 1988. Du Gondwana à l'Atlantique Sud : les connexions du fossé de la Bénoué avec les bassins du Nord-Est brésilien jusqu'à l'ouverture du Golfe de Guinée au Crétacé inférieur., In : J. Sougy and R. Rodgers (Editors), *The West African Connection, J. Afr. Earth Sci.* sp. publ., 7, 2 : 409-431.
- Sénant, J. et Popoff M., 1989. Les bassins du Rio do Peixe (NE Brésil) : Extension intracontinentale créacée et réactivation des grands cisaillements ductiles pan-africains. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sér. 2*, 308 : 1613-1619.
- Sénant, J. et Popoff, M., Intracontinental extensional stress field in NE Brazil related to the South Atlantic opening. Soumis à *Tectonophysics*.

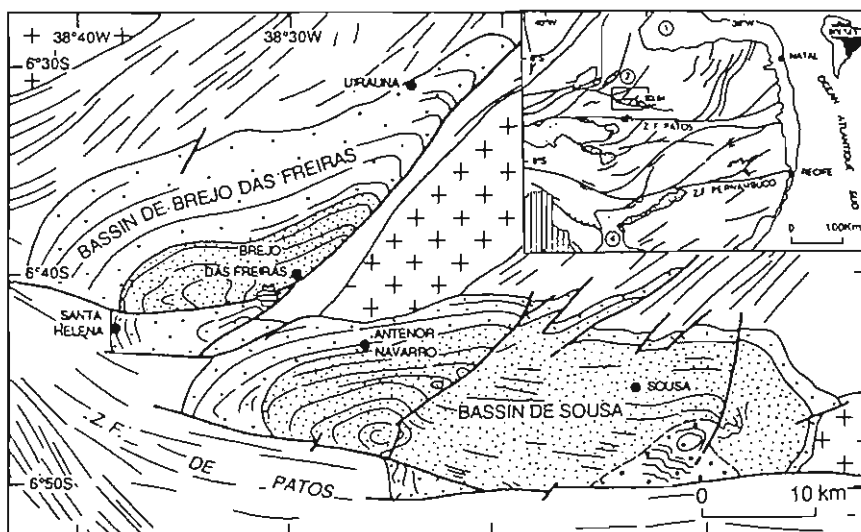


Fig. 1. Carte géologique schématique des bassins du Rio do Peixe et situation dans le cadre du Nord-Est brésilien.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LES PIEGES KARSTIQUES EN QUERCY : ROLE ET SIGNIFICATION DANS L'EVOLUTION
DES PAYSAGES

R. SIMON-COINCON * et J.G. ASTRUC **

* La 141 du CNRS, 92195 MEUDON et ENSMP 77305 FONTAINEBLEAU, ** SGR - BRGM, 31400 TOULOUSE

Les études détaillées des paléaltérations, la signification géodynamique des sédiments bordiers, la caractérisation et la datation des nombreuses formations superficielles en Rouergue, Quercy et Périgord ont permis de mieux les insérer dans des reconstitutions paléogéographiques. La plupart de ces formations se sont élaborées ou ont été piégées par soutirage dans les paléokarsts qui ont fonctionné de la fin du Jurassique à l'Oligocène.

Depuis le début du Jurassique la sédimentation a été caractérisée par le dépôt, en milieu marin peu profond, de puissantes séries carbonatées. Cette sédimentation a été perturbée par des variations du niveau de la mer qui ont fait alterner phases d'approfondissement et d'accumulation et phases d'émersion et d'érosion. Selon la durée des émerSIONS et leurs contextes climatiques se sont développés différents systèmes karstiques.

II - LES PIEGES KARSTIQUES

a - Cheminées de soutirage et d'effondrement:

Elles sont souvent de vastes dimensions et traversent à l'emporte-pièce de grandes épaisseurs de terrains. Ainsi, le système karstique de la Fontaine des Chartreux est responsable d'une dizaine d'effondrements de plus de 100m de diamètre comblés sur plus de 200m par des éboulis. Certaines apparaissent plus complexes et semblent être directement liées à des phénomènes de dissolution dans les niveaux de brèches à évaporites sous-jacents. Elles sont colmatées par des brèches cyclopéennes comportant des blocs d'âge divers représentant l'ensemble des couches des parois et du toit.

b - Les paléokarsts:

Des formes karstiques de surface ou de profondeur (dolines, ouvalas, poljes, conduits et cavités) ont servi de pièges pour des formations de transport ou des formations superficielles. L'étude du remplissage de ces pièges permet de retrouver des témoins de l'évolution régionale qui ont totalement disparus de la surface des plateaux. Elle a permis de mieux définir l'extension de la sédimentation marine crétacée, la distribution des anciens manteaux d'altérites et le schéma des paléo-réseaux hydrographiques.

Selon leur localisation et leur âge, peuvent être distingués des karsts à remplissages sableux et kaoliniques généralement au Nord de la vallée du Lot et des karsts à remplissages argileux et détritiques, parmi lesquels les phosphorites du Quercy.

II - LES DIFFERENTS SYSTEMES KARSTIQUES

a - Les karsts du Crétacé inférieur:

Dans l'Ouest de la région étudiée, une lacune de près de 40 MA sépare les dépôts de la fin du Jurassique (Portlandien supérieur) de ceux du Crétacé (base du Génomanién). La plateforme quercynoise a été marquée par des mouvements tectoniques entraînant l'érosion d'une importante tranche de terrains jurassiques. Cette érosion a permis la mise à l'affleurement du socle en divers secteurs du Rouergue. Les premiers systèmes karstiques se

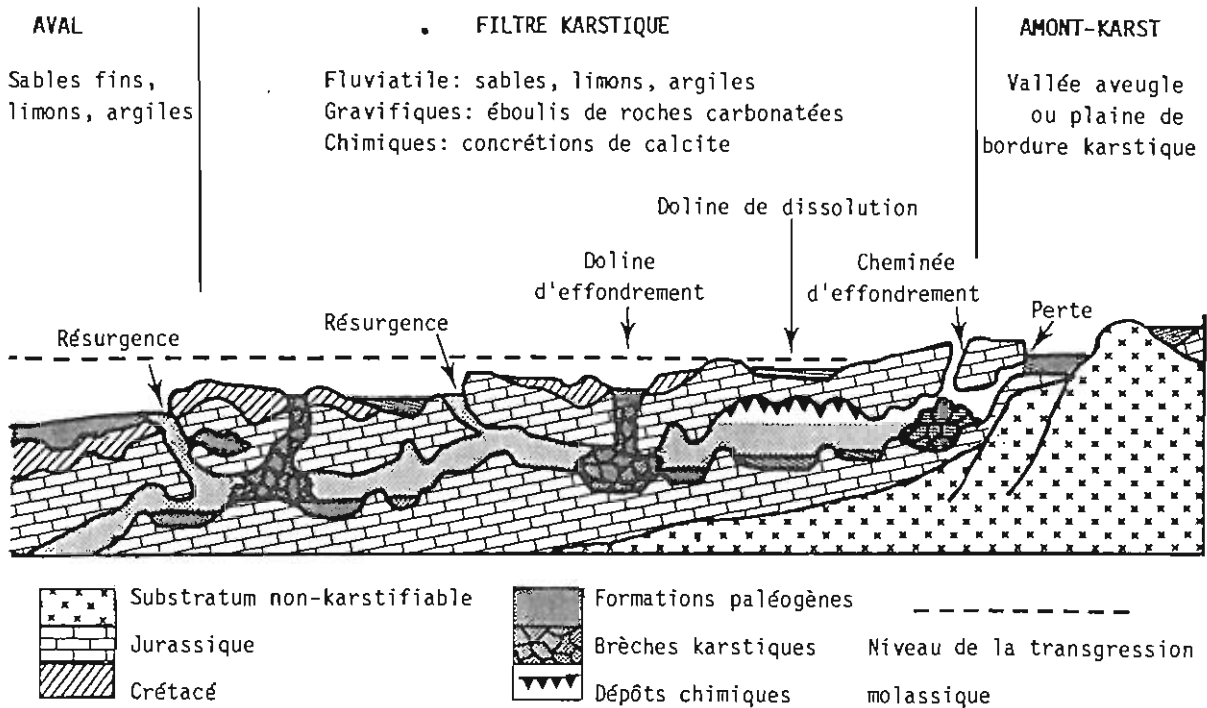
sont développés à cette époque. Les sédiments crétacés fossilisent des formes et des topographies souvent d'origine karstique. En plusieurs endroits, ils sont venus se biseauter sur des paléoreliefs: falaises, hums ou remblayer des dépressions karstiques comme celle de Fumel installée à la faveur d'une flexure.

b - Les karsts paléogènes:

A la fin du Sénonien la mer se retira définitivement du Quercy. L'ensemble de la région fut alors soumise à l'altération, à l'érosion et à la karstification. Cette longue phase de karstification (près de 30-MA) s'acheva avec la transgression molassique de l'Oligocène et du Pliocène.

Au Paléocène, en bordure du Rouergue existait un vaste piémont karstique recouvert d'altérites et d'épandages détritiques, accidenté de dépressions marécageuses. Plus à l'Ouest la karstification réactivait certaines formes du Crétacé inférieur sous la couverture des sédiments altérés du Cénomaniens, du Turonien ou du Sénonien. En profondeur évoluait un karst en régime noyé plus tard comblé par les remplissage des gouffres à phosphorites du Quercy.

Ainsi, des systèmes karstiques différents se sont élaborés. Les systèmes du Crétacé inférieur se sont développés sous climats chauds et humides et dans des environnements essentiellement carbonatés. Les systèmes du paléogènes ont été plus complexes: karsts à amont cristallin (évacuant les produits de l'altération et de l'érosion des socles affleurants, Limousin ou Rouergue) et karsts sous couvertures silicatées (évoluant sous les manteaux d'altérites des grès calcaires du Crétacé).



PALEOSYSTEME KARSTIQUE AU PALEOCENE

Plusieurs paléo-systèmes karstiques, ayant eu chacun une évolution originale, coexistent dans les paysages actuels. Lors de leur fonctionnement, des sédiments issus de terrains non karstifiés ont été triés et acheminés vers l'aval. L'arrêt des écoulements, par la remontée du niveau de base lors de la transgression molassique a entraîné la fossilisation de ces paléokarsts.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LES APPORTS SOLIDES EN SUSPENSION DE LA MEJERDA
(TUNISIE)

par

Nouri SOUSSI et Abdallah BEN MAMMOU

Faculté des Sciences de Tunis Laboratoire des Ressources
Minérales. 1060 Tunis

RESUME

La Mejerda est le principal fleuve de la Tunisie d'une longueur de 484 km dont une centaine de km se trouve en territoire algérien. Elle draine un bassin versant très développé (superficie 23 000 km²) constitué par des formations essentiellement marno-calcaires (du Trias à l'Eocène) et secondairement gréseuses (Oligocène).

Deux ouvrages hydrauliques ont été construits sur le cours de la Mejerda, le premier en 1954 à Laroussia, situé à 80 km environ de l'embouchure en Méditerranée et sert comme barrage de prise, le second dont la mise en eau a eu lieu en 1982 : barrage Sidi Salem situé plus en amont et à 80 km du premier. C'est un barrage de stockage des eaux (capacité 555 hm³).

Pour l'étude du bilan des apports solides sous forme de matériel en suspension (MES) et leurs identifications, deux stations ont été sélectionnées, la première en amont du barrage Sidi Salem (station de Sidi Smaïl), la seconde en aval du barrage Laroussia (station du Pont de Bizerte).

Les mesures de certains paramètres (débits liquides, température, pH, conductivité et salinité) et des prélèvements d'eau et de suspensions sont mensuels et parfois hebdomadaires. Les campagnes d'études ont duré environ deux années: septembre 1987 - mai 1989. L'analyse et l'interprétation des résultats ainsi obtenus permettent de dégager les caractères suivants :
Le bilan des apports solides en suspension:

- à la station de Sidi Smaïl est tributaire :

* de la pluviométrie: le débit solide varie entre 80 mg/l et 50 g/l (mars 1988, mois le plus pluvieux) et le carbone organique total (COT) est de 1%, cependant, au cours de la période estivale le MES ne dépasse pas 50 mg/l et le COT est aussi de l'ordre de 1%. Au mois d'avril 1988, le COT est de 7 à 9%.

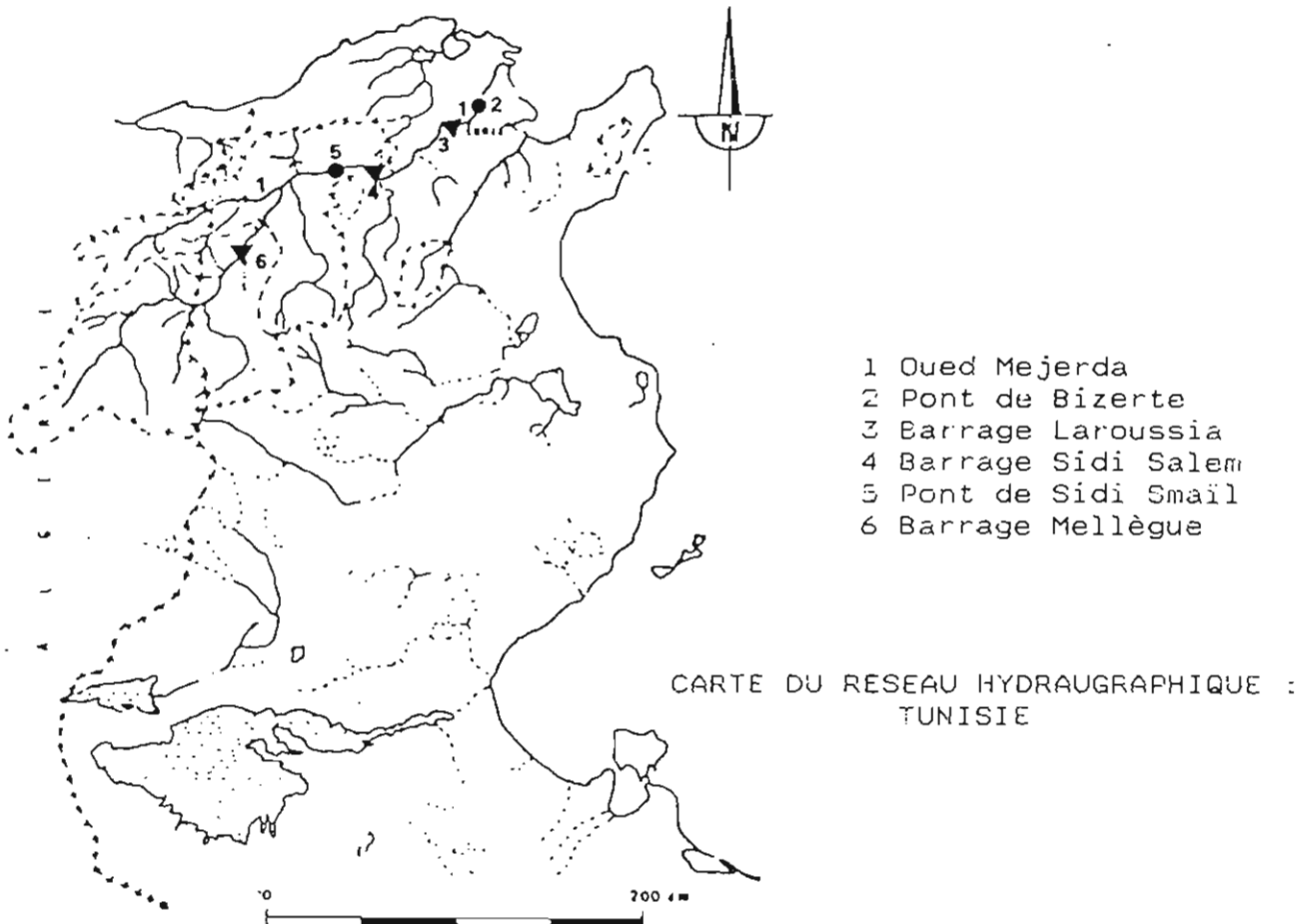
* des lachers du barrages de Melléque: le MES est de l'ordre de 70 g/l au moi de mai 1988 et de 50 g/l au mois de juin. Ces fortes teneurs résultent surtout de soutirage d'un volume de 17 hm³ du barrage Melléque.

- à la station du Pont de Bizerte, les débits liquides et solides sont fonction essentiellement des manoeuvres entreprises au barrage Laroussia. Le taux le plus élevé de MES est enregistré au mois de mars 1988 (60g/l) résultant d'une remobilisation des sédiments due à un turbinage de 515 000 m³ et une lacher par volet de 234 000 m³. Le COT est de l'ordre de

0,5% se rapprochant des teneurs enregistrées pendant la période estivale (0,5 - 0,8%). Toutefois durant le reste de la période d'observation, hormis le mois de novembre, le MES est généralement compris entre 10 et 60 mg/l alors que le COT est de l'ordre de 2 à 4%.

Bien que les minéraux non argileux soient constitués essentiellement de quartz et de carbonates, la fraction argileuse ($<2\mu\text{m}$) présente 60% du MES en aval du dernier ouvrage hydraulique et elle est constituée d'environ 70% de smectite alors qu'en amont, la même fraction présente 40% du MES ce qui explique l'extrême finesse du matériel sédimentaire déposé dans le prodelta de la Mejerda (Golfe de Tunis).

L'analyse du MES réparti dans la colonne d'eau de la retenue du barrage Sidi Salem permet de reconnaître l'existence de courants de densité de fond, intermédiaire et de surface; ceci est fonction de la densité des eaux du lac. La mise en évidence de ces courants de densité a permis une meilleure connaissance du mode de dépôt des sédiments piégés dans la retenue.



Anatomie de la nappe détritique progradante à la limite Siluro- Dévonien dans le bassin de l'Ahnet (Sahara algérien).

Nourredine TALAH et Jean DELFAUD

Géodynamique et Modélisation des Bassins, I.P.R.A.-C.U.R.S., Université de PAU

Dans la vaste synéclyse du Sahara algérien une nappe détritique s'est étalée à la limite du Siluro-Dévonien. Elle est alimentée par des apports méridionaux [1] mais elle prograde suivant un axe E-W, ce qui explique sa diachronie [2]. En position distale, dans le Bassin de l'Ahnet (fig. 1) une étude conjuguée des séquences de terrain, des diagraphies de sondages et des profils sismiques permet d'analyser les corps gréseux qui jalonnent cette évolution.

Anatomie :

Verticalement l'analyse séquentielle permet d'identifier 3 séquences de 4^e ordre (fig. 2). Les deux premières jalonnent des apports sableux en milieu marin puis tidal. La 3^{ème}, souvent continentale à la base marque le retour de la mer. Le tout dessine un cycle qui s'articule autour d'une discontinuité majeure au point d'inflexion. Sur le terrain, elle ne se traduit que par la multiplication de bases érosives de séquences et par les niveaux de micro-conglomérats.

Horizontalement, selon un axe EW (fig. 3), les corps gréseux diminuent d'épaisseur, l'environnement est de plus en plus marin et des biseaux existent à l'intérieur des séquences. Ils sont très visibles sur les profils sismiques et soulignent le mouvement de progradation. Toutefois, il ne s'agit que de disposition très vaste, à valeurs angulaires très faible. Les seules discordances notables se développent localement, au droit de paléo-structures actives durant la sédimentation, tel que le Môle d'Arak.

Interprétation :

Un double phénomène eustatique et tectonique est à l'origine de cette disposition. Au point de vue de l'eustatisme, le maximum de basses eaux se situe entre les séquences II et III. Le retour de la mer est rapide sur la surface de transgression à la base des argiles emsiennes. Ce mouvement tectonique s'est manifesté plus tôt. Il est bien perceptible à l'Est, dans le bassin d'Illizi [3] où existent une lacune et des discordances, à la limite entre séquences I et II. Ces perturbations locales ne doivent pas masquer la grande homogénéité de cette nappe détritique étalée dans une aire cratonique stable affectée seulement par l'eustatisme interférant avec de vastes mouvements épirogéniques.

[1] BEUF et *al.* (1971).- Technip édit.

[2] LEGRAND Ph. (1981).- Compagnie française des Pétroles, Paris, Notes et Mém. n° 16, p. 9-24.

[3] ASSES A. (1987).- Thèse de Doctorat, Université de Pau, 331 p.

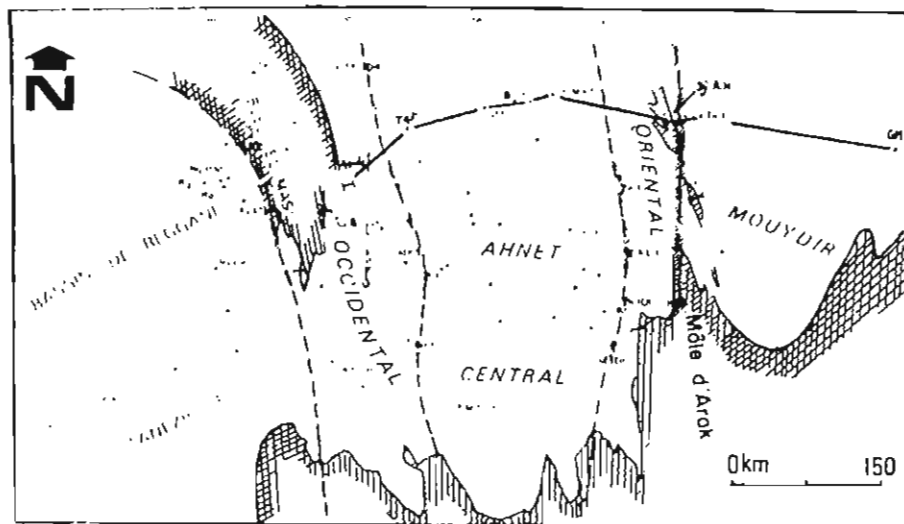
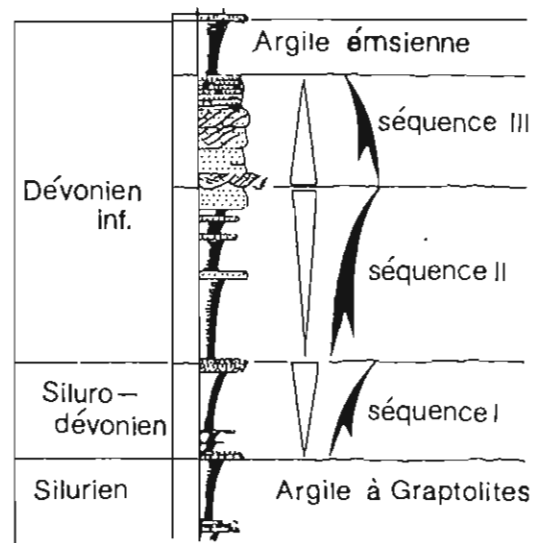


Fig 1 Situation du profil

Affleurement du Pz.



Complexe détritique Siluro-dévonien

Fig 2 Découpage lithologique

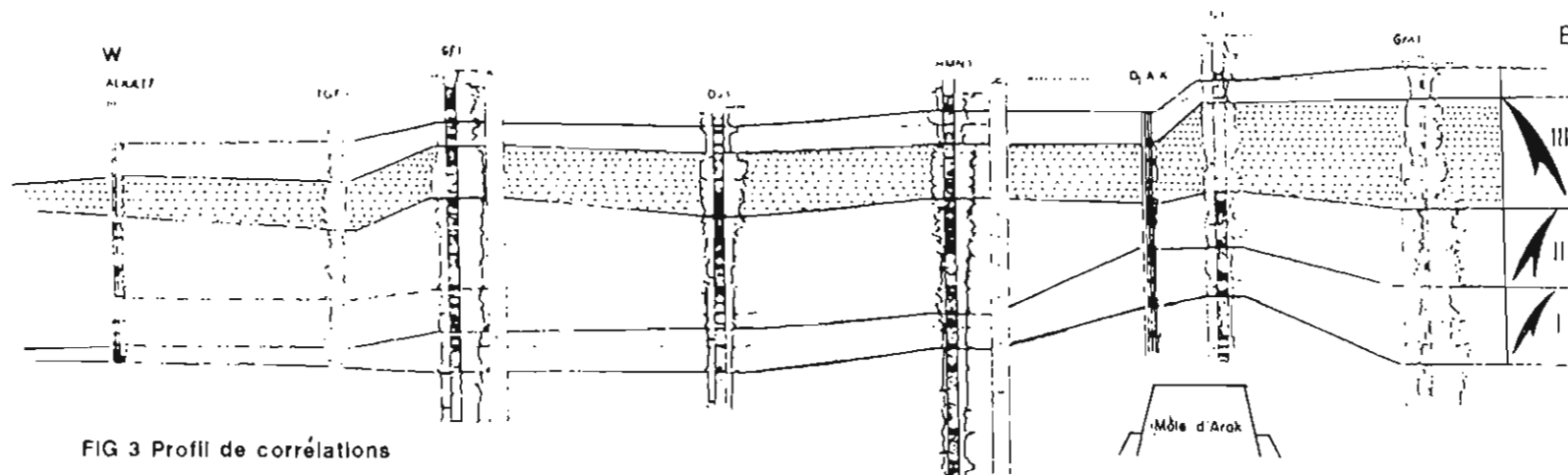


FIG 3 Profil de corrélations

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

ENREGISTREMENT DES CYCLES TIDAUX EN ACCRETION VERTICALE
EXEMPLES EN BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL ET
DANS LA MOLASSE MARINE MIOCENE DU BASSIN DE DIGNE

par Bernadette TESSIER*, Patrick GIGOT*, Claude LARSONNEUR* et Yves MONFORT**

*Laboratoire de Géologie, Université de Caen, 14032 CAEN Cédex

** I.S.M.R.A., Université de Caen, 14032 CAEN Cédex

L'énergie des marées qui contrôle la sédimentation dans les environnements tidaux est variable et répond à quatre cycles principaux : le cycle diurne, le cycle semi-lunaire de morte-eau/vive-eau, le cycle lunaire de grande vive-eau/petite vive-eau (pleine lune/nouvelle lune) et le cycle équinoxial.

Jusqu'à présent, les cycles tidaux diurne et semi-lunaire ont été décrits principalement dans les corps progradants du type mégarides ou sand-waves (Visser, 1980 ; Homewood *et al.*, 1981 ; Yang *et al.*, 1985). Dans ces corps, le **faisceau tidal** correspond au dépôt d'une marée et l'évolution latérale de l'épaisseur des faisceaux reflète directement les cycles considérés.

Les dépôts actuels de la zone intertidale supérieure de la **baie du Mont-Saint-Michel** montrent des alternances sableuses et silto-argileuses à lits plans et à litage de rides mises en place par les marées successives. Dans ces alternances qui résultent d'une **accrétion verticale** de la sédimentation, l'équivalent du faisceau tidal consiste en un lit sableux déposé par le courant dominant moulé par un épisode silto-argileux de décantation ; c'est le **cycle de marée**. Ces doublets évoluent verticalement en se dilatant et en s'amincissant progressivement en fonction de l'augmentation puis de la diminution des coefficients de marée, c'est-à-dire de l'énergie du milieu. Ainsi observe-t-on parfois une superposition de séquences comprenant 10 à 12 cycles de marées. Ce sont les **cycles semi-lunaires de morte-eau/vive-eau**.

Les dépôts de la molasse marine miocène du **bassin de Digne** présentent des alternances tout à fait similaires à celles de la baie du Mont-Saint-Michel et dans lesquelles les doublets composés d'un train de rides gréseux et d'un lit silteux sont assimilés aux cycles de marée. Après avoir effectué un relevé systématique des épaisseurs de ces cycles de marée, les résultats obtenus font très clairement apparaître dans ces alternances une évolution qui atteste de l'enregistrement en **accrétion verticale des différents cycles tidaux diurne, semi-lunaire, lunaire et équinoxial**.

Avec ces enregistrements verticaux, nous disposons à l'affleurement d'une échelle temps particulièrement précise permettant d'évaluer les **taux de sédimentation instantanée**. En baie du Mont-Saint-Michel, ces taux atteignent localement 20 à 30 cm par mois alors que dans le bassin de Digne, ils sont plus élevés et peuvent être d'un mètre par mois lunaire !

Dans la molasse marine miocène, ces résultats nous permettent également de préciser le niveau de dépôt au sein du milieu tidal en tenant compte du nombre de cycles de marée par cycle semi-lunaire. Une valeur de 20 à 25 cycles de marée suggère un milieu de dépôt subtidal à intertidal inférieur. Par référence, on observe 27 à 28 faisceaux tidaux en domaine subtidal actuel tandis qu'en baie du Mont-Saint-Michel, en milieu intertidal supérieur, le nombre de cycles de marée est réduit à 10-12 en moyenne.

Enfin, les forts contrastes d'épaisseurs entre les cycles de marée de morte-eau et ceux de vive-eau dans la molasse miocène de Digne pourraient donner une indication sur l'importance du **paléomarnage**.

Références

- Homewood P. & Allen P. (1981). - Wave-, Tide-, and Current controlled sandbodies of Miocene Molasse, Western Switzerland. The Am. Ass. Petr. Geol. Bull., V. 65, n° 12, p. 2534-2545.
- Visser M. J. (1980). - Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits. A preliminary note. Geology, V. 8, 543-546.
- Yang C. S. & Nio S. D. (1985). - The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. Sedimentology, V. 32, p. 41-57.

MINÉRAUX ARGILEUX DES SEDIMENTS MÉSOSOÏQUES DE L'Océan ATLANTIQUE
EN RELATION AVEC L'ACTIVITÉ DU RIFT ET LES FLUCTUATIONS DU NIVEAU MARIN

Médard THIRY* et Thierry JACQUIN**

* Ecole des Mines de Paris, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau

** Université de Bourgogne, CNRS UA 157, 6 Bld Gabriel, 21000 Dijon

Clay minerals distribution related to rift activity and sea level changes
in the Mesozoic of the Atlantic Ocean.

(1) Illite and chlorite, together with variable amounts of interlayered I/Sm and smectite, form the typical clay association above the sea floor basalts. They are unrelated to the deposit age, but show the contribution of basaltic materials to sediments during the sea floor spreading. In fact, their percentage diminish as the site is drawn away from the accretion zone.

(2) Kaolinite, traces of chlorite, illite, interlayered I/Sm and variable amounts of smectite are mostly present in the basal deposits of the sites near the margins and in the turbiditic sediments of the more central sites. They are characteristic of the terrigenous inputs to the ocean, which are largely dependent on local basin configurations.

(3) Smectite, nearly exclusive, is widely overspread in all sites and occurs in various palaeogeographical settings from nearshore shelf to ocean basin. It corresponds generally to relatively low sedimentation rates. In the southern Atlantic, smectite appears earlier in the southern area and later in the northern, according to the progressive oceanic spreading from the south to the north. On the contrary, smectite is nearly exclusive in all sites during Albian, lower Cenomanian and Turonian ages, i.e. during periods of high eustatic sea level. Small percentages of kaolinite and illite occurred then the sea level dropped at middle Cenomanian time. Thus, smectite appears as symptomatic of the oceanic environment of this period.

(4) Palygorskite with smectite and traces of kaolinite and chlorite form frequently a transitional association between the basal chlorite-illite and the higher smectitic paragenesis in the eastern parts of the ocean.

The main features of the clay minerals distribution in the Atlantic Ocean during cretaceous time are :

- 1) distinction of two detrital origins : (i) a more kaolinitic one related to terrestrial influences (early stages of ocean aperture and/or proximity of deep sea fans during low stand of the sea level), and (ii) a more chloritic one related to the vicinity of the oceanic crust.
- 2) development of smectites in parallel with the ocean expansion and/or high sea level stages, then low sedimentation rate leads to longer residence time of the clays in the ocean and favours transformation and authigenesis of the minerals.

The initiation of the pelagic smectite-producing regime is diachronic, according to the progressive oceanic spreading. The maximum smectite development occurred close to the Cenomanian-Turonian boundary during the famous period of high stand of the sea level.

-*-*-*-*-*-

La présence, à des profondeurs variables, de paragenèses argileuses similaires indique qu'il n'y a pas de transformation majeure des argiles par diagénèse d'enfouissement dans les sites étudiés. La distribution des argiles, examinée en parallèle avec des critères sédimentologiques (taux

d'accumulation, autochtonie ou redépôt des sédiments, nature de la matière organique, ...), permet de préciser les paléoenvironnements crétacés en Atlantique. Quatre paragenèses principales peuvent être distinguées.

(1) L'illite et la chlorite, avec des quantités variables d'interstratifiés I/Sm et des smectites, forment l'association argileuse typique des dépôts surmontant les basaltes océaniques. Puis, l'illite et la chlorite diminuent progressivement au-dessus du basalt. Ces minéraux sont indépendants de l'âge des sédiments, mais indiquent la contribution du matériel basaltique à la sédimentation durant l'expansion océanique. Leur pourcentage va en diminuant au fur et à mesure que le site s'éloigne de la zone d'accrétion.

(2) De la kaolinite, avec des traces de chlorite, de l'illite, des interstratifiés I/Sm et des quantités variables de smectites sont surtout présents dans les premiers dépôts des sites marginaux et dans les sédiments turbidiques des sites plus centraux. De la matière organique d'origine continentale y est fréquemment associée. Cet assemblage minéral est caractéristique des apports terrigènes et dépend des configurations locales des bassins.

(3) La smectite est presque exclusive dans la fraction argileuse plus haut dans les coupes. Cette paragenèse smectitique est largement répandue dans tous les sites et est présente depuis les bassins jusque sur les plateaux continentaux. Elle correspond généralement à des taux de sédimentation faibles et la matière organique associée est surtout d'origine marine. En Atlantique Sud, la smectite apparaît de façon diachronique dans les différentes coupes, en accord avec l'ouverture progressive de l'océan du Sud vers le Nord. Au contraire, la smectite est presque exclusive dans tous les sites durant l'Albien, le Cénomanién inférieur et le Turonien, c'est-à-dire durant la période de niveau eustatic marin élevé (la large transgression marine réduisant les apports terrigènes). De faibles pourcentages de kaolinite et d'illite se rencontrent au Cénomanién moyen correspondant à un abaissement du niveau. Ainsi, les smectites apparaissent comme les minéraux symptomatiques des conditions océaniques de cette époque. De l'opale-CT et des zéolites (clinoptilolite) accompagnent fréquemment les smectites dans les sites occidentaux étudiés, mais jamais dans les sites orientaux.

(4) L'attapulгите avec les smectites et des traces de kaolinites et de chlorite forment fréquemment une association typique dans la partie orientale de l'océan. Celle-ci se place souvent entre les paragenèses basales à chlorite-illite et celles à smectites de la partie supérieure des coupes. De la dolomite accompagne souvent l'attapulгите.

Les traits principaux de la distribution des minéraux argileux dans l'Océan Atlantique durant le Crétacé sont :

- 1) la distinction de deux associations détritiques : (i) l'une plus kaolinitique révélant les influences terrigènes (premiers stades de l'ouverture océanique et/ou dépôts de turbidites en bassin profond durant les périodes de niveau marin bas), et (ii) l'autre plus chloritique due à la proximité de la croûte océanique ;
- 2) développement de smectites durant l'expansion océanique et/ou les périodes de niveau marin élevé, quand les taux de sédimentation faibles conduisent à des temps de résidence plus long des argiles et favorisent ainsi les transformations et les néoformations des minéraux ;
- 3) individualisation de deux domaines géochimiques, l'un plus siliceux à l'Ouest avec de l'opale-CT et des zéolites et l'autre plus magnésien à l'Est avec de l'attapulгите et de la dolomite qui doivent éventuellement être mis en relation avec des paléocourants froids pour le premier et d'upwelling pour le second.

FACIES BLANCS ET FACIES GLAUCONIEUX SOMBRES
DANS LES SABLES DE FONTAINEBLEAU (STAMPIEN, BASSIN DE PARIS).
MILIEUX DE DEPOT ET PALEOALTERATIONS.

Médard THIRY*, Agnès VINSOT** et Mireille BERTRAND-AYRAULT***

* Géologie Générale et Minière et ** Informatique Géologique
Ecole des Mines de Paris, 35, rue St Honoré, 77305 FONTAINEBLEAU

*** Centre de Documentation Pédagogique, rue de l'Hôpital, 77000 MELUN

Deux faciès majeurs sont classiquement reconnus dans les Sables de Fontainebleau : (1) les faciès blancs ou faciès d'Etampes, très purs, exploités pour la verrerie, qui occupent toute la partie méridionale de la zone d'affleurement; (2) les faciès plus fins et plus ferrugineux ou faciès de Fontenay, qui affleurent plus au nord, en vallée de Chevreuse.

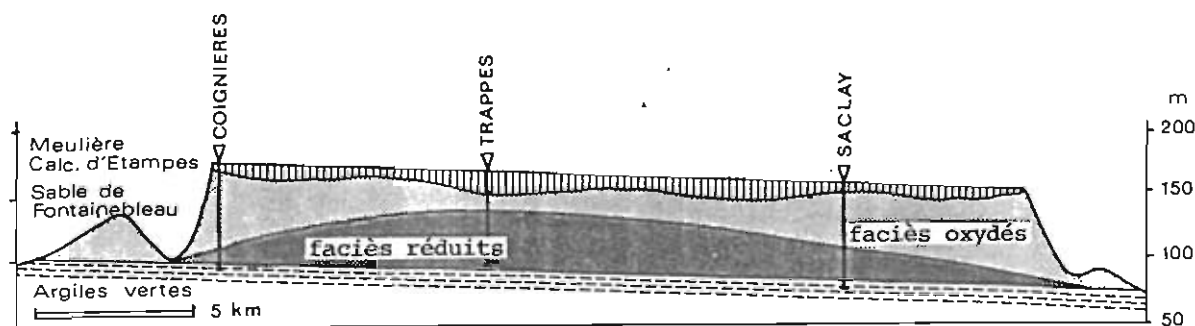
Des sondages carottés, effectués en particulier dans la zone septentrionale, ont montré l'existence de faciès sombres et glauconieux. Un sondage effectué à Trappes, sur le site de la ville nouvelle de Saint-Quentin en Yvelines, montre de la base au sommet :

- 15 m de sables gris-noir verdâtres, fins, très homogènes, à rares lamines millimétriques;
- 20 m de sables beige-verdâtres, moyens, régulièrement stratifiés en lamines millimétriques à centimétriques;
- 11 m de sables ocre puis beiges, plus grossiers, avec peu de stratifications distinctes.

REPARTITION DES FACIES SOMBRES

D'autres échantillons provenant de sondages effectués sur le plateau de Trappes et la butte des Alluets montrent des faciès tout à fait identiques. Néanmoins, les faciès sombres, réduits, sont moins épais en bordure des plateaux où ils sont remplacés par des faciès ocre, roux et rouges, oxydés, classiquement rapportés au faciès de Fontenay.

Force est donc d'admettre que les faciès de Fontenay résultent de l'altération de faciès sombres et glauconieux en bordure des plateaux. Les sables situés au-dessus de la nappe phréatique ont été oxydés, alors que ceux noyés en permanence par la nappe phréatique ont été préservés. On retrouve là une disposition similaire à celle de la répartition des grès dans les sables, ceux-ci étant exclusivement développés en bordure des plateaux. Reste posée la question de l'extension initiale des faciès réduits : le faciès réduit était-il généralisé lors du dépôt des sables, ou deux faciès différenciés coexistaient-ils primitivement ?



Disposition des faciès sableux par rapport à la dissection des plateaux d'après les données de sondage.

MINÉRALOGIE

Les faciès sombres sont caractérisés par la présence de feldspaths potassiques dont les teneurs atteignent environ 5%, de plagioclases en traces, de pyrite, de micas et de grains de glauconite. De la matière organique y est systématiquement associée. La fraction argileuse est dominée par la smectite, accompagnée d'interstratifiés illite-smectite, d'illite et de traces de kaolinite.

Les faciès oxydés, avec ou sans oxydes de fer, présentent deux types de paragenèses minérales. Certains contiennent des feldspaths et d'autres en sont dépourvus, les compositions des fractions argileuses sont de plus assez variables.

FACIÈS SÉDIMENTAIRES ET FACIÈS D'ALTERATION

Les faciès oxydés qui contiennent des feldspaths sont directement issus de l'altération des faciès sombres et glauconieux reconnus en sondage. Par contre, on ne peut pas assurer la même filiation pour les faciès blancs, sans feldspaths. Ils peuvent, soit résulter d'une altération plus importante des faciès précédents, soit représenter un dépôt différencié lors de la sédimentation.

Les faciès à feldspaths sont limités à la partie septentrionale de la formation, essentiellement à la gouttière de Chevreuse, et ne dépassent pas l'anticlinal de la Remarde vers le Sud. Les faciès dépourvus de feldspaths sont, d'une part superposés aux faciès précédents et d'autre part constituent l'ensemble des dépôts de la partie méridionale de la formation. Ils se caractérisent également par l'abondance des galets et débris de silex et de quartzites lustrés de l'Eocène, qui témoignent de l'importance des remaniements de matériaux locaux dans ces faciès.

Ainsi, une différenciation sédimentaire de deux faciès sableux semble bien exister. Une alimentation en feldspaths des sables septentrionaux est exclue à partir des formations du bassin de Paris, il faut donc envisager une alimentation à partir d'une source extérieure au bassin, et par conséquent leur introduction par les courants marins.

Mais, une différenciation sédimentaire des deux faciès n'indique pas que les faciès méridionaux aient été des dépôts clairs et oxydés. La présence dans ceux-ci de nombreux terriers et traces de coquilles dissoutes témoignent que de la matière organique était présente lors du dépôt des sables, leur pureté ne peut s'envisager que par l'intervention d'une altération post-dépôt.

SABLES BLANCS ET ÉVOLUTION MORPHOLOGIQUE DU BASSIN DE PARIS

Le développement des faciès de sables blancs est dû à des altérations sous couverture. Ces altérations se développent dans les zones d'écoulement des nappes et sont donc directement tributaires de l'incision des plateaux et liés à l'évolution morphologique du bassin au cours du Quaternaire.

Le développement de faciès blancs est un phénomène généralisé dans toutes les formations sableuses du bassin de Paris. Il en est ainsi des sables thanétiens avec les faciès glauconieux des Sables de Bracheux et les faciès blancs des Sables de Chalons/Vesle et de Rilly, des oppositions similaires se retrouvent dans les sables cuisien, de même le foisonnement des faciès décrits dans les sables auversiens correspond à des sables sombres, glauconieux, jaunes et blancs très purs. Il conviendrait de revoir ces différents faciès à la lumière des résultats acquis dans les Sables de Fontainebleau.

IDENTIFICATION DES LIMITES DE SEQUENCES DE DEPOTS EN SYSTEME FLUVIATILE : LE CAS DU MIOCENE DE CHATEAUREDON (SE FRANCE)

M. THOME, J.L. RUBINO, G. CLAUZON et J.L. LESUEUR

Univ. J. Fourier Grenoble, TOTAL-CFP, Univ. Aix en Provence, Univ. Bordeaux III

Sur le plan conceptuel, comme sur le plan pratique, il est aujourd'hui relativement aisé, à partir de l'analyse des faciès, d'identifier les différents cortèges sédimentaires et les surfaces principales (limites de séquences, surface de transgression, maximum transgressif) utilisées en stratigraphie séquentielle lorsqu'on se trouve en milieu marin ou en bordure de celui-ci.

Par contre lorsque l'on doit travailler dans les systèmes fluviaux (non endoréique), peu d'exemples ont à ce jour été analysés afin d'essayer d'établir un enchaînement de faciès et une évolution typologique des dépôts. Les remarquables affleurements du Burdigalien de Chateaurdon (situé au Sud du bassin de Digne, au front de la Nappe de Digne et du chevauchement bordant l'Arc de Castellan) permettent sur la base de solides corrélations (32 coupes) lié à une bonne continuité des affleurements, de discuter de ce problème.

Une épaisse série fluviale (300 m) bien datée du Burdigalien inférieur est encadrée par des dépôts marins relativement continus à caractères littoraux (barrière, plage, lagune) qui constituent deux maximum transgressifs correspondant respectivement à ceux des deux séquences burdigaliennes connues régionalement.

Ces dépôts fluviaux s'organisent en un cycle de faciès coarsening up-fining up, mais ce cycle, loin d'être symétrique, se caractérise par une forte assymétrie sommitale et par l'apparition brutale dans la partie médiane de barres de méandres reposant sur des dépôts de plaine alluviale caractérisée par des chenaux torrentiels et des niveaux argilo-silteux.

Chercher la limite de la séquence de dépôt dans un système fluviale revient à essayer d'identifier un abaissement du profil fluvial en réponse à l'abaissement du niveau marin, donc à mettre en évidence une rupture de faciès qui soit d'origine allocyclique, et ne résultant donc pas de la simple migration latérale des chenaux.

L'examen vertical et horizontal des dépôts fluviaux qui se développent immédiatement au dessus de la dernière paraséquence littorale -elle-même déjà régressive- montre que les dépôts de la base du cortège de haut niveau marin formant la première unité sont constitués d'épais niveaux de paléosols, de dépôts de débordements silto-sableux, interstratifiés avec des dépôts palustres et des chenaux conglomératiques ou sableux d'extension décimétrique.

Ces chenaux caractérisent des dépôts de rivière en tresse de type torrentiel ; ils pourraient correspondre à la partie distale d'un "alluvial fan" enraciné au front des zones en cours de surrection.

Au sommet du tiers inférieur de la série apparaît brutalement un complexe de barres de méandres, conglomératiques ou sableuses dont l'extension latérale devient très importante (plurihectométrique) et l'épaisseur augmente rapidement vers le sommet.

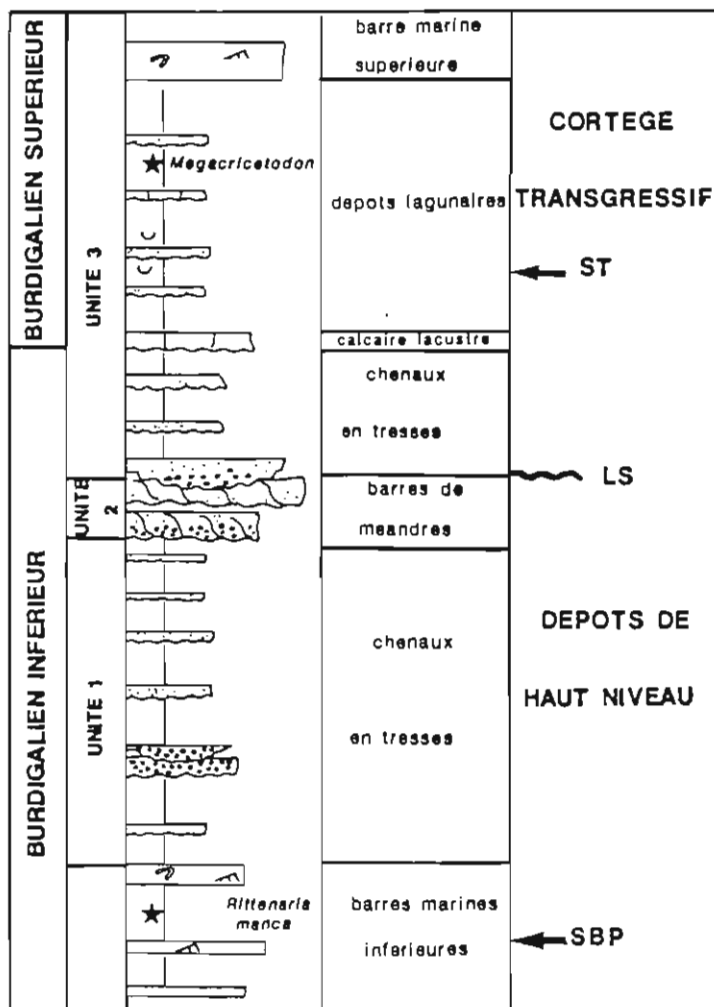
Ces barres de méandres s'intercalent dans des niveaux de paléosols. On y observe aussi des dépôts de débordements très étendus, des crevasse splays, ainsi que quelques chenaux en tresses qui subsistent. Cette deuxième unité indique clairement une diminution de la pente du système fluvial, comme l'atteste l'onlap de sa base directement sur le substratum, en amont du système (vers le SE). Elle caractérise la partie supérieure du prisme de haut niveau marin.

Ce schéma (à la réduction d'épaisseur près vers l'amont en direction du point neutre tectonique) est conforme au modèle récent développé par POSAMENTIER et VAIL

(1988). C'est en effet à la fin du prisme de haut niveau que se développent essentiellement les dépôts fluviaux qui doivent aggrader pour entretenir le profil fluvial. Ce phénomène intervenant au niveau de la base de la plaine alluviale où la rivière tend à méandrer.

L'unité 3 qui forme le sommet de la série fluviale appartient à la séquence suivante et correspond à la partie amont du prisme de bas niveau. Elle montre un changement rapide, voire brutal de la nature des dépôts, et se caractérise par un nouveau développement des niveaux de paléosols au sein desquels s'intercalent des chenaux conglomératiques, parfois très épais, ou sableux caractéristiques de rivières en tresse. L'ensemble est couronné par un niveau de calcaire lacustre très continu que l'on rattache déjà au cortège transgressif. Dans les cas les plus spectaculaires, les chenaux de base peuvent être littéralement emboîtés dans les barres de méandres de l'unité médiane, ce qui indique, outre un changement complet de la dynamique, un surcreusement du profil fluvial, qui coïncide avec la limite de séquence.

Cette limite serait sans doute difficile à identifier sans les corrélations car sur une verticale donnée, le point de renversement de tendance dans les dépôts varie verticalement. Ceci suggère qu'en contexte tectonique très actif, comme dans ce bassin de foreland, la vitesse de subsidence élevée (300 m en 1 Ma) oblitère partiellement l'incision d'une vallée fluviale de grande dimension et il faut alors choisir la limite de séquence parfois arbitrairement au niveau d'une des surfaces d'érosion de rang inférieur à celle du cycle eustatique du troisième ordre.



2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

BIOSÉDIMENTOLOGIE DES CARBONATES MICROBIENS DU LAC TANGANYIKA (BURUNDI)
IMPLICATIONS HYDROLOGIQUES

C. THOUIN ¹ et J. CASANOVA ²

¹ Centre Universitaire Régional, Toliara-Madagascar

² Laboratoire de Géologie du Quaternaire, C.N.R.S.-Luminy, Marseille-France

BIOSÉDIMENTOLOGY AND PALEOHYDROLOGY OF MICROBIAL CARBONATES FROM LAKE
TANGANYIKA (BURUNDI)

Abstract : Conditions more arid than present closed the Lake Tanganyika Basin from 3500 to 1300 B.P. During this period, the lake level has subsided -10m below present and stromatolites formed along the shoreline. They developed as thick incrustations on hard substrates. Biological competition in Benthic Microbial Communities favored columnar growth.

Le lac Tanganyika est le plus important (vol. $1,89.10^{13}$ m³) et le plus profond (1470 m) lac du Rift Est Africain. Actuellement son budget hydrologique est positif mais son exutoire (2,7 km³) dépend essentiellement des apports du lac Kivu (3,2 km³), via la rivière Rusizi dans la partie nord du bassin. A la suite de conditions plus arides que les actuelles, entre 3500 et 1300 B.P., le lac Kivu devint un bassin endoréique entraînant la fermeture du lac Tanganyika. Des études antérieures ont estimé de l'ordre de 75 (Aberyan et Hecky, 1987) à 150 m (Hecky, 1978) la baisse de niveau consécutive du lac Tanganyika.

Au cours de cette période des stromatolites se sont formés le long du rivage. Ils permettent ainsi de reconstituer très précisément les fluctuations du paléolac, elles même liées à des variations régionales du rapport Précipitation/Evaporation (P/E). Les plus anciens stromatolites sont datés de 3400 B.P. (âges normalisés) et forment des encroûtements décimétriques à -10 m par rapport au niveau actuel du lac. Ces carbonates composés de calcite magnésienne, sont caractérisés par des teneurs élevées en oxygène 18 (jusqu'à $\delta^{18}O = 6 \text{ ‰}$ vs $1,2 \text{ ‰}$ pour une calcite précipitée dans les conditions actuelles de température et de composition isotopique de l'eau) qui correspondent à une augmentation du temps de résidence de l'eau. Un profil ¹⁴C effectué sur ces encroûtements, ainsi que l'absence de discontinuité dans la croissance microbienne, montrent que la côte -10 m correspond à la baisse maximale du lac au cours de l'épisode aride et que ce niveau resta stable de 3500 à 1900 B.P..

Cette stabilité favorisa l'expansion des stromatolites dans tout le bassin (Cohen et Thouin, 1987). Les communautés benthiques microbiennes

colonisèrent l'ensemble des substrats durs (socle précambrien : gneiss, micashistes, amphibolites) laissant les substrats mous ou non-consolidés (argiles, silts, sables) libres de tout encroûtement. Les différentes morphologies stromatolitiques, échantillonnées jusqu'à -40 m mais signalées au moins jusqu'à -60 m, se répartissent en fonction de la pente du substrat et de la bathymétrie. Les parois verticales sont recouvertes d'encroûtements plans continus et les paraconglomérats cimentés par des encroûtements de blocs ou de galets. Sur les surfaces sub-horizontales ou faiblement pentues, les stromatolites ont des morphologies arrondies de dimension métrique évoquant des bioherms. Ces derniers ne sont en fait que d'épais (15-20 cm) encroûtements de blocs détritiques. La plupart des stromatolites présentent une croissance colonnaire de type digitée ou dendroïde et une structure laminée. Les microstructures sont de nature micritique (filaments non orientés) ou microsparitique (filaments radiés). Une fraction exogène, d'importance variable, constituée d'oolites, de grains enrobés, de fragments de gastéropodes et d'ostracodes, et de diatomés est occasionnellement piégée par la croissance microbienne. Les espaces inter-colonnaires peuvent être vides ou remplis d'oolites. L'influence de la bathymétrie se traduit par une diminution de la taille des colonnes avec l'augmentation de la profondeur.

De 1900 à 1300 B.P., l'augmentation des précipitations entraîne une remontée du lac Tanganyika jusqu'à la côte actuelle -6 m. La diminution du temps de résidence de l'eau se traduit par un appauvrissement en oxygène 18 de la calcite microbienne (jusqu'à $\delta^{18}O=2,4 \text{ ‰}$).

A partir de 1300 B.P., le rapport régional P/E redevient positif et permet à nouveau le déversement des eaux du Kivu dans le Tanganyika par la Rusizi. Ces eaux sont caractérisées par une forte concentration en CO_2 dissous (13 mmol/l) d'origine hydrothermale et une faible teneur en Ca (4,6 mg/l). Leur mélange avec les eaux de surface du lac Tanganyika ($[CO_2] = 5,7$ mmol/l; $[Ca] = 14,7$ mg/l) interrompt la croissance stromatolitique. Au cours du dernier millénaire le lac Tanganyika, après des fluctuations mineures, atteint son niveau actuel. Les substrats durs de la zone bathymétrique 0, -6 m sont alors colonisés par des populations d'éponges.

ABERYAN K.A. et HECKY R.E. (1987) - The late Pleistocene and Holocene stratigraphy and paleolimnology of lakes Kivu and Tanganyika. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 61 : 169-197.

COHEN A., THOUIN C., (1987) - Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. *Geology*, 15 : 414-418.

HECKY R.E. (1978) - The Kivu-Tanganyika basin : the last 14 000 years. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 25 : 159-165.

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

LES ENVIRONNEMENTS DE GENÈSE DES DOLOMIES DU
TURONIEN MOYEN DE JEBEL MRHILA (TUNISIE CENTRALE)

TOUIR.J. Laboratoire de Sédimentologie et Bassins Sédimentaires
Département de Géologie, Faculté des Sciences de Tunis
1060 Le Belvédère (TUNISIE).

INTRODUCTION: Les dolomies du Turonien moyen affleurant à Jebel Mrhila sont localisées préférentiellement sur des reliefs hérités d'une tectonique synsédimentaire distensive. L'objectif du présent travail est de caractériser ces dolomies et définir leurs environnements de genèse en se basant sur des analyses pétrographiques, géochimiques et isotopiques; tout en tenant compte du cadre paléogéographique et structural dans l'installation de tels milieux.

LES DOLOMIES DE SIDI ABDELKADER: C'est une lentille récifale à Hippuritidés, de 5 à 20 mètres d'épaisseur dont la surface, ravinante et bréchifiée, est scellée par du calcaire oolithique et bioclastique. Ces dolomies occupent une ancienne zone haute, limitée par une faille normale synsédimentaire de direction N30. Elles sont parcourues par un réseau de fractures précoces de même direction.

Ces dolomies sont caractérisées par deux pétrotypes: F1 et F2. Le pétrotype F1, apparaissant essentiellement dans la partie sommitale du récif, est une dolosparite à rhomboèdres comportant des coeurs à aspect trouble et assez magnésiens et des zones limpides hypercalciques.

Le pétrotype F2 se distingue du premier par des rhomboèdres beaucoup plus petits, à coeurs sombres de dolomicrite et à zonation moins développée. Il caractérise la partie basale du récif. Les teneurs en Mg, en Fe et en Mn diminuent progressivement vers la base du récif. D'autre part, ces dolomies sont caractérisées par des teneurs en Sr pas trop faibles et des valeurs isotopiques pas trop négatives.

L'ensemble des observations permet de définir deux générations de dolomite dans le récif de Sidi Abdelkader: Une première génération par recristallisation, représentée par une dolomite substoechiométrique à stoechiométrique d'aspect trouble, et une deuxième génération par précipitation directe de zones limpides de dolomite hypercalcique, se greffant successivement sur les rhomboèdres de la première génération et sur les bordures des vacuoles.

LES DOLOMIES DE L'OUED GOURBEJ: Ce sont des lentilles récifales à Hippuritidés de 5 à 15 mètres d'épaisseur, non parcourues de fracturations précoces; Elles occupent, comme à Sidi Abdelkader, une ancienne zone haute par rapport à l'accident synsédimentaire N30. Ces dolomies supportent, à leur surface, de petites poches karstiques renfermant une dolomie blanchâtre laminée.

Ces dolomies sont caractérisées par une dolosparite subhédrale à anhédrale de texture "Idiotopic S", à rhomboédres d'aspect trouble, peu ou pas zonés, définissant le pétrotype P3. Ce pétrotype est composé de dolomite hypercalcique à caractères chimiques et isotopiques comparables à ceux du pétrotype P2. Bien que plus calcique, cette dolomite est assimilée à la première génération de dolomite définie à Sidi Abdelkader. La dolomie laminée prélevée des poches karstiques est plus limpide, bien zonée et nettement appauvrie en Mg et en isotopes lourds par rapport à la dolomie encaissante; Elle représente en grande partie la dolomite de la deuxième génération.

LES DOLOMIÉS DU VILLAGE BERBERE: Ce sont des dolomies stratiformes de 5 à 10 mètres d'épaisseur, admettant quelques intercalations de calcaire dolomitique à Hippuritidés. Vers le sommet se développent des poches karstiques remplies de brèches de dissolution associées à des complexes argilo-ferreux et à un détritit de rhomboédres zonés.

Le top est une surface durcie à perforations remplies de détritit siliceux et dolomitique. Ce corps dolomitique est situé dans un domaine haut par rapport à une faille normale synsédimentaire N20.

Ces dolomies sont considérées comme étant de pétrotype P3 avec l'apparition, toutefois, de rhomboédres plus troubles et à zonation plus différenciée. La dolomite est calcique à substoechiométrique, relativement plus appauvrie en isotopes lourds que celle de l'oued Gourbej. Sa richesse en oxydes de fer suggère qu'elle pourrait être ferrifère à l'origine. Ces dolomies sont également compatibles avec l'hypothèse de deux générations de dolomite, avec une prédominance nette de la dolomite de recristallisation. Les deux générations sont antérieures à la phase de karstification.

LES DOLOMIÉS DE JEBEL SBEITLA : Ce sont des dolomies stratiformes de 6 mètres d'épaisseur environ, situées dans une zone affaissée par rapport à la faille précoce N30. Lateralement, elles passent graduellement à des wackestones de milieu assez profond. Au microscope, il s'agit d'une dolosparite euhédrale("idiotopic E"), à rhomboédres bien zonés avec, au moins, une zone de dédolomite et renfermant des coeurs sombres de dolomicrite généralement dédolomitisée. Ces caractères définissent un quatrième pétrotype P4. C'est une dolomite hypercalcique, particulièrement enrichie en Sr, avec des teneurs considérables en Fe et en Mn. Les valeurs isotopiques sont légèrement positives. Ici, les deux générations de dolomite sont aussi bien différenciées que dans les dolomies de Sidi Abdelkader, mais elles sont nettement plus calciques.

LES DOLOMIÉS DE FRACTURES : Les échantillons dolomitiques sont récupérés dans les fractures de direction N30, parcourant le récif de Sidi Abdelkader. Il s'agit d'une dolosparite limpide, à zonation bien développée et à coeurs peu ou pas troubles. Elles sont classés dans le pétrotype P1 et représentées par une dolomite hypercalcique assez appauvrie en Sr et en Fe. C'est un produit de cimentation, appartenant à la dolomite de la deuxième génération.

SYNTHESE DES ENVIRONNEMENTS DE GENESE :

- La première génération de dolomite: répandue dans toutes les dolomies étudiées et avec des caractères comparables, cette dolomite est le produit d'une première phase de dolomitisation, intervenue dans un milieu marin sous influence d'eaux météoriques, riche en Mg. Ce Mg provient essentiellement du fluide de mélange, mais il peut avoir deux autres origines.

* La dissolution des tests, en partie aragonitiques, des Hippuritidés au niveau des récifs de Sidi Abdelkader, de l'Oued Gourbej et du village berbère.

* Le processus de "cannibalisation" lié au phénomène de dédolomitisation dans le domaine plus profond de Jebel Sbeitla

- La deuxième génération de dolomite : les édifices résultant de la première phase de dolomitisation sont devenus, ultérieurement, plus exposés aux influences météoriques, à la suite d'un abaissement du niveau marin, d'origine tectonique (rejeu des failles synsédimentaires) et/ou eustatique. Il en résulte :

* Un ravinement de la surface du récif de Sidi Abdelkader et une légère karstification à la surface de l'oued Gourbej

* L'installation d'une zone de mélange eau douce-eau marine à caractère météorique plus marqué. Cette zone est à l'origine d'une deuxième phase de dolomitisation. La dolomite qui en résulte porte les caractères de milieux de diagenèse sensiblement différents :

. A Sidi Abdelkader un milieu à caractère plutôt météorique et à fluides circulants à travers les fractures

. A l'oued Gourbej, le caractère météorique du milieu est plus marqué. Les fluides sont stagnants à la surface du récif.

. Au village berbère, la richesse en fer du milieu reflète un caractère plutôt stagnant que circulant des fluides.

. À Jebel Sbeitla, un milieu relativement plus profond et plus calme, à caractère marin plus prononcé.

CONCLUSION : L'étude des dolomies d'âge turonien moyen affleurant à Jebel Mrhila (Tunisie Centrale) a permis de mettre en évidence deux épisodes de dolomitisation :

- La première, par remplacement puis recristallisation donnant naissance à une dolosparite substoechiométrique d'aspect trouble, dans une zone de mélange eau douce-eau marine.

- La deuxième, par précipitation directe, offrant des franges limpides de dolomites hypercalciques, dans des milieux à caractère plus ou moins météorique. Ces derniers ont été sensiblement influencés par le cadre paléogéographique préexistant.

2ème Congrès Français de Sédimentologie-Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

CARACTERISATION, PAR L' ETUDE MINERALOGIQUE, DE LA DYNAMIQUE DE MISE EN PLACE DES SEDIMENTS DANS LA FORMATION DU BOURBONNAIS (MASSIF CENTRAL, FRANCE).

CHARACTERISATION, BY MINERALOGICAL ANALYSIS, OF THE DYNAMICS OF SEDIMENT EMPLACEMENT IN THE BOURBONNAIS FORMATION (MASSIF CENTRAL, FRANCE).

Josette TOURENQ

Université P. et M. Curie, Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires. Tour-14-15, 4 Place Jussieu 75252 Paris Cédex 05.

The Sands and Clays of Bourbonnais (Reuverian-Pretilgian) extend from south of Vichy to north of Nevers along both banks of the Loire and Allier rivers.

The methods of analyses enable the zones of provenance of these sediments to be distinguished and reveal the dynamics of their spread along the channels and flood-plains.

The staurolites come from the south, whilst the sphene and the pumice-quartz emanate from the Mont-Dore. These three minerals, along with smectites, characterise the ancient course of the river Allier. Andalousite and sillimanite characterise the ancient course of the river Loire. Most of the zircons comes from the south-south eastern border of the basin and is associated with kaolinite. The volcanic zircons was wind-deposited and was thus contemporaneous with volcanic eruptions of the Mont-Dore.

La Formation des Sables et Argiles du Bourbonnais, d'âge reuvérien à prétilgien (Pliocène supérieur), s'étend du sud de Vichy au nord de Nevers sur les deux rives de la Loire et de l'Allier.

On y distingue deux séquences principales comportant trois unités qui sont de bas en haut : les Sables Inférieurs, les Argiles Noires et les Sables Supérieurs.

Les méthodes analytiques utilisées ont été axées sur les minéraux lourds, les minéraux légers (essentiellement les quartz) et les minéraux argileux. Ces analyses ont permis de déterminer les provinces d'apport des minéraux et de mettre en évidence la dynamique d'étalement des sédiments à travers des chenaux et des plaines d'inondation.

La distribution spatiale des minéraux tend à prouver que la mise en place est essentiellement fluviale tout au moins dans le niveau basal et le niveau sommital. Les Argiles Noires correspondent à un épisode lacustre.

Les cartes de répartition minéralogique montrent que :

- les staurolites proviennent pro-parte du sud du Massif Central (Massif de la Margeride) mais surtout de la bordure occidentale du bassin (série métamorphique de la Sioule).

- les sphènes et les quartz de ponce ont pour origine le Massif du Mont-Dore.

Ces trois minéraux, accompagnés des smectites, caractérisent le paléo-chenal de l'Allier.

- l'andalousite et la sillimanite caractérisent le paléo-chenal de la Loire.

- la plus grande partie des zircons est issue du Morvan et de la bordure sud sud-est du Bassin (Mont de la Madeleine). Ils sont associés à la kaolinite de même provenance.

Ils caractérisent donc les apports latéraux des bordures vers le centre du bassin.

- une proportion plus faible de la population de zircons est d'origine volcanique. L'analyse typologique des cristaux permet d'établir une filiation montdorienne. Leur dispersion s'est faite par le vent et leur dépôt est donc contemporain des éruptions du Mont-Dore.

En conclusion, l'existence des deux grands chenaux correspondants à une paléo-Allier et à une paléo-Loire caractérise la paléogéographie de la Formation du Bourbonnais (fig. 1).

Le chenal paléo-Allier est bien individualisé et les cartes d'isoteneurs des minéraux montrent que le pourcentage des éléments caractéristiques de ce chenal restent dominants au delà du paléo-confluent Allier-Loire. On peut considérer que la paléo-Loire est un affluent de la paléo-Allier et non l'inverse.

Le chenal paléo-Loire est étroit, nettement moins bien développé que celui de l'Allier. La confluence entre les deux chenaux se fait au sud du horst de Neuville-les-Decize.

Les apports de bordure marqués par les zircons (mis à part ceux d'origine volcanique) sont très importants, accentués par la subsidence dans les Limagnes et la Sologne bourbonnaise du bassin en distension.

Entre les deux paléo-chenaux de la Loire et de l'Allier se développe une vaste zone où le réseau hydrographique, moins bien défini, est constitué par des cours d'eaux divaguant suivant des chenaux plus ou moins anastomosés.

Associé au transport hydraulique, le vent a également joué un rôle important dans la mise en place de la Formation du Bourbonnais puisque la dispersion des zircons volcaniques a contribué à en signer, pour partie, l'origine montdorienne et donc l'âge (entre 3 et 2 Ma).

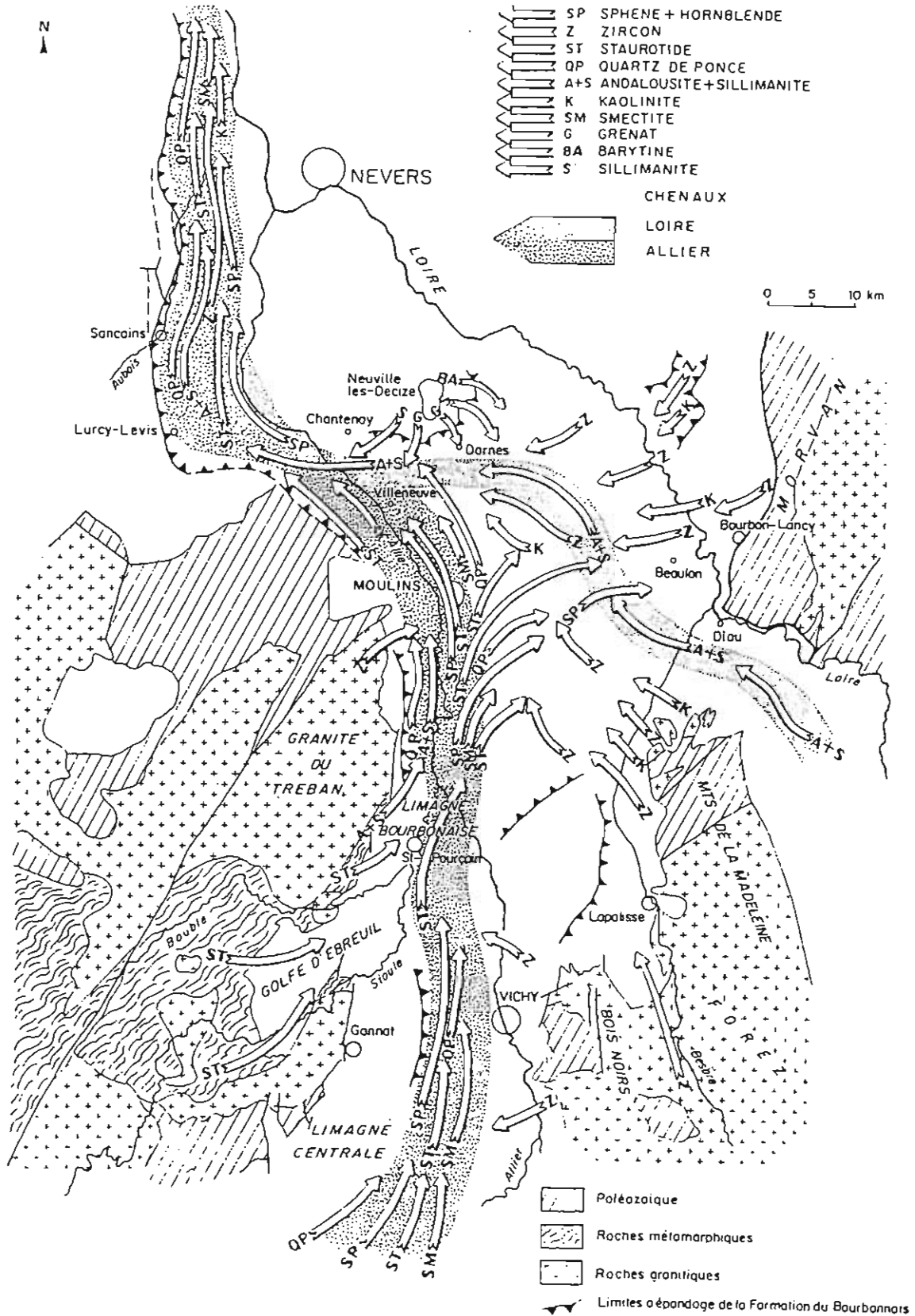


Fig. 1 : paléogéographie du réseau fluviale des Sables et Argiles du Bourbonnais

2ème Congrès Français de Sédimentologie - Paris 20, 21 et 22 Novembre 1989

INSTABILITE TECTONIQUE de la PROVENCE ORIENTALE au PERMIEN

TECTONIC INSTABILITY in EASTERN PROVENCE during the PERMIAN

N.TOUTIN-MORIN

Université de NICE, U.R.A. C.N.R.S. "Géodynamique", Parc Valrose, 06034-NICE Cedex

During the Late Permian, the tectonic instability of Eastern Provence agrees with distensive graben activity: the deposits are organized into sedimentary sequences and the opening allows the rising of volcanic products which increase the subsidence. A short quiet period settles in the region at the end of the Permian, before the return of the erosion at the beginning of the Trias.

Les premiers dépôts continentaux du Permien se mettent en place dans une région profondément marquée par de grandes structures NNE-SSO édifiées au Carbonifère inférieur, au-dessus du matériel carbonifère supérieur, légèrement plissé par la phase asturienne, et avant la formation des grands accidents plus ou moins EO. Ce Permien inférieur (Autunien) est peu représenté dans la région (graben de l'Avellan et sans doute de l'Argentière).

En revanche, le Permien supérieur "Saxono-Thuringien" affleure largement, de Cannes à Toulon, et est également bien connu, en profondeur, par sondages. Chacune des formations qui le constitue s'organise en séquence sédimentaire positive (Vinchon et Toutin-Morin, 1987) -- conglomérats - grès - argiles -- ou en une succession de petites séquences de même type qui traduisent la subsidence des bassins, subsidence constamment réactivée par le jeu des failles bordières EO et/ou NS, l'ensemble étant globalement granodécroissant (Toutin-Morin et Delfaud, 1984). Les variations d'épaisseurs sont fortes (Toutin, 1980) entre les bordures où les formations se biseautent ou même disparaissent et le centre des bassins (1200m d'épaisseur totale dans le Bas-Argens, plus de 2000m dans le bassin du Luc).

En même temps, les dépôts sont grossiers sur les marges des bassins dont la mobilité contribue à l'édification de grands cônes (brèches de piedmont ou coulées boueuses) alimentés par des reliefs vigoureux. En direction de la plaine, le transport devient fluvial, parfois torrentiel, tandis qu'un réseau méandriforme, associé à des lacs, s'installe vers le centre des bassins.

Cette instabilité tectonique correspond à un fonctionnement en grabens distensifs pendant une grande partie du Permien supérieur (Toutin-Morin, 1987). L'ouverture des bassins favorise la montée de produits volcaniques, acides ou basiques, par de grandes fissures, souvent EO, avant la construction de petits édifices volcaniques dans les zones les plus orientales (Gondolo et Toutin-Morin, 1989). L'arrivée d'énormes masses volcaniques contribue au remplissage des bassins et à l'effacement des paléoreliefs, tout en accentuant la subsidence.

A la fin du Permien, avec l'aplanissement des reliefs bordiers, un calme tectonique relatif s'instaure, permettant la généralisation de vastes plaines, alternativement inondées et asséchées, balayées par le vent, avant la courte phase aride du début du Trias et le retour de la sédimentation fluviale (Avril *et al.*, 1987).

Bibliographie

- AVRIL G., DURAND M., PERRIAUX J., TRAORE H. et USELLE J.-P. 1987 - Géologie Alpine, mém. h.-s. 13, p.69-80.
GONDOLO A. et TOUTIN-MORIN N. 1989 - *La Synthèse géologique des bassins permien français*, mém. B.R.G.M. 128, p.253-268.
TOUTIN N. 1980 - Thèse Doct. ès-Sc. Univ. de Nice, 594p.
TOUTIN-MORIN N. 1987 - *Ann. Soc. géol. du Nord*, CVI, p.183-187.
TOUTIN-MORIN N. et DELFAUD J. 1984 - 5è congrès europ. Sédim. Marseille, p.439-440.
VINCHON Ch. et TOUTIN-MORIN N. 1987 - *Géologie Alpine*, mém. h.-s. 13, p.57-67.

Stratigraphie	Log	Volcanisme	Séquences + -	Milieux de dépôt	Couleur	Climat
Anisien TRIAS				fluviale	rosâtre	tropical chaud
Scythien				éolien		aride
				plaine inondation	rouge brique	tropical chaud + ↑ vent
P	Motte					
	Serre	B ₄ -δ ₃ ←		lacustre	rose	tropical
E	Muy			+ fluvia- tile	gris vert	chaud
	Valette			cônes	rouge	orages
R	Mitan			plaine inondation fluvia- tile	brun rouge jaune	tropical chaud
	Paro			cônes		orages
M	Pradineaux	B ₂ -B ₃ ← ρ A ₁₁		fluviale + lacs + marécages	vert vif à brun	tropical chaud humide
I	ρ A ₇	ρ A ₇ ← ←			rose orangé	
E	Bayonne	ρ A ₅ ← ← ρ A ₂ ←		fluviale coulées boueuses	rosâtre	tropical chaud + orages
N	Ambon	δ ₁ ← ρ A ₁ ←		fluviale cône	gris- vert	tropical chaud
	Avellan	B ₁ ←		fluviale	rouge, jaune, vert	tropical chaud
CARBO	Stéphan.			fluviale + lac	gris à	tropical humide
	Westph.	ρ - μγ		+ torrentiel	noir	
Socle	cristallin + métamorphique des MAURES et du TANNERON					

ρ rhyolite μγ microgranite B-δ volcanisme basique A volcanisme acide ← coulées volcaniques
 ↑ séquences sédimentaires positives ↑ augmentation du vent ≈ discordance angulaire

DISTRIBUTION DES RESERVOIRS SABLEUX ASSOCIES AUX BLOCS BASCULES DU RIFT OLIGO-MIOCENE DE SARDAIGNE

P.TREMOLIERES*, R.ESCHARD⁰, A.CHERCHI", L.MONTADERT⁰

* :ENSPM, ⁰: Institut Français du Pétrole, " : Université de Cagliari

A l'Oligo-Miocène, la Sardaigne, alors rattachée à la plaque Européenne, est soumise à un régime de contraintes en extension qui induit l'ouverture d'un rift large de 70km et comblé par plus de 1500m de sédiments d'âge Oligo- Miocène. La marge orientale de ce graben, orientée aujourd'hui Nord - Sud après la rotation antihoraire du bloc Corso-Sarde, est parfaitement préservée dans la partie centrale de l'île. Un système de blocs basculés limités par des failles longitudinales parrallèles à la marge et des failles transverses perpendiculaires y affleure remarquablement et permet de reconstituer l'organisation des systèmes sédimentaires au sein des séquences de dépôts syn-rift et post-rift.

La séquence de dépôts syn-rift a pu être détaillée autour de trois blocs basculés vers l'Est.

- le bloc du Grighine montre un domaine d'arrière bloc rempli par des sédiments continentaux: des conglomérats et des grès de cônes alluviaux et de systèmes fluviatiles s'interdigitent dans une épaisse série de matériaux volcano- clastiques. Le matériel terrigène transite ensuite par des couloirs de transferts abaissés latéralement au bloc . Les sables sont redistribués par des courants de marée dans le domaine d'avant bloc.
- à l'arrière du bloc d'Isili, des appareils de type "fan delta" distribuent dans le domaine d'arrière bloc des sables littoraux. Ceux-ci s'interdigitent dans des calcaires algaires d'une plate-forme carbonatée qui se développe sur le dos du bloc. Les sédiments transitent du domaine d'arrière bloc vers le domaine d'avant bloc par les couloirs de transfert latéraux ou ils sont remaniés par des courants de marée. Vers le centre du bassin, les sables s'interdigitent progressivement dans des marnes de domaine marin ouvert.
- autour du bloc de Donori, le domaine d'arrière bloc est occupé par des conglomérats et des sables d'un système fluvial en tresse évoluant longitudinalement - parrallèlement à la crête du bloc - vers des environnements littoraux puis marins ouverts. Dans le domaine d'avant bloc, des barres de marées sont isolées dans des marnes marines.

La séquence de dépôts post-rift burdigalienne scelle les blocs basculés. Elle débute par un cortège transgressif peu épais dont les sables littoraux viennent en "onlap" sur une discontinuité régionale. Puis les environnements de dépôts s'aprofondissent rapidement et le bassin est comblé par une épaisse série marneuse ou s'intercalent des turbidites carbonatées.

Dans un tel système en blocs basculés, la distribution des sédiments apparait fortement contrôlée par la présence des failles transverses latérales aux blocs. La nature du socle en érosion sur les "épaules" du rift (granites, schistes ou calcaires jurassiques) influence aussi la répartition géographique des réservoirs sableux.

Organic maturation in the La Luna Formation (Late Cretaceous) in the Venezuelan Andes

Nicolas-Pierre TRIBOVILLARD*+, Eric JAUTÉE*, Jean-François STEPHAN**

* Université Claude-Bernard Lyon I, Centre des Sciences de la Terre, Laboratoire de Sédimentologie, 69622 Villeurbanne cédex (France).

+ Université de Genève, Section des Sciences de la Terre, 13 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4 (Suisse).

** Université de Nice, Sophia Antipolis, Institut de Géodynamique, URA 1279 CNRS Géodynamique, 06034 Nice cédex (France).

The La Luna Formation, one of the most significant source rocks in Venezuela, is dated from the interval Cenomanian - Coniacian, possibly Santonian.

In this paper, the La Luna Formation is studied in the so-called "Transversale de Barquisimeto" (Aubouin, 1975), located at the contact between Venezuelan Andes and tectonic nappes coming from the Caribbean Domain and crosscut by the recent active Bocono transform fault (fig. 1 ; Stéphan, 1977, 1985).

The sediments of the La Luna Formation were deposited during the episode of most pelagic sedimentation in the Mesozoic and Cenozoic history of the Andean Domain. North of the Bocono fault, the La Luna Formation (thickness : 180 m) consists of dark and laminated black shales which may be divided in three members. The almost entire formation was deposited under anoxic conditions. South of the Bocono fault, the thickness of the La Luna Formation is restricted to 60 m. The formation consists of homogenous black and laminated marls and shales with bioturbation visible only in the lowermost part.

In the studied zone, total organic carbon content (TOC) fluctuates between 1.8 and 5 wt%. Optical analysis of the organic matter (OM) shows mixed origins ; marine derived products are predominant. Rock Eval® pyrolysis parameters values are those of an altered OM ($T_{max} > 500^{\circ}C$ & $HI < 10$). Vitrinite reflectance has a mean value of 2% in the whole Transversale de Barquisimeto ; in the northern part of the studied area, in the vicinity of thrust limit line, the mean value is higher (3.6%).

In other words, today, though still abundant, OM is overmature, far beyond oil window threshold. With high TOC, an organic matter mainly of marine origin (oil

prone) and anoxic conditions of environment during the deposition of the sediments, the oil potential of the Andean La Luna Formation should have been very good in the past.

This is the reason why the burial of the La Luna Formation in the Transversale de Barquisimeto is temptatively reconstructed as well as the evolution path of organic maturation, using the TTI method (Lopatin, 1971 ; Waples, 1980) and a reconstruction of the modifications affecting ground temperature distribution, linked with slab emplacement in the north of the studied area (fig. 2 ; Tribovillard *et al.*, submitted paper). In the thrust zone (northern part of the Transversale de Barquisimeto), OM of the La Luna Formation was still immature as slabs have been emplaced (Eocene). The organic maturation has been enhanced by the thrust linked increase in temperature (fig. 2). According to our calculation, the La Luna Formation has been productive mainly during Barthonian times (44 - 38 Ma).

The lithology of the nappes seems to have prevented any upward migration but without excluding lateral mobilizations.

In the south, the overmaturation occurred a little earlier due to thick autochthonous sedimentary accumulations. The onset of oil generation is supposed to have been initiated during Early Eocene. This is evidenced by the presence of hydrocarbons leaking from sediments of the La Luna and Pagüey formations, exposed in tectonic chips embedded in the Parangula Formation, along the Tilangona River (state of Barinas). The Pagüey Formation is supposed to be a reservoir formation for hydrocarbons produced by the La Luna Formation. The produced hydrocarbons might also have migrated toward the nearby Barinas Basin (Tribovillard, 1989).



REFERENCES

AUBOUIN J. (1975). - Réflexion sur les bordures pacifiques, l'exemple des cordillères américaines. - *C.R.Ac.Sci.*, Paris, t. 280 (D), pp. 2633-2636.

LOPATIN N.V. (1971) - Temperature and geological time as factors of carbonization. - *Akad. Nauk. SSSR, geol. ser., Izvestiya*, vol. 3, pp. 95-106 (in Russian).

STEPHAN J.-F. (1977). - El contacto Cadena Caribe - Andes Meridenos entre Carora y El Tocuyo (Edo. Lara). - *Mem. V Cong. Venez.*, Caracas, t 2, pp. 789-816.

STEPHAN J.-F. (1985). - Andes et chaîne caraïbe sur la Transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). - *in*: Mascle A. (ed). *Symp. Géodynamique des Caraïbes*. Technip, Paris, pp. 505-529.

TRIBOVILLARD N.-P. (1989). - Sedimentologia y geoquímica organica de la Formación La Luna en los Andes Venezolanos. - Unpublished internal report Corpoven s.a., 90 p. - Deposited at Lyon I University.

WAPLES D.W. (1980). - Time and temperature in petroleum formation : application of Lopatin's method to petroleum exploration. - *A.A.P.G. Bull.*, Tulsa, vol. 64, n° 6, pp. 916-926.

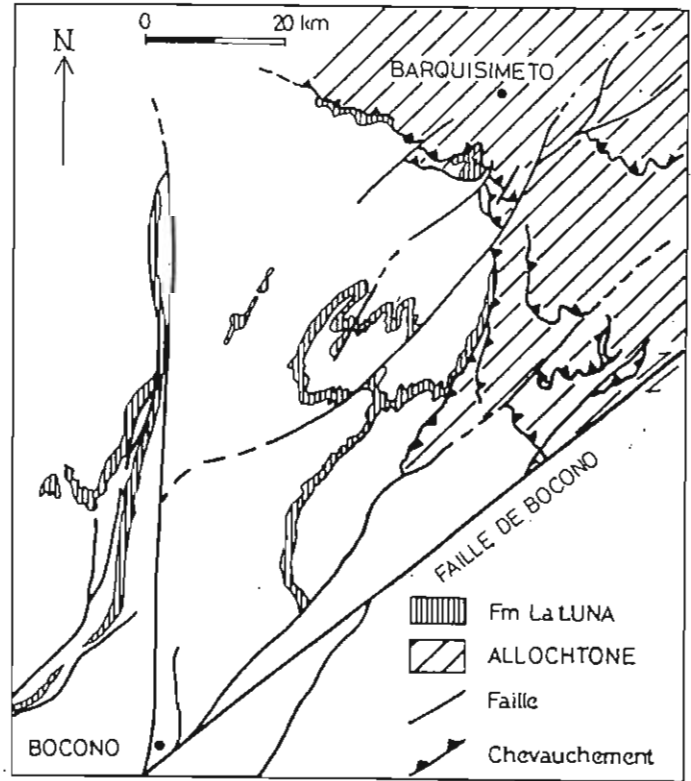


Fig. 1. - Outcrops of the La Luna Formation in the "Transversale de Barquisimeto" [Aubouin, 1975], located at the contact between the Venezuelan Andes and thrust slabs coming from the Caribbean Domain (modified from Stéphan (1985)).

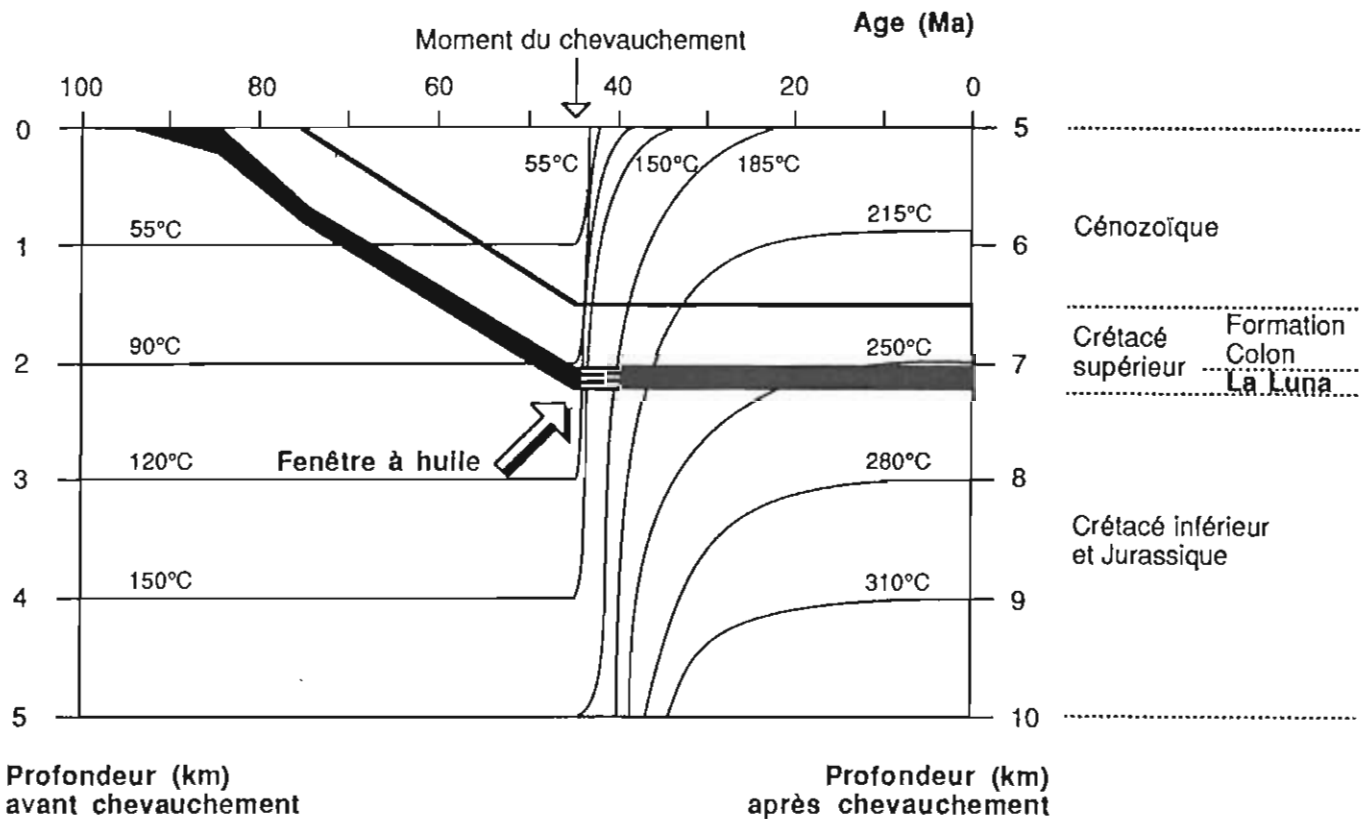


Fig. 2. - Schematic reconstruction of the burial of the La Luna Formation and of the variation in isotherm distribution, modified by thrusting. Hatched : the time spell during which the La Luna Formation (black) was productive (oil window).

CYCLES SEDIMENTAIRES DANS LES ARGILES DU LIAS INFÉRIEUR DE YORKSHIRE (GB)

CYCLIC SEDIMENTATION PATTERNS IN LOWER LIAS MUDSTONES OF YORKSHIRE (GB)

F.S.P. VAN BUCHEM and I.N. McCAYE

Department of Earth Sciences, University of Cambridge, GB

The well known palaeontological stratigraphy of the Lower Lias provides an excellent framework for detailed sedimentological examination and interpretation of the mudstones in terms of the physical, chemical and biological processes involved.

This study approaches the sedimentary sequence on three levels, a layer scale (<1m), a facies scale (tens of meters), and a basin scale (hundreds of meters). Several mechanisms have been suggested for the cyclicity in the British Lias: autocyclicity working within a certain depositional environment affecting the local distribution of sediments (e.g. lateral shift of sediment supply systems); astronomical changes in the Milankovitch band causing regular changes in climate affecting storm magnitude and/or frequency, and plant and animal productivity; sealevel change (eustacy); and tectonic subsidence (epeirogenesis, isostacy).

Distinct stratification patterns in Lower Liassic mudstones in Yorkshire are due to the regular occurrence of shell beds, silty/sandy layers and concretionary horizons. Five types of mudstones have been distinguished. They were formed in four depositional environments 1) calcareous and siliceous shales in a storm dominated shallow marine system, 2) pyritous shales in a hemipelagic system, 3) banded shales in a shallow marine system influenced by climatic changes at astronomical frequencies, and 4) ironstone shales in a pro-deltaic offshore transition/shallow marine system. The tectonic setting played an important role in determining the facies sequence, whereas eustatic sealevel changes were of lesser influence.

Special attention will be given to the banded shales consisting of a series of 63 couplets of lighter and darker layers, which varie in thickness from 20-40 cm and have an average duration of 20.000 years. The light and dark colouration of the layers reflects a difference in primary composition of the mineralogical and organical content. The preservation of climatically controlled cyclicity in shallow, muddy epicontinental settings seems to be dependent on such factors as intensity of storm events, distance from prograding delta systems and subsidence rate. A critical zone at the base of the zone of storm wave influence is the most likely place to find Milankovitch cycles preserved in a muddy epicontinental sea.

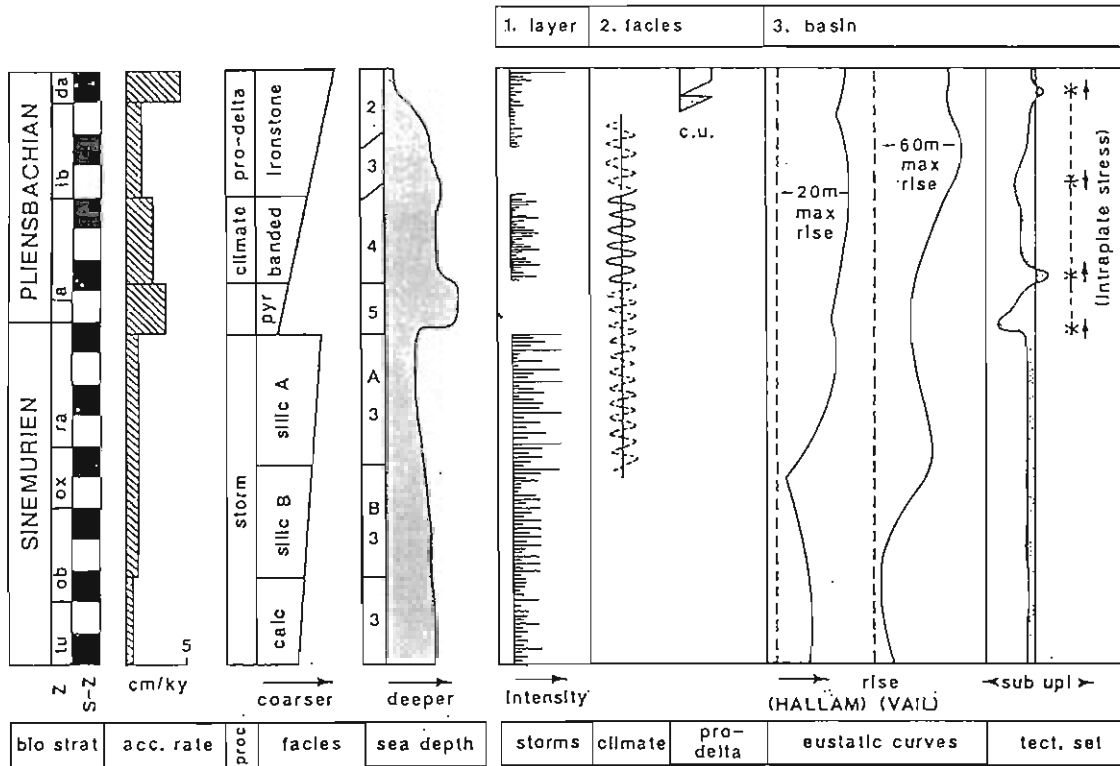


Figure 1 (van Buchem & McCave, 1989)

Figure 1 shows the Lower Lias sequence as exposed in Robin Hood's Bay (Yorkshire, GB). Different shale types (indicated with 'facies') are plotted against a timescale based on ammonite subzones with an assumed length of 450,000y (Haq et al., 1989; Harland et al. 1982). The sequence shows two coarsening/shallowing upward trends. On a LAYER SCALE storm influences of varying intensity have been recorded. On a FACIES SCALE climatic changes at astronomical frequencies are evident in the banded shales, and probably influenced sedimentation to some extent in the other shale types. On a BASIN SCALE it is suggested that tectonic setting played an important role in determining the facies sequence (Cloetingh, 1988), whereas eustatic sealevel changes were of lesser influence.

References

- Buchem, van F.S.P. & I.N. McCave (1989), Cyclic sedimentation patterns in Lower Lias mudstones of Yorkshire (GB), TERRA nova, Vol.1 (in press)
- Cloetingh S. (1988), Intraplate stresses, a new element in basin analysis, In: Kleinspehn K. and Paola C. (eds.), New perspectives in basin analysis, Springer (New York), 305-330
- Cope J.C.W. et al. (1980), A correlation of Jurassic rocks in the British Isles, Part One: Introduction and Lower Jurassic, Geol. Soc. London Spec. Report no. 14, 73pp
- Hallam A. (1981), A revised sealevel curve for the early Jurassic, J. geol. Soc. London, 138, 735-743
- Haq B.U. et al (1987), Chronology of fluctuating sealevels since the Triassic, Science, 235, 1156-1167
- Harland W.B. et al (1982), A geologic time scale, Cambr. Earth Sc. Series, Cambridge U.P., 131 pp

×

C-isotope stratigraphy in Aptian-Albian sediments from the Vocontian Trough: oceanic signal and diagenetic overprint

H. Weissert¹ and J. Bréhéret²

¹ ETH-Z, Geological Institute, CH- 8092 Zürich

² Fac. Sciences, Univ. F. Rabelais, F- 37200 Tours

A carbonate carbon isotope stratigraphy was established at the Aptian section "Serre Chaitieu", and at the Aptian-Albian section "Pré-Guittard" in the Vocontian Trough. The hemipelagic sediments have highly variable carbonate contents of 20 % to 80 % and their concentration of organic carbon fluctuates between 0.1 % and 4.5 %. Despite of these variations in composition of the hemipelagic sediments, a bulk carbonate carbon isotope stratigraphy of the well dated Aptian to Early Albian sediments was established. An excursion to positive $\delta^{13}\text{C}$ -values (2.5 ‰ to 3.5 ‰) beginning in the late Early Aptian at the Niveau Goguel is documented at least into the lower Gargasian part of the section. This excursion can be correlated with the pelagic carbonate C-isotope excursion encountered in the Southern Alpine section "Cismon", where the change to positive $\delta^{13}\text{C}$ -values coincides with a sequence of organic carbon enriched sediments (G. blowi zone), comparable to the Livello Selli in the Appennines and to the Niveau Goguel in the Vocontian Trough. The Aptian C-isotope excursion in the Southern Alps is documented into the foraminifera zone G. algeriana, while the Aptian C-isotope stratigraphy from the Vocontian Trough shifts to low C-isotope values between + 1.9 ‰ and -1.6 ‰ in the late Gargasian and Clansayesian. Positive $\delta^{13}\text{C}$ -values near +3.5 ‰ are again documented for the Clansayesian (Late Aptian) while the transition to Albian C-isotope values near +1 ‰ is dated as latest Aptian. Does the Vocontian C-isotope stratigraphy reflect fluctuations in the Aptian oceanic carbon isotope reservoir? The highly fluctuating C-isotope values in the late Aptian reaching values as low as -1.6 ‰ are clearly indicating a diagenetic overprint of original marine isotope signals. The Aptian C-isotope curve from the Vocontian Trough therefore cannot be used as a reliable record of the oceanic carbon reservoir. Of importance is the observation that the last positive $\delta^{13}\text{C}$ -values are found in late Aptian sediments and that the transition to low Albian C-isotope values dated as latest Aptian confirms earlier dating of Aptian C-isotope event in Atlantic sediments (e.g. Renard, 1986).

LISTE DES AUTEURS

AUTEURS	P NUMERO
ABERKAN M.	p. 1
ACCARIE H.	p. 3
AISSAOUI D.M.	p. 5
ALGOUTI A.	p. 7
ARBAY F.	p. 9, 19
ARNAUD M.	p. 27
ASTRUC J.G.	p. 269
AUBRY C.	p. 11
AUFFRET J.P.	p. 13
AVOINE J.	p. 15
BAGHLI M. K.	p. 17, 141
BAITELLI R.	p. 83
BALTZER F.	p. 237
BATSCHE H.	p. 245
BATTIAU-QUENEY Y.	p. 19
BEAUCHAMP J.	p. 7, 21
BEAUDOIN B.	p. 23, 25, 27, 119, 121, 159, 187
BEN HAJ ALI M.	p. 197
BEN ISMAIL K.	p. 121, 197
BEN MAMMOU A.	p. 271
BERNE S.	p. 13, 29
BERTRAND-AYRAULT M.	p. 279
BERTRAND-SARFATI J.	p. 31
BIBLIOTHEQUE ENSMP	p. 33
BIRCKEL P.	p. 141
BLANC J.J.	p. 35
BLANC-VERNET L.	p. 103
BOICHARD R.	p. 163
BONJOUR J.L.	p. 37, 39
BOUJU J.P.	p. 57
BOULVAIN F.	p. 41
BOUQUILLON A.	p. 43
BOURDEAU E.	p. 45
BOURILLET J.F.	p. 77
BREHERET J.	p. 299
BREYER R.	p. 47
BUFFARD R.	p. 51
BUROLLET P.F.	p. 53
BUSSON G.	p. 55
CAMOIN G.	p. 57
CAMPY M.	p. 59
CANU M.	p. 61
CASANOVA J.	p. 283
CASINI ROPA D.	p. 61
CASTAING P.	p. 29
CASTANIER S.	p. 63, 231
CHAMLEY H.	p. 65
CHARLES C.	p. 75
CHENET P.Y.	p. 161
CHERCHI A.	p. 293
CHUKWUEKE C.	p. 67
CIBAJ I.	p. 69, 261
CINER A.	p. 141
CLAUZON G.	p. 71, 73, 93, 281
COCHONAT P.	p. 75, 77, 213, 227, 259, 263
COCHRAN J.R.	p. 43

COJAN I.	p. 79, 81
CORREA I.	p. 83
COTILLON P.	p. 85, 97
COUREL L.	p. 87
COURJAULT-RADE P.	p. 45
CREMER M.	p. 89
CROUZEL F.	p. 91
CRUMEYROLLE P.	p. 93, 125
CRUMIERE J.P.	p. 95, 97
CRUMIERE-AIRAUD C.	p. 95
CUET P.	p. 201
CURZI P.V.	p. 61
CUSSEY R.	p. 171
DABARD M.P.	p. 39
DE FOUQUET C.	p. 99
DE RESSEGUIER A.	p. 101
DE WEVER P.	p. 193
DEBENAY J.P.	p. 143
DECONINCK J.F.	p. 3
DEGIOVANNI C.	p. 103
DELFAUD J.	p. 67, 105, 149, 217, 273
DESMAYSON Y.	p. 107
DESSAY J.	p. 109
DEYNOUX M.	p. 141, 235
DROZ L.	p. 259
DUGUE O.	p. 111, 113
DUPUIS C.	p. 123
DURAND J.	p. 171, 221
DURANTHON F.	p. 91
DURINGER P.	p. 115, 129
EL HATIMI N.	p. 117
EL HMAIDI A.	p. 133
EL KHANCHOUFI A.	p. 119
EL MAHERSSI C.	p. 121
ELKAMALI N.	p. 23
ERTUS R.	p. 123
ESCHARD R.	p. 125, 293
ESPITALIE J.	p. 95, 153
FAUGERES J.C.	p. 127
FLOQUET M.	p. 171
FRANCE-LANORD C.	p. 43
FRIES G.	p. 159
GALL J.C.	p. 129, 223
GENEY D.P.	p. 131
GENSOUS B.	p. 133
GIGOT P.	p. 275
GONTHIER E.	p. 127
GREGER B.	p. 75
GRIBOULARD R.	p. 127
GRIMALDI M.H.	p. 135
GUENDON J.L.	p. 185
GUILLOCHEAU F.	p. 17, 137, 139, 141, 173, 235
GUILLOU J.J.	p. 143
GUIRAUD M.	p. 145
GUY L.	p. 147
GUZMAN-VEGA M.	p. 149
HAMOUMI N.	p. 151
HANZO M.	p. 153

HOFFERT M.	p. 17, 75, 139, 141
HOGREL-MADE M.	p. 155
HOMEWOOD P.	p. 173
HOUEL P.	p. 125
HUMBERT L.	p. 109
IZART A.	p. 157
JACQUIN T.	p. 277
JAUTEE E.	p. 295
JOSEPH P.	p. 159, 161
KENIG F.	p. 163
LAMY AU ROUSSEAU R.	p. 59
LARSONNEUR C.	p. 165, 275
LAVAL F.	p. 167, 169
LAVILLE P.	p. 171
LE SUAVE R.	p. 75
LEDREZEN E.	p. 213
LEJAY A.	p. 141, 173
LENGUIN M.	p. 175
LENOBLE J.P.	p. 75
LERICOLAIS G.	p. 259
LESUEUR J.L.	p. 175, 281
LESUEUR P.	p. 177, 179
LIU X.B.	p. 87, 181
M'RABET A.	p. 197
MACCHOUR L.	p. 183, 257
MAGNIN F.	p. 185
MAILLART J.	p. 25, 187
MANIER E.	p. 189
MANSY J.L.	p. 261
MARABINI F.	p. 61
MARRAKCHI C.	p. 23
MARTIN Ph.	p. 185, 191
MARTINI R.	p. 193
MASSE J.P.	p. 195
MASSE P.J.L.	p. 195
MATHIS B.	p. 215
MATMATI F.	p. 197
MAURIN A.F.	p. 57, 63, 183, 231
McCAVE I.N.	p. 297
MEDJADJ F.	p. 199
MERCIER D.	p. 25, 189
MERMIGHIS A.	p. 233
MERZERAUD G.	p. 141
METTRAUX M.	p. 141
MEUNIER J.	p. 75
MICHARD A.	p. 43
MONFORT Y.	p. 275
MONTADERT L.	p. 293
MONTAGGIONI L.F.	p. 201
MONTY C.L.V	p. 203
MORENO C.	p. 251
MOUHOUBI M.	p. 17
MOULIN P.	p. 29
MOUSSINE-POUCHKINE A.	p. 31
MULLER A.	p. 249
MULLER C.	p. 77
MÜLLER D.W.	p. 65
NAIM O.	p. 201

NEGRA E.H.M.	p. 205
NESTEROFF W.D.	p. 207
NEURDIN-TRESCATES J.	p. 209
NICOUD G.	p. 59
NUNEZ DEL PRADO H.	p. 211
OLLIER G.	p. 213, 215
ORTUNO ARZATE S.	p. 217
ORZAG-SPERBER F.	p. 219
PABIAN-GOYHENECHÉ C.	p. 221
PAGES J.	p. 143
PAICHELER J.C.	p. 129, 223
PARIZE O.	p. 159, 225, 227, 253
PASCAL F.	p. 97
PAUTOT G.	p. 75
PELLINE C.	p. 215
PERRIN C.	p. 229
PERTHUISOT J.P.	p. 63, 231
PERTHUISOT V.	p. 57
PHILIP J.	p. 233
PIERRE C.	p. 65
PINAULT M.	p. 25, 27
PIPER D.J.W.	p. 259
PLAZIAT J.C.	p. 219
PLAZIAT J.C.	p. 237
POPOFF M.	p. 267
POUCHAN P.	p. 109
PROUST J.N.	p. 141, 235
PURSER B.H.	p. 219, 237
QUINIF Y.	p. 239
RAVENNE C.	p. 125
RAZIN P.	p. 241
REBELLE M.	p. 243, 245
RIOULT M.	p. 113
RIVIERE M.	p. 247
ROCHE M.	p. 249
ROMERO-SEGURA M.J.	p. 251
ROUCHY J.M.	p. 65
RUBINO J.L.	p. 73, 93, 147, 175, 253, 281
SABRIER R.	p. 255
SAHABI M.	p. 227
SAINT-MARTIN J.P.	p. 257
SAVOYE B.	p. 77, 227, 259
SCHEERENS S.	p. 261
SCHIEB T.	p. 77, 263
SCHNEIDER J.L.	p. 265
SENANT J.	p. 267
SIMON-COINCON R.	p. 269
SINKO J.A.	p. 177
SOUDET H.J.	p. 221
SOUSSI N.	p. 271
STEPHAN J.F.	p. 295
STOW D.A.V.	p. 43
TAEIB M.	p. 133
TALAH N.	p. 273
TASTET J.P.	p. 177
TAUPIN B.	p. 161
TESSIER B.	p. 275
THIRY M.	p. 81, 277, 279

THOMAS G.	p. 67
THOME M.	p. 281
THOUIN C.	p. 283
TIERCELIN J.J.	p. 43
TISOT J.P.	p. 263
TOUR J.	p. 285
TOURENQ J.	p. 289
TOUTIN-MORIN N.	p. 291
TREMOLIERES P.	p. 147, 293
TRIBOVILLARD N.P.	p. 295
TRONCHETTI G.	p. 195, 233
VAN BUCHEM F.S.P.	p. 297
VAN der GAAST S.J.	p. 203
VAUDOUR J.	p. 185
VINSOT A.	p. 279
Von STEMPEL C.	p. 245
WALKER P.	p. 13
WANG. H.	p. 87
WEBER O.	p. 29, 177, 179
WEISSERT H.	p. 299
WESTALL F.	p. 203
WILIAMSON D.	p. 133
ZANINETTI L.	p. 193

LISTE DES PUBLICATIONS

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

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

Pour tout renseignement complémentaire, s'adresser à :

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

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

Dépôt légal : 4ème trimestre 1989

2^{ème} Congrès Français de Sédimentologie

- Tectonique et sédimentation
- Anatomie sédimentaire
- Sédimentologie marine
- Sédimentologie gravitaire
- Géochimie
- Cycles sédimentaires
- Méthodes et quantifications
- Biosédimentologie
- Diagenèse
- Matière organique
- Evaporites
- Karsts
- Sédimentation fluvio-deltaïque

ISSN 0990-3925
ISBN 2-907205-09-9