SOTRAT

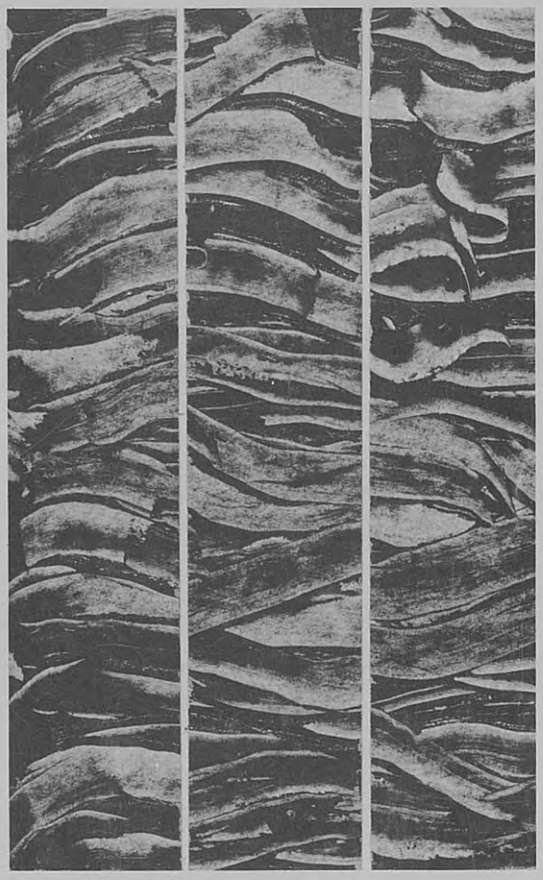
Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul - Sabatier Toulouse

série 1 : communications

LES ÉVÉNEMENTS DU PASSAGE LIAS-DOGGER

Séance spécialisée S.G.F. / C.F.S. / A.G.S.O.

Toulouse, 20 - 21 mars 2000



Vol 10 - 2000

UNIVERSITÉ PAUL SABATIER - TOULOUSE III

Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires

STRATA

Série 1 - vol. 10

LES ÉVÉNEMENTS DU PASSAGE LIAS - DOGGER

Toulouse, 20 - 21 Mars 2000

Réunion spécialisée
de la Société Géologique de France,
du Comité Français de Stratigraphie et
de l'Association des Géologues du Sud-Ouest
avec la participation
du Groupe Français d'Etude du Jurassique
et de l'Association des Géologues du Bassin Parisien

organisée par

l'Université Paul Sabatier
Le Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse

Comité d'organisation

Jacques REY (Université Toulouse III)
Jacques THIERRY (Président du Comité Français de Stratigraphie, Université de Dijon)
Christian GAILLARD (Président du Groupe Français d'Etude du Jurassique, Université Lyon I)
Michel BILOTTE (Président de l'Association des Géologues du Sud-ouest, Université Toulouse III)
Frank HANOT (Président de l'Association des Géologues du Bassin Parisien)
Serge ELMI (Université Lyon I)
Pierre-Charles de GRACIANSKY (Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris)

et

Joseph CANEROT, Bernard ANDREU, Richard CISZAK, Agnès LENOIR, Carine LEZIN,
Elie-Jean DEBROAS, Paule EICHENE, Françoise RONCHINI (Université Toulouse III)
Francis DURANTHON (Muséum d'Histoire Naturelle de Toulouse)

Soutiens financiers et matériels

Université Paul Sabatier
Institut des Sciences de la Terre
Mairie de Toulouse
Conseil Régional Midi-Pyrénées
B.R.G.M.

Conception et réalisation

Jacques REY et Françoise RONCHINI

INDEX DES CONFÉRENCES, RÉSUMÉS, COMMUNICATIONS ET POSTERS

Conférences et communications

S. CRESTA 8
Définition of the Global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Aalenian (Middle Jurassic) and the Toarcian-Aalenian boundary.

S. CRESTA 13
Toarcian - Aalenian ammonite biostratigraphy in the Monte Nerone area (Central Apennines, Italy).

M.H. HENRIQUES 20
Le G.S.S.P. du Bajocien (Cabo Mondego, Portugal).

M.H. HENRIQUES et R. MOUTERDE 23
Importance des Graphoceratidés dans les associations enregistrées au G.S.S.P. du Bajocien (Cabo Mondego, Portugal).

P. NEIGE, S. ELMI et L. RULLEAU 28
Disparité des ammonites au passage Lias - Dogger : approche morphométrique.

M.H. HENRIQUES 31
Biostratigraphie (Ammonoidea) du passage Lias - Dogger dans le Bassin lusitanien : la coupe de São Gião (Portugal).

Y.ALMERAS et Ph. FAURE 36
Les changements fauniques chez les brachiopodes au passage Toarcien - Aalénien en domaine nord-téthysien occidental.

Th. JACQUIN, R. DUNAY et M. THOMSEN 39
The Brent delta complex : a record of the Mid Cimmerian unconformity in the North Viking Graben (North Sea).

L.H. NIELSEN, J. ANDSBJERG, K. DYBKJÆR et P.N. JOHANNESSEN 43
Tectonic and eustatic forcing on depositional environments in the Danish Basin and Danish Central Graben near the Lias - Dogger boundary .

P.C. de GRACIANSKY, Th. JACQUIN et E. POLI 46
Evolution des structures au passage Lias - Dogger dans le Bassin de Paris d'après les données de subsurface.

C. DURLET, J. THIERRY et M. AYCARD-GORGI 49
La transgression aaléno-bajocienne sur le Sud Est du Bassin parisien : implications tectoniques et séquentielles.

J.P. GELY et J. LORENZ 53
Le passage Lias - Dogger dans le Berry entre les blocs armoricain et bourguignon.

C.LEZIN, J. REY, R. CUBAYNES et Th. PELISSIE 54
Evolution polyphasée du bassin quercynois entre le Toarcien supérieur et le Bajocien inférieur.

C. DURLET, C. LEZIN, Th. PELISSIE, J. LORENZ et J.P. GELY 56
Les indices d'émersion dans les dépôts aaléno-bajociens des pourtours du Massif Central.

L. RULLEAU et S. ELMI 59
Le passage Lias - Dogger dans la région lyonnaise.

R. CISZAK, B. PEYBERNES, Ph. FAURE et J. THIERRY 61
Géométrie et enchaînement des séquences de dépôt aaléno-bajociennes dans les Grands Causses (France).

P. COURJAULT-RADE, A. BOYCE, A. FALLICK, M. MUNOZ et F. TOLLON 64
La transition Lias - Dogger : un épisode hydrothermal à la bordure orientale du Bassin d'Aquitaine (Albigeois et NW Montagne Noire).

J. DELFAUD, J. REVERT et R. SABRIER 67
La limite Lias - Dogger et la naissance de la plate-forme occitane.

D. VASLET , J. LE METOUR, Y.M. LE NINDRE 70
Les événements du passage Lias - Dogger au Moyen-Orient.

C. ROBIN, F. GUILLOCHEAU, S. GORICAN, F. BECHENNEC et J. MARCOUX 74
La limite Lias - Dogger : un événement majeur sur la paléomarge téthysienne de l'Oman.

A. BARTOLINI, P.O. BAUMGARTNER et F. CECCA 76
Sédimentation radiolaritique et crises de la productivité carbonatée dans le domaine téthysien occidental pendant le Dogger.

M. COBIANCHI et V. PICOTTI 79
Sedimentary and biological response to sea-level and paleoceanographic changes of a Lower - Middle Jurassic Tethyan platform margin (Southern Alps, Italy).

A. LUALDI 80
Syn-rift karstic fillings as witness of Early - Middle Jurassic events in the Alpes Maritimes (Ligurian - Briançonnais Domain).

M. FLOQUET, D. MARCHAND, B. SIDA et D. CONTINI 83
Monticules micritiques à spongiaires et discontinuités sédimentaires marqueurs de l'ennoiement de la plate-forme carbonatée de Basse Provence à l'Aalénien supérieur - Bajocien inférieur.

L.V. DUARTE, M. KRAUTTER et A.F. SOARES 86
Faciès à spongiaires dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal) : contexte sédimentologique et paléogéographique.

M. SOUSSI, R. ENAY et C. MANGOLD 89
Le passage Lias - Dogger en Tunisie.

L. ZITOUNI, J. SAADI, M. BEDIR et C. BOBIER 90
Signatures géophysiques des séquences du jurassique inférieur et moyen de subsurface des bassins téthysiens des Atlas tunisiens. Interprétation géodynamique et essai de comparaison à l'échelle de la marge nord-africaine.

L. MEKHALI et S. ELMI 92
Le passage Lias - Dogger dans les monts des Ksour : enregistrement des événements sédimentaires, tectoniques et eustatiques (Atlas saharien, Algérie).

A. SEBANE, M. BENHAMOU et S. ELMI 93
Le Toarcien et l'Aalénien de l'Oued Fodda (Ouarsenis, Algérie occidentale) : divisions stratigraphiques et événements sédimentaires.

M.K. KERDJIDJ et M. MAHMOUDIA 96
Quelques aspects de la paléogéographie au passage Lias - Dogger du bassin de Oued Mya (Sahara central, Algérie).

R. CHAOUCHI, B. FEKIRINE et H. AIT SALEM 99
Lower jurassic event stratigraphy, Saharan Platform, Algeria.

H. EL ARABI, B. OUAHHABI et A. CHARRIERE 100
Le Lias supérieur et le début du Dogger dans la partie sud-occidentale du Moyen-Atlas (Maroc): précisions stratigraphiques et organisation paléogéographique.

H. IBOUH, D. CHAFIKI, M. BOUABDELLI, A. SOUHEL, F. EL BACHRI, H. EL HARIRI et J. CANEROT 103
Rôle de la tectonique distensive du Toarcien inférieur dans l'évolution de la chaîne haut-atlasique centrale du Maroc.

E.M. MOUGUINA, H. IBOUH, D. CHAFIKI, M. BOUABDELLI et J. CANEROT 106
Tectonique syn-sédimentaire au passage Lias - Dogger associée aux montées précoces des intrusions magmatiques jurassiques dans le Haut Atlas central (Maroc).

E.H. CHELLAI et M.L. MAHMOUDI 108
Les événements géodynamiques au passage Lias - Dogger à l'échelle du Haut Atlas de Marrakech (Maroc).

D. SADKI 109
Le Lias supérieur et la base du Dogger, une période de bouleversements bio-sédimentaires et tectono-eustatiques dans le Haut Atlas central marocain.

B. IGMOULLAN, B. FEDAN, D. SADKI, F. BENJELLOUN et Z. SAADI 112
Evolutions toarcienne et aaléno-bajocienne du domaine des chaînes atlasiques marocaines.

A. CHARRIERE 114
Une interprétation de l'évolution structrurale de la marge atlasique marocaine entre le Lias et le Dogger.

L. METODIEV 117
Etude de la limite Toarcien - Aalénien et stratigraphie de l'Aalénien dans quelques coupes du Mont Balkan occidental et central en Bulgarie.

Posters

J. THIERRY, C. DURLET et D. MARCHAND 123
Lithostratigraphie, biostratigraphie, sédimentologie et analyse séquentielle au passage Lias - Dogger en Bourgogne.

Ph. FAURE, C. LEZIN et R. CUBAYNES 127
Le découpage biochronologique du Toarcien supérieur par les Ammonites (zones à Pseudoradiosa et à Aalensis) du Sud de la France (Lot, Lozère, Aveyron).

L. O' DOGHERTY, J. SANDOVAL et J.A. VERA 130
Sea-level changes and ammonite faunal turnover during the late Toarcian - early Bajocian in the Betic Cordillera, Southern Spain.

A. GOY, M.H. HENRIQUES, J. SANDOVAL et S. URETA 133
Stratigraphic events at the Lias - Dogger boundary in Iberia : Betic and Iberian Cordilleras and Lusitanian basin.

R. AZIZI KADMIRI, N. LACHKAR, E.H. CHELLAI, H. BEN ISMAIL et M. SOUSSI 137
Strratigraphie séquentielle et évolution paléogéographique et géodynamique de la série du Lias supérieur - Dogger du bassin d'Imilchil (Haut-Atlas Central, Maroc).

C. DURLET, C. LEZIN et E.H. CHELLAI 138
Progradations aaléno-bajociennes de la plate-forme saharienne dans le sillon atlasique du Djebel Mijdider, Maroc.

CONFÉRENCES

RESUMÉS

COMMUNICATIONS

DEFINITION OF THE GLOBAL BOUNDARY STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP) OF THE AALENIAN (MIDDLE JURASSIC) AND THE TOARCIAN-AALENIAN BOUNDARY

Stefano CRESTA

Convenor of the Aalenian Working Group - ISJS

Introduction. - Multidisciplinary research on the boundary stratotype, developed over many years by the Aalenian Working Group (AWG), was brought to a conclusion in 1998 with the nomination of the Fuentelsalz section at the Iberian Cordillera, Spain, as the best outcrop for defining the Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Stage. After a positive ballot within the AWG, the resolution was submitted in late 1998 to the International Subcommission on Jurassic Stratigraphy (ISJS) where the overwhelming majority of voting members expressed a positive answer (18 answers (90%) have been returned: 16 (80%) answered yes, 1 answered no and 1 answered yes provided a slight, formal, change to be included in the proposal). During the second half of 1999 the proposal was consequently submitted to the International Commision on Stratigraphy where voting members expressed a positive answer to.

The lower boundary of the Aalenian Stage - The original definition of the Aalenian Stage dates back to 1864 (Ch. Mayer, tableau synchronistique des terrains jurassiques) with geographic references to Aalen on northern side of the Swabischen Alb (south Germany). The Stratotype of the Stage has been recently discussed by Rieber (1977, 1984), Dietl & Etzold (1977), Ohmert & Zeiss (1988).
On the basis of ammonite fossil assemblages, the European primary standard Aalenian Stage comprises 4 "Standard Chronozones" (Opalinum, Murchisonae, Bradfordensis, Concavum), further subdivided into 9 Subzones (Opalinum, Comptum, Haugi, Obtusiformis, Murchisonae, Bradfordensis, Gigantea, Concavum, Formosum), which have been tentatively correlated with the standard ones proposed for the Pacific Realm (Hillebrandt and others, 1992, p. 254; Contini and others, 1997, p. 40).
The base of the Stage is therefore taken at the base of the *Leioceras opalinum* Zone and Subzone. The biochronological correlation power of the European Ammonite Biozones thus would spread out the palaeobiogeographical sectors where they are usually recognized and applied. Other biostratigraphic zonal schemes are in progress, e.g. for calcareous nannofossils, palinomorphs, brachiopods, ostracods and forams.
The Aalenian is divided in three substages: the European Lower Aalenian includes the *Leioceras opalinum* Zone. The base of the *Leioceras opalinum* Zone is traditionally used to determine the base of the Substage. For its recognition, in many Jurassic Colloquia (Erlangen, 1984; Lisboa, 1987; Poitiers, 1991; Mendoza, 1994; Vancouver, 1988) and related AWG meeting (Morton, 1991; Cresta and Pavia, 1994), the evolution of the ammonite Subfamily Grammoceratinae and Leioceratinae has been stated as providing the highest biostratigraphical resolution. In particular the first occurrence of the species of the genus *Leioceras*, evolved from *Pleydellia*, has been largely accepted as being the biochronological event which best enables recognition of the basal boundary of the Aalenian Stage.
The recent usage means that the *Leioceras opalinum* Zone is an Assemblage Zone in the sense of the International Stratigraphic Guide (Salvador, 1994). It is mainly characterized by species of the genus *Leioceras*. On the basis of the more recent literature, the lower boundary of the L. *opalinum* Zone can be assumed to be marked by the first occurence of the ammonite assemblage with *Leioceras opalinum* and related species (*L. lineatum, L. costosum*). Latest forms of the evolutionary transition *Pleydellia-Leioceras* (*Pleydellia misera, P. buckmani*) are referable to the lowermost Aalenian. (Ohmert, 1996; Goy and others, 1996).

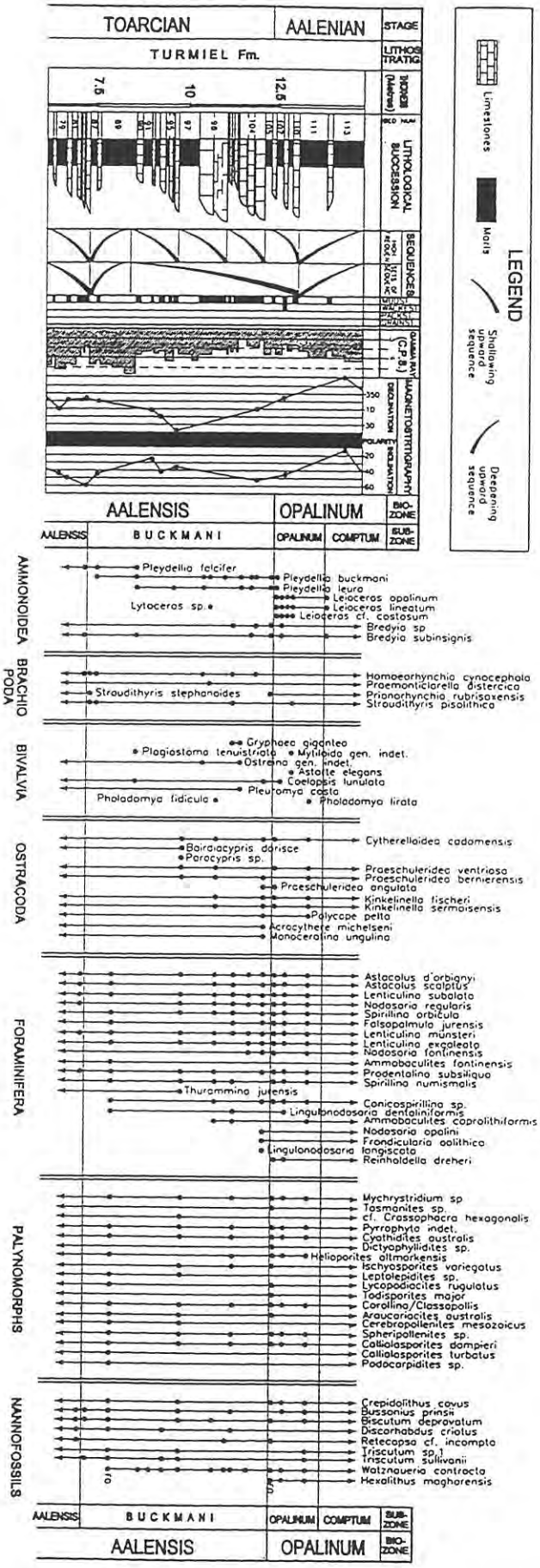


Fig. 1 - The main events in the Toarcian-Aalenian transition at Fuentelsaz section.

Two sections have been demonstrated to be the best for recording such a biostratigraphic datum: Fuentelsaz at Nuevalos in Spain and Wittnau at Freiburg in south Germany. Both sections are equally good for documenting the evolutionary lineage within the ammonite Subfamilies Grammoceratinae/Leioceratinae and the early development of *Leioceras* ; both sections are equally good in variability of represented fossil groups. Unfortunately geomagnetic measurements elaborated from the clay pit as well from the corehole Wittnau (Rolf, in Ohmert, 1996) failed to provide a well defined magnetostratigraphic record.
In conclusion, the lower boundary of the *Leioceras opalinum* Zone in the Fuentelsaz section can be used to define the GSSP for the base of the Aalenian Stage.

Improving the proposal for the GSSP - Since 1991 the AWG members met three times (1991, 1994, 1996) both to discuss the biostratigraphical key defining the Aalenian basal boundary and to develop a common proposal for the Aalenian GSSP according to the Guideline of the ICS (Cowie and others, 1986; Remane and others, 1996). The work concentrated on the Fuentelsaz and Wittnau sections, as no further proposals have been presented. *Portree, Isle of Skye, Scotland, April, 1991 (Morton, 1991)* - During lectures, the Wittnau section (Ohmert and others) and Fuentelsaz section (Goy and Ureta) has been proposed as a candidate for GSSP of the Aalenian Stage.
Marrakech, Morocco, May 1994 (Cresta and Pavia, 1994) - During lectures both candidate sections were represented with new and up-to-date information useful for the selection of the basal boundary stratotype of the Aalenian Stage.
Nuevalos and Freiburg, September 1996 (Cresta, Aalenews n.6) - On this occasion the candidate sections were visited by the AWG. Two field trip days have been spent to check and deepen the stratigraphic data collected from Fuentelsaz and Wittnau sections and it is now evident that the information available is the best we could presently obtain. Thirty-two workers attended the meeting and the following countries were represented: Algeria (1), Canada (1), France (3), Germany (6), Great Britain (1), Italy (7), Portugal (1), Spain (10), Switzerland (1). The discussion on GSSP took place in Freiburg on september 25 with the attendance of 26 AWG members and the session actually concentrated on Fuentelsaz and Wittnau sections already discussed twice (Skye 1991, Marrakech 1994).
Following the discussion, the AWG fixed the lowest distinguishable, correlatable Aalenian faunal horizon: at Wittnau Ohmert's (1996, fig.22) *misera* horizon (bed 20b) with both *Leioceras opalinum* and *Pleydellia misera* plus *P. buckmani* ; at Fuentelsaz an *opalinum* horizon (bed 107), not so far expressly described as such with *L. opalinum* , *L. lineatum* and *P. buckmani.*
The ballot within the Aalenian Working Group, winter 1997 - The vote involved the directory af the AWG. Voting papers were mailed to 46 colleagues (Europe 37: France 5, Germany 7, Italy 8, Polonia 1, Spain 8, England 4, Portugal 1, Switzerland 2, Svezia 1; North and South America 8: Argentina 3, USA 2, Canada 3; Africa 2 (Morocco), Asia 2 (Iran 1, Japan 1).
The ballot offered a triple choice: (1) selection of the Wittnau section for Aalenian GSSP; (2) selection of Fuentelsaz section for Aalenian GSSP; (3) abstention meaning that a different section would be proposed. Options (1) and (2) were documented by reports.
By the deadline for the ballot, 31 answers (70%) had been returned: 9 (30%) for Wittnau; 18 (60%) for Fuentelsaz; 4 (10%) abstentions. The resolution to define the GSSP of the Aalenian Stage in Fuentelsaz was presented during the meeting of the ISJS (Canada, 1998).

Conclusions - The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Aalenian Stage, is formally proposed at the base of bed FZ107 of the Fuentelsaz section at Nuevalos (Spain) (Fig. 1). In summary this section fulfills the following requirements :
(1) Global scale correlation by means of ammonite; in particular, with the first occurence of *Leioceras opalinum*. The *L. opalinum* Subzone in the Fuentelsaz section is characterized by the appearance of the first representatives of the genus *Leioceras*, that coexist with the last representatives of the genus *Pleydellia (P. buckmani, and P. leura).* The species *L. opalinum* and *L. lineatum* appear simultaneously. As to Hammatoceratinae, *Bredyia subinsignis* is still present.
This horizon is perfectly correlatable with the Wittnau section where the base of the *L. opalinum* biozone is defined by the *Pleydellia misera* biohorizon, characterized by *L. opalinum*, *L. subcostosum*, *L. subglabrum*, *L. partitum* and the last representative of the genus *Pleydellia* (*P. falcifera, P. misera, P. buckmani*).
(2) absence of unconformities in the interval from upper Toarcian to lower Aalenian in a section with continuous exposure from *P. aalensis* to *L. comptum* Subzones.

(3) The sediments corresponding to the uppermost Toarcian and lower Aalenian are constituted by two main lithologies (total thickness 36 metres), which are organized in elemental sequences composed of marly and calcareous term. These two lithologies irregularly alternate and constitute a rhythmic succession, except for the upper portion of the section (*L. comptum Subzone*) where limestones are predominant and marly components are very reduced in thickness. The *P. aalensis* Zone, as well the base of the *L. opalinum* Zone, is characterized by the presence of shallowing-upward sequences, except for a small deepening episode localized at the limit between the *P. aalensis and P. buckmani* Subzones.

In the central part of the Iberian Range the sedimentation took place in a platform or external ramp environment, open and well communicated, under relatively undisturbed hydrodynamic conditions below the wave base but, at the same time, not at high depth. In general the bottom must have been well oxygenated to allow colonization by benthonic organisms, producing the high abundance and diversity of well preserved fossils.

(4) Ammonite, bivalves, brachiopods, ostracods, palinomorphs, foraminifera and calcareous nannofossils studies have been completed.

The ammonite assemblages are relatively rich in specimens. generally they are in a good state of preservation (complete specimens with the peristome preserved). This indicates that most of them have accumulated in situ and that redeposition is not common. No evidence of reworking has been found. It has been established that the subsequent assemblages are mainly made up of adult and young specimens of the macro- and microconch forms, especially in the *P. aalensis* Zone and in the lower and middle part of the *L. opalinum* Zone.

Eleven different species of brachiopods have been distinguished in the *P. aalensis* and *L. opalinum* Zones. The stratigraphical distribution of these species basically coincides with what has been observed in other parts of the Iberian Range, although the more marly nature of the sediments in this section in the time interval considered, when compred to the other areas of the basin, probably serves to influence the distributions.

Several bivalves taxa are represented at the beginning of the succession, in Toarcian sediments of the top of the *D. pseudoradiosa* Zone and the *P. mactra* Subzone. The maximum of abundance and diversity for the whole section occurs near the middle *P. mactra* Subzone. Diversity decreases slowly in the *P. aalensis* Subzone, but this trend is inverted in the *P. buckmani* Subzone. In the *L. opalinum* Zone bivalve taxa are very scarce.

The foraminifera assemblages consist largely of calcareous hyaline species dominated by lenticular forms of the family Vaginulidae. A total of 62 benthic taxa were recognized from the Upper Toarcian to the Lower Aalenian. Agglutinated foraminifera, mainly Saccamminids and Lituolids, were identified in most of the samples. Spirillinids are common throughout all the interval, while Ophtalmidids and Ceratobuliminids are present in small numbers.

In the ostracod assemblages of the *P. aalensis* and *L. opalinum* Zones, the species of the genus *Praeschuleridea* are predominant. Therefore, and for a biostratigraphic point of view, the most important out of those described in our material : *P. bernierensis*, *P. angulata*, *P. ventriosa*, together with *Kinkelinella sermoisiensis* and *K. fischeri*, are present throughout the study period.

A preliminary palynological study on samples from the Toarcian and Aalenian interval has been undertaken. The study has revealed the presence of a well preserved palynological asemblage consisting of spores, pollen grains, acritarch and other organic walled microplankton, such as Tasmanaceae. A total of 18 species has been recognised.

The calcareous nannofossils from the *P. aalensis* to *L. opalinum* subzones show generally moderately preserved and rare to common assemblages.

(5) No structural complexities or metamorphism.

(6) Possible correlatable palaeomagnetic results with an inversion from reversed to normal polarity in the *P. aalensis* subzone.

The magnetostratigraphy of the section is characterized by the existence of a normal polarity interval at the base (N1) which extends between level FZ22 and level FZ54. This is followed by a reversed polarity interval (R1) comprising levels FZ56 to FZ76-86. The reversed interval is overlain by another interval of normal polarity (N2) defined by level FZ88 and FZ163 includin however several gaps. The reversed magnetozone R1 extends between the *P. mactra* and *P. aalensis* Subzones and can be correlated with the reversed interval that appears in the Lower and Middle Jurassic magnetostratigraphic column proposed by Gradstein and others (1994).

(7) Easy accessibility of the section well exposed on the cliff at Fuentelsaz.

Aknowledgments - The present report is the result of hard work by many members of the Aalenian Working Group, namedly the Spanish team with Antonio Goy, Soledad Ureta Carmen Arias, Julio Bernad, Eduardo Barron, M™ Luisa Canales, Fernando Garcia Joral, Paola R. Gialanella, Juan JosÈ Gomez, Concha Herrero, Gemma Martinez, M™ Luisa Osete, Nicola Perilli and Juan JosÈ Villalain.

References

Cowie J.W., Ziegler, W., Boucot, A.J., Basset, M.G. and Remane, J., 1986, Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS): Courier Forschunginstitut Senckenberg, v.83, pp. 1-14.

Contini D., Elmi S., Mouterde R. and Rioult M., 1997, Aalenien. In Cariou E. and Hantzpergue P. eds, Biostratigraphie du Jurassique ouest-europÈen et mÈditerranÈen, pp. 37-40.

Cresta, S. and Pavia, G, eds, 1994, Proceedings of the 3rd international meeting on Aalenian and Bajocian stratigraphy: Miscellanea del Servizio Geologico d'Italia, v.5, 321 pp.

Dietl,G. and Etzold, A., 1977, The Aalenian at the Type Locality. Stutgarter Beitrage fur Naturkunde (B), v. 30, 13 pp.

Goy, A. and Ureta, S., 1991, The lower boundary of the Aalenian in the Fuentelsaz section (Iberian Range, Spain). Conference on Aalenian and Bajocian Stratigraphy. Isle of Skye. N. Morton (ed.), Birkbeck College, Univ. of London: 33-47.

Goy, A., Ureta, S., Arias, C., Canales, M.L., Garcia Joral, F., Herrero, C., Martinez, G. and Perilli, N., 1994, The Fuentelsaz section (Iberian Range, Spain), a possible Stratotype for the base of the Aalenian Stage. Miscellanea del Servizio Geologico Nazionale, 5: 1-31.

Goy, A., Ureta, S., Arias, C., Canales, M.L., Garcia Joral, F., Herrero, C., Martinez, G. and Perilli, N., 1996, Die Toarcium/Aalenium-Grenze im Profil Fuentelsaz (Iberische Ketten, Spanien). In Ohmert, W., ed., Informationen, 8, pp. 43-52.

Hillebrandt, A. von, Smith, P., Westermann, G. E. G. and callomon, J. H., 1992, Ammonite zones of the circum-Pacific region. In Westermann G. E. G., ed., The Jurassic of the circum-Pacific: Cambridge University Press, 676 p.

Mayer-Eymar, C., 1864, Tableau synchronistique des terrains jurassiques, Zurich.

Morton, N., ed., 1991, Proceedings of Conference on Aalenian and Bajocian Stratigraphy, Isle of Skye, Scotland, 13-20 April, 1990. Birkbeck College, University of London Press, 129 p.

Ohmert, W. and Zeiss, A., 1988, Toarcian/Aalenian. In Rocha, R.B. and Soares, A., eds. Proceedings 2nd Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy, Lisboa.

Ohmert W. ed., 1996, Die Grenzziehung Unter-/Mitteljura (Toarcium/Aalenium) bei Wittnau und Fuentelsaz. Beispiele interdisziplinarer geowissenschaftlicher Zusammenarbeit. Geologisches Landesamt Baden-Wurttemberg, Informationen, v. 8, 53 pp.

Ohmert, W., Prauss, M. and Weiss, M., 1991, The Toarcian-Aalenian boundary at Wittnau (Oberrhein area, south-west Germany), a possible boundary Stratotype for the Aalenian. In Morton, N., ed., 1991, pp. 7-31.

Remane, J., Bassett, M.G., Cowie, J. W., Gohrbandt, K. H., Lane, R. H., Michelsen, O. and Naiwen W., 1996, revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). Episodes, v. 19/3, pp. 77-81.

Rieber, H., 1977, Remarks to the Aalenian of the Swabian Alb. Stuttgarter Beitrage fur Naturkunde, B, v. 29, pp. 1-5.

Rieber, H., 1984, Report of the Aalenian Working Group. Aalenian, present status and open problems. In Michelsen O. and Zeiss A. eds. proceedings of 1st Int. Symp. on Jurassic Stratigr., v. 1, pp.45-54.

Rolf, Ch., 1996, Geomagnetische Messungen an den Kernen der KB Wittnau. In Ohmert W., ed., 1996, pp. 15-17.

Salvador, A., ed., 1994, International Stratigraphic Guide - a guide to stratigraphic classification, terminology and procedure, 2nd edition. IUGS and the Geological Society of America, 214 pp.

TOARCIAN-AALENIAN AMMONITE BIOSTRATIGRAPHY IN THE MONTE NERONE AREA (CENTRAL APENNINES, ITALY)

Stefano CRESTA

Via della Stazione di San Pietro 16, 00165 - Roma (IT)

Detailed studies on ammonites biostratigraphy have been worked out in many Jurassic outcrops in the umbro-marchean zone ; the Monte Nerone area is however the only one allowing, in less than ten square km, the study of all the ammonites zones recognisable in the Sinemurian-Tithonian interval. This is the reason why it is proposed as a key locality for biostratigraphic reconstruction within the Mediterranean Province. The paleogeographic framework, detailed by Santantonio (1994) arranges the Jurassic sections afterwards treated, in pelagic carbonate platform (PCP) and basin sequences; the ammonites biostratigraphy of the middle Pliensbachian-Aalenian interval, represented in both the paleogeographic frameworks, shows the same bioevents sequence. The Sinemurian of the PCP sequences is in shallow water facies (*Calcare Massiccio*) and fossil ammonites levels are not registered, with the only exception of the Pieia and Gorgo a Cerbara outcrop (Cecca et *alii* , 1990) in which, however, the depositional liassic geometry assumes anomalous character. The upper Aalenian-lower Bajocian and Kimmeridgian-Tithonian sequence includes ammonites only in the PCP areas.
The biostratigraphic study is based upon the sections sampled in Bosso zone (basin), Pieia-quarry (slope), Bugarone-quarry (PCP), Pian del Sasso (PCP), Ranchetti-quarry (PCP), Collungo (PCP), Pisciarello-stream (PCP-margin), Campo al Bello (PCP), Ranchi (PCP-upper slope), Infernaccio (PCP-upper slope), Presale-stream (PCP), Gorgo a Cerbara (basin). The reference area for the lower and middle-upper Lias (Bucklandi - Levisoni Zones) is the basin sequence exposed in the Bosso valley (River, Stirpeto, Eremita, Lecceti); for the upper Lias and lower Dogger (Bifrons - Humphriesianum Zones) is the upper slope sequence between Monte Nerone PCP and Gorgo a Cerbara basin; for the Malm (Divisum - Durangites Zones) is the Monte Nerone PCP sequence. The biostratigraphic considerations will however take into account all the outcrops of the considered intervals, quoted in the text as auxiliary sections.
The Standard Ammonite Zonation adopted as reference is the one proposed by the Groupe Français d'étude du Jurassique (1997) because it updates the tethyan framework giving also account in the same time on the surveyed peculiarities in the different paleogeographic dominions.

The biostratigraphic description of the **Toarcian Stage** is materialised in the Bosso-Lecceti (lower Toarcian) and Ranchi (middle-upper Toarcian) sections; auxiliary sections are Bugarone quarry (Meneghinii and Aalensis Zones), Gorgo a Cerbara (Polimorphum, Bifrons, Gradata, Meneghinii and Aalensis Zones), Campo al Bello (Aalensis Zone).
The reference window for the lower Toarcian outcrops along the left side of the Bosso River, locality "I Lecceti" and it is achievable by a gangway suspended some hundreds metres SW of Secchiano. Faraoni et alii (1994) sampled an interval 6.5 metres thick in which they recognised 13 fossiliferous levels.
The reference window for the middle-upper Toarcian outcrops on the right side of the gorge engraved in the northern slope of Monte Nerone in a zone called "I Ranchi" at an altitude of 900 metres (Cresta et *alii* , 1995). The sampling involved about 10 metres of marly-clayed nodular sequence articulated in 53 layers and 43 fossiliferous levels (fig. 1).
Polimorphum Zone - In the Bosso-Lecceti section we refer to this unit 5 layer, 1,5 metres thick, inside which 5 fossiliferous leves were recognised. The Zone is characterised in its lower part by the *D.* (*Eodactylites*) genus and by the persistence of the species association of Domerian affinity (Hildoceratinids and Phylloceratids). It includes two associations the lower of which is characterised by

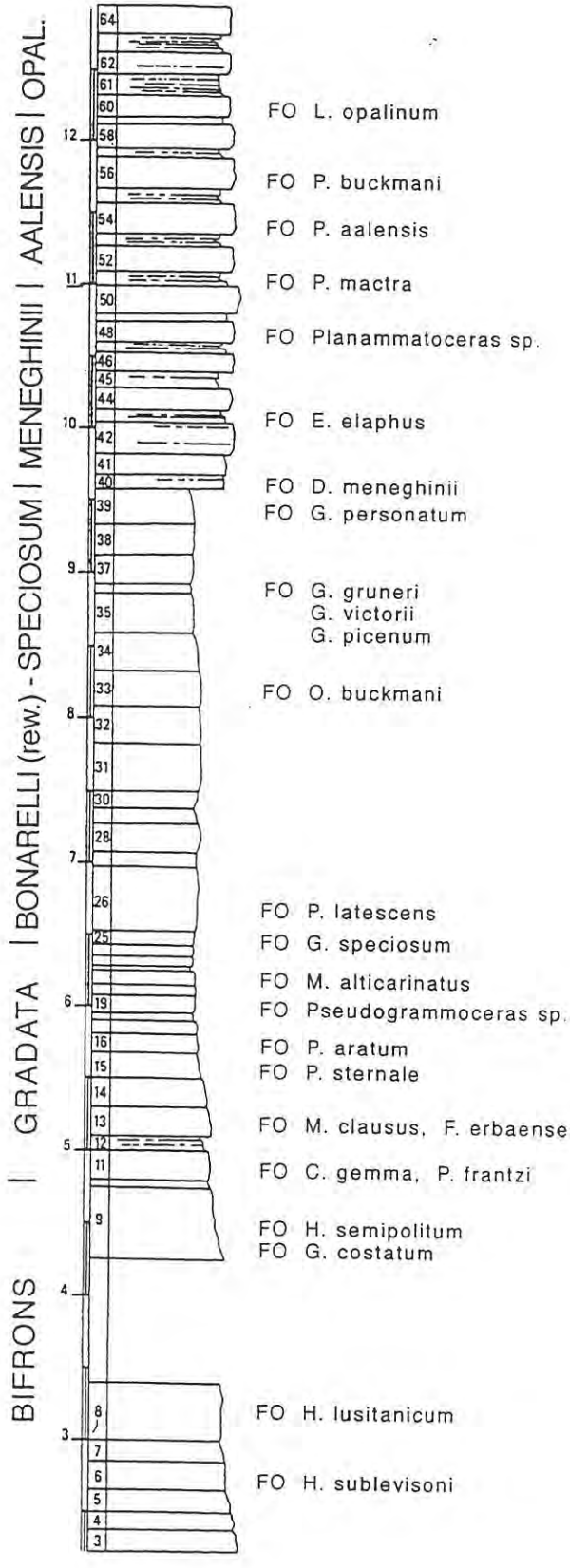


Fig. 1 - The main ammonite events in the Toarcian of Ranchi section.

D. (Eodactylites) mirabile, D. (E.) polimorphum, D. (E.) simplex, D. (E.) pseudocommune (faunula 1 by Cresta et *alii*, 1995), while the upper one by Dactylioceratids close to *Orthodactylites* (*Secchianoceras Venturi*), from the last differentiation of *Neolioceratoides* (incl. *Petranoceras Venturi*) and by a Toarcian acme of *Protogrammoceras bassanii*. This association has not yet been found on the PCP areas where the Zone is concentrated inside a hard-ground. As previously told, several species of domerian affinity are present in association here and in the other outcrops belonging to *Fontanelliceras, Distefania, Canavaria, Geyeroceras, Meneghiniceras, Calaiceras* and *Harpophylloceras* genus.

Same association were described by Kalin & Ureta (1988) in Gorgo a Cerbara containing the following species: *D. (Eodactylites) mirabile, D. (E.)* cf. *polymorphum, D. (E.) pseudocommune, Neolioceratoides schopeni, N. hoffmani.*

Levisoni Zone - In this unit, 5 metres thick, recognised inside a marly sequence with isolated nodular episodes only in the Bosso-Lecceti section, 8 fossiliferous levels were identified. The Zone is characterised in the lower part by *Rakusites tuberculatus*, *Taffertia taffertensis*, *Nodicoeloceras gr. merlai* and by small shapes with harpoceratoid morphology belonging to the *Hildaites* genus (*H. exilis, H. striatus*). For this association, coinciding with the faunula 2 by Cresta et *alii* (1995, Presale section), Faraoni et *alii* (1994) propose the use of the *Hildaites striatus* Subzone.

In the upper part of the unit the striated morphologies are replaced by species with strong, sinuous, rare ribs, separated by intercostal spaces as large as the ribs themselves (*H. eremitensis, H. pseudolevisoni, H. undicosta*). Together with these, *Orthildaites douvillei, Praemercaticeras* sp. can be found, as well as several species of Dactylioceratids, still waiting for a better palaeontology classification. For this association, coinciding with the faunula 3 by Cresta et *alii* (1995), Faraoni et *alii* (1994) propose the use of the *Hildaites pseudolevisoni* Subzone.

Bifrons Zone - We refer to this unit 4 layers of the Ranchi section, 2,2 metres thick, inside which 4 fossiliferous levels were recognised (*faunulae* 4-6 by Cresta et *alii*, 1995). In the Monte Nerone area and in general in the whole umbro-marchean Apennine, the Bifrons Zone distinguishes itself for its high fossiliferous contents and for the difference of the already described associations in a lot of contributes to which we refer for the details (Gallitelli Wendt, 1970 ; Venturi, 1972a,b; 1975; 1981; Cresta et *alii*, 1989). In the reference section, besides following the morphologic evolution of *Hildoceras* genus for the presence of the most ancient shapes (*H. raricostatum, H. sublevisoni*) and the most recent ones (*H. lusitanicum, H. semipolitum, H. angustisiphonatum*), we point out in the association the appearance of *Praerycites seranensis* and *Geczyceras costatum* from which the next representatives of the toarcian Hammatoceratids will differentiate. In this unit also develops the Hammatoceratids carinatae *Rarenodia* group, strictly related with upper Toarcian *Csernyeiceras* species (Elmi & Mouterde, 1997).

The faunal spectrum calculated on 105 specimens, all gathered in this section, underlines the following distribution: Phylloceratids 20%; Lytoceratids 4%; Hammatoceratids 1%; Phymatoceratids 5%; Harpoceratinids 15%; Hildoceratinids 47%, Bouleiceratinids 1%; Dactylioceratids 7%.

Erbaense Superzone - We refer to this unit 29 layers, about 5 metres thick, highly fossiliferous, traditionally referred to the Erbanese Zone (Donovan, 1958; Gallitelli-Wendt, 1970; Pinna, 1973); as a matter of fact, this unit assumes the role of a Superzone, as stratigraphic position, equivalent the Variabilis, Thouarsense and Insigne Standard Zones.

Pinna (1973) faced the problem of its correlation recognising inside this unit proposed for the Mediterranean associations, a sequence of potential bioevents. Elmi et *alii* (1974) comment on the association through which Gallitelli-Wendt (1970) characterised the Erbaense Zone coming to the conclusion of a possible discontinuity in the Apenninic fossil documentation, at least as for the Thouarsense and Insigne Zones.

Cresta et *alii* (1989) in the Valdorbia section identified three faunal assemblages, whose limits have been set at the first occurrence of species belonging to the genus *Geczyceras* (formerly *Hammatoceras* p.p.). The first one is defined by the occurrence of G. (*Praerycites*) *civitellense* (= ?*Geczyceras* gr. *costatum*) and by the last occurrence of the species belonging to the genus *Hildoceras*; for this association the Authors proposed the correlation to the Variabilis Zone. The second one is defined by the occurrence of *Geczyceras* sp. A (moderately evolute large sized forms intermediate between *G. costatum* and *G. speciosum*), *Merlaites alticarinatus, Pseudogrammoceras subregale* and *P. fallaciosum* ; for this association the Authors proposed the hypothetical correlation with the Thouarsense Zone. The third one is defined by the occurrence of *G. porcarellense, G. speciosum* and in general the explosive diversification of the species of *Geczyceras* (*G. perplanum, G. picenum, G. victorii*). The occurrence of *Osperlioceras costulatum* and *Gruneria gruneri*

(previously misidentified as *M. alticarinatus*) allowed the correlation of this association with the Insigne Zone.
In August 1993, to discuss and up-date the Apennines ammonites biostratigraphy, a two-weeks workshop was held in Piobbico, during which the Toarcian, Aalenian and lower Bajocian of Monte Nerone (Cresta et *alii*, 1995) sections were sampled and, inside the examined beds, were distinguished 7 bioevents delimiting as many as fossil associations (*faunulae*) that, after the biostratigraphic analysis, allowed the correlation with the Mediterranean biozonation. The only doubt was the one about the Bonarellii Zone, whose recognition in the Apennines was the subject of a long discussion. Aimed studies carried out by the writer evidenced in the Ranchi section the presence of a reworking surface between beds 24 and 25 and the subsequent presence of reworked fossils (among which also *Geczyceras bonarellii*) in the bed 25 and 26 association.
Gradata Zone - We refer to this unit 14 layers, 1,9 metres thick, inside which 13 fossiliferous levels were recognised (*faunulae* 7-9 by Cresta et *alii*, 1995). The lower part of the Zone is characterised by the substantial presence of *Collina gemma* e *C. nummularia* to which *Pseudomercaticeras frantzi, Furloceras erbaense, Phymatoceras robustum, Geczyceras costatum* and *Hildoceras semipolitum* are associated. The middle part, apart from *Merlaites clausus*, *Paroniceras sternale*, *Furloceras chelussii*, contains *Podagrosites aratum*. The upper part is characterised by *Pseudogrammoceras subregale* and *Merlaites alticarinatus*.
The faunal spectrum calculated on 348 specimens, all gathered in this section, points out the following distribution: Phylloceratids 37%; Lytoceratids 9%; Hammatoceratids 2%; Phymatoceratids 21%; Harpoceratinids 13%; Hildoceratinids 2%, Bouleiceratinids 2%; Dactylioceratids 10%; Grammoceratinids 4%.
Bonarellii Zone - The biochronological signal has been found (marker presence), reworked in the first association of the following Speciosum Zone; because of this, even if we could not find one or more layers related with the Bonarellii Zone, we think anyway that it is important to point out this presence waiting for finding in other sections of the area a substantial sequence of fossiliferous beds.
Speciosum Zone - To this unit we refer 15 layers, 3 metres thick, inside which 9 fossiliferous levels were recognised (*faunulae* 10-13 by Cresta et *alii*, 1995). The Zone is characterised by the outbreak of genus *Geczyceras* (*G. porcarellense, G. speciosum, G. perplanum, G. picenum, G. personatum, G. victori*) in the two first levels referred to the biozone associated to *Merlaites alticarinatus* and *Podagrosiceras latescens* and in the upper ones to *Oxyparoniceras buckmani* and *Gruneria gruneri*.
The reduced number of collected samples and the presence of at least two levels of reworked fossils made the definition of a faunal spectrum for this interval, however dominated by Hammatoceratids, unproductive.
Meneghinii Zone - To this unit we refer 11 layers, 1,5 metres thick, inside which 9 fossiliferous levels were recognised (*faunulae* 14-14 in Cresta et *alii*, 1995). The Zone is characterised by the presence of *Dumortieria meneghinii, D. taramellii, D. evolutissima*; among the Hammatoceratids, beyond the persistence of *Geczyceras victorii* and *G. personatum, Erycites (Neronia n. subg.) elaphus*, the first representative of Erycitinids appears.
The faunal spectrum calculated on 106 specimens collected in the Ranchi, Presale, Campo al Bello sections, evidences the following distribution: Phylloceratids 33%; Lytoceratids 2%; Hammatoceratids 12%; Grammoceratinids 53%.
Aalensis Zone - To this unit we refer 9 layers, 1,2 metres thick, inside which 9 fossiliferous levels were recognised (*faunulae* 16-18 in Cresta et *alii*, 1995). In this Zone the ammonite fauna is dominated by platycone belonging to the genus *Pleydellia* and *Cotteswoldia*, especially with regard to the lower and middle part of the unit; in the upper part the fauna is very scarce as a rule, serpenticones of the genus *Catulloceras* together with Phylloceratina being dominant.
The faunal spectrum calculated on 246 specimens collected in the Ranchi, Presale, Campo al Bello sections, evidences the following distribution: Phylloceratids 42%; Lytoceratids 5%; Hammatoceratids 6%; Grammoceratinids 47%.

The **Middle Jurassic Series**, contrary to those of lower and upper Jurassic, were not the object of palaeontologic and biostratigraphic detailed studies until the eighties and the only biohorizons known in literature were those with *Tmetoceras scissum* and *Erycites fallifax* for the lower and middle Aalenian (Bonarelli, 1893) and those with *Stephanoceras* spp. for the lower Bajocian. The Monte Nerone region revealed itself as a precious source of biostratigraphic information, because inside the

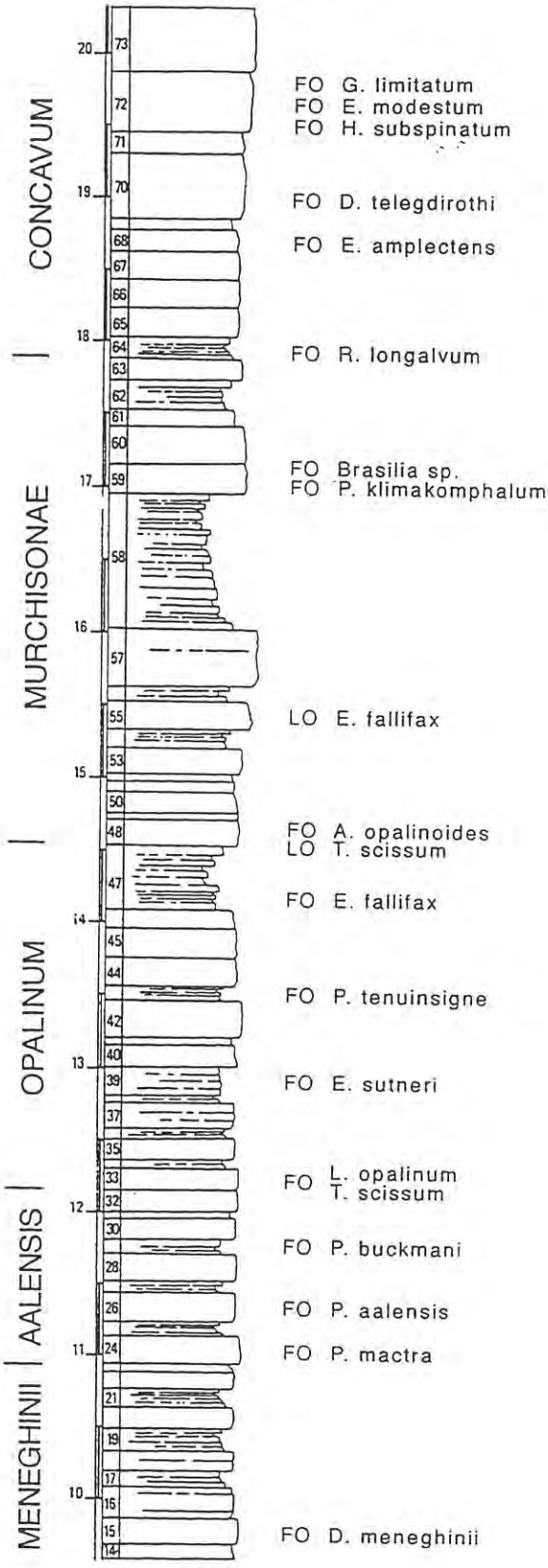


Fig. 2 - The main ammonite events in the Aalenian of the Presale section.

Bugarone Formation all the lower Dogger Zones were documented, recognisable by rich and diversified associations (Cresta, 1988; Cecca et *alii*, 1990; 1991; Cresta et *alii*, 1995).

The **Aalenian Stage** is delimited by the bed of *Tmetoceras scissum* and *Leioceras opalinum* first appearance at the base and at the top by the *Euaptetoceras amplectens* biohorizon; its maximum thickness in the Monte Nerone area is 8 metres and it is characterised by alternations of limestone and bioturbated marly limestones, looking nodular at the erosion, organised in centimetres and decimetres layers. Palaeoenvironmental and palaeogeographical restrictions allow the representation of the Graphoceratids in the Apennine only by a limited number of species and by very few samples. The recognised fossil associations are therefore deprived, qualitatively and quantitatively, of the only element that would allow their automatic correlation with the Standard zonal scale.

Through the analysis of the recognised species in the sampled sections it was possible to locate, mainly among the Hammatoceratids, some bioevents that allowed the definition of some local biozones related to the Standard scale (*P. planinsigne, E. sutneri, E. fallifax, E. intermedius, P. klimakomphalum, R. longalvum, E. amplectens* Biozones, Cresta, 1996). Moreover, it is not possible, up to now, to define with certainty how much of the Standard Zones, meant as their classical "entirety" of subzones and biohorizons, are represented in the Apenninic Aalenian. Besides, this is also why the classical Stage subdivisions (Opalinum, Murchisonae, Concavum Zones) are used in the following.

The window reference chosen for this interval outcrops on the left side of the Presale gorge and it can be reached walking through a 2 km long path, starting from S. Lorenzo of Acquanera. Cresta et *alii* (1995) sampled an interval formed by 40 layers for a total thickness of about 7,8 metres, in which 28 fossiliferous levels were recognised (fig. 2); for further details we refer to Cresta (1988; 1996), Cresta & Galacz (1990), Cecca et *alii* (1990). Auxiliary sections are: Bugarone quarry (Opalinum and Murchisonae Zones), Gorgo a Cerbara (Opalinum and Murchisonae Zones, Kalin & Ureta, 1988), Infernaccio (Murchisonae and Concavum Zones), Ranchi (Opalinum Zone).

Opalinum Zone - To this unit we refer 15 layers, 2,5 metres thick, inside which 10 fossiliferous levels were recognised (*faunulae* 19-10 pars in Cresta et *alii*, 1995). In the association, whose characteristic element is *T. scissum*, *L.* (*Cypholioceras*) *lineatum, L. opalinum, P.* gr. *planinsigne, Accardia lorteti, Bredyia* sp., *Erycites sutneri* are recognisable. In the first layer referred to this unit, *Pleydellia buckmani* is still present, as well as in the Aalenian GSSP at Fuentelsaz (Goy et *alii*, 1994).

The faunal spectrum calculated on 169 specimens collected in the Presale, Infernaccio, Ranchi, Gorgo a Cerbara sections, evidences the following distribution: Phylloceratids 49%; Lytoceratids 9%; Hammatoceratids 21%; Graphoceratids 11%, Tmetoceratinids 10%.

Murchisonae Zone - To this unit we refer 16 layers, 3,5 metres thick, inside which 10 fossiliferous levels were recognised (*faunulae* 21 pars - 22 pars in Cresta et *alii*, 1995). The levels indicated under the name of *Ericytes fallifax* beds were referred to this Zone. Their characterisation comes from the correlation worked out by the Authors with the levels described by Vacek (1886) in Capo San Vigilio, inside which the same faunistic association were found (Callomon et *alii*, 1994). The Zone in its lower part is characterized by *E. fallifax, Erycites intermedius, Spinammatoceras pugnax, Abbasitoides modestus, T. scissum, T. regleyi, Planammatoceras tenuinsigne, Paviaites tenerum, Csernyeiceras subaspidoides, Alocolytoceras ophioneum, Lytoceras vaceki, Leioceras comptum, Ancolioceras opalinoides, Ludwigia haugi.* In the upper part the association becomes poor in samples and its definition is based upon the presence of *Pseudaptetoceras klimakomphalum, Bradfordia* sp. and of the first Haploceratacea (*Praestrigites*).

The faunal spectrum calculated on 259 specimens collected in the Presale, Infernaccio, Ranchi, Gorgo a Cerbara sections, evidences the following distribution: Phylloceratids 40%; Lytoceratids 13%; Hammatoceratids 31%; Graphoceratids 8%, Tmetoceratinids 6%.

Concavum Zone - To this unit we refer 9 layers, 2 metres thick, inside which 8 fossiliferous levels were recognised (*faunulae* 22 pars - 23 in Cresta et *alii*, 1995). The Zone is recognizable by the appearance of *Riccardiceras longalvum* and *Abbasites* sp. to which, in the upper layers, *Euaptetoceras amplectens, E. amaltheiforme, Riccardiceras telegdirothi, Haplopleuroceras subspinatum, Euhoploceras modestum, Graphoceras limitatum, G.* gr. *decorum, Bradfordia inclusa, Praestrigites deltotus* are associated. The same association characterises, in the Bajocian GSSP of Cabo Mondego (Pavia & Enay, 1996), the terminal part of the Concavum Zone.

The faunal spectrum calculated on 137 specimens collected in the Presale and Infernaccio sections, evidences the following distribution: Phylloceratids 37%; Lytoceratids 1%; Hammatoceratids 18%;

Graphoceratids 4%, Otoitids (including the species belonging to the *Riccardiceras genus*) 32%, Haploceratáceae 6%; Sonninids 2%.

References

Cecca F., Cresta S., Pallini G, Santantonio M. 1990 Il Giurassico di Monte Nerone (Appennino marchigiano, Italia centrale): biostratigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica. Atti 2∞ Conv. Int. "Fossili, Evoluzione, Ambiente": 63-139

Cresta S. 1988 Association d'ammonites et biostratigraphie de l'Aalénien et du Bajocien inférieur des Apennins d'Ombrie-Marches (Italie Centrale). Proceedings 2nd Int. Symp. on Jurassic Stratigraphy: 209-224

Cresta S. et *alii* 1995 Relazione sul Workshop «Paleontologia e biostratigrafia dei sedimenti ammonitiferi toarciano-Bajociani in successioni di alto morfostrutturale dell' Appennino umbro-marchigiano: l'area di Monte Nerone. Correlazioni con altre regioni della Tetide occidentale»(Piobbico, agosto 1993). Boll. Serv. Geol. Ital., 112: 129-139

Cresta S. 1996 Aalenian Ammonite biostratigraphy in Northern Apennines (Italy). In A.C. Riccardi (Ed.): Proceedings 4th Int. Symp. on Jurassic stratigraphy, Georesearch Forum, 1-2: 135-137

Cresta S., Pallini G., Venturi F. 1989 Jurassic ammonite assemblages in the Valdorbia section. Mem. Descr. Carta Geologica d' Italia, 39: 89-94.

Cresta S., Galacz A. 1990 Mediterranean basal Bajocian ammonite faunas. Examples from Hungary and Italy. Proceedings 1st Int. Meet. on Bajocian Stratigraphy: Mem. Descr. Carta Geol. Ital., 40: 165-197

Groupe Français d'étude du Jurassique 1977 Biostratigraphie du Jurassique Ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. Cariou E., Hantzpergue P. (Coord.): Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mem 17: 440 pp., 6 fig., 79 tabb., 42 pl.

Kalin O, Ureta M.S. 1988 El Lias Superior y el Dogger inferior en Gorgo a cerbara (Apennino central): aspectos bioestratigraficos y sedimentologicos; Estudios Geologicos, 43(5-6): 489-511

Pinna G. 1973 La Zona a Erbaense del Toarciano mediterraneo e la sua correlazione con la stratigrafia della provincia europea nord-occidentale. Atti Società Italiana Scienze naturali e Museo Civico Storia naturale di Milano, 114(2): 93-124

LE GSSP DU BAJOCIEN (CAP MONDEGO, PORTUGAL)

HENRIQUES, M. H.*

* Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex (Portugal)

Project Praxis/P/CTE/11 128/1998 de la F.C.T.

Résumé

Le Global Stratotype Section and Point (GSSP) pour l´étage Bajocien est le premier stratotype de limite établi pour le Jurassique, par l´Union Internationale des Sciences Géologiques (IUGS). Après des dizaines d´années de recherches et de discussions sur les différentes coupes où le passage Aalénien-Bajocien est particulièrement bien enrégistré, le GSSP a été finalement fixé en 1996 sur la coupe du Cap Mondego (Portugal), série classique de référence pour l´étude du Dogger.

Présentation

La coupe du Cap Mondego est située à environ 200Km au nord de Lisbonne (fig.1). Elle comprend une épaisse série de sediments marins et littoraux, bien stratifiés et en exposition continue depuis le sommet du Toarcien jusqu´au sommet du Tithonien. Le Dogger (calcaire, calcaire argileux et marnes sur environ 500m d´épaisseur) est particulièrement intéressant car l´abondance et la diversité des associations successives d´ammonites a permis l´établissement d´un cadre biostratigraphique détaillé à valeur supra-régionale.

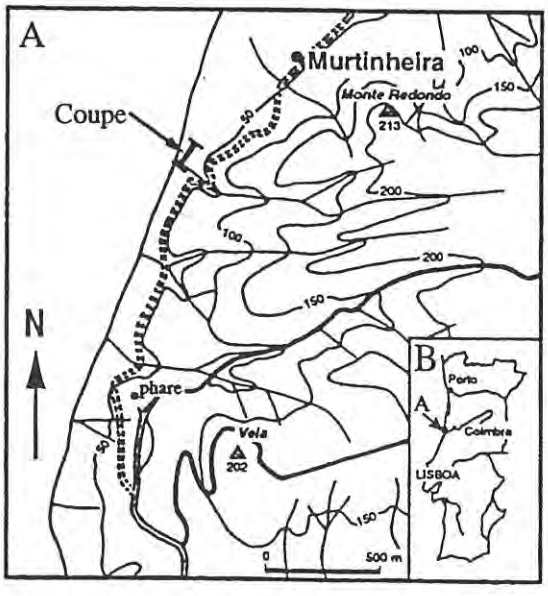


Fig. 1 - Localisation de la coupe du Cap Mondego et du GSSP du Bajocien.

L´intérêt de la coupe du Cap Mondego pour l´étude du Jurassique a été d´abord indiqué par P. Choffat (1880) puis avec plus détail par Ch. Ruget-Perrot (1961), mais c´est avec Mouterde, Ruget et Caloo (1972) qu´une attention particulière est portée au passage Aalénien-Bajocien par l´étude des associations successives d´ammonites enrégistrées, notamment les Graphoceratidés. Après 1980, un ensemble important de travaux détaillés ont été publiés sur les associations d´ammonites présentes dans la coupe (Sadki, 1984; Fernández López et al, 1988a; Fernández López et al., 1988b;

Henriques et al., 1988), elles ont abouti à la proposition de la coupe comme stratotype de limite en 1990 (Rocha et al., 1990) à la reunion de Piobbico. La limite inférieure du Bajocien était alors placée à la base de la couche AB9 marquée par l´apparition du premier représentant de *Toxolioceras* (fig. 2).

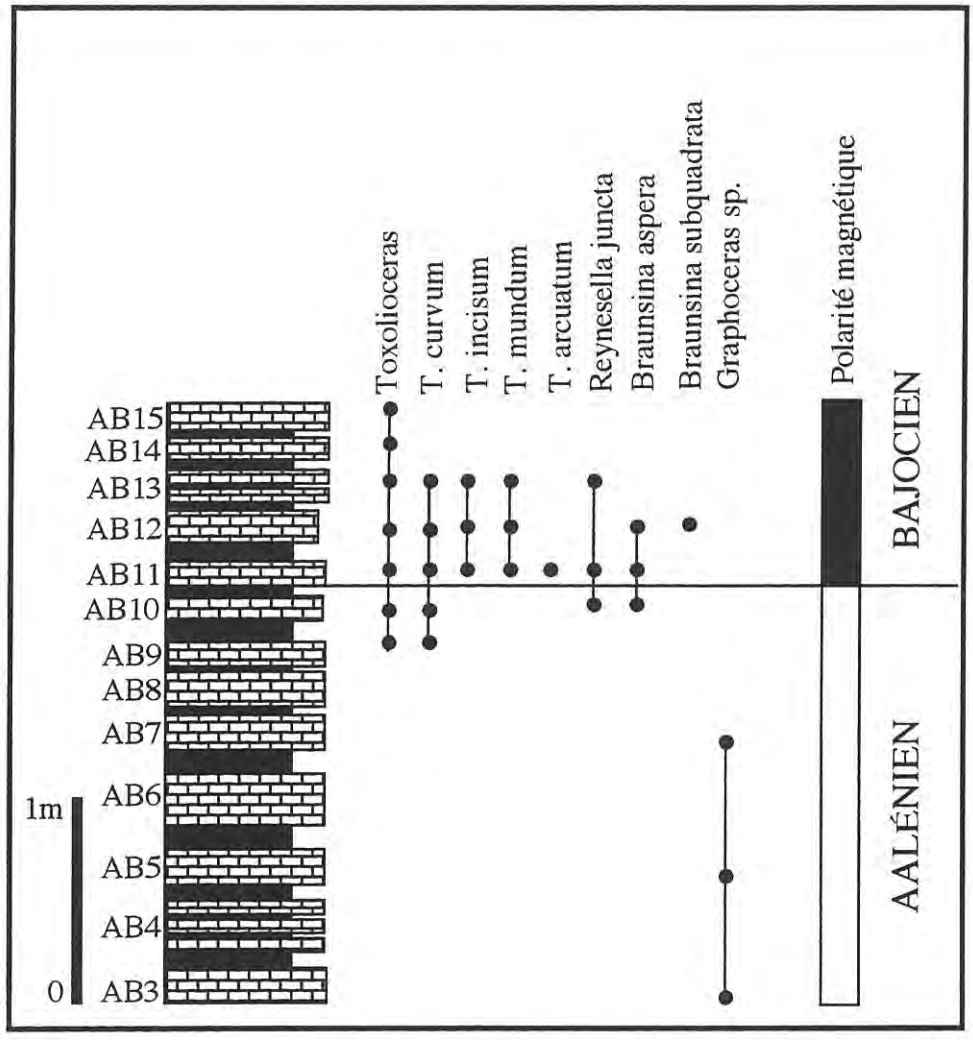


Fig. 2 - La coupe de passage Aalénien-Bajocien au Cap Mondego: distribution verticale des taxons les plus importants pour la définition de la limite Aalénien-Bajocien et représentation de la polarité magnétique enregistrée (inverse: blanc; normal: noir).

Établissement du GSSP

Plusieurs réunions des spécialistes du Groupe de Travail du Bajocien (BWG) ont été réalisées (Piobbico, 1988; Portree, 1991; Marrakech, 1994; Coimbra, 1995), d´abord pour discuter la limite inférieure de l´étage et finalement pour élaborer une proposition d´ensemble à présenter à la Commission Internationale de Stratigraphie (ICS). La proposition finale est fondée sur un travail de Henriques et al. (1994) où les événements biologiques qui caractérisent le passage Aalénien-Bajocien (associations d´ammonites et de nannoplancton calcaire) sont décrits en y associant les variables abiotiques à valeur globale (magnétostratigraphie) et locale (analyse des minéraux argileux) selon les règles des "Guidelines" de la ICS (Cowie et al., 1986). Le GSSP de l´étage Bajocien a été proposé à la base de la couche AB11 de la coupe du Cap Mondego, où il est possible de reconnaître les événements suivants :

- la première apparition de l´association de *Hyperlioceras (Toxolioceras) mundum* et des espèces associées (*H. (T.) furcatum, Braunsina aspera, B. elegantula)* ;

- l´inversion de polarité (d´Inverse à Normal) selon l´échelle de polarité magnétique établie pour le Jurassique (Ogg, 1995).
La continuité de l´enrégistrement stratigraphique, le potentiel de corrélation avec les domaines téthysien et pacifique (pour les associations d´ammonites et les nannofossiles calcaires), la valeur des résultats du paléomagnétisme et l´accessibilité de la coupe ont été des éléments déterminants pour l´établissement formel du GSSP de l´étage Bajocien dans la coupe du Cap Mondego par l´IUGS en 1996 (Pavia et Enay, 1997).

Bibliographie

Choffat, P. (1880) - "Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal - Premiére livraison, Le Lias et le Dogger au Nord du Tage", Mem. Secs. Trab. Geol. Portugal, Lisboa, XII+72.

Cowie, J.W., Ziegler, W., Boucot, A.J, Basset, M.G. et Remane, J. (1986) - "Guidelines and statutes of the International Commission on Stratigraphy (ICS)", Courier Forschunginstitut Senckenberg, 83: 1-14.

Fernández López, S., Henriques, M.H., Mouterde, R., Rocha, R. et Sadki, D. (1988a) - "Le bajocien inférieur du Cap Mondego (Portugal) - essai de biozonation", Rocha, R.B. et Soares, A.F. ed., Lisboa, I: 301-313.

Fernández López, S., Mouterde et R., Rocha (1988b) - "Les *Zurcheria* s.l. (*Ammonitina, Erycitidae*) du Bajocien inférieur du Cap Mondego (Portugal)", Rocha, R.B. et Soares, A.F. ed., Lisboa, I: 283-300.

Henriques, M.H., Gardin, S., Gomes, C., Soares, A.F., Rocha, R.B., Marques, J.F., Lapa, M.R. et Montenegro, J.D. (1994) - "The Aalenian-Bajocian boundary at Cabo Mondego (Portugal)", Misc. Serv. Geol. Nazion., Roma, 5: 63-77.

Henriques, M.H., Sadki, D. et Mouterde, R. (1988) - "Graphoceratidés (*Ammonitina*) de la base du Bajocien Portugais", Rocha, R.B. et Soares, A.F. ed., Lisboa, I: 243-254.

Mouterde, R., Ruget, C. et Caloo, B. (1972) - "Les limites d´étages. Examen du probléme de la limite Aalénien-Bajocien", Mém. B.R.G.M., Paris, 77: 59-68.

Ogg, J.G. (1995) - "Phanerozoic magnetic polarity time scale: Global Earth Physics, A Handbook of Physics Constants", AGU Reference Shelf 1: 240-270.

Pavia, G. et Enay, R. (1997) - "Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary", Episodes, 20(1): 16-22.

Rocha, R., Henriques, M.H., Soares, A.F., Mouterde, R., Caloo, B., Ruget, C. et Fernández López, S. (1990) - "The Cabo Mondego section as a possible Bajocian boundary statotype", Mem. Descr. Carta Geol. d´Italia, Roma, XL: 49-60.

Ruget-Perrot, Ch. (1961) - "Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage2, Mém. Serv. Géol. Portugal, Lisboa, N.S., 7, 197p.

Sadki, D. (1984) - "Biostratigraphie et paléontologie des Ammonites de quelques gisements du Bajocien inférieur du Maroc, France et du Portugal", Thése 3ème cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon, 189p.

IMPORTANCE DES GRAPHOCERATIDÉS DANS LES ASSOCIATIONS ENREGISTRÉES AU GSSP DU BAJOCIEN (CAP MONDEGO, PORTUGAL)

HENRIQUES, M. H.*, MOUTERDE, R.**

* Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex (Portugal);

Project Praxis/P/CTE/11 128/1998 de la F.C.T.

**Faculté des Sciences, Université Catholique de Lyon, F 69288 Lyon Cédex 02 (France)

Des récoltes anciennes et nouvelles autour de la limite Aalénien-Bajocien du Cap Mondego (Portugal) (fig. 1) font l'objet d'une révision taxonomique de façon à apporter l'information la plus objective possible sur la composition des associations successives des différents taxons présents. Une attention particulière est portée aux graphoceratidés, famille dont la succession sert de référence pour l'établissement formel de la limite Aalénien-Bajocien.

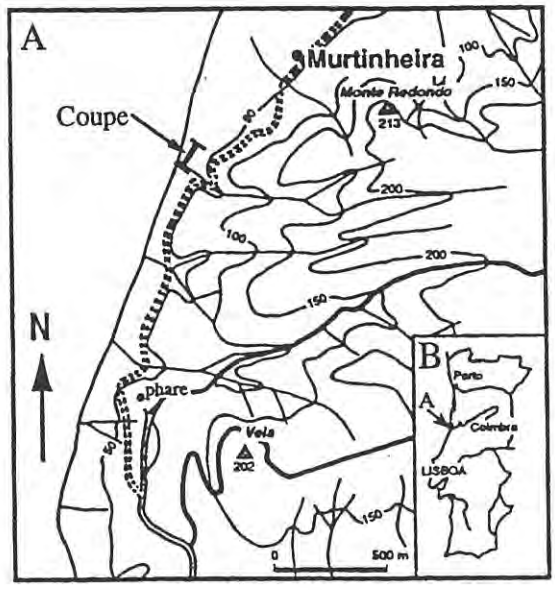


Fig. 1 - Localisation de la coupe du Cap Mondego et du GSSP (Global Stratotype Section and Point) du Bajocien.

Après sa première et discrète présence dans la couche AB 9 (Sous-zone à Limitatum; sommet de l'Aalénien), le groupe des *Toxolioceras* (M), *Braunsina* (m) et *Reynesella* (m) présente une véritable "explosion" dans son abondance et sa différenciation en nombreuses espèces à partir de la couche AB 11 qui marque la base formelle de l'étage Bajocien (Zone à Discites) (fig. 2).

Dans ce travail, un total de 170 exemplaires de graphoceratidés récoltés autour de la limite (environ 3 métres de sediments calcaires et marneux) ont était analysés, ce que nous permet de rendre compte de l´abondance relative d´individus banc par banc, ainsi que des moments de diversification des espèces (fig. 3).

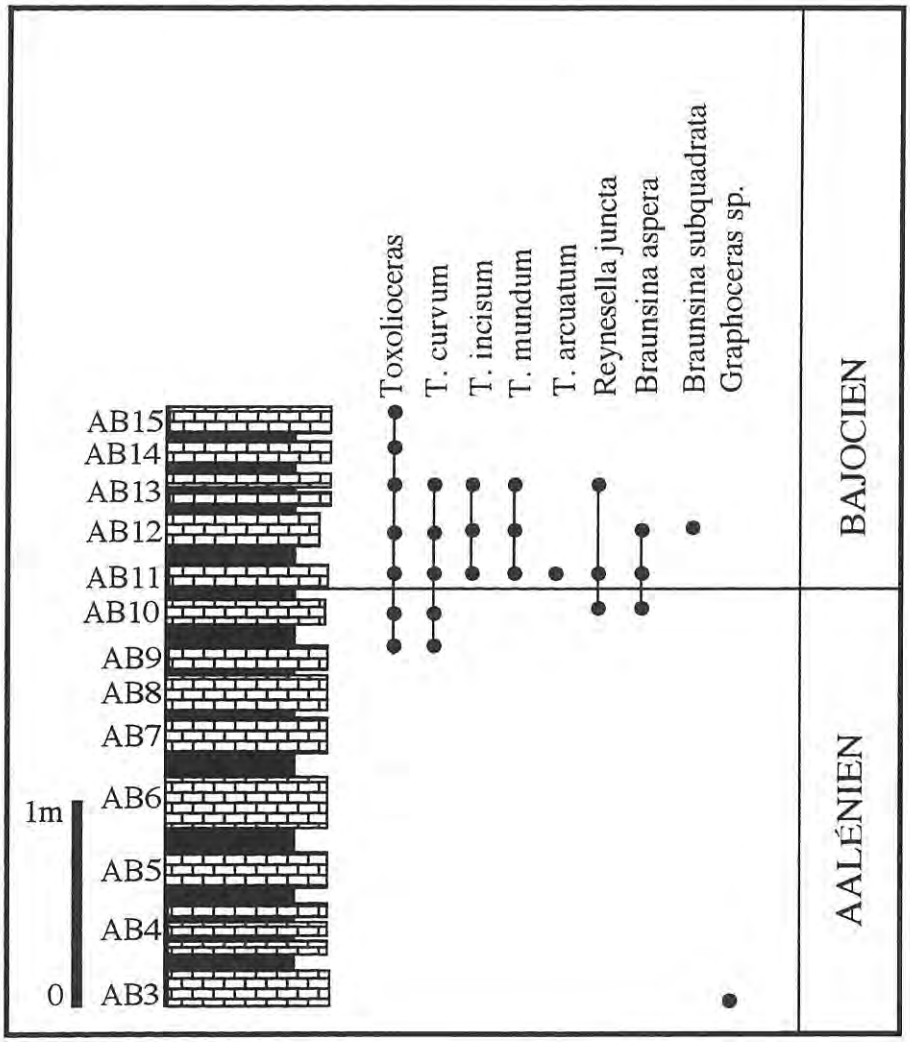


Fig. 2 - La coupe de passage Aalénien-Bajocien au Cap Mondego: distribution verticale des taxons d´ammonites de réfèrence pour la définition de la limite.

La base de l´étage était définie a partir de la première apparition de l´association avec des *Toxolioceras mundum* et des espèces apparentées (*T. furcatum*, *Braunsina aspera*, *B. elegantula*) (Pavia et Enay, 1997). Mais c´est à partir de la couche AB 9 que tous ces genres ont déjà des représentants, notamment de *T. curvum* (pl. 1, fig. 1-2), de *Reynesella* aff. *juncta*, de *Reynesella* sp. et de *Braunsina* sp. (dont la première apparition est associée aux premiers *Graphoceras limitatum* ; Henriques, 1992). Dans la couche AB 10 cette première association se répète (pl. 1, fig. 3-6), et c´est à partir de la couche AB 11 que l´association se diversifie en plusieurs espèces de *Toxolioceras* - *T. incisum* (pl. 1, fig. 8-9, 20-21), *T. mundum* (pl. 1, fig. 10-11, 18-19), , *T.* cf. *mundum* (pl. 1, fig. 12), *T. arcuatum* (pl. 1, fig. 13-14) et *T. curvum* (pl. 1, fig. 24) -, de *Braunsina* - *B. aspera* (pl. 1, fig. 7) et *subquadrata* (pl. 1, fig. 15-17) - et de *Reynesella* - *R. juncta* (pl. 1, fig. 22-23) et *R.* aff. *juncta* (pl. 1, fig. 25).

Zones	Concavum				Discites		
Couches	AB2	AB3	AB9	AB10	AB11	AB12	AB13
Graphoceras sp.		1					
Braunsina subquadrata						8	
Braunsina aspera				6	13	6	
Braunsina sp.	2		1		5	2	
Toxolioceras curvum			1	1	2	2	1
Toxolioceras arcuatum					2		
Toxolioceras mundum					23	13	3
Toxolioceras incisum					8	7	1
Toxolioceras sp.				6	8		5
Reynesella juncta				1	4		1
Reynesella aff. juncta			1	1	4	3	1
Reynesella aff. furcata						1	
Reynesella sp.			1	2	13	8	3

Fig. 3 - Frequence relative des représentants des diférents espèces de graphocératidés dans le passage Aalénien-Bajocien de la coupe du Cap Mondego.

Bibliographie

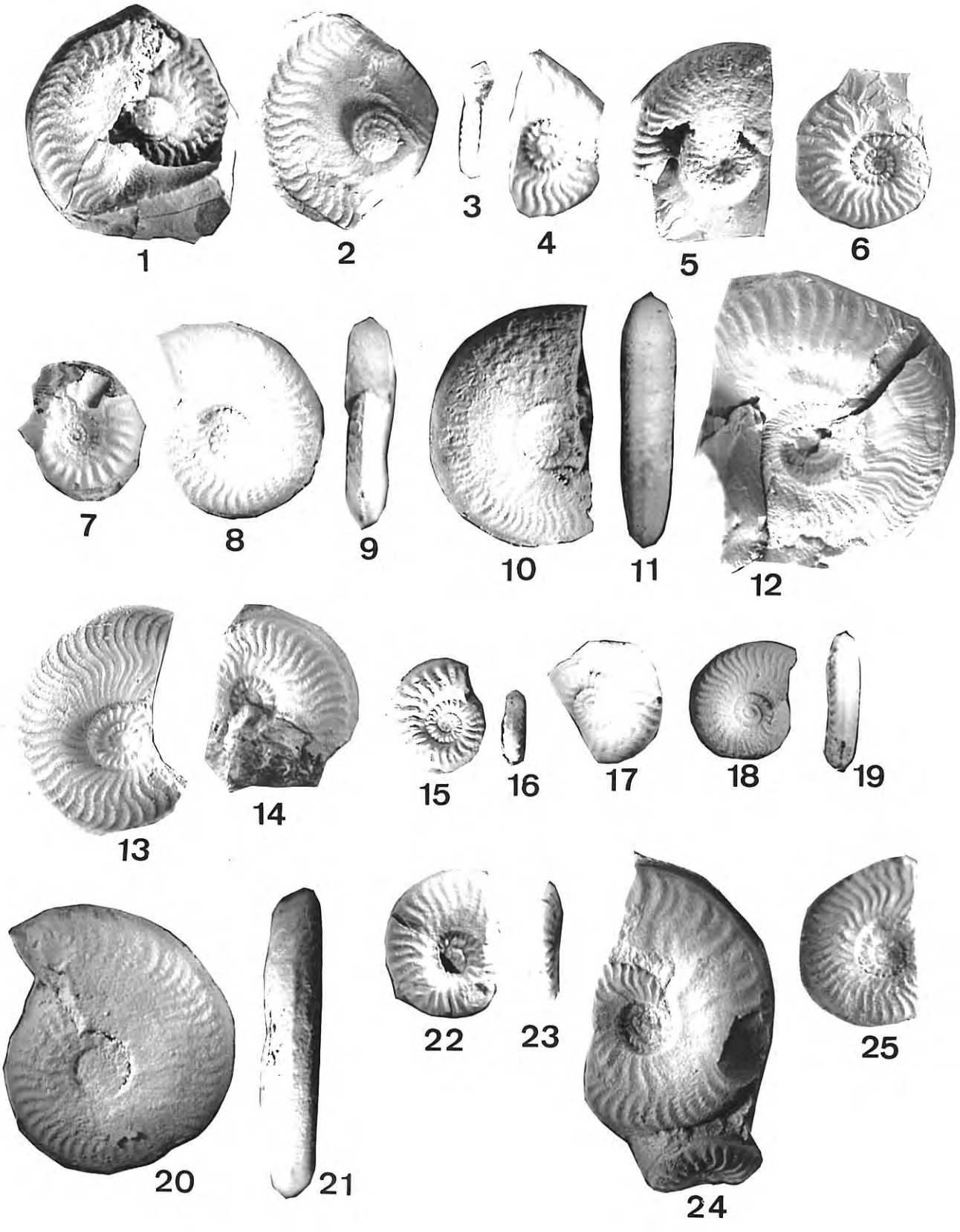
Henriques, M. H. (1992) - "Biostratigrafia e Paleontologia (Ammonoidea) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana)", Thèse Doct., Univ. Coimbra, 301p.

Pavia, G. et Enay, R. (1997) - "Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary", **Episodes, 20 (1): 16-22.**

PLANCHE 1

Tous les exemplaires sont figurés en taille naturel (x1).

1. Toxolioceras curvum (AB 9)
2. Toxolioceras curvum (AB 9)
3. Reynesella juncta (AB10)
4. Reynesella juncta (AB10)
5. Toxolioceras curvum (AB 10)
6. Reynesella juncta (AB10)
7. Braunsina aspera (AB11)
8. Toxolioceras incisum (AB11)
9. Toxolioceras incisum (AB11)
10. Toxolioceras mundum (AB11)
11. Toxolioceras mundum (CA4/AB11)
12. Toxolioceras cf. mundum (AB11)
13. Toxolioceras arcuatum (AB11)
14. Toxolioceras arcuatum (AB11)
15. Braunsina subquadrata (AB12)
16. Braunsina subquadrata (AB12)
17. Braunsina subquadrata (AB12)
18. Toxolioceras mundum sp. juv. (AB12)
19. Toxolioceras mundum sp. juv. (AB12)
20. Toxolioceras incisum (AB12)
21. Toxolioceras incisum (AB12)
22. Reynesella juncta (AB13)
23. Reynesella juncta (AB13)
24. Toxolioceras curvum (M343.14/AB13)
25. Reynesella aff. juncta (M343.6/AB13)


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25

DISPARITE DES AMMONITES AU PASSAGE LIAS - DOGGER : APPROCHE MORPHOMETRIQUE

P. NEIGE*, S. ELMI et L. RULLEAU****

* Centre des Sciences de la Terre & UMR CNRS 5561, Université de Bourgogne, 6 bd Gabriel, F-21000 Dijon
** UFR des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard – Lyon I, 43 bd du 11 novembre, F-69622 Villeurbanne Cedex

Introduction

La limite Toarcien – Aalénien, telle qu'elle est considérée actuellement, est marquée principalement chez les ammonites par un relais évolutif entre les genres *Pleydellia* et *Leioceras*. Cet évènement (disparition des *Pleydellia*, apparition des *Leioceras*) est maintenant choisi comme référence pour fixer la limite biostratigraphique entre les deux étages et donc entre le Lias et le Dogger. Même si les auteurs s'accordent à considérer ce relais évolutif comme étant parfois difficile à observer, nous considérons ici comme acquis ce découpage biostratigraphique conformément à la synthèse biostratigraphique du Jurassique (Elmi *et al.* 1997 & Contini *et al.* 1997). Le lecteur pourra se référer à d'autres travaux pour un historique de cette limite (*e.g.* Westermann 1979 ; Elmi *et al.* 1994).

L'objet du travail est de déterminer les modalités des modifications subies par les ammonites au passage Lias - Dogger. Nous explorerons ces modifications à l'échelle mondiale et pour l'ensemble des ammonites (sous classe des Ammonoidea).

Cadre paléogéographique, stratigraphique et taxonomique

L'ensemble des domaines paléogéographiques est pris en compte : principalement les domaines téthysiens et péri-téthysiens ainsi que la plate-forme nord-ouest européenne, mais également les autres domaines qui possèdent des ammonites de la limite Toarcien – Aalénien (*e.g.* bassins atlantiques, amérique du sud et du nord, Asie du sud-est).

Seules les deux dernières zones du Toarcien (Pseudoradiosa et Aalensis) et la première de l'Aalénien (Opalinum) sont prises en compte dans cette analyse. Cet ensemble de sept sous-zones représente une durée totale d'environ 2 Ma (d'après les données de Gradstein *et al.* 1995 en considérant une durée égale pour chaque zone d'un même étage).

Les ammonites de cette époque sont largement dominées par les Graphoceratidae (*e.g.* succession *Dumortieria*, *Pleydellia*, *Leioceras*) et par les Hammatoceratidae (*e.g. Hammatoceras*, *Erycites*). On trouvera également les derniers représentants des Hilodoceratidae avec les genres *Hudlestonia*, *Pseudolioceras* et *Osperlioceras*). En plus de ces représentants des Ammonitina, coexistent en permanence deux stocks d'ammonites pérennes à l'échelle du Jurassique (Phylloceratina et Lytoceratina).

Morphométrie

L'exploration de l'évolution de la biodiversité des ammonites au cours du temps nécessite une définition préalable de cette biodiversité. Le système descriptif le plus couramment utilisé s'appuie sur le dénombrement d'espèces ou de taxon supra spécifiques (= diversité taxonomique), ou sur la proportion relative des taxons les uns par rapport aux autres en terme d'individus. Cette démarche présente l'inconvénient d'être en partie subjective par la nature même des données utilisées : un rang taxinomique pouvant représenter des degrés de biodiversité différents selon les auteurs ou selon les concepts utilisés (*e.g.* espèce typologique *versus* espèce biologique, classification éclectique *versus* classification phylogénétique). Il en résulte un biais de l'expression de la biodiversité sous forme taxonomique.

Il existe un autre système descriptif, complémentaire du premier, qui s'appuie sur la dimension morphologique de la biodiversité. Ce système est fondé sur une approche quantifiée des morphologies et conduit à une mesure de la disparité morphologique (Raff, 1993 ; Roy & Foote, 1997). C'est celui choisi ici pour explorer le passage Toarcien / Aalénien.

La démarche consiste (voir Neige *et al.* 1997 pour plus de détails) : (1) à décrire la morphologie des organismes étudiés par des mesures quantifiées de caractères, des états de caractères ou encore par le repérage de points anatomiques singuliers (points homologues, voir Neige, 1999 pour une application aux ammonites), (2) de traiter l'information recueillie par des techniques mathématiques (*e.g.* ACP, AFC) permettant de résumer au mieux le tableau de données et enfin (3) d'exprimer graphiquement (par des espaces morphologiques) ou arithmétiquement (par le calcul d'indices d'occupation des espaces morphologiques) la disparité morphologique rencontrée. Le double intérêt d'une telle méthode réside (1) dans la description plus objective des morphologies présentes (pas de présuppositions taxonomiques), et (2) dans l'expression des résultats qui sont quantifiés et qui ne font pas appel aux connaissances des noms de taxons, connus seulement des spécialistes.

Dans l'exemple traité ici, les morphologies des ammonites sont codées puis saisies dans une base de données (Neige & Bouchet, 1999) sous forme d'états de caractères. Un ensemble de 35 caractères sont pris en compte correspondant à la morphologie de la fin du phragmocone (30 caractères), et de la loge d'habitation (5 caractères) :

- modalités d'enroulement des coquilles (*e.g.* taux d'expansion spirale, degré d'involution) ;
- taille du phragmocone ;
- forme détaillée de la section du tour (*e.g.* forme générale, forme du ventre, des flancs, du rebord latéro-ventral et latéro-ombilical) ;
- forme et complexité de la ligne de suture ;
- costulation (*e.g.* forme, force, orientation, densité des côtes, présence / absence de tubercules) ;
- forme de la loge d'habitation (*e.g.* déroulement, forme de l'ouverture, épaississement).

Cette description morphologique est menée sur 64 espèces représentatives de l'ensemble des ammonites présentes dans les trois zones considérées. Lorsque deux espèces sont morphologiquement très proches, une seule est retenue, représentant alors une forme plus qu'un taxon. Un individu par espèce est choisi pour la prise de données. Le tableau final (64 morphologies x 35 caractères) est traité par une analyse factorielle des correspondances.

Résultats

Les résultats montrent un accroissement constant et sub-isotrope (*i.e.* dans presque toutes les directions de l'espace morphologique) de la disparité au cours des sept sous-zones envisagées. La limite Toarcien - Aalénien est marquée par une diminution de la diversité taxonomique (moins d'espèces au début de l'Aalénien) et par une augmentation de la disparité morphologique (plus de quantité d'espace morphologique occupée, c'est-à-dire d'avantage de morphologies présentes) qui s'inscrit en fait dans un contexte d'augmentation de la disparité démarrant dès le début de la zone à Pseudoradiosa et se poursuivant au moins jusqu'à la fin de la zone à Opalinum.

Dans cette optique, la limite Toarcien – Aalénien n'est pas marquée chez les ammonites par un évènement morphologique particulier, mais s'inscrit au contraire au centre d'une augmentation de la disparité morphologique s'écoulant au moins pendant trois zones d'ammonites.

Remerciements

Ce travail est une contribution au programme de recherche CNRS – CRISEVOLE, et au thème 1 de l'UMR CNRS 5561 (Biogéosciences – Dijon).

Bibliographie

CONTINI, D., ELMI, S., MOUTERDE, R. & RIOULT, M. 1997. 5. — Aalénien. *In* Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles (eds CARIOU, E. & HANTZPERGUE, P.), *Bull. Centre Rech. Elf Explor.* Mém. 17, 37-40.

ELMI, S., GABILLY, J., MOUTERDE, R., RULLEAU, L. & ROCHA, R.B. 1994. L'étage Toarcien de l'Europe et de la Téthys ; divisions et corrélations. *Geobios M.S.* 17, 149-159.

ELMI, S., RULLEAU, L., GABILLY, J. & MOUTERDE, R. 1997. 4. — Toarcien. *In* Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles (eds CARIOU, E. and HANTZPERGUE, P.), *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Mém.* 17, 25-36.

GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. *SEPM S.P.* 54, 95-126.

NEIGE, P. 1999. The use of landmarks to describe ammonite shape. *In* Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods (eds OLORIZ, F. & RODRIGUEZ-TOVAR, F.J.), Kluwer Acad. / Plenum Pub. 263-272.

[NEIGE, P. & BOUCHET, S. 1999. CRISEVOLE. Base de données 4D et aide à la saisie. 1-23 ; Document interne.]

NEIGE, P., CHALINE, J., CHONE, T., COURANT, F., DAVID, B., DOMMERGUES, J.-L., LAURIN, B., MADON, C., MAGNIEZ-JANNIN, F., MARCHAND, D. & THIERRY, J. 1997. La notion d'espace morphologique, outil d'analyse de la morphodiversité des organismes. *Geobios M.S.* 20, 415-422.

RAFF, R.A. 1996. The shape of life. Genes, development, and the evolution of animal form. 520pp.

ROY, K. & FOOTE, M. 1997. Morphological approaches to measuring biodiversity. *TREE* 12(7), 277-281.

WESTERMANN, G.E.G. 1979. Troublesome definition of the Lower/Middle Jurassic boundary. *Can. J. Earth Sci.* 16(10), 2060-2062.

BIOSTRATIGRAPHIE (*AMMONOIDEA*) DU PASSAGE LIAS-DOGGER DANS LE BASSIN LUSITANIEN : LA COUPE DE S. GIÃO (PORTUGAL)

HENRIQUES, M. H.*

* Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex (Portugal)

Project Praxis/P/CTE/11 128/1998 de la F.C.T.

La coupe de S. Gião est située à environ 5Km au SSW de Cantanhede (Portugal central) (fig. 1). Elle a déjà fait l'objet de plusieurs travaux, notamment Mouterde et al. (1979), Elmi et al. (1985), Caloo-Fortier (1985), Barbosa et al. (1988), Almeras (1994), Duarte (1995), Elmi et Mouterde (1997), Rulleau et Mouterde (1997). Mais depuis Henriques (1992) et Henriques et al. (1996) cette coupe est considérée comme coupe de référence pour l´étude du passage Lias-Dogger dans le Bassin Lusitanien. L´exposition, l´épaisseur (environ 40m) et la continuité de l´enrégistrement stratigraphique, alliées à l´abondance et à la diversité de l´enrégistrement paléontologique justifient une description plus détaillée de la coupe de S. Gião.

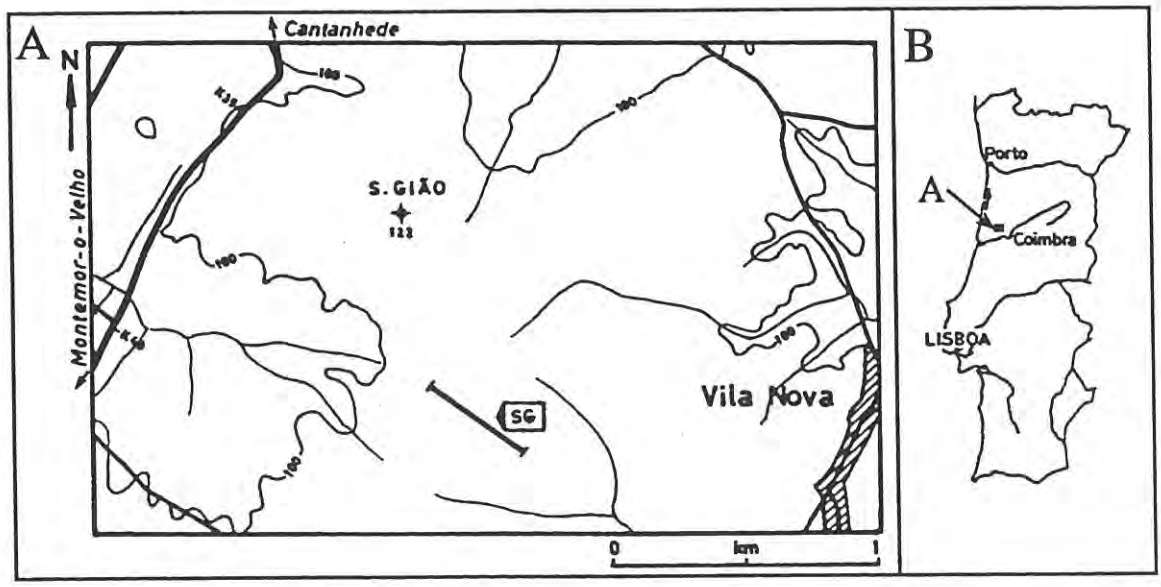


Fig. 1 - Localisation de la coupe de S. Gião (x=532,300; y=4461; h=100m dans la Carta Militar de Portugal 1/25000; feuille 218-Cantanhede).

La coupe est intégrée dans une série calcaréo-marneuse grise qui correspond à la base de l´unité "Calcários Margosos de Póvoa da Lomba" (membre inférieur de la formation de Cantanhede, Barbosa et al.,1988, Duarte, 1995).

D'après l'étude des associations d'ammonites enrégistrées dans la coupe il est possible de reconnaître la biozone à Aalensis (sous-zones à Mactra et à Aalensis) du Toarcien supérieur, et la biozone à Opalinum (sous-zones à Opalinum et à Comptum) de l'Aalénien inférieur (fig. 2).

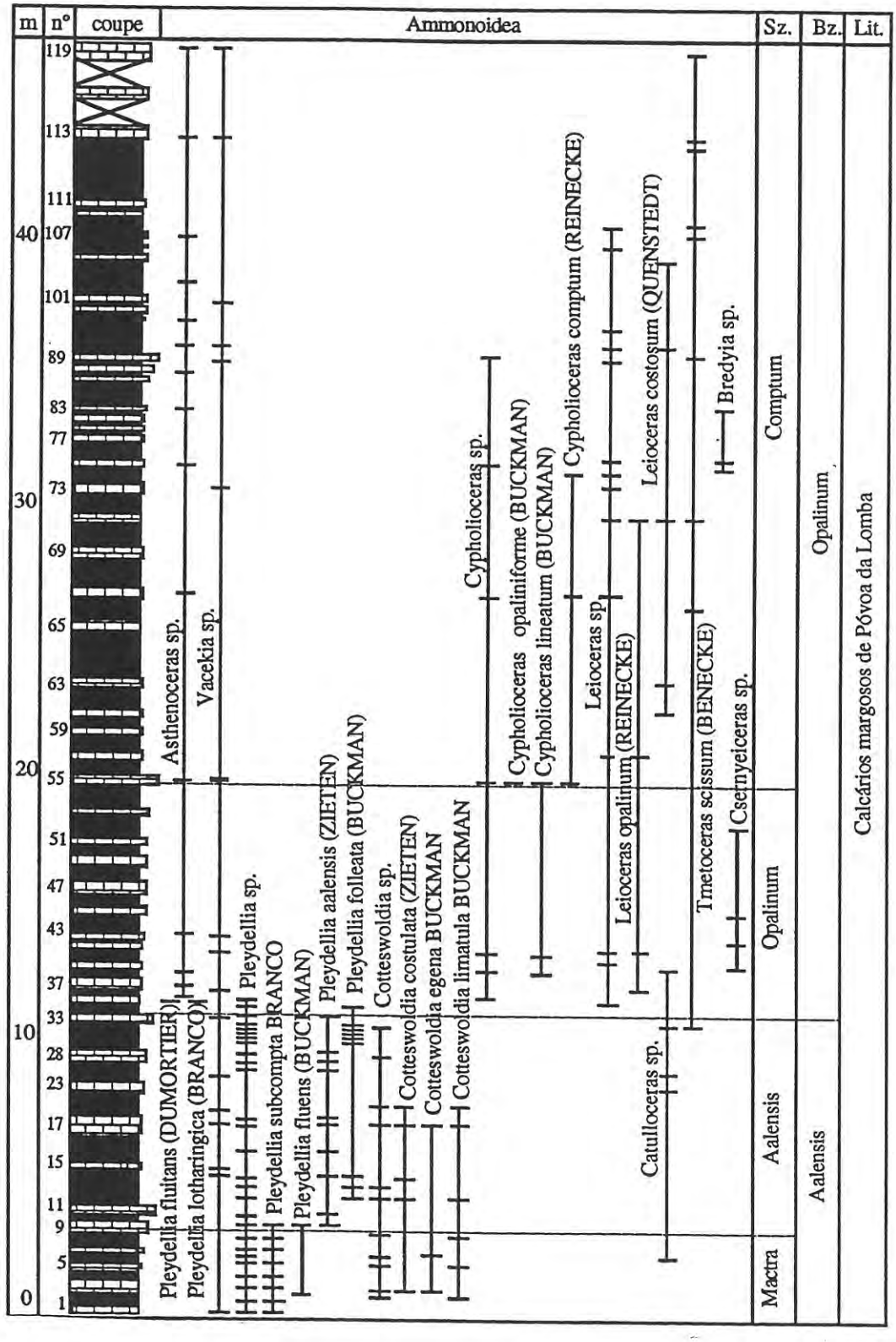


Fig. 2 - Distribution verticale des représentants d'Ammonitina dans la coupe de S. Gião.

La biozone à Aalensis, sous-zone à Mactra (SG1-SG8; 3,5m) est caractérisée par la présence de *Pleydellia subcompta* (BRANCO), associées à *P. fluens* (BUCKMAN) et à différentes espèces de *Cotteswoldia*, dont *C. costulata* (ZIETEN), *C. egena* (BUCKMAN) et *C. limatula* (BUCKMAN). Les *Vacekia*, les *Asthenoceras* (*sensu* Henriques, 1992) et les *Catulloceras* y sont aussi abondants.
La biozone à Aalensis, sous-zone à Aalensis (SG9-SG32; 7,5m) est définie par la présence des formes de *Pleydellia aalensis* (ZIETEN), qui sont associées aux dernières *P. subcompta* (BRANCO) et *P. fluens* (BUCKMAN), à *Pleydellia folleata* (BUCKMAN) et aux *Cotteswoldia* dont *C. costulata* (ZIETEN), *C. egena* (BUCKMAN) et *C. limatula* (BUCKMAN). Les *Vacekia*, *Asthenoceras* et les *Catulloceras* y sont encore y représentés.
La biozone à Opalinum, sous-zone à Opalinum (SG33-SG55; 8m) est caractérisée par l'apparition à la base de la sous-zone des représentants de *Leioceras* striés [*Leioceras opalinum* (REINECKE), *Cypholioceras lineatum* (BUCKMAN)), associés aux derniers *Pleydellia* dont *P. folleata* (BUCKMAN)], *P. fluitans* (DUMORTIER) et *P. lotharingica* (BRANCO), et à de nombreux représentants de *Vacekia* et *Asthenoceras* (*sensu* Henriques) dans toute la sous-zone. Les *Csernyeiceras* y sont aussi présents, ainsi que des formes dont les tours internes ressemblent à des *Catulloceras*, mais dont les tours externes présentent des caractères de *Tmetoceras* nottament l'absence de caréne (*cf.* Rulleau et Mouterde, 1997, p.82).
La biozone à Opalinum, sous-zone à Comptum (SG55-SG119; 28m) est établie par la présence de formes costulées de *Leioceras*, dont *Cypholioceras comptum* (REINECKE) et *L. costosum* (QUENSTEDT), associées aux *Leioceras* striés, dont *Leioceras opalinum* (REINECKE), *Cypholioceras opaliniforme* (BUCKMAN), *C. lineatum* (BUCKMAN), à *Tmetoceras scissum* (BENECKE), *Bredyia* sp. et à de nombreux *Vacekia* et *Asthenoceras* (*sensu* Henriques).
A S. Gião, comme dans tout le Bassin Lusitanien (Henriques, 1992), le passage Lias-Dogger est caractérisé par l´apparition des associations d´ammonites qui permettent la reconnaissance des sous-zones à Mactra et à Aalensis pour le Toarcien supérieur. Les formes du groupe de *Pleydellia buckmani* MAUBEUGE n´y sont pas présentes, tandis que les derniers représentants de *Pleydellia* (sous-genre *Walkericeras*) sont abondants en association avec les premiers *Leioceras* à la base de l´Aalénien (biozone à Opalinum; sous-zone à Opalinum).

Bibliographie

Almeras, Y. (1994) - "Le genre *Soaresirhynchia* nov. (*Brachiopoda, Rhynchonellacea, Wellerellidae*) dans le Toarcien du Sous-Bassin Nord-Lusitanien (Portugal)", Docum. Lab. Géol. Lyon, 130, 135p.

Barbosa, B. P., Soares, A. F., Rocha, R. B., Manuppella, G. et Henriques, M. H. (1988) - "Carta Geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia Explicativa da Folha 19A-Cantanhede", Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 46p.

Caloo-Fortier, B. (1985) - "La ligne de suture élément de comparaison des genres Pleydellia, Vacekia, Leioceras (Hildoceratacea, Toarcien-Aalénien, S. Gião, Portugal)", Colloque C.I.E.L., Cahiers de l´Inst. Catho. Lyon, 14: 231-253.

Duarte, L. V. (1995) - "O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética", Thèse Doct., Univ. Coimbra, 351p.

Elmi, S. & Mouterde, R. (1997) - "Les faunes de *Czernyeiceras* (Hammatoceratinae, Ammonitina) à la limite du Toarcien et de l´Aalénien", Cahiers Univ. Catho. Lyon, 10: 103-116.

Elmi, S. et Caloo-Fortier, B. (1985) - "Eléments essentiels des peuplements d´Ammonites du Toarcien terminal-Aalénien en Oranie (algérie occidentale)", Colloque C.I.E.L., Cahiers de l´Inst. Catho. Lyon, 14: 43-57.

Henriques, M. H. (1992) - "Biostratigrafia e Paleontologia (Ammonoidea) do Aaleniano em Portugal (Sector Setentrional da Bacia Lusitaniana)", Thèse Doct., Univ. Coimbra, 301p.

Henriques, M. H., Linares, A., Sandoval, J. et Ureta, M. (1996) - "The Aalenian in the Iberia (Betic, Lusitanian and Iberian Basins)" in A. C. Riccardi (ed.), "Advances in Jurassic Research", GeoResearch Forum, Transtec Publ., Zurich, 1-2: 130-150.

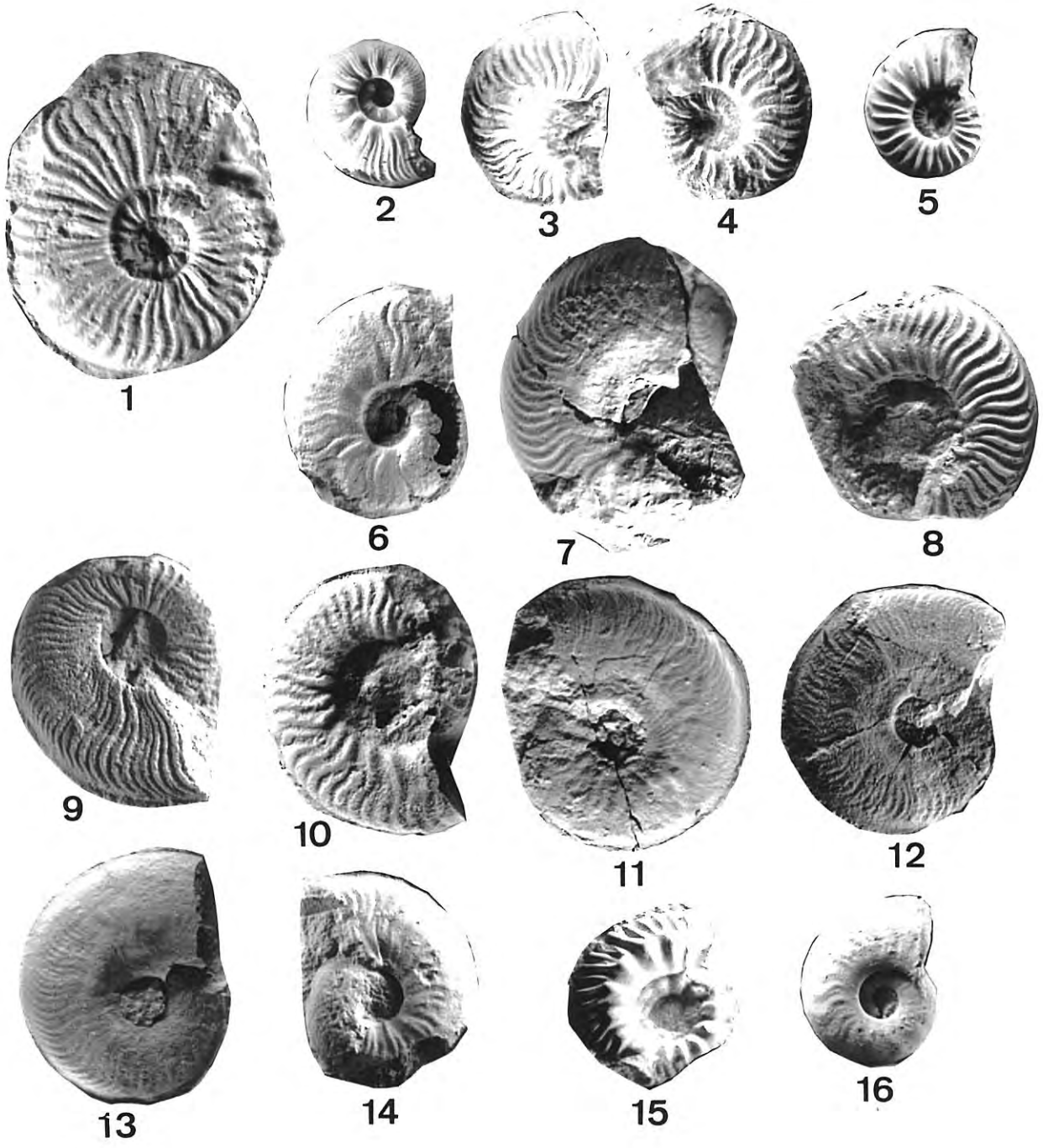
Mouterde, R., Rocha, R. et Ruget, Ch. (1979) - "Faciès, biostratigraphie et paléogeographie du Jurassique portugais", Ciências da Terra, Lisboa, 5: 29-52.

Rulleau, L. et Mouterde, R. (1997) - "Le genre *Catulloceras* Gemmellaro. Systématique, stratigraphie, paléogéographie. Cahiers de Univ. Catho. Lyon, sér. Sci., 10: 79-91.

PLANCHE 1

Tous les exemplaires sont figurés en taille naturel (x1).

1. Cotteswoldia sp. (SG1-1; sous-zone à Mactra)
2. Pleydellia subcompta (BRANCO) (SG6-1; sous-zone à Mactra)
3. Pleydellia aalensis (ZIETEN) (SG9-1; sous-zone à Aalensis)
4. Pleydellia aalensis (ZIETEN) (SG11-2; sous-zone à Aalensis)
5. Cotteswoldia limatula BUCKMAN (SG22-2; sous-zone à Aalensis)
6. Pleydellia sp. (SG34-2; sous-zone à Opalinum)
7. Cypholioceras sp. (SG34-7; sous-zone à Opalinum)
8. Pleydellia fluitans (DUMORTIER) (SG35-3; sous-zone à Opalinum)
9. Pleydellia aff. lotharingica (BRANCO) (SG35-21; sous-zone à Opalinum)
10. Pleydellia fluitans (DUMORTIER) (SG35-25; sous-zone à Opalinum)
11. Cypholioceras lineatum (BUCKMAN) (SG39-1; sous-zone à Opalinum)
12. Leioceras opalinum (REINECKE) (SG39-1; sous-zone à Opalinum)
13. Leioceras opalinum (REINECKE) (SG55-38; sous-zone à Comptum)
14. Cypholioceras comptum (REINECKE) (SG55-39; sous-zone à Comptum)
15. Leioceras aff. costosum (QUENSTEDT) (SG61-3; sous-zone à Comptum)
16. Bredyia sp. (SG83-1; sous-zone à Comptum)
17. Vacekia sp. (SG102-1; sous-zone à Comptum)


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

LES CHANGEMENTS FAUNIQUES CHEZ LES BRACHIOPODES AU PASSAGE TOARCIEN-AALENIEN EN DOMAINE NORD-TETHYSIEN OCCIDENTAL

Y. ALMERAS * & Ph. FAURE**

* UFR des Sciences de la Terre, Université Claude-Bernard, 27-43, bd du 11-Novembre-1918, 69622 Villeurbanne cedex .

** Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, URA CNRS 1405, Université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesdes, 31062 Toulouse cedex 4.

Nos observations résultent de travaux antérieurs (Alméras et Elmi 1998, Alméras et Fauré 1990, Alméras et Moulan 1982, 1988, Alméras *et al.,* 1997, Peybernès *et al.,* 1999) ou de travaux en cours (Alméras et Fauré, 2000) portant sur la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est, sur la Provence méridionale, sur les Pyrénées septentrionales et méridionales ainsi que sur la partie méridionale du Quercy. Ces études mettent en évidence un renouvellement des faunes de brachiopodes dans l'Aalénien inférieur, au niveau de la sous-zone à Bifidatum.

Le Toarcien supérieur (zone de brachiopodes à Stroudithyris infraoolithica et S. stephanoides) se termine avec la sous-zone à Homoeorhynchia cynocephala et Zeilleria (Zeilleria) cf. lycetti correspondant à l'intervalle zone à Pseudoradiosa, sous-zone à Pseudoradiosa - zone à Aalensis (Alméras *et al.,* 1997, Tabl. XVIIIb). La faune caractéristique de cette sous-zone comprend : *Homoeorhynchia cynocephala* (RICHARD), *Rhynchonelloidea ruthenensis* (REYNES), *R. goyi* GARCIA-JORAL, *Stroudithyris infraoolithica* (DESLONGCHAMPS), *S. stephanoides* ALMERAS et MOULAN, *Monsardithyris catzigrasae* ALMERAS et MOULAN, *Lobothyris haresfieldensis* (DAVIDSON) et *Zeilleria (Zeilleria)* cf. *lycetti* (DAVIDSON). En Provence méridionale ainsi que dans les Pyrénées septentrionales et méridionales, *H. cynocephala*, *S. infraoolithica*, *S. stephanoides*, *M. catzigrasae*, représentés dans les sous-zones à Mactra et à Lugdunensis du Toarcien terminal se poursuivent dans la sous-zone à Opalinum de l'Aalénien inférieur, où ces espèces ne sont représentées que par de rares spécimens (Fig. 1). Dans les Pyrénées, les couches de passage du Toarcien à l'Aalénien voient donc une raréfaction des brachiopodes, à l'exception de *R. ruthenensis* et *R. goyi* (Pyrénées languedociennes : en particulier les Justices, carrière Est de Névian ; Zone sud-pyrénéenne : Calvera-La Coma ; Sierras marginales : Peramola) ainsi que de *H. cynocephala* (Béarn, Pic du Larbastan ; Zone de Pedraforca : Coll de Port, à Tuixén ; Sierras marginales: Torello, dans la Sierra de Turp ; Le Pla de Molto, à l'Almettla de Montsec, Nord de Camarasa). Enfin, dans les Pyrénées languedociennes (Corbières), les brachiopodes de la sous-zone à Bifidatum n'ont pas été observés tandis que *Monsardithyris trilineata* (YOUNG et BIRD), *Stroudithyris pisolithica* (BUCKMAN), *Euidothyris extensa* (BUCKMAN), *Lophrothyris contrata* (BUCKMAN), *Globirhynchia subobsoleta* (DAVIDSON) et *Cymatorhynchia humilis* (BUCKMAN) constituent une association de brachiopodes caractéristique des zones à Murchisonae et à Bradfordensis (Peybernès *et al.,* 1999 et Fig. 1). On observe une même absence de documentation concernant les ammonites de la sous-zone à Bifidatum.

Le renouvellement faunique situé au passage de la sous-zone à Bifidatum a également été observé en Provence méridionale où apparaissent les premiers *Canorothyris* (*C. continii* ALMERAS et MOULAN) qui se développeront jusqu'au sommet de l'Aalénien (sous-zone à Formosum) avec *C.* ? *eudesiana* BUCKMAN-DAVIDSON)(Alméras et Moulan, 1988, fig. 19). L'apogée de *Ferrythyris elianae* ALMERAS et MOULAN se place à la base de la zone à Murchisonae (sous-zone à Haugi) tandis que dans cette même région, la sous-zone à Bifidatum a livré *"Terebratula" valcrosensis* ALMERAS et MOULAN, *Loboidothyris hypocystis* ALMERAS et MOULAN et des *Stroudithyris* [*S. arenaria* (BUCKMAN), *S. frederici-romani* (ROCHE)] différents des *Stroudithyris* toarciens (Almeras et Moulan, 1988, fig.15). Sur la bordure ardéchoise, *Globirhynchia prava* (ROTHPLETZ) et *Pseudogibbirhynchia mutans* (ROTHPLETZ) apparaissent dans des niveaux condensés datés de la zone à Opalinum (*pars* supérieure) et de la base de la zone à Murchisonae (sous-zone à Haugi Alméras et Elmi, 1998, fig. 16.)

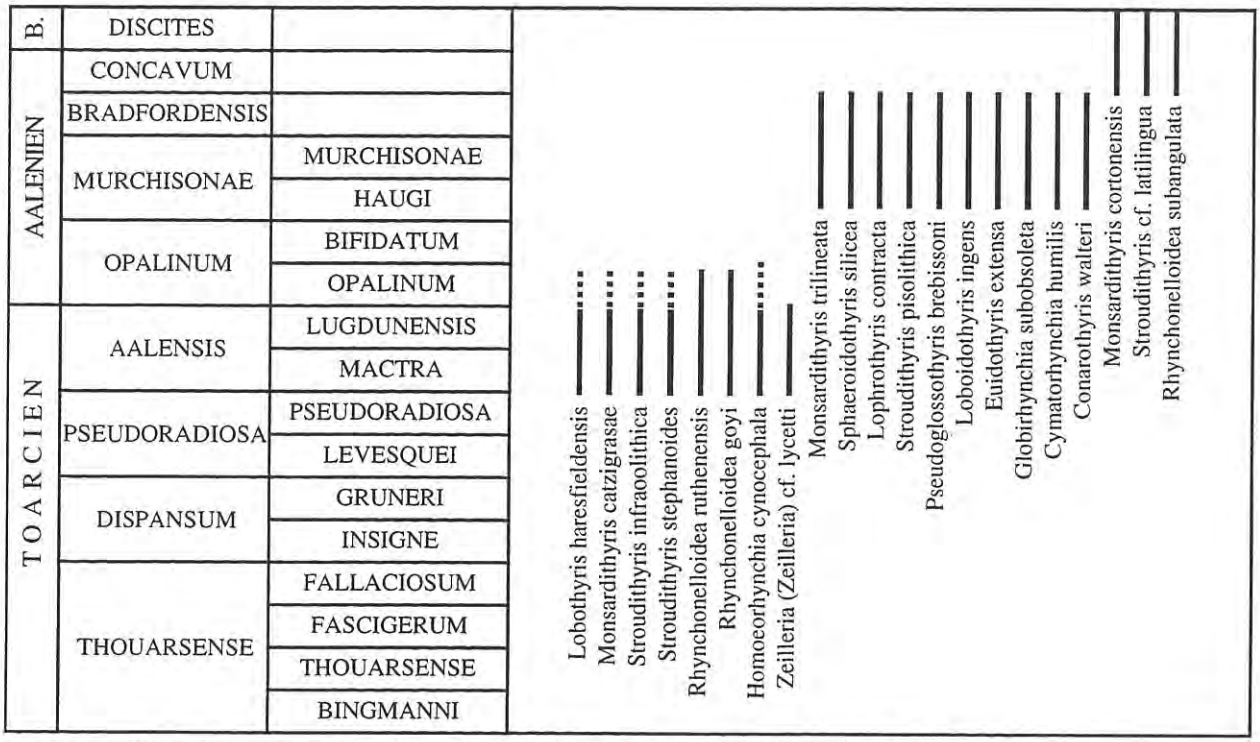


Fig. 1 - Biostratigraphie des Brachiopodes toarciens supérieurs et aaléniens dans les Pyrénées septentrionales et méridionales (ALMERAS et FAURE, 2000).

	ZONES	SOUS-ZONES	ZONES	SOUS-ZONES
B.	DISCITES		Conarothyris opima	Loboidothyris perovalis
AALENIEN	CONCAVUM			Rhynchonelloidea subangulata
	BRADFORDENSIS		Pseudoglossothyris brebissoni et Monsardithyris trilineata	Stroudithyris pisolithica
	MURCHISONAE	MURCHISONAE		
		HAUGI		Ferrithyris elianae
	OPALINUM	BIFIDATUM	Globirhynchia prava et Conarothyris continii	
		OPALINUM	Stroudithyris infraolithica et Stroudithyris stephanoides	Rhynchonelloidea ruthenensis et Homoeorhynchia cynocephala
TOARCIEN	AALENSIS	LUGDUNENSIS		
		MACTRA		
	PSEUDORADIOSA	PSEUDORADIOSA		
		LEVESQUEI		
	DISPANSUM	GRUNERI		
		INSIGNE		
	THOUARSENSE	FALLACIOSUM		Stroudithyris infraolithica
		FASCIGERUM		
		THOUARSENSE		
		BINGMANNI		

Fig. 2 - Zonation du Toarcien et de l'Aalénien nord-téthysien occidental par les Brachiopodes (ALMERAS et FAURE, 2000).

Au passage Toarcien-Aalénien, l'histoire sédimentaire varie suivant les régions concernées : poursuite des mêmes types de dépôts (Calcaires à chailles de la Provence méridionale) ou bien reprise de la sédimentation sous différents faciès, ce qui entraîne la différenciation de biotopes plus ou moins favorables ou défavorables à la vie benthique, donc une diversité des brachiopodes à l'intérieur du domaine nord-téthysien occidental. Cette diversité complique le choix des espèces-indices lors de l'établissement d'une zonation valable pour un vaste domaine soumis à évolution paléogéographique et environnementale. La zonation est perfectible en fonction des données acquises. Les modifications ici suggérées concernent le passage Toarcien-Aalénien (Fig. 2). La dernière sous-zone du Toarcien supérieur et de l'Aalénien inférieur basal (sous-zone à Opalinum) correspond à la sous-zone à Rhynchonelloidea ruthenensis et Homoeorhynchia cynocephala. *H. cynocephala* (dont l'aire de distribution s'exclut avec celle de *R. ruthenensis*) y remplace *Zeilleria (Zeilleria) lycetti* (*in* Alméras *et al.*, 1997, Tabl. XVIIIb) qui n'est pas l'espèce de Davidson (cantonnée dans le Toarcien moyen et le Toarcien inférieur basal). La première zone de l'Aalénien, corrélée avec les sous-zones à Bifidatum et à Haugi *pars* inférieure, est la zone à Globirhynchia prava et Conarothyris contínii.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALMERAS Y. BOULLIER, A et LAURIN B. (1997) – Zonation du Jurassique français par les Brachiopodes. *In* : CARIOU E., HANTZPERGUE P. (coord.) – Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.* mém. 17, p. 169-195, pl. 29-31.

ALMERAS Y. et ELMI S. (1998) – Les brachiopodes jurassiques moyens de la bordure vivaro-cévenole (Bassin du Sud-Est, France). *Strata*, Toulouse, sér. 2, vol. 29, 145 p., 9 pl.

ALMERAS Y. et FAURE Ph. (1990) – Histoire des Brachiopodes liasiques dans la Téthys occidentale : les crises et l'écologie. *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, sér. Sci., n° 4, p. 1-12.

ALMERAS Y. et FAURÉ Ph. (2000) - Les Brachiopodes liasiques des Pyrénées. Paléontologie, biostratigraphie, paléobiogéographie et paléoenvironnements. *Strata*, sous presse.

ALMERAS Y. et MOULAN G. (1982) – Les térébratulidés liasiques de Provence. Paléontologie, biostratigraphie, paléoécologie, phylogénie. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 86, 365 p., 22 pl.

ALMERAS Y. et MOULAN G. (1988) – Les térébratulidés du Dogger provençal (Paléontologie, biostratigraphie, phylogénie, paléoécologie). *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 101, 277 p., 14 pl.

PEYBERNES B., FAURE Ph. et ALMERAS Y. (1999) – Datations et corrélations nouvelles dans les séquences de dépôt du Lias terminal et du Dogger des Corbières (Aude, France) grâce aux Ammonites et aux Brachiopodes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 329, sér. II, p. 211-217.

THE BRENT DELTA COMPLEX : A RECORD OF THE MID CIMMERIAN UNCONFORMITY IN THE NORTH VIKING GRABEN (North Sea) ?

JACQUIN Thierry (1), DUNAY Robert E. (2), THOMSEN Mark (3)

(1) Equipe Bassins Sédimentaires, ORSAYTERRE, Université de Paris-XI, Bât : 504, 91405 Orsay Cedex.
E-mail: jacquin@geol.u-psud.fr
(2) Mobil North Sea Limited, Mobil Court, 3 Clements Inn, London WC2A 2EB.
E-mail: bob_e_dunay@email.mobil.com
(3) Mobil Exploration Norway Inc., Nedre Strangdt 41-44, 4003 Stavanger, Norway.
E-mail: mark_thomsen@email.mobil.com

Following the peak transgression of the Early Toarcian, the overall regression dated Late Toarcian to Early Bajocian is a common characteristic of all the European basins. During the Late Toarcian, the uplift of the North Sea Rift Dome (Ziegler, 1988; Underhill, 1993-1994) caused a major downward shift of the coastal onlaps (Mid-Cimmerian unconformity) together with the rapid progradation of a major sand-prone deltaic complex in the surrounding subsiding basins (so-called BRENT Delta complex). Although there is a broad consensus regarding the significance of the classical formations of the Brent Delta system (Broom, Rannoch, Etive, and Tarbert; Cannon *et al.* 1992; Mitchener *et al.* 1992), the most controversial issues are its overall architecture and the facies relationship between these different formations and laterally equivalent erosional unconformities. To solve these problems, our approach consists in building a physical framework based on: (a) facies and stratal stacking patterns from the integration of cores and wire line logs from more than 250 wells, and (b) development of time lines from the integration of biostratigraphy and sequence stratigraphy based on accommodation changes analysis. Facies, facies associations, and depositional environments have been described in unpublished industrial reports from over 27000 meters of cores. Their facies analysis forms the basis for the construction of depositional sequences. We have listed a series of 60 palynostratigraphic events in the Jurassic, 16 of which cover the Brent interval. They are based on relative variations of taxa, or groups of taxa, and very rarely on top or base occurrence. The studied organisms are from different origins, marine (mostly dinoflagellates), freshwater to brackish (algae, *Botryococcus spp.*), and continental (pollens and spores). The biostratigraphic and correlative significance of these various events vary considerably, but they provide a very high-frequency framework which forms the basis of our biostratigraphic calibration (Tabl 1).

Eight third-order depositional sequences have been identified within the BRENT Group. Four numbered as To7, Aa1, Aa2 and Bj1 are related to the regressive progradational part of the delta (Fig. 1). Four numbered as Bj2 to Bj5 are related to the aggradation and retreat of the BRENT delta. The onset of the BRENT delta progradation coincides with the sequence boundary To7. The maximum progradation of the BRENT Delta is reached in the most Northern Viking Graben area, at the top lowstand of sequence Bj1. At any time during the regressive phase, the sequence stratigraphic correlations emphasise the diachroneity between the Latest Toarcian, the Aalenian and the Early Bajocian Rannoch (lower to middle shoreface) and Etive Formations (upper shoreface - foreshore) with respect to the Ness alluvial plain. Following up the overall progradation, the aggradation of the alluvial plain and delta-front starts during the Early Bajocian (TST Bj1). This major turning point is marked by a change in palynomorphs associations with abundant *Classopollis spp.* at the maximum regression and uphole increase in various miospores species including *Deltoidospora spp., Densoisporites spp.* and *P. elatoides* during the overall aggradation. This event has been regionally and reliably identified across the North Viking Graben, probably occurring in response to improved drainage and/or aridity during the regressive phase and increased humidity during the overall aggradation and transgression. Finally, the retreat of the BRENT delta system is recorded by a series of offset-stacked marine sand-sheets (Tarbert), which interfinger landward (towards the south) with delta plain successions. The Tarbert sandstones unconformably overly the alluvial plain deposits (Fig. 1). Their basal erosional surface (called herein the Tarbert Unconformity) records both the effects of the ravinment processes induced by the rapid relative sea-level rise and the onset of the rifting in the Northern North Sea.

The Tarbert sandstones from the North Viking Graben area are no younger than Late Bajocian-lowermost Early Bathonian, and are calibrated with the first downhole occurrence (FDO) of *P. bjaerkei, P. thomasii*, and the ACME of *S. granulatum* and *D. willei*. Numerous autors have tentatively correlated these Tarbert sandstones of the North Viking Graben with « Tarbert » like facies (Late Bajocian to Bathonian in age) from the South Viking Graben using the common occurrence of *D. willei* at the base of the succession to introduce a considerable diachroneity within the Tarbert Formation. We consider this correlation to be incorrect, as the « Tarbert » like facies from the south develops above a widespread marine shaly break (Beryl II Formation, Maxwell *et al.*, 1999), which is undoubtly well dated by dinocysts and ammonites from the Latest Bajocian - lowermost Early Bathonian, i.e. time-equivalent of the drowning of the BRENT in the North.

TIME LINES	PALYNOLOGICAL ASSOCIATIONS	STRATIGRAPHIC INTERPRETATION
Bt3	(mfs) FDO *P.tripartita,* (mfs) FDCO *D.filapicata* commun (LST) BRENT/Dunlin *Spp.* recycling (LST) Common agglutinated forams	**LATE BATHONIAN** (Hodsoni Zone)
Bt2	LDCO *Verneulinoides* spp. LDO *C. perireticulata* Influx agglutinated forams	**MIDDLE BATHONIAN** (Subcontractus zone)
Bt1	(mfs) FDCO *D. willei* (mfs) Influx *K.gochtii/kettonensis*, agglut. foram.	**MIDDLE BATHONIAN** (Progracilis zone)
Bj5 **BRENT DELTA DROWNING**	(mfs) Top ACME *D. willei, Escharisphaeridium spp.* (mfs) *Top Chasmatoporites spp.* FDO *P.bjaerki* (mfs) Top ACME *S. granulatum* (LST) Influx *Botryococus Spp. O. enigmatus*	**EARLY BATHONIAN** (Zigzag zone)
Bj4 **TARBERT UNC.**	*(mfs) FDCO N.gracilis, P.thomasii* (mfs) Top Abond. *D.willei Sentusidinium spp.*	**LATE BAJOCIAN** (Parkinsoni zone)
Bj3	(mfs) *LDO D.willei*, FDO *E. prisca, P.eukemes* *(LST) LDO P. thomasi, P.praecox* Abondant (LST) LDCO *S.granulatum C.mesozoicus*	**LATE BAJOCIAN** (Subfurcatum zone)
Bj2	*(HST) Deltoidospora Spp.* Abond. (HST) ACME *Lycopodiumsporites* (mfs) Influx N.*gracilis, N.senex*	**EARLY BAJOCIAN** (Humphriesianum zone)
Bj1 **LST : MAXI PROGRADATION BRENT DELTA**	(HST) Influx *K.variegatus,* B/O Group (HST) Influx *D.velatus* (LST) ACME *Classopolis* Spp.	**EARLY BAJOCIAN** (Laeviuscula Zone)
Aa2	(HST) *Deltoidospora Spp.* Abond. (HST) Influx *P.elatoides, B/O* Group (mfs) Influx *Nannoceratopsis* Spp. (mfs) Influx Botryococus *Spp.* (LST) *Chasmatoporites Spp.*	**LATE AALENIAN** (Concavum Zone)
Aa1	(HST) Influx *P.enigmatus* (HST) Influx *Deltoidospora Spp.* (mfs) Influx Botryococus *Spp.* (mfs) min. Infl *Nannoceratopsis Spp.* *Lycopodiumsporites* commun (LST) Top ACME *Botryococus*Spp.	**EARLY AALENIAN** (Opalinum Zone)
To7 **ONSET BRENT PROGRADATION**	Base ACME *Botryococus Spp.* Top ACME *Nannoceratopsis Spp.*	**LATE TOARCIAN** (Levesquei s. Zone)
mfs To6	Consistent *S.simplicum, C.halosa* FDAO *Parvocysta / Phallocysta Spp.* FDO *N. triangulata, P.junior* Influx Agg./Calc. benthic forams.	**LATE TOARCIAN** (Thouarsense zone)

Tabl 1. Uppermost Liassic-lowermost Dogger palynological zonation for the North Viking Graben area.

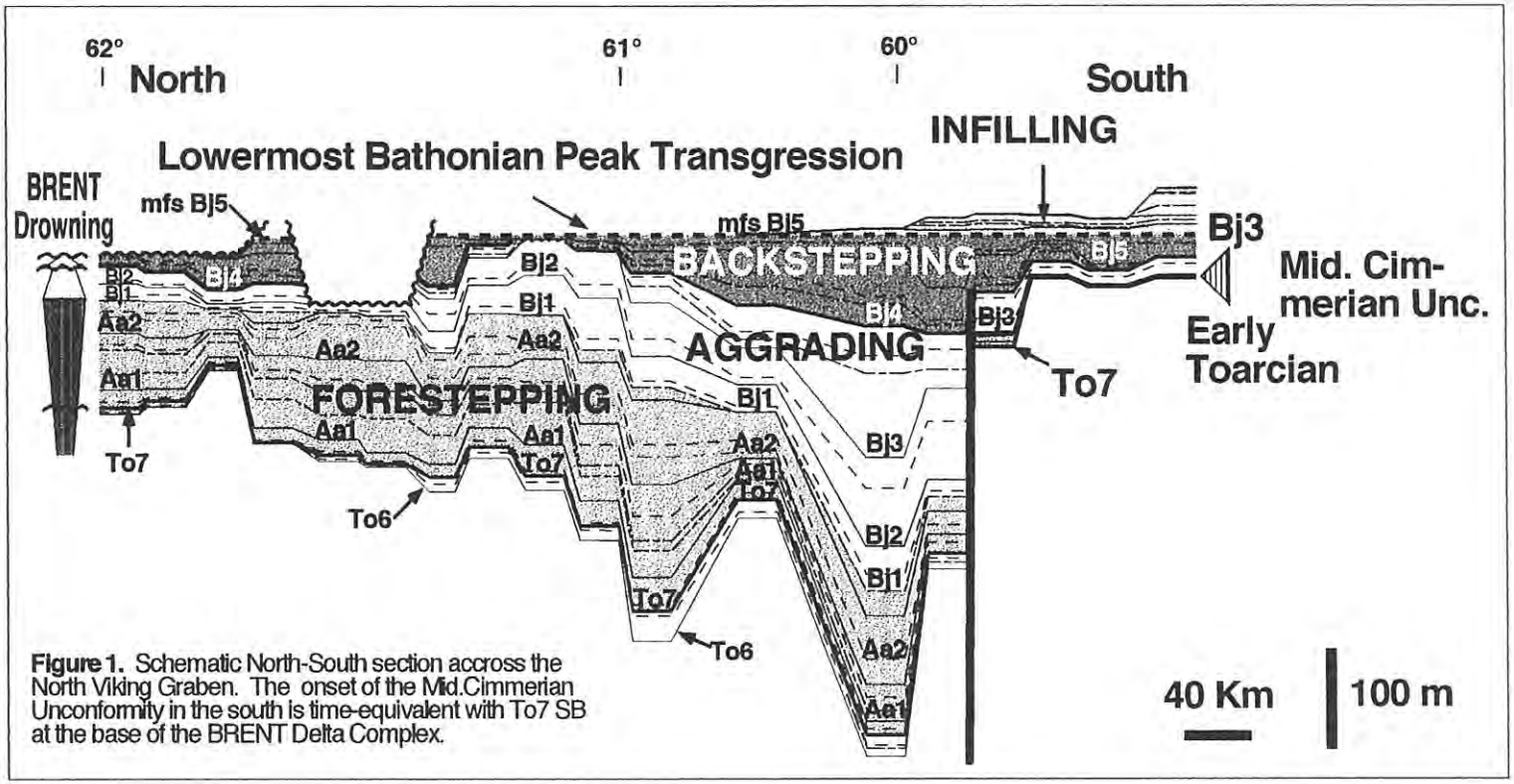


Figure 1. Schematic North-South section accross the North Viking Graben. The onset of the Mid.Cimmerian Unconformity in the south is time-equivalent with To7 SB at the base of the BRENT Delta Complex.

The nature of the stratigraphic relationship between the BRENT Delta Complex and the Central North Sea Dome to the south produced the so-called Mid Cimmerian Unconformity, and demonstrates that the onset of the BRENT Delta progradation (To7 SB) is coincident with the initial rise of the Dome (Underhill & Partington; 1993a, 1993b). In addition, the succession of 15 isopach and depositional environment maps that we have produced to illustrate BRENT Delta progradation, indicate that the maximum rates of northward progradation of the delta front took place during the Aalenian, when the erosion was actively keeping pace with the doming in the Central North Sea. However, although the Central North Sea Dome explains the large amount of clastic material shed from the south to the north, it does not explain the NE Shetland and Norwegian source of clastics, which both converge towards the North Viking Graben at the maximum BRENT progradation. In addition, differential subsidence and related reactivation of major normal faults and NW-SE striking lineaments have controlled the distribution of the depocenters and the pathways for the detrital material. Finally, the alluvial plain deposits of the BRENT Delta Province are characterized by numerous correlatable allo-cycles, which suggest that high-frequency changes in shelfal accommodation have been also one of the major driving mechanism for the BRENT Delta development.

References

CANNON S.J.C., GILES M.R., WHITAKER M.F., PLEASE P.M., and MARTIN S.V., 1992. A regional reassessment of the Brent Group, UK Sector, North Sea. *in* Morton A.C., Jaszeldine R.S., Giles M.R. and Brown S., (eds), *Geology of the Brent Group*: Geological Society, London, Special Publication, n° 61, p. 15-26.

MAXWELL G., HARTLEY A., and CRANE J., 1999. High resolution zonation within a tide-dominated deltaic reservoir: the Middle Jurassic Beryl Formation, Beryl Field, UKCS. *In:* Fleet, A.J. & Boldy, S.A.R. (eds) *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference,* Geological Society of London, p. 1187,1198.

MITCHENER B.C., LAWRENCE D.A., PARTINGTON M.B., BOWMAN M.B.J., and GLUYAS J., 1992. Brent Group: sequence stratigraphy and regional implications. *in* Morton, A.C., Haszeldine, R.S, Giles, M.R., and Brown S., (eds.), *Geology of the Brent Group*, Geological Society, London, Special Publication n° 61, p. 45-80.

UNDERHILL J.R., and PARTINGTON M.A., 1993a. Jurassic thermal doming and deflation in the North Sea: implication of the sequence stratigraphic evidence. in J.R. Parker (Ed.), *Petroleum Geology of Northwest Europe, Proceedings of the 4th Conference*: Geological Society of London, v. 1, p. 337-346.

UNDERHILL J.R., and PARTINGTON M.A., 1993b. Use of Genetic Sequence Stratigraphy *in* Defining and Determining a Regional Tectonic Control on the "Mid Cimmerian Unconformity": Implication for North Sea Basin development and the Global Sea-Level Chart. *in* P. Weimer and H. Posamentier (eds), *Siliciclastic Sequence Stratigraphy*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir n° 58, p. 449-484.

ZIEGLER, P.A., 1988. Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys: American Association of Petroleum Geologists, Memoir n° 43/I, Tulsa (OK), 198 p.

TECTONIC AND EUSTATIC FORCING ON DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS IN THE DANISH BASIN AND DANISH CENTRAL GRABEN NEAR THE LIAS-DOGGER BOUNDARY

L.H. NIELSEN, J. ANDSBJERG, K. DYBKJÆR, P.N. JOHANNESSEN

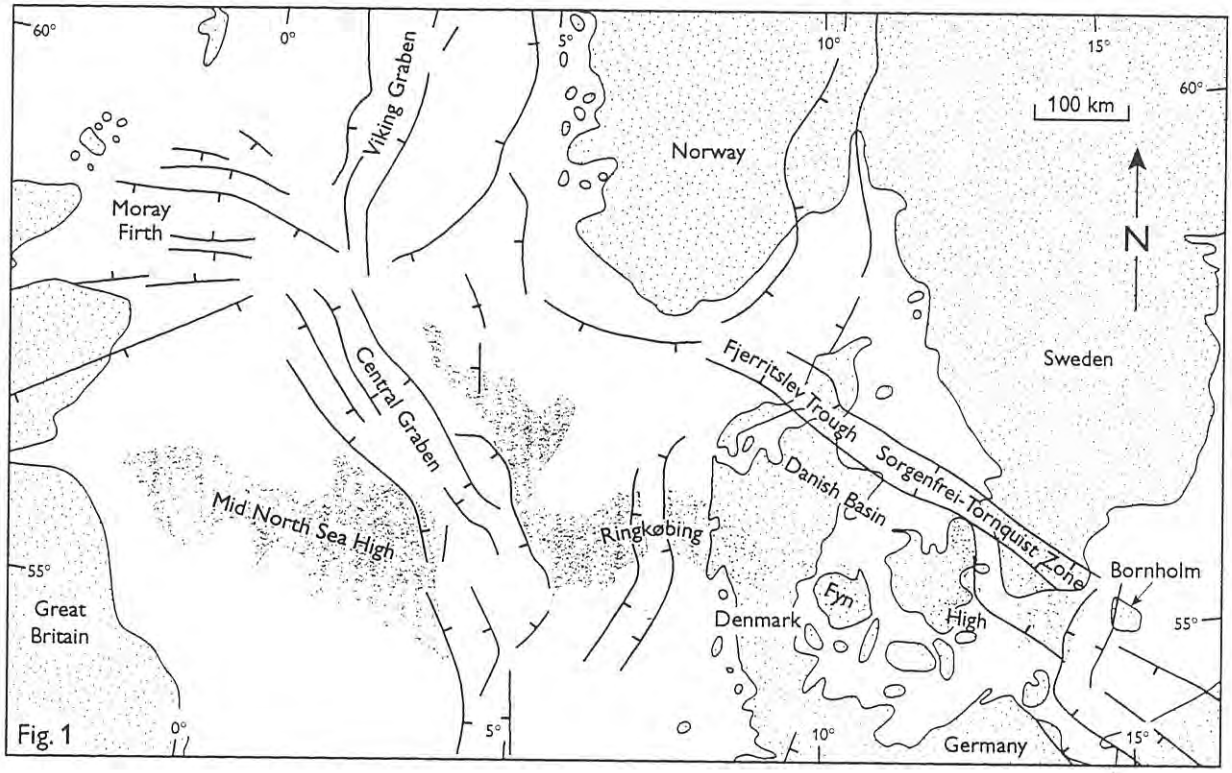
Geological Survey of Denmark and Greenland (GEUS), Thoravej 8, DK 2400 NV, Copenhagen - Denmark.
E-mail : LHN@GEUS.dk

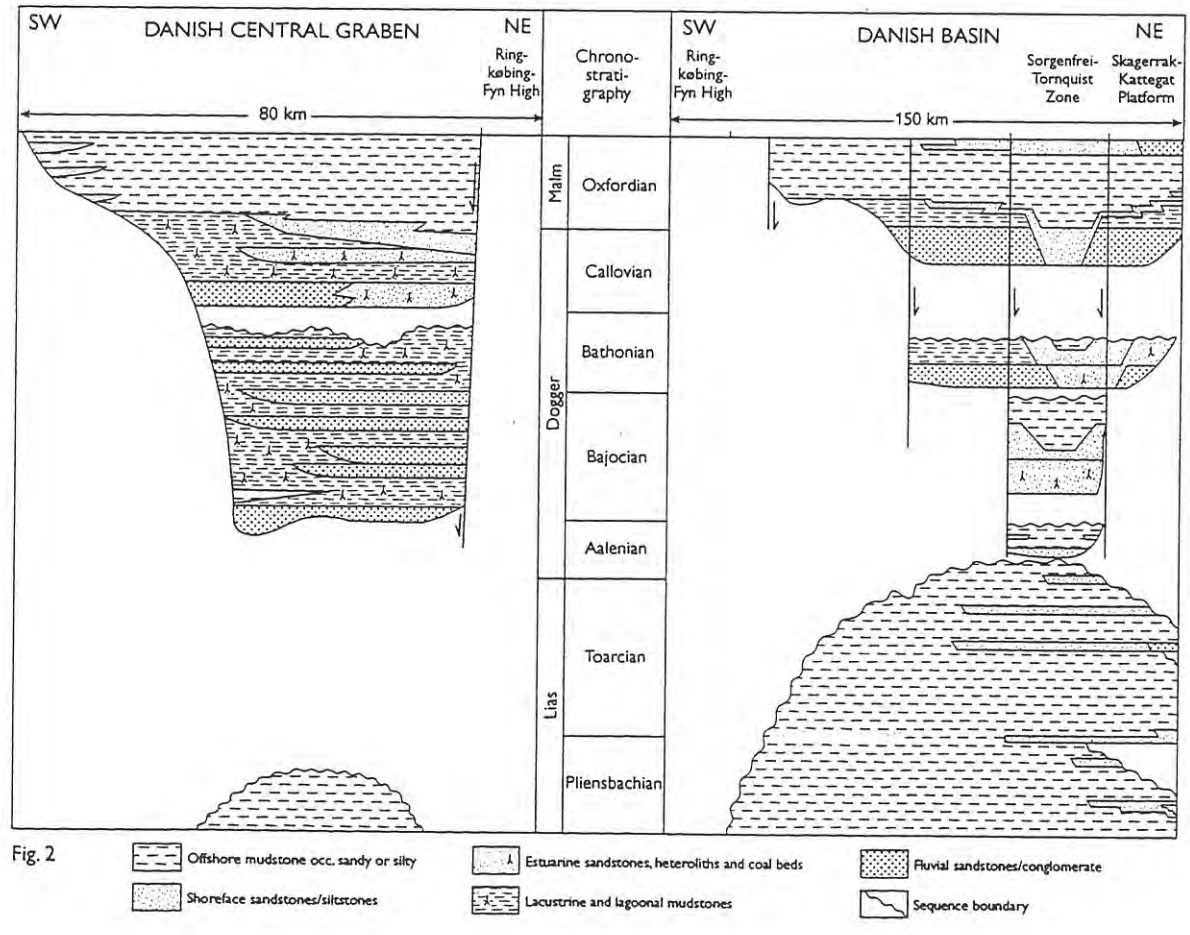
The Danish Central Graben forming part of the North Sea rift system and the Danish Basin bordering the stable Fennoscandian Shield are the principal Mesozoic basins in Denmark (Fig. 1). The two basins were formed as a result of Late Carboniferous–Early Permian plate reorganisations with break-up of Pangea and northward drift of Laurasia during the Mesozoic.

An extensive epicontinental sea was established in the Early Jurassic covering most of Northwest Europe including the two basins and the prominent Ringkøbing-Fyn High, and the climate changed from hot and arid to warm-temperate to subtropical humid oceanic with seasonally rainfall. The north-eastern margin of the sea coincided with the Fennoscandian Border Zone forming the transition from the stable Fennoscandian Shield to the subsiding basins. The shield was eroded and large volumes of mud were supplied to the basin. The large free fetch of the open shelf area allowed frequent storms to create extensive currents that transported large volumes of mud from the basin margin to the deeper parts of the basins. Accommodation space was continuously formed owing to the overall eustatic rise combined with relatively rapid subsidence governed by thermal contraction. However, the sediment supply was able to keep pace with the formation of new accommodation and thick, extensive and uniform sheets of mud were deposited. Biozones are thickly developed; hiati are mostly insignificant and sequence boundaries are typically developed as conformable surfaces marked by a slight change from forward-stepping to back-stepping stacking patterns accompanied by a shift from mudstones to fine-grained heteroliths that constitute lowstand systems tracts. Sand was trapped along the basin margins where thick paralic sediments were deposited. The resulting succession thus shows a relatively conformable stacking pattern without significant starvation surfaces, condensed sections or pronounced sequence boundaries (Fig. 2).

Due to a latest Pliensbachian–earliest Toarcian deepening and the onset of the regional Toarcian oceanic anoxic event, the bentic fauna disappeared and black, carbonaceous claystones were deposited. In spite of several short-lived regressive events with shoreline progradation into the deep Fjerritslev Trough, a normal shelf environment was never re-established, and the anoxic environment dominated in the remaining part of the Toarcian and into the Early Aalenian. The prolonged anoxia was probably related to a progressive isolation of the Danish Basin from the North Sea basins and development of a stratified water column due to insufficient water circulation and mixing. The isolation of the basin was probably related to the initiation of regional uplift in the North Sea including the Ringkøbing-Fyn High and most of the Danish Basin. In the deep Sorgenfrei-Tornquist Zone, the termination of the Early Jurassic depositional style is marked by Lower Aalenian shoreface sandstones overlying a regressive surface of marine erosion dated to the top Opalinum Zone.

In contrast to the tectonic tranquillity in the Early Jurassic, uplift and differential subsidence completely changed the configuration of the basins in the early Middle Jurassic. Large part of the North Sea was domed due to the formation of a major rift-dome or several domes related to a mantle plume. The Ringkøbing-Fyn High was uplifted and large parts of the Danish Basin were tilted toward the north-east with the Sorgenfrei-Tornquist Zone functioning as a hinge zone between the basin and the Fennoscandian Shield. In Skåne, Southern Sweden, uplift and erosion also occurred possibly related to another dome. Volcanism, delayed relative to the initial domal uplift occurred at several places in the North Sea and in Skåne. Large parts of the basins were exposed and eroded. In the Danish Central Graben the Middle Jurassic overlies a hiatus corresponding to at least the Upper Pliensbachian-Lower Aalenian, and in the Danish Basin the Lower Jurassic shows progressively deeper truncation toward the Ringkøbing-Fyn High (Fig. 2). Deposition became confined to narrow, fault-bounded grabens with the deep eastern part of the Danish Central Graben and the Sorgenfrei-Tornquist Zone as the main depocentres. The grabens slowly subsided, c. 10-20 m/Ma and 150 to 250 m of continental to paralic sediments were accumulated during the Late Aalenian–Bathonian. Syn-depositional fault-activity is indicated by thickening toward the main boundary fault of the Danish Central Graben, the fault-bounded preservation of sediments in the Fjerritslev Trough, and presence of debris flow deposits with basement boulders at Bornholm. In the Danish Central Graben deposition of fluvial channel sand, overbank sediments and extensive lacustrine mudstones dominated in the Late Aalenian?–Bathonian. In the southern and south-western part of the graben floodplain and lacustrine sediments are more prominent and channel sandstones are thinner and more patchy developed. Thin


60°
0°
5°
10°
15°
60°
100 km
N
Viking Graben
Norway
Moray
Firth
Sweden
Central Graben
Fjerritslev Trough
Sorgenfrei-Tornquist Zone
Danish Basin
Mid North Sea High
Ringkøbing
Fyn
High
Bornholm
55°
Great
Britain
Denmark
Germany
Fig. 1


SW
DANISH CENTRAL GRABEN
NE
Ring-
køb ing-
Fyn High
80 km
Chrono-
strati-
graphy
SW
DANISH BASIN
NE
Ring-
køb ing-
Fyn High
Sorgenfrei-
Tornquist
Zone
Skagerrak-
Kattegat
Platform
150 km
Malm
Oxfordian
Callovian
Dogger
Bathonian
Bajocian
Aalenian
Lias
Toarcian
Pliensbachian
Fig. 2
Offshore mudstone occ. sandy or silty
Estuarine sandstones, heteroliths and coal beds
Fluvial sandstones/conglomerate
Shoreface sandstones/siltstones
Lacustrine and lagoonal mudstones
Sequence boundary

marine mudstones in the lower part of the succession in this area suggest together with marine mudstones in the Dutch Central Graben a regional slope towards the south. In the Fjerritslev Trough the initial deposition of shoreface sand was followed by deposition of transgressive mud with thin sand beds in the Aalenian. Incised valleys formed by a subsequent sea-level fall were filled by estuarine deposits during a Bajocian sea-level rise. The valley-fills are overlain by transgressive marine mudstones and sandstones. A second phase of sea-level controlled incision and subsequent deposition of estuarine valley-fills occurred in the Early Bathonian. As accommodation was created on the lower part of the ramps along the Sorgenfrei-Tornquist Zone during continued sea-level rise, deposition overstepped the zone and braided fluvial channel sandstones were deposited on the ramps. The sandstones are topped by lacustrine and lagoonal mudstones reflecting generation of additional accommodation. In general, however accommodation was limited as shown by the absence of late transgressive to highstand systems tracts; these were probably cannibalised during sea-level falls. In both basins an intra-Bathonian unconformity occurs; in the Danish Central Graben its formation was probably associated with a change in regional slope from southward to northward. The unconformity is fluvially-incised, and the initial sedimentation was dominated by extensive fluvial channel deposits. On ramps dipping toward the deep parts of the basins, braided river sandstones dominate. In more basinal areas occur interbedded fluvial and estuarine deposits in the Danish Central Graben and interbedded estuarine and shallow marine deposits in the Danish Basin. A regional Callovian–Oxfordian transgression created further accommodation and the depositional area gradually increased including larger parts of the ramps where paralic and shoreface deposits gradually back-stepped up-dip the ramps. Final transgression of ramps and deposition of widespread mudstones occurred in the Oxfordian.

The Lias–Dogger of the Danish Basin and Danish Central Graben therefore belongs to two principal tectono-stratigraphic units characterised by very different depositional styles. The deposition in Lias was governed by continuos formation of accommodation, large supply of mud, and an effective marine distribution system, which resulted in deposition of an up to 1000 m thick succession dominated by marine mudstones. In Dogger the depositional style changed to narrow fault-bounded grabens with limited accommodation space, where less than 300 m of continental and paralic deposits were deposited. The two tectono-stratigraphic units are separated by an extensive unconformity close to the Lias/Dogger boundary. The unconformity shows progressively deeper truncation of the Liassic mudstones away from the depocentres and pronounced younging of the Dogger–Malm onlap in the same directions (Fig. 2). The shape of the uplifted area is more a broad arch rather than a central semi-circular dome and includes the Ringkøbing-Fyn High and most of the Danish Basin with the Sorgenfrei-Tornquist Zone functioning as a hinge zone between the stable Fennoscandian Shield and the subsiding basins.

Andsbjerg, J. in press. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Bryne and Lulu Formations, Middle Jurassic, northern Danish Central Graben. In : Surlyk, F. & Ineson, J. R. (eds.): The Jurassic of Denmark and Greenland. Geology of Denmark Survey Bulletin.

Andsbjerg, J. & Dybkjær, K., in press: Jurassic sequence stratigraphy of the Danish Central Graben. In : Surlyk, F. & Ineson, J. R. (eds.): The Jurassic of Denmark and Greenland. Geology of Denmark Survey Bulletin.

Nielsen, L. H. in press.: Late Triassic–Jurassic development of the Danish Basin and Fennoscandian Border Zone, southern Scandinavia. In : Surlyk, F. & Ineson, J. R. (eds.): The Jurassic of Denmark and Greenland. Geology of Denmark Survey Bulletin.

EVOLUTION DES STRUCTURES AU PASSAGE LIAS-DOGGER DANS LE BASSIN DE PARIS D'APRES LES DONNEES DE SUBSURFACE

GRACIANSKY Pierre Charles de (1), JACQUIN Thierry (2), POLI Emmanuelle (3)

(1) Ecole des Mines de Paris, Labo de Géologie, 60 Bd. St. Michel, 75272 Paris Cedex 06. E-mail: graciansky@de.ensmp.fr
(2) Equipe Bassins Sédimentaires, ORSAYTERRE, Université de Paris-XI, Bât : 504, 91405 Orsay Cedex. E-mail: jacquin@geol.u-psud.fr
(3) GEOLINK, 152 Bld. malesherbes, 75017 Paris.

La discontinuité mi-cimmérienne (Toarcien supérieur-Aalénien) est bien exprimée dans toute la France et particulièrement dans le Bassin de Paris. Elle se manifeste sur les hauts fonds, par l'extrême réduction ou la lacune de l'Aalénien et par la lacune de la base du Bajocien basal (séquence Bj1) (Graciansky *et al.*, 1998).

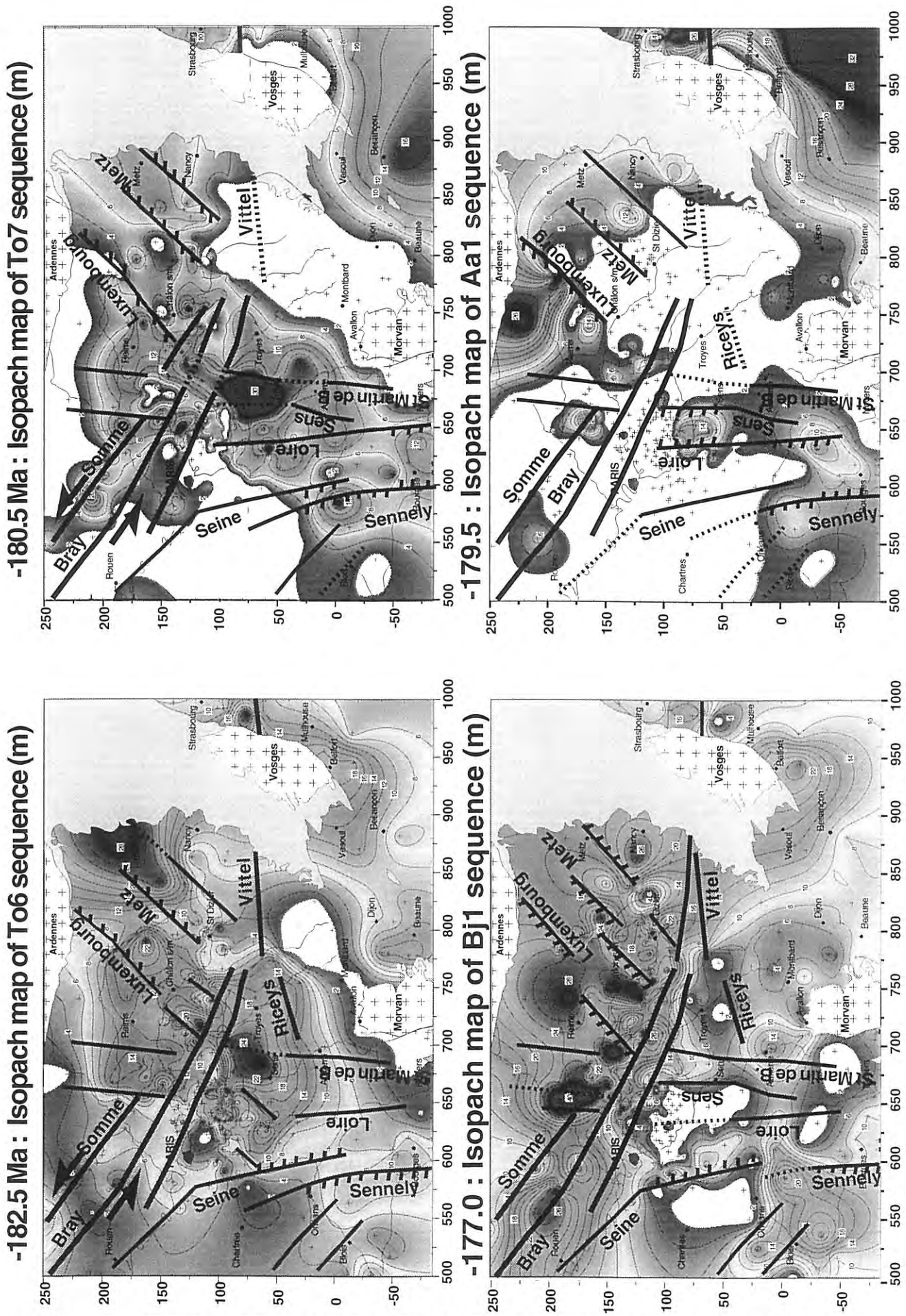
Afin d'analyser la géométrie et la dynamique du système de failles actif pendant la discontinuité mi-cimmérienne, l'ensemble des séquences de dépôt d'âge Toarcien à Bathonien moyen (soit 17 séquences notées To1 à To7, Aa1 à Aa2, Bj1 à Bj5, Bt1 à Bt3) a été cartographié à l'échelle du Bassin de Paris. Les matrices 2D correspondant aux différentes cartes isopaques (construites à partir d'environ 300 puits du Bassin de Paris et d'une douzaine d'affleurement de sa bordure Est et Sud-Est) ont été intégrées dans un bloc 3D, de 500 Km de coté d'Est en Ouest, de 335 Km du Nord au Sud, et de 250 m d'épaisseur. Les mailles de ce bloc sont de dimension homogène (1 Km de coté en X et en Y, 1m en Z). A l'intérieur du modèle, les surfaces correspondent aux limites des séquences de dépôt. A chaque surface est affecté un âge en Ma, issu d'un calage à la charte des séquences de dépôt du Jurassique des Bassins ouest-européens. L'intervalle stratigraphique couvert par le modèle correspond à l'ensemble Toarcien-Bathonien moyen, soit une durée de 23 Ma. La résolution stratigraphique verticale est de 0.1 Ma. L'objectif est ici d'illustrer les relations entre l'évolution des structures et la localisation des dépôt-centres entre la fin du Toarcien et le début du Bajocien.

L'organisation des dépôt-centres pour chacune de ces séquences de dépôt fait apparaître le rôle joué par les trois directions structurales bien connues: (1) NW-SE (failles du Pays de Bray et de la Somme), (2) N-S (failles de la Loire et de St Martin de Bossenay), (3) NE-SW (failles de Metz et du Luxembourg) (Fig.1). Les rôles respectifs de chacune de ces familles de failles varient avec le temps. Par exemple, la partie centrale du Bassin de Paris qui est située à la rencontre des directions N-S et NE-SW est la plus subsidente pendant la phase régressive du Toarcien (séquences To6 et To7). Pendant la phase transgressive du Bajocien, le secteur situé au Nord des failles de Bray-Vittel devient à son tour le plus subsident, tandis que le secteur situé au Sud de ces mêmes failles est soumis à un régime de failles d'extension N-S délimitant des blocs basculés. La dynamique des différents systèmes de faille de part et d'autre de la discontinuité mi-cimmérienne est étudié en trois dimensions grâce au modèle stratigraphique élaboré à partir des cartes isopaques. A titre d'exemple, la figure 2 illustre les effets du système de failles de Bray-Vittel sur la répartition des dépôts entre la zone haute de Paris et les régions plus subsidentes au nord-est.

La discontinuité mi-cimmérienne qui est caractérisée par une réorganisation des directions principales des dépôt-centres, de NE-SW au Lias à NW-SE au Bajocien, s'accompagne aussi d'une réduction considérable de l'accumulation sédimentaire à l'échelle de l'ensemble du Bassin de Paris (Fig. 3). Ceci suggère que le Bassin de Paris fonctionnait globalement comme un point haut lors du passage Lias-Dogger, la sédimentation ayant été rejetée de part et d'autre, en direction de la marge téthysienne et de la Mer du Nord.

GRACIANSKY P.CH. DE, JACQUIN T., & HESSELBO S.P. (1998) - The Ligurian Cycle: An overview of Second Order Transgressive/Regressive Facies Cycles in Western Europe. *in.* P.Ch. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail Eds., Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, *SEPM,* vol. 60.

PERRODON A. et ZABEK J. (1991). -Paris Basin, *in.* AAPG Mem 51, Interior Cratonnic Basins, pp. 633-679.


-180.5 Ma : Isopach map of To7 sequence (m)
-179.5 : Isopach map of Aa1 sequence (m)
-182.5 Ma : Isopach map of To6 sequence (m)
-177.0 : Isopach map of Bj1 sequence (m)
Bray
Somme
Seine
Sennely
Loire
Sens
St Martin de B.
Riceys
Vittel
Metz
Luxembourg
Vosges
Ardennes
Morvan
Avallon
Montbard
Rouen
Troyes
Chartres
Strasbourg
Mulhouse
Nancy
Dijon
Beaune
Vesoul
Besançon
Belfort
Orléans
Bourges
Auxerre
Sens
Melun
Paris
Evreux
Caen
Le Mans
Tours
Poitiers
Nevers
Montargis
St Dizier
Châlon s/m
Toul
Epinal
Colmar
Nice
Marseille
Montpellier
Toulouse
Bordeaux
Nantes
Brest
Lille
Amiens
Reims
Metz
Thionville
Charleville
Laon
Soissons
Compiègne
Beauvais
Dieppe
Le Havre
Cherbourg
Alençon
Angers
Rennes
Lorient
Quimper
Limoges
Clermont-Ferrand
Lyon
Grenoble
Valence
Avignon
Aix-en-Provence
Perpignan
Carcassonne
Albi
Montauban
Agen
Pau
Bayonne
Biarritz
Dax
Mont-de-Marsan
Arcachon
La Rochelle
Niort
Poitiers
Châtellerault
Tours
Blois
Orléans
Montargis

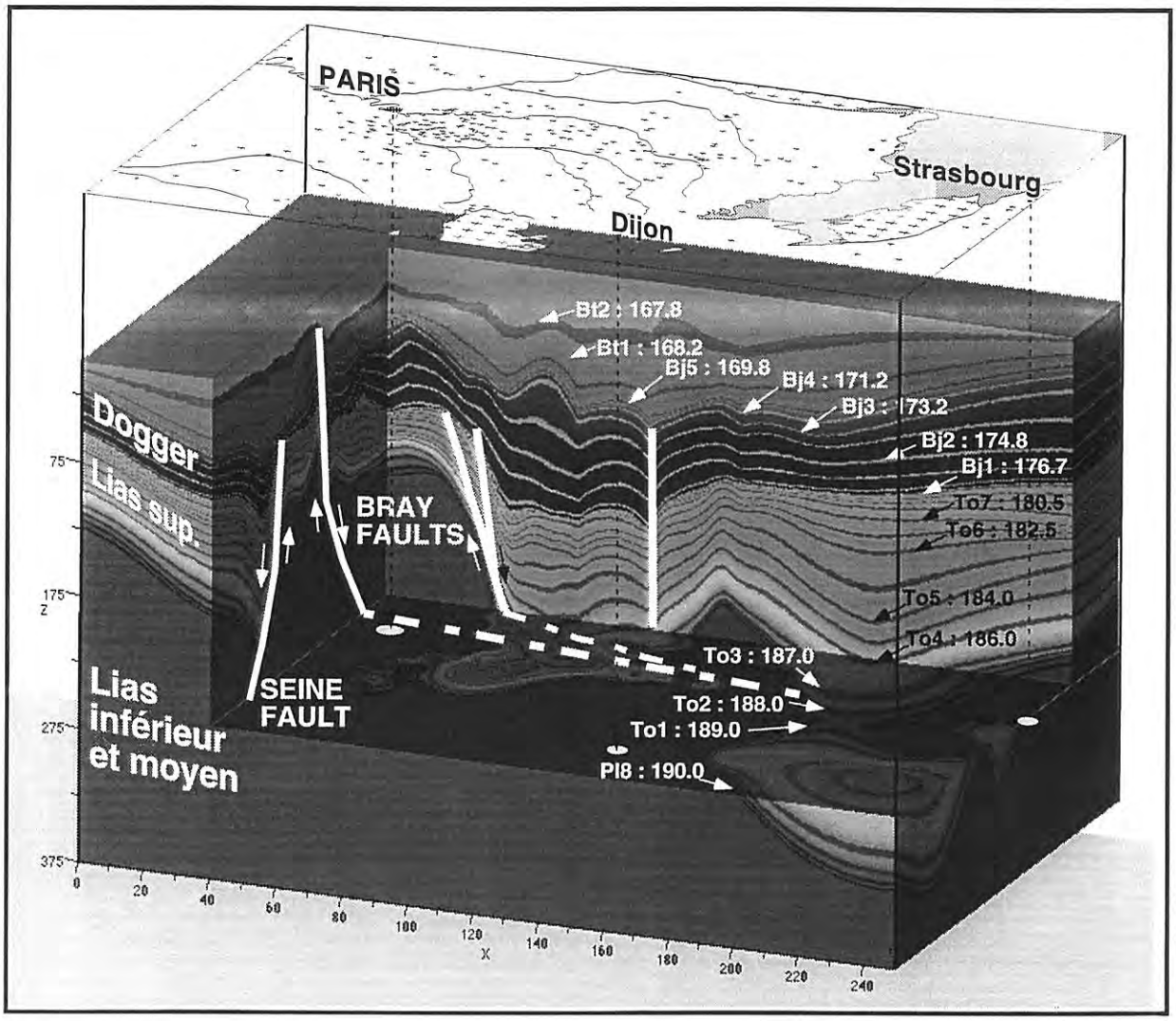


Figure 2. - Effets du système des failles de Bray et de la Seine sur la répartion des dépôt-centres et des séquences de dépôt entre le sommet du Domérien (Pl8) et le début du Bathonien (Bt2).

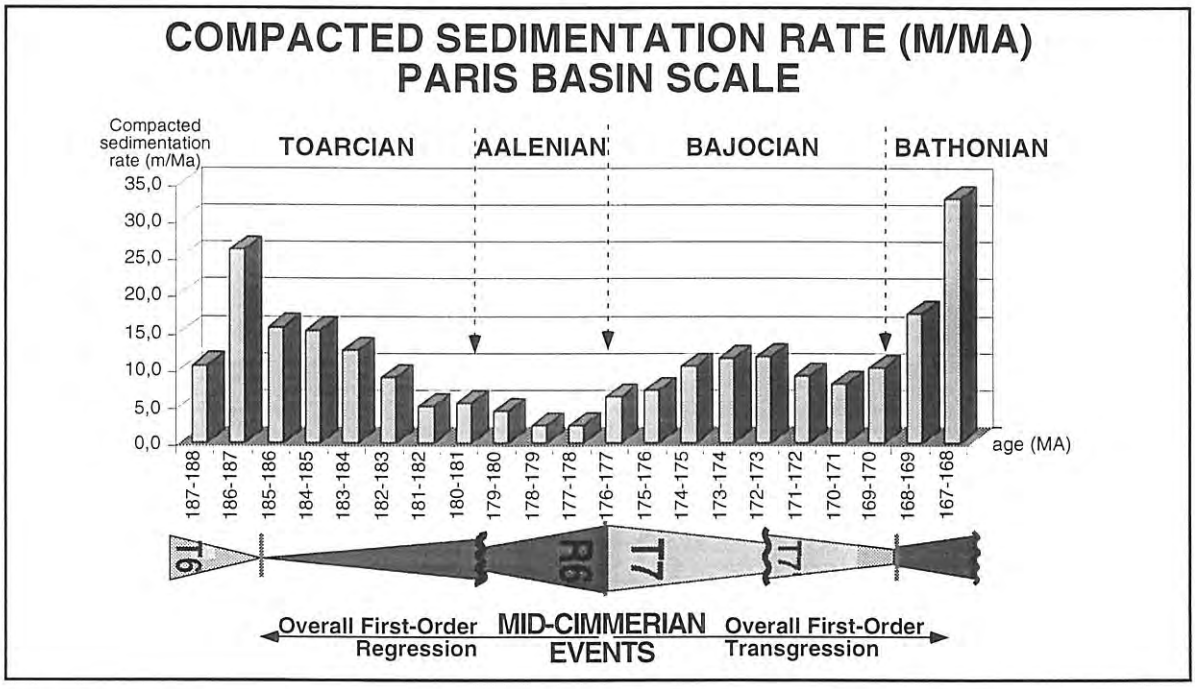


Figure 3. - Extrême réduction des taux d'accumulation sédimentaire au travers des discontinuités de la transition Lias-Dogger. L'estimation est calculée à partir des volumes de sédiments non-décompactés, par tranche de 1Ma et pour l'ensemble du Bassin de Paris.

LA TRANSGRESSION AALENO-BAJOCIENNE SUR LE SUD-EST DU BASSIN PARISIEN : IMPLICATIONS TECTONIQUES ET SEQUENTIELLES

C. DURLET[1] J. THIERRY[2] et M. AYCARD-GORGI[1]

[1]Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires et ESA-CNRS 7073, Université Paris 6, case 116, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France.
[2]Centre des Sciences de la Terre et UMR-CNRS 5561 "Biogéosciences Dijon", Université de Bourgogne, 6 Bd Gabriel 21000 Dijon.

Les séries sédimentaires de l'Aalénien-Bajocien du sud-est du Bassin Parisien et du seuil de Bourgogne sont étudiées pour préciser les modalités tectono-eustatiques de la transgression aaléno-bajocienne sur l'entité paléogéographique du "haut-fond bourguignon". Replacée dans le contexte géodynamique et paléogéographique du domaine épicratonique nord péri-téthysien, l'étude s'appuie sur : (1) un recensement exhaustif des ammonites afin d'assurer un calage biostratigraphique le plus fin possible, (2) un diagnostic diagénétique sur l'histoire des discontinuités, permettant par exemple d'identifier les lacunes strictement sous-marines et les lacunes avec émersion; (3) l'étude de vastes affleurements où la géométrie des corps récifaux et péri-récifaux est directement observable et permet de quantifier les fluctuations de l'espace disponible à l'origine des séquences de 3ème ordre.

Cadre géodynamique et structural.

Au Jurassique, l'activité tectonique sur la marge nord-ouest de l'océan téthysien a été irrégulière, forte à modérée suivant les périodes. L'intervalle Toarcien supérieur - Bajocien inférieur est ainsi connu pour ses nombreuses manifestations géodynamiques à l'échelle du craton européen. Sur le périmètre de l'actuel Bassin Parisien, et tout particulièrement pour cet intervalle, les cartes d'isopaques et les modélisations 3D ont mis en évidence le rejeu de blocs structuraux anciens, probablement hercyniens. En Bourgogne, à moins de 200 km au nord-ouest de la marge liguro-téthysienne, cette phase du rifting a coïncidé avec une extension de direction N135, parallèle aux cercles de rotation de l'Afrique par rapport à l'Europe. Une telle extension a eu pour effet de réactiver des accidents anté-triasiques de directions N0-20 et N70-90. Deux catégories d'accidents synsédimentaires ont en particulier été mises en évidence.

- A une échelle régionale, des accidents majeurs, connus pour avoir été actifs tout long du Mésozoïque et du Cénozoïque, et probablement d'origine hercynienne, ont indéniablement délimité le domaine sédimentaire, peu subsident, du haut-fond bourguignon. L'accident de Blanzy - La Serre, les accidents méridiens prolongeant vers le sud la faille de Sennely, ou l'accident de Vittel figurent parmi les plus notables. Toutefois, faute d'affleurements, ces accidents ne sont pas directement observables sur le terrain. Leur présence est uniquement attestée par des variations de faciès et d'épaisseur à une échelle cartographique. Dans ces conditions, leur nature exacte, soit failles uniques, soit faisceaux de failles, soit flexures, reste débattue.

- A une échelle locale, métrique à kilométrique, des fractures ouvertes et des failles normales à faible rejet synsédimentaire (quelques mètres) ont été directement observées sur le terrain. A l'image de la faille de Nolay, déjà active à l'Hettangien et au Sinémurien, ou bien de la faille des sources de la Marne, elles ont influencé non seulement le façonnement de la topographie du fond marin au toit des marnes toarciennes, mais aussi l'implantation à leur endroit de récifs coralliens particulièrement escarpés. Peu connues jusqu'à présent, et encore à découvrir pour la plupart d'entre elles, il est certain que ces failles synsédimentaires ont morcelé le haut-fond bourguignon tout au long de l'événement mi-cimmérien. Leur présence explique sans doute les innombrables variations d'épaisseur et de faciès constatées d'une coupe à l'autre.

Cadre lithostratigraphique et biostratigraphique.

A l'est et au sud-est du Bassin Parisien, les dépôts de l'Aalénien et du Bajocien inférieur constituent une formation carbonatée fort complexe, appelée formation des "Calcaires à entroques".Sur le seuil de Bourgogne, cette formation a une épaisseur comprise entre 5 et 60 mètres et repose, soit sur des marnes psamitiques du Toarcien moyen, soit sur des marnes silteuses ou des marno-calcaires à oolites ferrugineuses du Toarcien supérieur. Elle est constituée par un ensemble de faciès calcaires qui témoignent d'environnements de dépôt variés, échelonnés entre l'"offshore" supérieur et le "shoreface" supérieur. A la limite Bajocien inférieur - Bajocien supérieur, le toit de la formation est souligné par une surface perforée d'extension régionale, qui est appelée "discontinuité vésulienne" par référence à l'ancien étage du Vésulien, autrefois défini dans la région de Vesoul, et reposant sur cette discontinuité. Au-dessus, le Bajocien supérieur débute soit par le membre des "Calcaires grumeleux", soit directement par la formation des "Marnes à *P. acuminata*". Il se poursuit par des calcaires fins au sein desquels se situe la limite Bajocien-Bathonien.

Dans la formation des "Calcaires à entroques", les ammonites sont rares et inégalement réparties. Elles demeurent cependant les principaux marqueurs biostratigraphiques utilisés. Chaque découverte récente ou ancienne a donc été contrôlée et inventoriée afin de compléter et d'affiner un canevas biostratigraphique encore partiel. Le recensement actuel concerne environ 180 ammonites, hors Toarcien et Bajocien supérieur.

Finalement, à l'échelle régionale, les données biostratigraphiques et lithostratigraphiques suivantes peuvent être synthétisées :

- L'Aalénien inférieur et moyen est exceptionnel. Les quelques ammonites recensées sont généralement associées à de minces lentilles de calcaires marneux riches en éléments remaniés (intraclastes, galets perforés) et plus rarement à des faciès oobioclastiques. La zone à Opalinum, la zone à Murchisonae et la zone à Bradfordensis ne sont connues que ponctuellement, au nord du Morvan, et près de Vesoul (Haute-Saône).

- L'Aalénien supérieur (zone à Concavum) et les deux premières zones du Bajocien inférieur (zone à Discites et zone à Laeviuscula) sont caractérisés par des ammonites plus nombreuses et plus diversifiées découvertes ponctuellement dans des dépôts minces et discontinus de calcaires argileux et dans des faciès de remaniement (galets mous, galets perforés, intraclastes, etc...). Leur présence reste toutefois exceptionnelle dans la partie centrale du seuil de Bourgogne. Le premier niveau à polypiers (membre P1), surtout identifié dans l'Auxois, peut être rattaché à l'une de ces 3 zones, plus vraisemblablement à la zone à Discites.

- La zone à Propinquans/Sauzei (partie moyenne du Bajocien inférieur) est associée aux premiers dépôts calcarénitiques d'importance de la partie axiale et septentrionale du seuil de Bourgogne. Elle caractérise en particulier les encrinites qui jouxtent les biohermes du deuxième niveau à polypiers (membre P2). La faune d'ammonites est toujours rare, peu diversifiée mais très caractéristique de cette unité biostratigraphique.

- La zone à Humphriesianum (sommet du Bajocien inférieur) est représentée par une faune relativement abondante et très homogène ; en volume de sédiment, elle représente plus de la moitié de la formation des "Calcaires à entroques". C'est à cette zone que les dépôts les plus variés, incluant les membres à polypiers P3 et P4, doivent être rattachés. Couronnés par la discontinuité vésulienne, et reposant localement sur le membre à polypiers P4, vient le membre des "Calcaires à nubéculaires", avec sa faune homogène (*Teloceras blagdeni, T. multinodum*) qui caractérise la sous-zone à Blagdeni.

- La zone à Niortense de la base du Bajocien supérieur est pratiquement toujours absente sur le seuil de Bourgogne. Cette lacune biostratigraphique coïncide avec la discontinuité vésulienne. Au nord-ouest du Morvan (confins Yonne-Nièvre), seuls quelques décimètres de sédiments riches en oolites ferrugineuses ont été datés par *Strenoceras subfurcatrum, S. niortense, S. bigoti, Garantiana baculata* et *G. depresus,* essentiellement du sommet de cette zone (sous-zone à Baculata).

- La zone à Garantiana (partie moyenne du Bajocien supérieur) est signalée par de très nombreuses ammonites trouvées au-dessus de la discontinuité vésulienne, soit dans des calcaires argileux ("Calcaires grumeleux" ou "Calcaires à brachiopodes" selon les régions), soit à la base de la formation des "Marnes à *P. acuminata*". Toutefois, cette zone est le plus souvent incomplète et seul son sommet (sous-zone à Tetragona) est couramment attesté (*Garantiana tetragona, G. rhomboidea, Bigotites rota*, etc...). La base (sous-zone à Dichotoma et sous-zone à Subgaranti) est soit totalement incluse dans la lacune succédant à la discontinuité vésulienne, soit partiellement présente.

- La zone à Parkinsoni (sommet du Bajocien supérieur) est elle aussi attestée par une faune abondante, dans toute la région considérée. Les ammonites ont été recueillies d'une part dans les "Marnes à *P. acuminata*" (sous-zone à Parkinsoni/Acris et sous-zone à Densicosta), et d'autre part (sous-zone à Bomfordi) à la base des calcaires fins qui surmontent ces marnes (membres des "Calcaires de Sermizelles", ou des "Calcaires hydrauliques", ou des "Calcaires à chailles").

Séquences de dépôt de deuxième et de troisième ordre

La transgression aaléno-bajocienne s'est déroulée selon un demi-cycle de 2ème ordre, en relation probable avec la phase mi-cimmérienne du rifting liguro-téthysien et avec les prémices du rifting atlantique. Débutant lors de l'Aalénien moyen avec la discontinuité mi-cimmérienne, et se terminant dans le Bajocien sommital, cette transgression est momentanément interrompue par une émersion généralisée de la plate-forme au début du Bajocien supérieur (discontinuité vésulienne).

Sept séquences de dépôt de 3ème ordre sont identifiées au sein de ce demi-cycle transgressif. Le couplage des études diagénétiques, géométriques et sédimentologiques, appliqué aux affleurements les plus vastes, où la géométrie des corps récifaux et péri-récifaux est directement observable, permet de quantifier les fluctuations de l'espace disponible à l'origine des séquences de troisième ordre (Fig. 1). Cette approche permet également d'appréhender l'évolution du partitionnement des dépôts au cours des séquences. Par exemple, en période de bas-niveau de troisième ordre, la sédimentation est maximale sur les pentes et les glacis inter-récifaux, tandis que seule la partie sommitale des récifs est susceptible d'émerger. Dans un tel contexte, la présence de dépôts de bas-niveau sur la plate-forme est clairement démontrée.

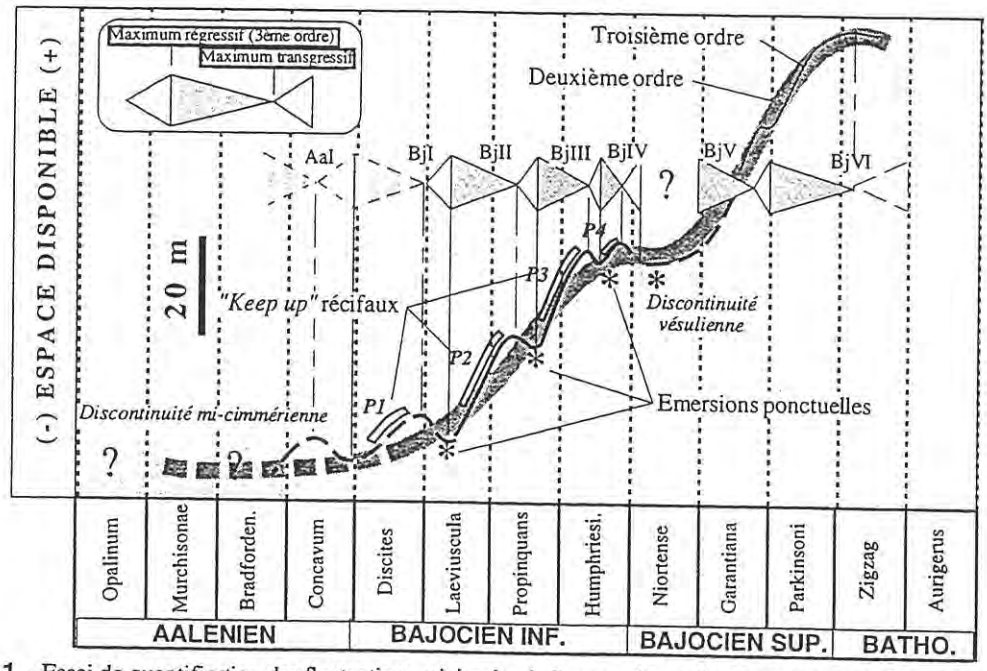


Figure. 1. - Essai de quantification des fluctuations minimales de l'espace disponible pour le site récifal de Vauchignon.

Définies sur des critères sédimentologiques, géométriques, diagénétiques et biostratigraphiques, ces séquences coïncident avec des séquences de même âge et de même ordre antérieurement reconnues dans le Jura méridional et, dans une moindre mesure, dans le Bassin Vocontien. Elles sont en revanche partiellement distinctes des séquences de troisième ordre retenues dans la dernière charte séquentielle des bassins ouest-européens. Outre l'identification de 2 séquences surnuméraires (BjII et BjVI), éventuellement attribuables à des fluctuations de quatrième ordre non mentionnées sur la charte, il existe de subtiles différences de datation pour les maxima de régression du Bajocien supérieur. Ces diachronismes attestent du contrôle prépondérant et fluctuant de la subsidence au début du Bajocien supérieur. Ce contrôle tectonique est à mettre en relation avec les événements géodynamiques (e.g. début du rifting atlantique en mer du nord) qui ont entraîné une redistribution complète des dispositifs paléogéographiques au début du Bajocien supérieur.

A l'inverse, au Bajocien inférieur, la synchronisme apparent des maxima de régression d'une région à l'autre suggère un contrôle plus global des séquences de troisième ordre. Dans tous les sites du haut-fond bourguignon, les séquences du Bajocien inférieur se terminent en effet par des diminutions de l'espace disponible de quelques mètres amplitude, susceptibles de provoquer des émersions ponctuelles et temporaires des aires récifales. N'interrompant pas la sédimentation sur les zones de glacis sous-marins lors des périodes de bas-niveau, ces diminutions métriques de l'espace disponible sont compatibles, soit avec des détumescences cycliques des dorsales océaniques (événements tectono-eustatiques), soit avec des contractions thermiques de la masse océanique lors de phases climatiques plus froides (événements thermo-eustatiques).

LE PASSAGE LIAS-DOGGER DANS LE BERRY ENTRE LES BLOCS ARMORICAIN ET BOURGUIGNON

J.P. GELY*, J. LORENZ**

* Attaché du Muséum national d'Histoire naturelle de Paris, 43 rue Buffon, 75005.
** Laboratoire de Géologie des bassins sédimentaires, Paris VI, 4 Place Jussieu, 75252 cedex 05.

Dans chacun des grands domaines structuraux du Bassin parisien que sont le Bloc bourguignon et le Bloc armoricain, la stratigraphie et l'évolution de la paléogéographie sont aujourd'hui bien connues pour le passage Lias-Dogger. En revanche, les corrélations stratigraphiques détaillées, établies à l'échelle de la biozone et si possible de la sous-zone ou de l'horizon, sont particulièrement délicates à établir entre ces domaines, à travers le Sous-bloc biturige, en présence d'une tectonique particulièrement active dans le sud du Bassin parisien à cet âge. Les familles principales de failles subméridiennes et d'accidents N110-N120 déterminent des zones isopiques très contrastées au Dogger, zones elles-mêmes morcelées par la famille mineure d'accidents N40-N50. Toutes ces familles d'accidents, héritées de l'histoire tardi-hercynienne, jouent un rôle important au Lias inférieur et moyen, puis s'estompent au Lias supérieur, pour influencer de nouveau fortement le canevas paléogéographique du Dogger.

Le Toarcien supérieur connait une sédimentation argileuse très homogène sur le transect étendu aux affleurements entre Vienne et Loire (zone à Variabilis). Pendant la zone à Thouarcense, la sous-zone à Fallaciosum connaît un ralentissement de la vitesse de sédimentation, avec une véritable condensation dans la vallée de la Vienne. La sédimentation argileuse réapparaît sur tout le transect pendant la zone à Dispansum avec cependant localement une lacune à l'ouest. Elle se poursuit dans la partie inférieure de la zone à Pseudoradiosa, marquant un bel intervalle transgressif, avec localement une condensation à l'ouest. La tectonique qui influencera si fortement la sédimentation régionale tout au long du Dogger et du Malm, s'initie précisément à cet âge : localement sur les hauts structuraux, s'installe une première plate-forme argilo-carbonatée à gryphées, formant le prisme de haut-niveau. De nouveau, l'intervalle transgressif de la séquence suivante connaît une sédimentation argileuse sur tout le transect (zone à Aalensis et base de la zone à Opalinum, sous-zone à Subglabrum au moins). Mais plus ou moins tôt dans le prisme de haut-niveau, selon la position structurale de la coupe étudiée, s'installe cette fois-ci, une véritable plate-forme carbonatée à accumulations bioclastiques. L'instabilité tectonique marque alors fortement la série sédimentaire qui peut varier de 0 à 15 mètres dans la région de Nérondes (Cher) par exemple.

Cette tectonique provoque le cloisonnement du milieu marin, ce qui empêche l'arrivée des apports argileux en provenance du domaine ouvert sud-oriental téthysien. A la fin du Toarcien, cette interruption d'apports est localisée sur les hauts structuraux et uniquement pendant le prisme de haut-niveau. A partir de l'extréme base de l'Aalénien (base de la zone à Opalinum), les apports argileux disparaissent totalement et définitivement sur le transect. La tectonique du Dogger est en place.

Ensuite, l'absence de subsidence entre Creuse et Loire sera marquée par la lacune des zones à Murchisonae, Concavum et Discites. La tectonique active tout au long du Dogger engendre de nombreuses lacunes de non-dépôt et d'érosion, avec parfois des traces d'évaporites associées.

En cela, le transect au sud du Bassin parisien entre blocs armoricain et bourguignon illustre parfaitement le changement radical du style tectonique à la limite Lias-Dogger. A la tectonique distensive de grande longueur d'onde du Lias, succède au Dogger une tectonique distensive de courte longueur d'onde qui affecte des micro-blocs d'orientations armoricaine et subméridienne. En contre coup, on observe le passage rapide de la sédimentation argileuse liasique à la sédimentation carbonatée du Dogger.

EVOLUTION POLYPHASEE DU BASSIN QUERCYNOIS ENTRE LE TOARCIEN SUPERIEUR ET LE BAJOCIEN INFERIEUR

C. LEZIN*, J. REY*, R. CUBAYNES*, Th. PELISSIE*

* Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires, Université Paul Sabatier, 39 allées Jules Guesde, 31062 Toulouse Cedex, France.

A l'articulation entre la partie occidentale du Bassin Aquitain à influences Atlantiques et le bassin des Grands-Causses à influences téthysiennes, s'individualise un sous-bassin triangulaire appelé bassin du Quercy.
Durant le Toarcien supérieur, la répartition des sédiments révèle sa subdivision en deux sous-bassins (un sous-bassin méridional et un sous-bassin septentrional) séparés par le haut-fond de Figeac-Capdenac (Quercy central). Chaque sous-bassin se décompose en plusieurs blocs délimités par 3 directions majeures de fracturation d'origine hercynienne (NE-SW, subE-W et NW-SE).
Durant l'Aalénien une sédimentation de plus en plus proximale se développe sur l'ensemble du domaine. Elle tend à s'homogénéiser et à sceller la paléo-structuration.

Evolution du bassin quercynois :

Au cours de la Zone à Thouarcense, une sédimentation de plus en plus proximale, s'exprimant par le passage de marnes (*offshore* inférieur) aux calcaires bioclastiques (*offshore* supérieur médian), conduit à la mise en place d'une plate-forme carbonatée pendant la sous-zone à Fallaciosum.

Durant la zone à Dispansum, la réapparition de la sédimentation argileuse sur tout le domaine marque un épisode transgressif. Elle s'accompagne néanmoins de lacunes le long de la vallée du Lot (secteur de St Martin Labouval) et à l'extrémité Sud du Causse de Gramat (Thémines..).

Au cours de la zone à Pseudoradiosa, la tendance s'inverse. La nouvelle phase de comblement s'associe à une zonation paléoenvironnementale soulignant la structuration. De nouvelles zones lacunaires apparaissent et deux hauts-fonds s'individualisent. Il s'agit du « haut-fond de la Gironie » au NW du bassin quercynois et du « haut-fond de Figeac-Capdenac » dans le Quercy central.
* A l'échelle du 2ème ordre cet épisode se termine au sommet de l'horizon à Subglabrum. Il se traduit à la fois par l'installation d'une véritable plate-forme carbonatée à accumulation bioclastique et par une extension maximale des lacunes (plus de la moitié du domaine).
* A l'échelle du 3ème ordre, cette phase s'achève par la mise en place de l'assise à gryphées (horizon à Mactra). Elle est suivie par un nouvel ennoiement daté de l'horizon à Celtica qui se traduit sur la majorité du domaine par un retour à une sédimentation d'*offshore* inférieur. Le diachronisme dans l'enregistrement du maximum d'inondation et l'apparition de nouvelles lacunes implique un contrôle tectonique local. A partir de l'horizon à Lugdunensis et jusqu'à la base de l'Aalénien la tendance est à la régression.

A la base de la zone à Opalinum (horizon à Opalinum), la réduction significative des lacunes et le caractère légèrement plus distal de la sédimentation soulignent un nouvel épisode transgressif. Il se traduit sur certains sites par des concentrations de faunes (lamellibranches et /ou ammonites).

Au sommet de la Zone à Opalinum (épisode régressif) se développe progressivement une sédimentation d'arrière barre bioclastique qui constitue le stade initial d'un changement paléogéographique.

C'est surtout lors de l'épisode transgressif de la zone à Murchisonae que l'ensemble du bassin quercynois entre dans un **nouveau contexte environnemental** ; celui d'une **plate forme protégée**. Une sédimentation subtidale se développe sur l'ensemble du domaine.

A l'échelle du 2ème ordre, dés le sommet de la zone à Murchisonae et jusqu'à la limite Aalénien-Bajocien, s'instaure une nouvelle phase de comblement qui se généralise sur l'ensemble du secteur. Sur la bordure orientale du bassin quercynois, des faciès intertidaux et supratidaux se substituent progressivement dans le temps, aux faciès subtidaux (distaux). Une phase évaporitique et peut-être une émersion clôture cet épisode (Durlet *et al.*, 2000).

Sur la bordure occidentale, les faciès subtidaux (proximaux) sont rapidement remplacés par des faciès intertidaux (calcaires oolithiques, dépôts d'arrière barre). La fin du comblement correspond à une longue phase d'alternance d'érosion et de sédimentation.
A partir du Bajocien inférieur, la sédimentation tend à s'homogénéiser. Les calcaires oolithiques qui se déposent sur l'ensemble du secteur attestent d'un nouvel épisode transgressif.

Facteurs contrôlant la sédimentation

Au Toarcien supérieur, des indices tels que la migration aléatoire des zones lacunaires ou le déplacement des zones d'accumulation sédimentaire témoignent d'un **contrôle tectonique local** (facteur allocyclique de faible longueur d'onde) qui s'initie précisément au cours de la zone à Dispansum.
A partir de l'Aalénien et jusqu'à la limite aaléno-bajocienne, les indices de cette composante locale ne se manifestent plus, ce qui souligne soit son atténuation soit sa disparition. Cela s'exprime notamment par la généralisation de la sédimentation sur l'ensemble du domaine.

Au cours de l'Aalénien inférieur et moyen, un contrôle tectonique de plus grande longueur d'onde provoque l'isolement du bassin quercynois. Il conduit à la surrection du seuil de Villefranche (à l'Est) et du môle de Castelsarrasin-Montauban (à l'Ouest). Le premier seuil, probablement émergé, interrompt plus ou moins les communications avec le domaine téthysien. Le second seuil, sur lequel se développe une barrière oolithique, atténue les communications avec le domaine atlantique.

A l'Aalénien terminal, seul le facteur allocyclique de très grande longueur d'onde (eustatisme) contrôle la sédimentation.

LES INDICES D'EMERSION DANS LES DEPOTS AALENO-BAJOCIENS DES POURTOURS DU MASSIF CENTRAL

C. DURLET[1], C LEZIN[2], T. PELISSIE[2], J. LORENZ[1] et J.P. GELY[3]

1 – Lab. de Géologie des Bassins Sédimentaires, ESA-CNRS 7073, Université Paris 6, case 116, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France
2 - Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires, Université Paul Sabatier, 39 allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex, France.
3 - Attaché du MNHN, 43 rue Buffon, 75005 - Paris.

La détection d'indices d'émersion au sein de séries sédimentaires marines est souvent capitale pour les interprétations paléo-environnementales, paléo-géographiques et séquentielles. Au sein des plates-formes aaléno-bajociennes françaises, les indices d'émersion sont généralement discrets, difficilement perceptibles sur le terrain. Cette discrétion a parfois été assimilée à une absence qui se justifiait soit par une bathymétrie trop importante des dépôts, soit par l'absence de véritables chutes du niveau marin.

Par le biais d'une étude diagénétique couplée aux observations classiques de la sédimentologie de faciès, il est établi un inventaire descriptif et interprétatif des différents indices d'émersion identifiés dans les dépôts aaléno-bajociens affleurants sur les pourtours nord et ouest du Massif Central.

Méthodes et cadre géographique de l'étude

La présente étude est fondée sur l'analyse sédimentologique et diagénétique d'une trentaine d'affleurements aaléno-bajociens répartis dans 7 régions des pourtours septentrionaux et occidentaux du Massif Central. Il s'agit successivement de la région de Mâcon-Solutré, de l'arrière-pays de Beaune, du Seuil de Bourgogne occidental, de l'Avallonais, du Bas-Berry, du Quercy septentrional et du Quercy méridional. Une attention particulière a été portée sur les surfaces de discontinuité et sur les volumes sous-jacents, diagénétiquement liés. Chaque discontinuité a ainsi été caractérisée non seulement par sa géométrie et sa morphologie de surface (encroûtements, perforations, rugosité ...), mais aussi par séquence diagénétique intrinsèque (liste ordonnée de l'ensemble des phases diagénétiques contemporaines de la lacune sédimentaire associée à la discontinuité). Environ 850 lames minces ont été observées en microscopie optique et sous cathodoluminescence. L'analyse des éléments traces (Mn, Sr, Fe, Mg) et des isotopes stables (∂O^{18} et ∂C^{13}) a été effectuée sur certaines phases diagénétiques, soit après microprélèvement à la fraise de dentiste, soit *in situ* par utilisation de microsondes électroniques ou ioniques.

Quatre types d'événements émersifs ont ainsi été identifiés au sein des calcaires aaléno-bajociens.

Les émersions avec dépôts lagunaires ou lacustres

Les émersions les plus évidentes, mais aussi les plus rares, sont celles attestées par des dépôts lagunaires ou lacustres. Parmi les 7 régions étudiées, de tels dépôts ne sont connus que ponctuellement, dans le Bajocien supérieur du Quercy mériodional et oriental. Il s'agit principalement de marnes et de mudstone à charophytes et débris ligniteux.

Les émersions associées à des épisodes évaporitiques supratidaux

Les véritables dépôts évaporitiques supratidaux sont inconnus dans l'Aalénien et le Bajocien des régions étudiées. En revanche, dans le Berry et dans le Quercy, une diagenèse précoce de type évaporitique supratidal a localement affecté des dépôts de plate-forme interne, préalablement déposés en domaine infratidal. Ces manifestations éogénétiques sont complexes car elles ont été systématiquement modifiées, voire redistribuées, au cours de l'enfouissement.

Les indices les plus visibles sont des géodes à remplissage sparitique ou quartzo-sparitique.

Strata Série 1., vol. 10 p. 56-58, 1 fig. 2000

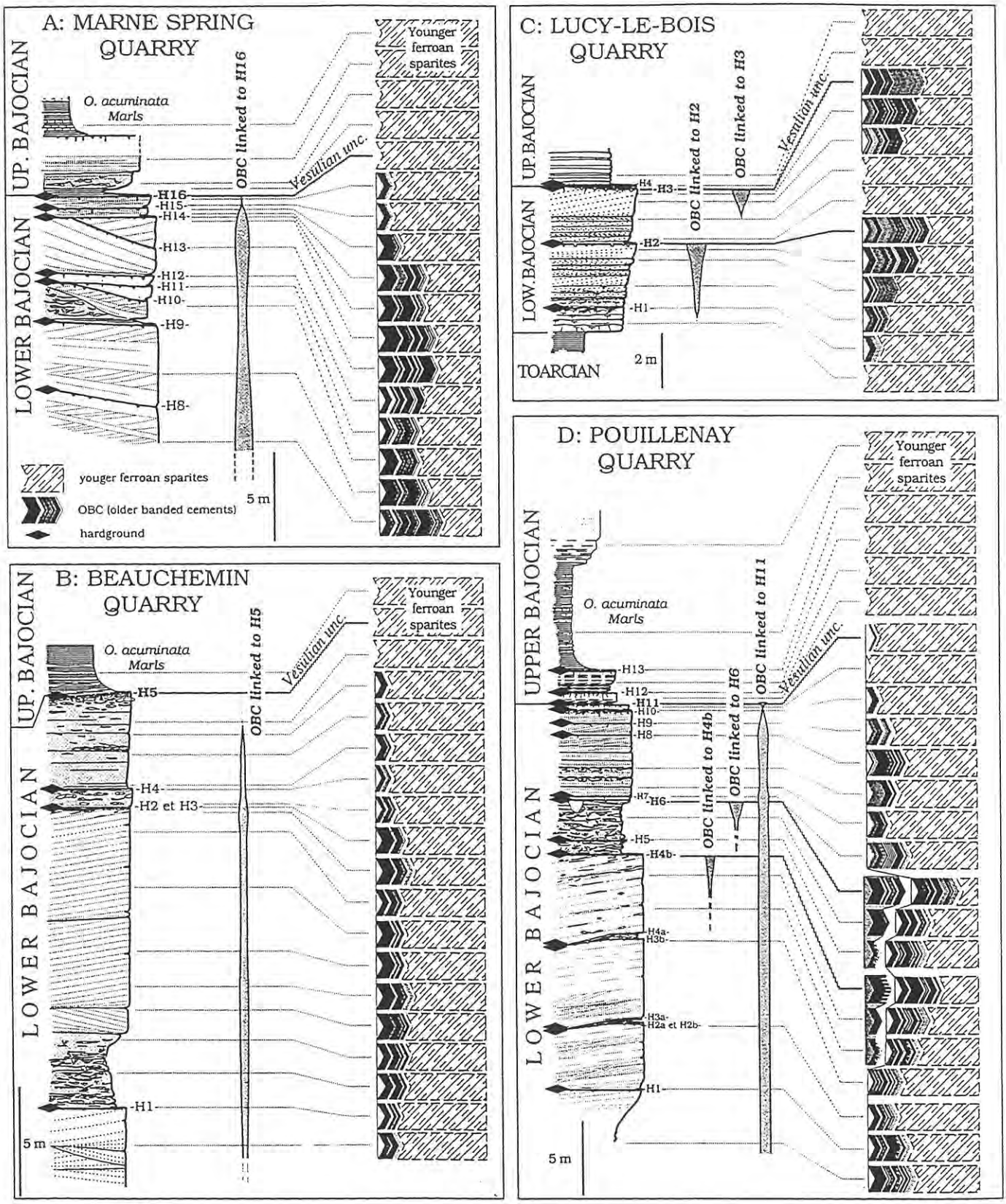


FIGURE 1. - Vertical distribution of older banded cements (OBC) in four outcrops of Burgundy High (see Fig. 1 for location). **A)** Marne Springs quarry. All the OBC are related to the Vesulian discontinuity (H16) and show a pinch-out zone 0-2 m below the hardground surface. **B)** Beauchemin quarry. OBC show the same vertical distribution as below the Vesulian discontinuity in Marne Springs quarry. **C)** Lucy-le-Bois quarry. OBC are related to two distinct hardgrounds (H2 and H3) and are crosscut by them (see Figs. 8I, 8J). Their vertical distribution does not exceed 3 m. **D)** Pouillenay quarry. This quarry shows three zones of OBC. The first two are related to H4b and H6 hardgrounds, respectively. The LM horizons containing these OBC are < 3 m thick. The last OBC zone, related to the Vesulian discontinuity (H11), is contained within 30 m of sediments and overlaps the first two OBC zones.

D'après leur forme (globulaire ou lenticulaire), d'après la présence d'inclusions d'anhydrite dans les ciments quartzeux et d'après leur distribution verticale sous des discontinuités majeures, certaines géodes sont interprétées comme d'anciens nodules de gypse ou d'anhydrite, formés sous une surface exondée. La distinction doit cependant être faite entre les géodes éogénétiques et celles purement mésogénétiques formées au cours de l'enfouissement suite à la circulation de fluides sulfatés issus de couches sus-jacentes ou sous-jacentes.

Des indices de dissolution précoce d'évaporites peuvent aussi être observés sous certaines discontinuités. Ainsi, au sommet des dépôts aaléniens de la coupe de Calvignac dans le Quercy méridional, des cavités, entièrement ou partiellement comblées par des sédiments internes bruns finement lités, sont interprétées comme issues de la dissolution précoce de masses gypseuses formées dans un environnement de type sebkha côtière. Ces structures évoquent des phénomènes paléo-karstiques mais n'impliquent pas la dissolution des carbonates. La nature météorique, mixte ou marine des fluides responsables de la dissolution n'est pas clairement établie.

Les émersions généralisées avec érosion et diagenèse météorique

Peu fréquentes dans les calcaires aaléno-bajociens, de telles émersions ne sont prouvées à ce jour que dans les sites bourguignons, au niveau de la discontinuité vésulienne qui matérialise la fin du Bajocien inférieur. Cette discontinuité, bien qu'ayant une morphologie typiquement sous-marine, recoupe aussi bien des phases diagénétiques phréatiques marines que des phases diagénétiques vadoses. Elle est également associée à des phases phréatiques météoriques et plus particulièrement à des micro-dissolutions de calcite et à des sparites non ferreuses faiblement magnésiennes, à luminescence finement zonée et contrastée. La distribution de ces phases (Fig. 1), leur signature géochimique et leur recoupement par la discontinuité vésulienne indiquent la mise en place d'une nappe météorique vaste et épaisse lors d'une émersion généralisée de la plate-forme, à la fin du Bajocien inférieur (sous-zone à Blagdeni) ou au début du Bajocien supérieur (zone à Subfurcatum).

Les émersions insulaires avec érosion postérieure

Dans quelques sites bourguignons, des surfaces durcies coiffant des hauts-fonds récifaux recoupent des ciments sparitiques formés en milieu phréatique météorique. La distribution verticale (Fig. 1) et horizontale de ces ciments sparitiques, la morphologie typiquement sous-marine de ces surfaces, ainsi que l'absence presque systématique de phases vadoses évoquent l'abrasion sous-marine de la partie supérieure d'îles basses sous lesquelles s'étaient développées des petites lentilles sous influence météorique flottant sur des eaux marines plus denses. Seule une érosion postérieure à l'épisode émersif peut en effet expliquer la troncature des sparites météoriques directement par la surface durcie. Cette érosion aurait eu pour effet de ne préserver que la "racine" de cette île, là où avaient précipité les sparites météoriques. Grandement facilitée par le caractère peu élevé et peu étendu de l'île, cette érosion pourrait par exemple avoir été induite par une transgression marine ou par de simples changements hydrodynamiques locaux.

LE PASSAGE LIAS-DOGGER DANS LA REGION LYONNAISE

L. RULLEAU*& S. ELMI*

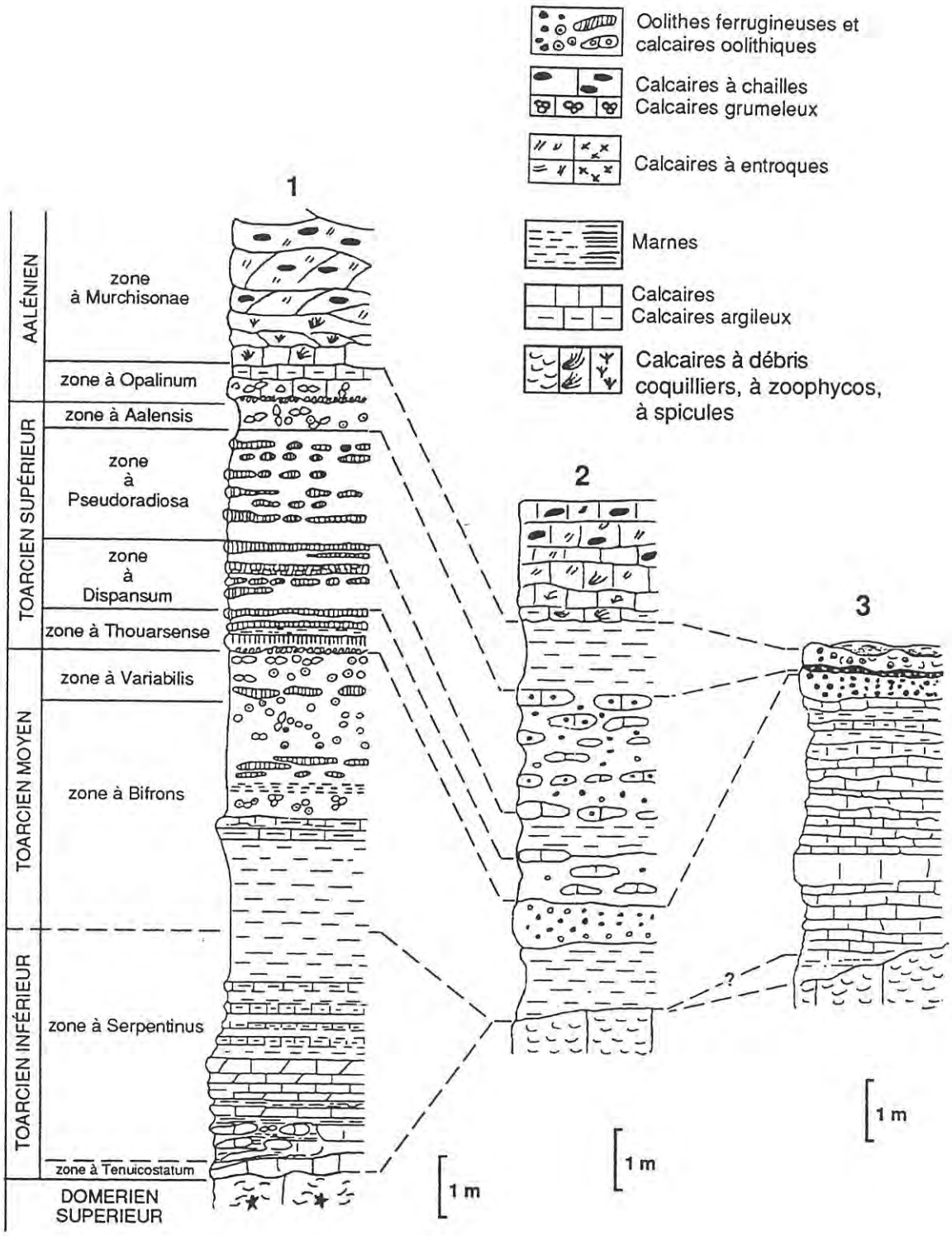
*UMR/ERS-CNRS 2042, Centre de Paléontologie stratigraphique et Paléoécologie – 27/43 Bd. du 11 novembre 1918 - 69622 VILLEURBANNE Cedex

RÉSUMÉ

Le passage du Toarcien à l'Aalénien a pu être bien étudié dans la région lyonnaise s.l. où les dépôts de cet âge sont observables dans plusieurs secteurs. Les observations récentes dans deux d'entre-eux, le Beaujolais méridional et les anciennes mines de fer de Saint-Quentin-Fallavier près de la Verpillière (Isère) ont confirmé le régime extrêmement perturbé de ces dépôts et différentes épaisseurs et de nature d'un endroit à un autre.

A Belmont (Beaujolais), le Toarcien terminal (zone à Pseudoradiosa et à Aalensis) est représenté par 1 à 2 m de marnes argileuses, se terminant par un banc démantelé à faune de la sous-zone à Lugdunensis ; l'horizon à Buckmani n'a cependant pas été mis en évidence. La sédimentation devient à dominante carbonatée dès le début de l'Aalénien, dans lequel les faunes recueillies permettent de retrouver toutes les divisions biostratigraphiques. L'essentiel de l'Aalénien est constitué d'une épaisse série calcaire de plus de 40 m. Dans le Mont d'Or lyonnais, la série est à peu près identique, à cela près que la base de la zone à Opalinum présente encore le même faciès que le Toarcien terminal, et que la sous-zone à Comptum n'y a pas été reconnue. A Saint-Quentin-Fallavier, les zones terminales du Toarcien, lorsqu'elles sont représentées, sont réduites à moins de 20 cm de calcaire micritique oolothique et l'Aalénien tout entier n'est représenté que par des dépôts lenticulaires, dont la caractéristique essentielle est de ne jamais regrouper l'ensemble des zones, celles-ci étant tour à tour présentes dans des sites très peu éloignés les uns des autres.

Ces grandes disparités entre des gisements géographiquement assez proches peuvent être attribuées à leur situation réciproque, en bordure du promontoire lyonnais. La mobilité de l'axe Chamagnieu -Vienne s'exprime par l'abondance des perturbations sédimentaires qui permettent de suivre des mouvements de bascule dont le sens peut changer au cours du temps. Le milieu littoral est accompagné d'une agitation propice au remaniement et à la genèse des oolithes. La crise de la fin du Toarcien est moins sensible dans le Mont d'Or et dans le beaujolais méridional qui, sur la retombée septentrionale du promontoire, font transition avec la région Bourgogne-Bresse. Mais elle est beaucoup moins marquée dans le secteur de Saint-Quentin, situé dans une zone de plus grande résistance et qui offre un exemple spectaculaire de phénomènes de condensations, remaniements, bioturbations, arrêts de sédimentation et indices d'émersion. La tendance s'inversera au début du Bajocien inférieur, absent près de Lyon et bien développé dans l'Isère.



Variations d'épaisseur et de faciès du Toarcien et de l'Aalénien inférieur dans la région lyonnaise.

1- Coupe synthétique des carrières Lafarge à Belmont (Rhône) d'après Elmi et Rulleau (1992).
2- Coupe synthétique du Mont d'Or lyonnais d'après Elmi (1982).
3- La Verpillière (Isère) d'après Elmi (1986).

GEOMETRIE ET ENCHAÎNEMENT DES SÉQUENCES DE DÉPÔT AALENO-BAJOCIENNES DANS LES GRANDS CAUSSES (FRANCE)

R. CISZAK[1], B. PEYBERNÈS[1], P. FAURÉ[1] & J. THIERRY[2]

1- Université Paul Sabatier, Toulouse III, Lab. Dynamique des Bassins Sédimentaires, 39 Allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex
2- Univ. de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre & UMR CNRS 5561 "Biogéosciences-Dijon", 6 Bd. Gabriel, 21000 Dijon

Un découpage de la série aaléno-bajocienne, à dominante carbonatée , affleurant dans les Grands Causses est proposé en termes de stratigraphie séquentielle (fig.). Il se fonde sur l'analyse des faciès recensés dans une trentaine de coupes levées sur l'ensemble du secteur concerné et sur la reconstitution des milieux de dépôt correspondants. Six séquences de dépôt de 3e ordre (SD) ont été repérées dans la série dilatée occupant le dépôt-axe du Graben des Grands Causses ; elles se biseautent successivement sur la bordure occidentale, en direction du Seuil de Villefranche-de-Rouergue. Ces séquences sont identifiées soit par leur intervalle transgressif, constitué le plus souvent par des calcaires bioclastiques et/ou oolithiques de haute énergie, soit par leur intervalle condensé marqué par des concentrations de macrofaune (ammonites ou/et brachiopodes) nouvellement découvertes. Ces repères biostratigraphiques à valeur d'isochrones permettent, par ailleurs, de proposer des corrélations avec les cycles eustatiques de 3e ordre reconnus par ailleurs dans les domaines subméditerranéen et subboréal de l'Europe occidentale (Jacquin *et al. in* Hardenbol *et al.*, 1998).

- **La séquence SD1** ("Calcaires à miches" puis "Calcaires à *Zoophycos* ") constitue le passage des dépôts terrigènes de bassin du Toarcien supérieur à des carbonates de rampe homoclinale distale marquant la base du Dogger. L'âge du maximum d'inondation est donné par les Ammonites de la s.z. à Bifidatum (sommet de la z. à Opalinum, Aalénien inférieur) et, latéralement à l'Ouest, vers le Seuil de Villefranche-de-Rouergue, par des lumachelles à *Rhynchonelloidea ruthenensis*. Cette séquence est corrélée avec la séquence To7 de Jacquin *et al.* (1998) ;

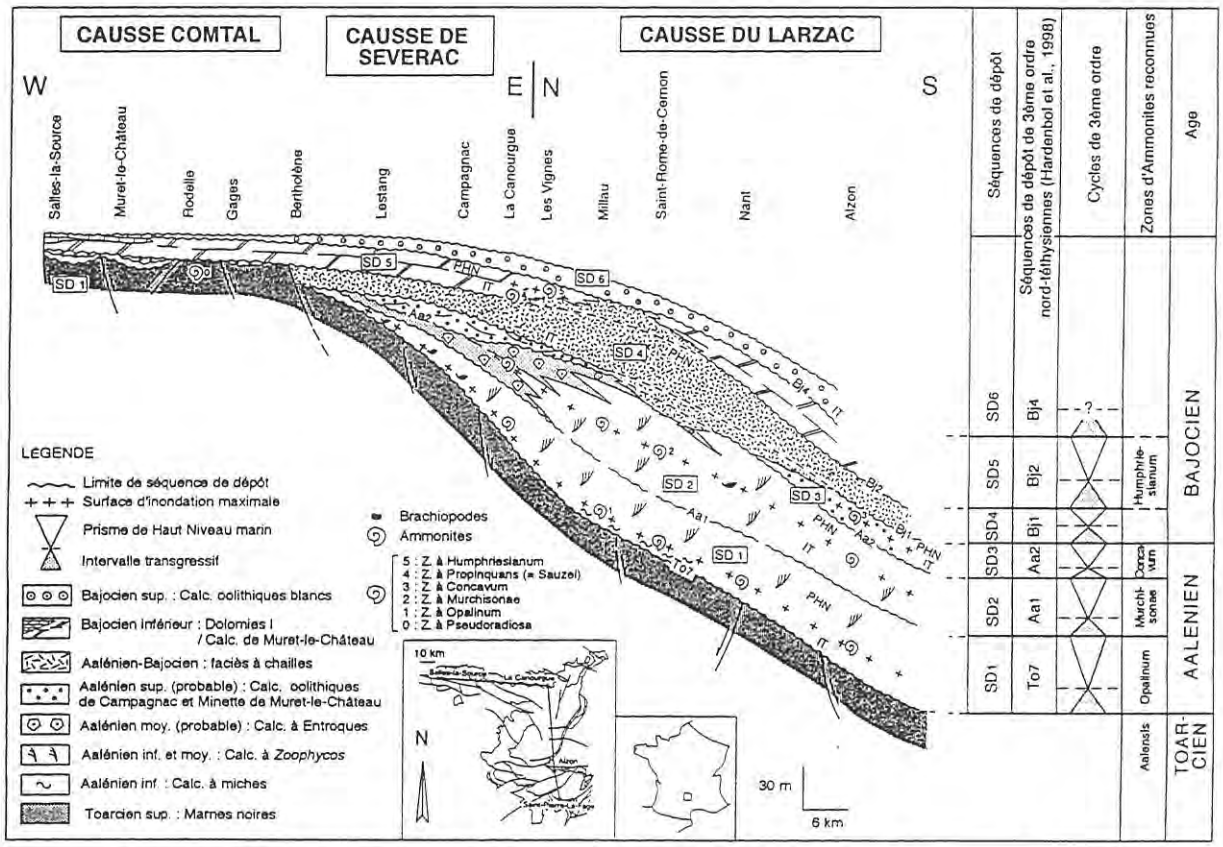
- **La séquence SD2** est constituée par des "Calcaires à *Zoophycos*" qui passent latéralement vers le Seuil de Villefranche-de-Rouergue à des calcaires de plate-forme ouverte riches en entroques, progradants en direction du bassin. L'inondation maximale est datée par des Ammonites de la s.z. à Murchisonae (sommet de la z. à Murchisonae, Aalénien moyen) présentes notamment à Saint-Rome-de-Cernon. Cette séquence est corrélée avec la séquence Aa1 de Jacquin *et al.* (1998) ;

- **La séquence SD3** est repérée dans l'axe du graben (Alzon) par un remarquable intervalle condensé calcarénitique à Entroques, Bryozoaires et Ammonites de la z. à Concavum (Aalénien supérieur). Déposée suivant un dispositif rétrogradant en direction du Seuil de Villefranche-de-Rouergue, elle se réduit à son intervalle transgressif qui comporte successivement : des calcaires oobioclastiques de barres intertidales ("Calcaires oolithiques de Campagnac"), des calcaires marneux à structure de tempestites distales (HCS) et des bancs métriques de calcaires argileux riches en oncoïdes et Entroques regroupés le plus souvent en fines lamines déformées par une bioturbation intense. Sur les gradins les plus occidentaux du Seuil, ce dernier terme enrichi en oolithes, dolomitisé et ferruginisé ne correspond plus qu'à des amas lenticulaires plus ou moins isolés. Les vestiges de cet IT reposent sur des marnes bioturbées, micacées, dolomitisées et attribuées à SD1 (Ciszak *et al.*, 1996). Ils constituent la "minette" de Muret-le-Château, jadis exploitée comme minerai de fer. Enfin plus à l'Ouest (Salles-la-Source), aux confins occidentaux des Grands Causses, ne persitent plus de cet intervalle transgressif que quelques décimètres d'argiles noires à nombreux oncoïdes charbonneux, intercalées d'horizons ligniteux. Cette séquence est corrélée avec la séquence Aa2 de Jacquin *et al.* (1998) ;

- **La séquence SD4** correspond à des dolomies jaunâtres. L'intervalle transgressif y est organisé en séquences métriques regroupant des dolomies à rognons siliceux, bioclastiques et oolithiques, et des dolomies plus massives à géodes de dissolution. Le PHN comporte essentiellement des dolomies en bancs épais et massifs à nombreuses géodes de calcite associées à des chailles ;

- **La séquence SD5**, bien qu'essentiellement dolomitique (Dolomies I), traduit une inondation majeure. Les dépôts apparaissent largement transgressifs, en direction de l'Ouest, successivement sur les témoins des séquences SD4, SD3 et des marnes noires toarciennes ravinées à la suite d'une phase tectonique majeure. Cette séquence est révélée par un intervalle condensé constitué d'une lumachelle à gros bivalves. Son âge indiqué aux Vignes par une empreinte de *Stéphanoceratidae* du genre *Teloceras* (z. à Humphriesianum, sommet du Bajocien inférieur) permet de corréler SD5 avec la séquence Bj2 de Jacquin *et al.* (1998) ;

- **La séquence SD6** est datée du Bajocien supérieur par des brachiopodes de la z. à *Ferrythyris ferryi* équivalente de la z. à Garantiana qui permet de la corréler avec la séquence Bj4 de Jacquin *et al.* (1998) . Elle correspond à un ensemble complexe de calcaires oolithiques de barres intertidales et de faciès plus internes, marquant le début d'un épisode régressif menant à une émersion complète à la base du Bathonien.



Cette analyse, basée sur les données biostratigraphiques, nous permet de proposer des relations entre la succession des événements sédimentaires, les fluctuations du niveau marin et surtout une tectonique extensive particulièrement active qui a façonné en "hauts-fonds" (Seuil de Villefranche-de-Rouergue, Seuil Cévenol) et en grabens (Graben des Grands Causses), ce secteur du "Haut-fond Occitan", relativement excentré, de la paléomarge ouest-téthysienne (Peybernès et Pélissié, 1985). Dans l'intervalle étudié, cette instabilité tectonique a induit l'érosion et/ou le non dépôt d'unités sédimentaires : à la fin de l'Aalénien moyen (avant le dépôt de Aa2), à la base du Bajocien supérieur (lacune de Bj3), ainsi qu'une forte baisse du niveau marin à la fin du Bajocien supérieur.

L'existence d'une phase jurassique de structuration extensive précoce dans l'intervalle Aalénien moyen (z. à Murchisonae)-Bajocien inférieur (z. à Humphriesianum) est désormais reconnue dans d'autres secteurs des plates-formes nord-ouest péri-téthysiennes : bordures méridionale et septentrionale du "Seuil de Bourgogne" (Durlet *et al.*, 1997 ; Durlet & Thierry, 2000), chaînons du Maconnais en bordure nord-orientale du Massif Central (Quesne *et al.*, 2000). Cette structuration est reliée au rifting ligure

Cet événement majeur, enregistré à l'échelle du craton ouest-européen, est responsable de la "discontinuité mi-cimmérienne" (Jacquin *et al.*, 1998) qui affecte l'ensemble des dépôts de l'Aalénien-Bajocien. Vers la limite Bajocien inférieur/Bajocien supérieur, viennent s'ajouter les effets lointains du début du rifting atlantique et du cycle de la Mer du Nord (Hunderhill & Partington, 1994).

Bibliographie

*Ciszak R., Peybernès B. & Fauré Ph. (1996).- Stratigraphie séquentielle et biochronologie des formations carbonatées aaléno-bajociennes sur la bordure orientale du "Seuil de Villefranche-de-Rouergue" (Causse Comtal, Causse de Sévérac). *C.R.Acad.Sci.* Paris, **3 2 2**,. 133-140

*Ciszak R., Peybernès B. , Thierry J. & Fauré Ph. (2000).-Synthèse en termes de stratigraphie séquentielle du Dogger et de la base du Malm dans les Grands Causses (France). *Géol. de la France* (sous-presse)

*Durlet C., Jacquin T. & Floquet M. (1997).- Tectonique synsédimentaire distensive dans les calcaires aaléno-bajocien du seuil de Bourgogne (France).). *C.R.Acad.Sci.* Paris, **3 2 4**, 1001-1008

*Durlet C. & Thierry J. (2000).- Modalités séquentielles de la transgression aaléno-bajocienne au sud-est du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (sous-presse)

*Hunderhill J.R. & Partington M.A. (1994).- Use of genetic sequence stratigraphy in defining and determining a regional tectonic control on the "Mid Cimmerian Unconformity" : implication for North Sea Basin development and the global sea-level chart. ***in*** : Weimer P. & Posamantier H. Eds., "Siliciclastic Sequence Stratigraphy", *AAPG*, **5 8**, 449-484.

*Jacquin T. & Graciansky P.C. de (1998).- Major transgressive/regressive cycles : the stratigraphic signature of European basin development. ***in*** : : P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail Eds., "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins", *S.E.P.M.(Soc. of Sediment.Geol. Edit.), Spec. Publ.,* **6 0**, 15-29

*Jacquin T., Graciansky P.C. de, Vail P.R. coord. (1998).- Jurassic sequence chronostratigraphy, chart. 6, sequence chronostratigraphy, Tethyan and Boreal ***in*** Hardenbol J., Thierry J., Martin B., Farley M.B., Jacquin T., Graciansky P.C. & Vail P.R..- Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic framework of European Basins. *SEPM (Soc. of Sediment. Geol. Edit.), Spec. Publ.*, **6 0 .**

*Peybernès B. & Pélissier T. (1985).- Essai de reconstitution de la paléogéographie des dépôts contemporains de la fin du rifting téthysien avant la transgression bathonienne sur le "Haut-fond Occitan" (SW de la France). *C.R.Acad.Sci.* Paris, **3 0 1**, 533-538.

*Quesne D., Guiraud M., Garcia J.P., Thierry J., Lathuillière B. & Audebert N. (2000).- Marqueurs d'une structuration extensive jurassique en arrière de la marge nord-téthysienne (Monts du Maconnais, Bourgogne, France). *C.R.Acad.Sci. Paris*, (sous-presse).

LA TRANSITION LIAS-DOGGER : UN EPISODE HYDROTHERMAL A LA BORDURE ORIENTALE DU BASSIN D'AQUITAINE (ALBIGEOIS ET NW MONTAGNE NOIRE)

P. COURJAULT-RADE*, A. BOYCE, A. FALLICK**, M. MUNOZ*, F. TOLLON***

* Université Paul Sabatier, UMR5563 CNRS, LMTG, 38 rue des 36 ponts, 31400 Toulouse, France.
** Scottish Universities Research and Reactor Centre, East Kilbride, Glasgow, G75 0QF, Scotland.

Introduction

Les filons à zinc et ceux à fluorite du SW du Massif Central, sont situés à l'extrémité orientale du bassin d'Aquitaine. De direction E-W, ils sont encaissés au sein du socle paléozoïque de l'Albigeois et du NW de la Montagne Noire, et soulignés par d'importantes brèches siliceuses antérieures aux minéralisations économiques.

Les analyses géochimiques - inclusions fluides, isotopes stables - récemment acquises sur ces minéralisations filoniennes, ont mis en évidence le rôle majeur des circulations de fluides salins de basse température permettant d'envisager une relation avec des bassins sédimentaires évaporitiques, au cours de phases d'extension liées à l'évolution géodynamique mésozoïque, en particulier lors de l'épisode Lias-Dogger vers 180 Ma (Voir Munoz et al., 1994, 1997, 1999).

Données paragénétiques et géochimiques

Régionalement, les minéralisations filoniennes s'organisent selon la séquence suivante:
- un stade précoce marqué par le dépôt massif de silice formant des filons E-W d'extension plurikilomérique connus sous la dénomination de « BTH» (Brêches Tectoniques Hypersilicifiées).
- un stade sulfuré, marqué par la formation de brèches de type cocarde dont les éléments sont cimentés par de la sphalérite associée à de la galène et de la sidérite; ce stade constitue les minéralisations économiques de Saint-Salvy et de Peyrebrune (≈ 0,6 Mt)
- un stade fluoré, marqué par le dépôt massif de fluorite, en particulier dans l'Albigeois (>5 Mt),

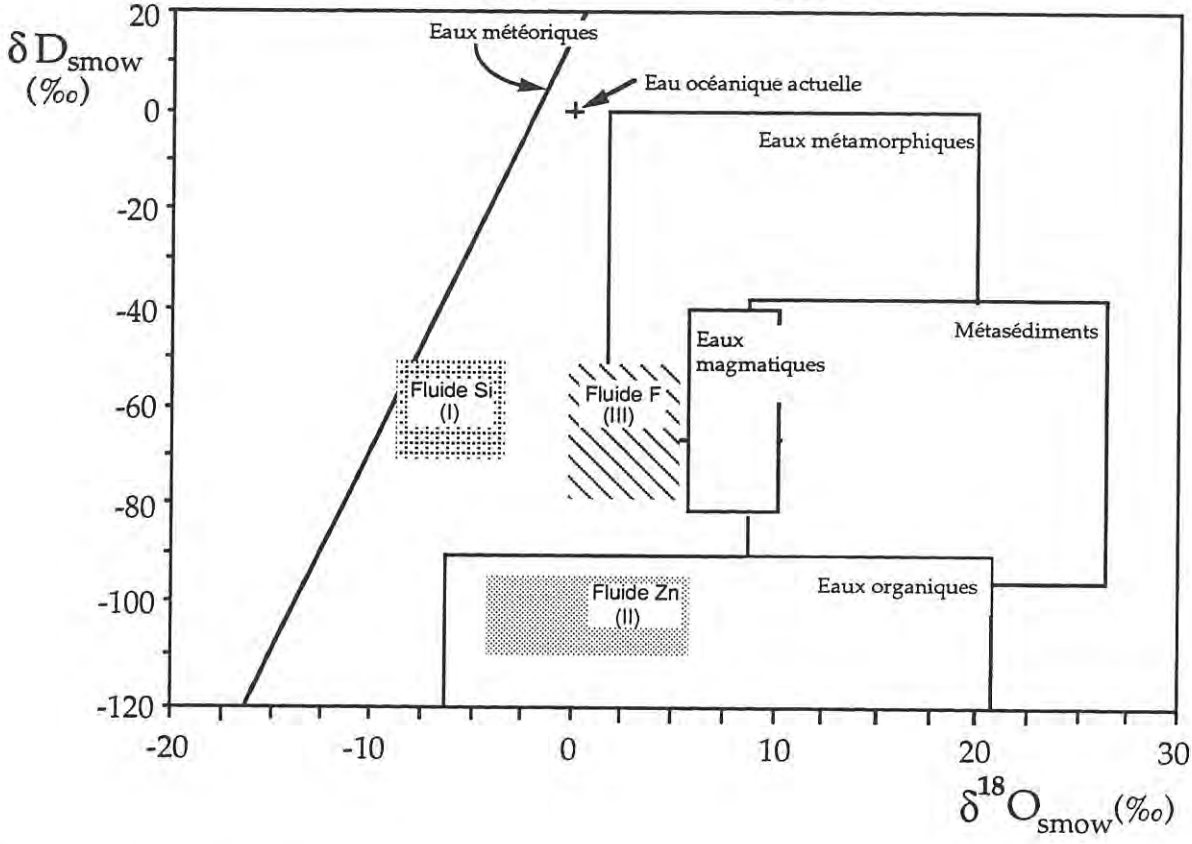
L'analyse des inclusions fluides indique que ces trois stades minéralisés sont caractérisées par des fluides de forte salinité comprise entre 20 et 26% eq. NaCl et la présence de $CaCl_2$, indiquant leur interaction avec des niveaux salifères.

L'analyse des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène indique des compositions nettement distinctes:

- stade siliceux, avec un δD compris entre -53 et -70 ‰ et un δO^{18} compris entre - 8,8 et -4,3 ‰ ,
- stade sulfuré zincifère, avec un δD compris entre -111‰ et -92‰ et un δO^{18} compris entre -4,0 et + 6,0 ‰ ,
*- stade fluoré avec un δD compris entre -77‰ et -53‰ et un δO^{18} compris entre - 0,3 et + 5,3 ‰

Replacées dans le diagramme $\delta D/\delta O^{18}$ (Fig. 1), les compositions des fluides des différents stades montrent que:
- les fluides du stade précoce siliceux se situent au voisinage de la ligne météorique, indiquant une absence d'interaction avec l'encaissant,
- les fluides du stade sulfuré se situent dans le domaine des fluides à signature organique;
- les fluides du stade fluoré correspondent à des fluides météoriques évolués par interaction avec l'encaissant.

Figure 1 / Diagramme δD_{smow} (‰) en fonction de δO^{18}_{smow} (‰)



Implications génétiques

Les fluides des trois stades minéralisés successifs des filons zincifères et fluorés montrent des caractéristiques communes, indiquant leur origine superficielle et leur relation avec des bassins salifères. Cependant, bien que se succédant au sein des mêmes structures E-W, les résultats isotopiques conduisent à envisager leur mise en place nettement séparée dans le temps.

La genèse de ces filons requiert l'interaction avec des horizons salifères conséquents. Dans le bassin Aquitain, ce type de dépôt s'effectue entre le Trias supérieur et l'Hettangien (Curnelle, 1983). En outre, leur mise en place requiert des phases d'extensions majeures comme celles se succédant au cours de l'évolution géodynamique mésozoïque du domaine aquitain, et nécessairement au cours de la période syn-à-post dépôts des horizons salifères.

Cette évolution géodynamique s'explique en terme d'étirement crustal et d'amincissement lithosphérique (Brunet, 1983). La phase initiale dite syn-rift commence dès le Permien et se termine à la fin du Trias (205 Ma). Elle s'achève par un épisode volcanique d'échelle régionale (Curnelle et Cabanis, 1989). De plus, des datations K/Ar, indiquent que cette période correspond à un épisode extensif dans l'ensemble du SW du Massif Central accompagné de processus hydrothermaux (Yerle et Thiry, 1979; Bonhomme, 1982, Schmitt et al., 1984). En conséquence, nous proposons que cette phase d'extension majeure, située aux alentours de 200 Ma, puisse constituer le premier épisode hydrothermal propice à la genèse des filons siliceux.

La phase post-rift est dominée par la subsidence thermique (Brunet, 1983). Pendant cette période, des saccades d'instabilité crustales se manifestent à trois reprises: vers 180 Ma (passage Lias-Dogger), vers 150 Ma (fin du Jurassique) et 100 Ma (Brunet, 1983 ; Curnelle et Dubois, 1986). Ce cadre géodynamique est reconnu comme étant particulièrement propice pour le dépôt de concentrations minérales. La plus importante de ces périodes d'instabilité paraît se produire vers 180 Ma (Curnelle et Dubois, 1986). Des circulations hydrothermales importantes se manifestent à la même période en plusieurs sites du SW du Massif Central (Lévêque et al., 1988; Lancelot et Vella, 1989; Respault et al., 1991).

Etant donné que les datations K/Ar effectuées par Bonhomme et al. (1987) indique un âge très probable de 150 Ma pour les dépôts de fluorite et que les dépôts sulfurés se sont mis en place dans l'intervalle de temps compris entre celui de la silice massive (≈ 200 Ma), et celui de la fluorite (≈150 Ma), nous proposons que la genèse des minéralisations sulfurées du NW de la Montagne Noire soit en relation avec l'événement majeur à la transition Lias-Dogger, soit vers 180 Ma.

Implications paléogéographiques

Le cas des BTH

Les filons contenant les BTH sont encaissés au sein du socle paléozoïque à plus de 50 km de l'extension marine maximale mésozoïque du bassin d'Aquitaine (= bassin de Lavaur-Grésigne sensu Curnelle et Dubois, 1986) et sont systématiquement associés à des fractures E-W pluri-kilométriques

Les fluides associés à ces dépôts siliceux ont une signature météorique non évoluée, indiquant l'absence d'interactions avec l'encaissant. Cela indique des circulations de fluides d'échelle locale. Cette situation implique que les bassins évaporitiques devaient se situer au voisinage immédiat de ces filons siliceux. Ces bassins pourraient alors être mis en relation avec les fractures E-W associées aux BTH, probablement sous l' aspect de structures du type hémi-grabben semblables à celles proposées par Curnelle (1983) dans le bassin Aquitain au Trias . La phase d'érosion tertiaire a par la suite conduit à la disparition des sédiments de type playa associés aux hémi-grabbens. En outre, la signature isotopique météorique de ces fluides indique le développement de milieux salifères continentaux plutôt que marins au niveau de ces hémi-grabbens. Une telle situation paléogéographique et tectonique est en accord avec l'éloignement des filons considérés des extensions marines reconnues et avec le caractère essentiellement continental des dépôts triasiques supérieur au sein même du bassin d'Aquitaine (Curnelle, 1983) et, enfin avec le contexte structural de ces filons minéralisés.

Le cas des minéralisations sulfurées et fluorées

L'interprétation en terme de situation paléogéographique des minéralisations postérieures aux BTH est la suivante: en ce qui concerne les fluides associés aux sulfures les résultats isotopiques montrent une signature organique de fluides originellement météoriques, et dans le cas des fluides associés à la fluorite, l'accroissement des valeurs en δO^{18} témoignerait d'une interaction de fluides météoriques avec l'encaissant plus intense et à des températures plus élevées que dans le cas des BTH. Ainsi, les milieux correspondants seraient restés continentaux pendant tout le mésozoïque.

Références

Bonhomme (1982) .- C. R. Acad. Sci., 294, 521-524.
Bonhomme et al. (1987) .- Chem. Geol., 65, 321-339
Brunet (1983) .- C. R .Acad. Sci., 297, 599-602
Curnelle (1983) .- Bull. Centr. Rech. Explor. Prod, Elf Aquitaine, 7, 69-991
Curnelle et Cabanis (1989) .- Bull. Centr. Rech. Explor. Prod., Elf Aquitaine, 13, 345-376
Curnelle et Dubois (1986) .- Bull. Soc.Géol.Fr., 8, 529-546
Lancelot et Vella (1989) .- Bull. Soc.Géol. Fr., 8, 309-315
Lévêque et al. (1988) .- Chem. Geol., 69, 163-174.
Munoz et al. (1994) .- Apllied Geochem., 9, 609-626
Munoz et al. (1997) .- C. R. Acad. Sci., 324, 899-906
Munoz et al. (1999) .- Applied Geochem., 14, 447-458
Respault et al. (1991) .- Europ. Journ. Miner., 3, 85-103
Schmitt et al. (1984) .- Miner. Depos., 19, 123-131.
Yerle et Thiry (1979) .- Bull. BRGM, 4, 275-290.

LA LIMITE LIAS-DOGGER ET LA NAISSANCE DE LA PLATE-FORME OCCITANE

J. DELFAUD, J. REVERT, R. SABRIER

Laboratoire Géodynamique des Bassins, Université de Pau, B.P. 1155 - 64013 Pau Cedex

Dans le Sud de la France (Aquitaine occidentale Grands Causses), une sédimentation carbonatée littorale succède aux assises marneuses à Ammonites du Lias moyen-supérieur. Nous avons décrit en 1973 l'organisation de **cette plate-forme occitane.**

Depuis, les multiples études ont permis de mieux cerner les modalités de mise en place et de proposer un modèle géodynamique.

I - EVOLUTION VERTICALE

Elle se compose d'un certain nombre de méso et mégaséquences qui se groupent en deux ensembles :

- le Lias moyen et supérieur : Ce sont des séquences marines (plate-forme ouverte) qui se parallélisent bien avec l'eustatisme,
- du Bajocien au Callovien, les séquences littorales, très fluctuantes, n'ont enregistré qu'une partie de l'eustatisme mondial,

La limite se situe au sommet du Toarcien avec un passage soit continu (bassin avec faciès remaniés de bas niveaux) soit discontinu (plate-forme avec séries très condensées).

Notons que la subsidence, toujours importante, s'accentue au Bathonien avec le dépôt de puissantes assises tidalitiques.

II – ORGANISATION HORIZONTALE

Du Lias supérieur au Dogger, la paléogéographie est guidée par des blocs basculés orientés N 20°E, mais intégrant des accidents obliques N 40 à N 60°E).

Au Lias moyen et supérieur, le dépocentre principal est situé dans l'axe des Grands Causses (Trumpy, 1980). Au Dogger, deux dépocentres axés sur le Quercy et l'Aveyron sont séparés par une zone haute parallèle à la Faille de Villefranche.

Au Lias, l'évolution est centrifuge, avec effacement des marges et « transgression » des séries marines. Au Dogger, les lignes de faciès migrent peu ce qui souligne l'importance des structures synsédimentaires.

III – MODÈLE DYNAMIQUE

L'évolution globale est celle d'un **rift intracontinental** avec une phase anté-rift (Lias inférieur), deux phases syn-rift (Lias moyen/supérieur et Dogger), une phase post-rift à l'Oxfordien.

La première phase syn-rift (Lias moyen/supérieur) correspond à une subsidence tectonique modérée avec le dispositif des blocs basculés. La seconde phase implique l'existence d'un dôme thermique (dont les basaltes bathoniens et les anomalies diagénétiques sont la preuve), puis d'une fragmentation avec relaxation.

Le système de fracturation majeure, d'orientation sub-méridienne, qui en résulte affecte les Pyrénées, au Sud, et se perd dans le Bassin de Paris, au Nord. C'est un satellite de la Téthys Ligure. Il sera recoupé par la phase avortée d'ouverture du Golfe de Gascogne au Kimméridgien.

Strata Série 1., vol. 10 p. 67-69, 3 fig. 2000

Références

DELFAUD J. (1973) - C.R. Som.. Soc. Géol. Fr., fasc. 1, p. 58, 2 fig.
TRUMPY D. (1980) - Thèse, Univ. Zurich, Publiée *in* Cahiers U.P.P.A., n° 19, 1983.

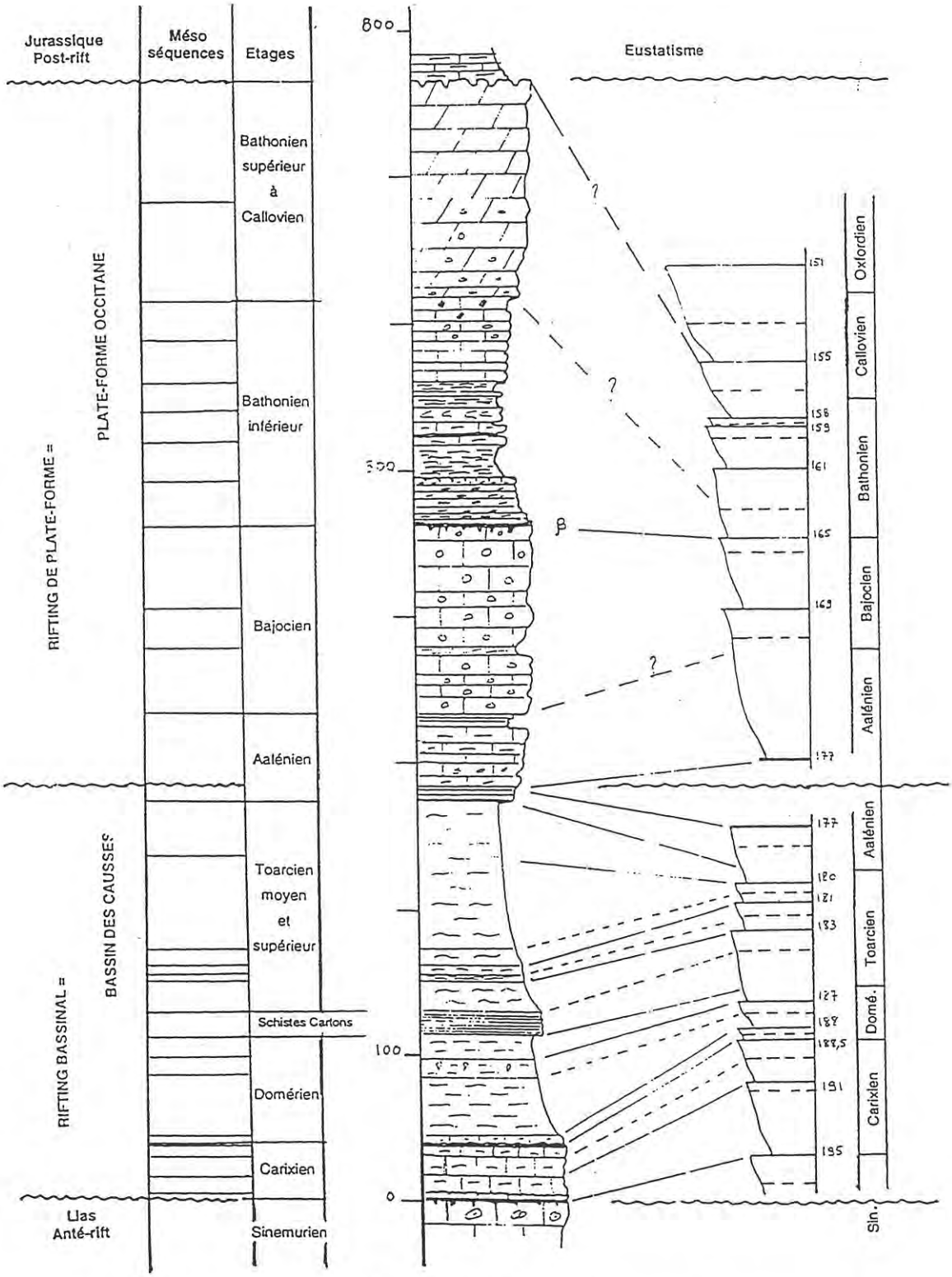


Fig. 1 – Organisation séquentielle du Lias moyen/supérieur et du Dogger dans l'axe du Bassin des Causses.

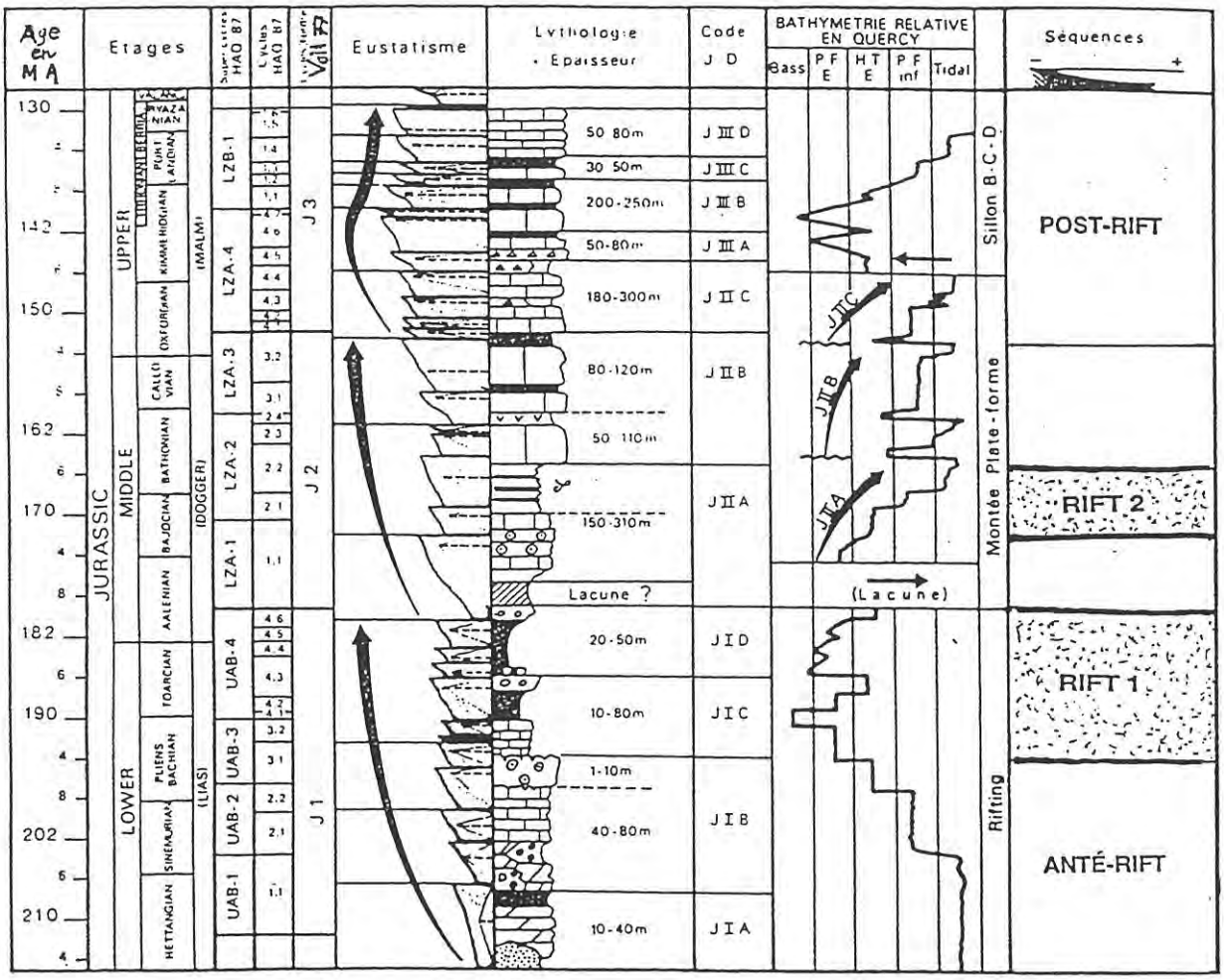
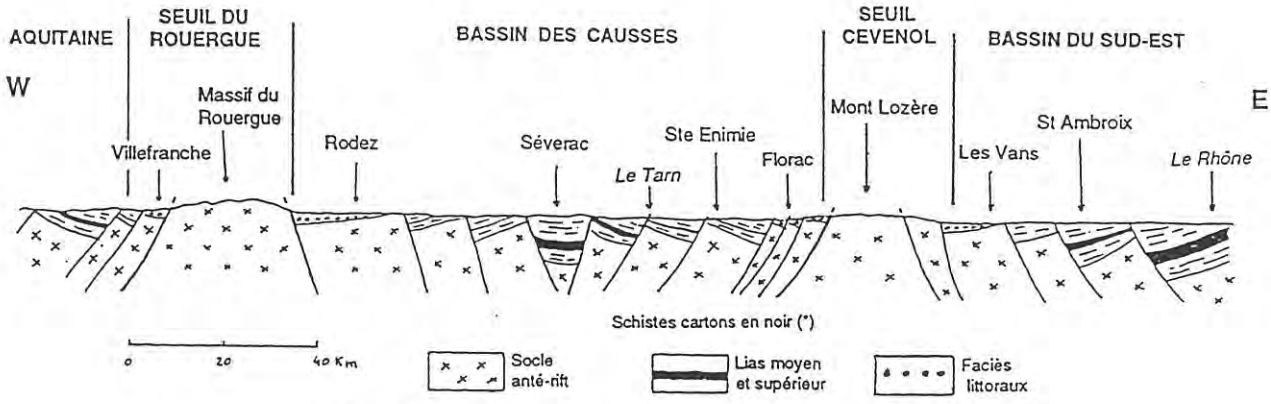


Fig. 2 – Rifting et eustatisme dans la Plate-Forme Occitane



Modèle structural du Bassin des Causses au Lias moyen et supérieur
(*) Les épaisseurs sont exagérées

Fig. 3 – Modèle structural du Bassin des Causses au Lias moyen et supérieur

EVENEMENTS AU PASSAGE LIAS–DOGGER AU MOYENT–ORIENT

D. VASLET*, J. LE METOUR*, Y.-M. LE NINDRE*

*** BRGM, BP 6009, 3 av. C. Guillemin, 45060 Orléans (France)**

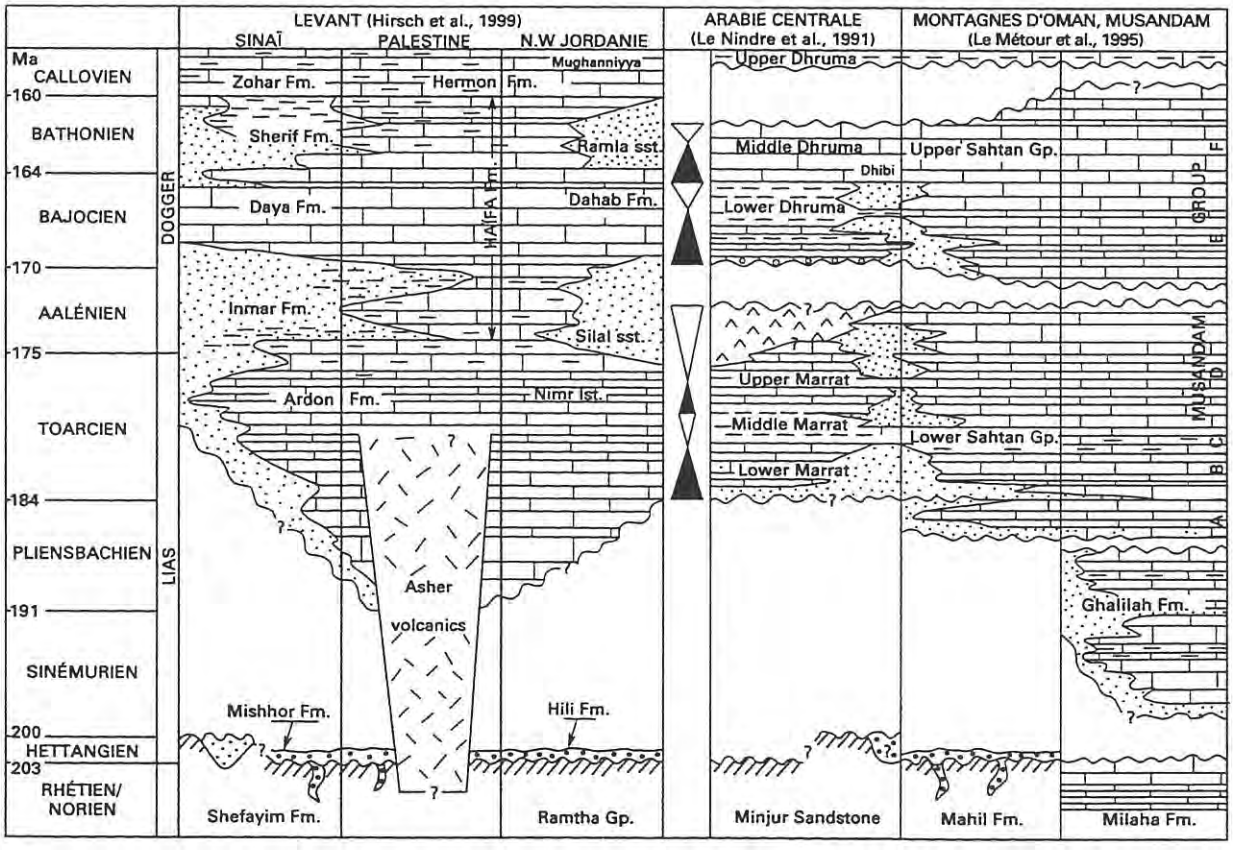
Au Moyen-Orient, les dépôts d'âge Jurassique inférieur et moyen correspondent principalement aux sédiments marins de plate-forme épicontinentale sur la marge sud de la Téthys. Sur cette plate-forme arabe les affleurements permettant d'appréhender le passage Lias-Dogger sont situés principalement dans trois régions d'Ouest en Est : le Levant (Sinaï, Palestine, Jordanie, Liban, Syrie) ; l'Arabie Centrale, selon une bande d'affleurements Nord-Sud, longue de 1000 km, entre les lat. 27°N et 18°N ; et l'Oman (Montagnes d'Oman, Oman intérieur). Les régions méridionales de la plate-forme (Egypte, Soudan, Arabie méridionale, Yémen) sont exondées pendant cette période. La bordure nord-est (Musandam) montre une série marine plus complète avec le passage au domaine océanique téthysien du bassin Hawasina.

Au Levant (Hirsch et Picard, 1988; Andrews, 1992; Hirsch et *al.*, 1999), la fin du Trias présente une émersion généralisée et une tectonique active, marquée au Nord de la Palestine, par l'épisode volcanique basaltique et tuffacé (Asher Formation), daté à 194 Ma localement mais s'étendant jusque dans le Toarcien. Ainsi à la fin du Trias et probablement au tout début du Jurassique au Nord du Sinaï, l'ensemble de la région levantine est caractérisé par des faciès d'émersion (latérites bauxitiques, paléosols et grès fluviatiles de la Mishhor Formation en Palestine et de la Hihi Formation dans le Nord-Ouest de la Jordanie). Le régime marin s'établit au Pliensbachien et pendant le Toarcien, au nord avec une plate-forme carbonatée (Ardon Formation en Palestine, Nimr Formation en Jordanie). Au sud, les dépôts fluviatiles persistent pendant le Toarcien et une partie de l'Aalénien (Inmar Formation, Silal Sandstone) passant graduellement (onlap sur les faciès fluvio-deltaïques) à des calcaires et dolomies oolitiques et pelletoidaux de l'Aalénien et du Bajocien inférieur sur la base de leur contenu en foraminifère (*Timidonella* sp., anciennement *Orbitopsella cf. praecursor*, à l'Aalénien et *Haurania deserta* au Bajocien).

En Arabie Saoudite, dans les affleurements d'Arabie Centrale, les dépôts jurassiques débutent au Toarcien. Les faciès siliciclastiques et carbonatés de la Marrat Formation, dont la partie inférieure (Lower Marrat) n'est pas datée (? Toarcien inférieur), indiquent un retour à des conditions de sédimentation marine après l'arrêt de sédimentation (? lacune du Rhétien au Pliensbachien) marqué par une surface ferruginisée au toit des formations continentales du Trias Supérieur (Minjur Sandstone). Les faciès carbonatés et argileux (Middle Marrat), localement riches en faune marine du sommet du Toarcien inférieur (Zone à Serpentinum) et les calcaires (Upper Marrat) du Toarcien Moyen (Zone à Bifrons, subzone à Sublevisoni), constituent les seuls dépôts liasiques bien reconnus. En Arabie, les faciès marins argilo-carbonatés restent circonscrits à une gouttière centrale entre les latitudes 24°N et 23°N, tandis que sur les bordures nord et sud de ce domaine, ils correspondent à des séries continentales détritiques, peu épaisses (Enay et *al*, 1987; Manivit et *al.*, 1990; Le Nindre et *al.*,1990).

Le passage au Dogger, est marqué par une régression généralisée et de probables lacunes de sédimentation. Les niveaux de gypse reconnus au sommet de la Marrat Formation, dans la région de Riyadh, demeurent non datés mais pourraient correspondre au lowstand de l'Aalénien. L'inondation généralisée de la plate-forme arabe atteint l'Arabie Centrale dès la base du Bajocien (Dhruma Formation) avec des séquences argilo-carbonatées, oolitiques et phosphatées à la base, riches en faune marine, empreinte d'un fort endémisme et totalement renouvelée par rapport aux faunes liasiques. La série devient franchement calcaire vers le sommet du Bajocien et pendant tout le Bathonien inférieur et Moyen (Lower et Middle Dhruma).

La partie basale de la séquence bajocienne (Lower Dhruma, unité D1) débute par un lit de calcaire à oolites fibroradiées jointives contenant des débris de macrofaune marine encroûtés par des annélides. Ce niveau est surmonté par plusieurs mètres d'argiles à granules glauconieux et phosphatés, entrecoupés de calcaires bioclastiques à faune de Sonninidés (*Euhoploceras* et *Hyperlioceras)* datée de la Zone à Discites du Bajocien basal par Enay et *al.* (1987). Au dessus, une vingtaine de mètres d'une alternance de dolomies à stromatolites en coussinets, d'argiles et de calcaires bioturbés, bioclastiques fossilifères a livré *Shirbuirnia* et d'autres Sonninidées à la limite des sous zones à Laeviuscula et Ovalis (Enay et *al.*, 1987). Le milieu de sédimentation de la base du Bajocien est celui d'une plate-forme interne où les environnements tidaux (platiers intertidaux à stromatolites) précédent un approfondissement du milieu au Bajocien moyen et supérieur avec les faciès infralittoraux distaux de la partie inférieure de l'unité D2 de la Lower Dhruma (faunes à *Dorsentesia* et *Ermoceras*). La Lower Dhruma est caractérisée au Bajocien moyen, par l'existence d'un prisme de bas niveau, siliciclastique, descendant jusqu'aux vasières à Nodosariidées, puis par un processus d'aggradation et de rétrogradation bien démontré par la distrbution des zones d'ammonites. Ce processus se poursuit jusqu'au Bathonien inférieur où se place l'inondation maximum de la plate-forme pour la période considérée (Le Nindre et *al.*, 1991).
Pendant le Toarcien, des taux de sédimentation relativement élevés sont enregistrés en Arabie Centrale, au voisinage de la lat. 24°N, près de Riyadh (Le Nindre et al., 1996 et sous presse). A l'Aalénien, au contraire, on assiste à une réduction de la sédimentation due à une baisse relative du niveau marin conjointement à une diminution de la subsidence tectonique, avec même un soulèvement des bordures nord et sud de la plate-forme, marqué par des taux de subsidence négatifs (–3m/Ma). Une subsidence tectonique active reprend au Bajocien avec le développement de rampes et se prolongera au Bathonien inférieur. Les taux de subsidence sont de l'ordre de 4 à 11m/Ma, atteignant jusqu'à 14m/Ma dans la zone centrale de l'Arabie (lat. 24°N).



En Oman, dans les parties centrale (Jabal Akhdar) et sud-orientale (Saih Hatat, Jabal Ja'alan) des Montagnes d'Oman, une sédimentation de plate-forme, d'abord gréseuse et carbonatée, puis essentiellement carbonatée (Sahtan Group) s'installe au Jurassique à partir du Pliensbachien. Elle fait suite à l'émersion généralisée de la plate-forme arabe dès le Trias terminal, (20Ma, entre le Rhétien et le Sinémurien), marquée par une érosion et karstification du sommet de la Mahil Formation carbonatée et par le remaniement et le dépôt d'altérites continentales.

Sur cette partie omanaise de la plate-forme arabe, la séquence inférieure du Sahtan Group (140 m) est composée de grès quartzeux et grès carbonatés margino-littoraux transgressifs, puis de calcaires argilo-silteux infralittoraux proximaux. La sédimentation marine y est discontinue, fréquemment interrompue par des émersions au cours du Pliensbachien-Toarcien. La subsidence régulière et faible évoque un contrôle par le moteur eustatique, traduisant une remontée lente du niveau marin pour le développement de la plate-forme omanaise à partir du Pliensbachien. La transition Lias-Dogger correspond généralement à des calcaires bioclastiques plus massifs de plate-forme ouverte, le Bajocien étant souligné par l'apparition des premières barres de calcaire oolitique. Le passage brusque entre le sommet carbonaté de cette séquence inférieure (Lower Sahtan Group) et la base gréseuse transgressive de la séquence supérieure (Upper Sahtan Group : 260 m) s'effectue en milieu infralittoral pendant le Bathonien. Cet événement est probablement d'origine climatique, puisqu'à cette époque une période humide fait suite à une période aride sur l'ensemble du Moyen-Orient (Murris, 1981; Rabu, 1987).

Vers le sud et l'est de l'Oman, au niveau du flanc ouest de l'axe haut du Haushi-Huqf, la période d'émersion Trias/Jurassique est plus longue (Permien terminal à Aalénien), interrompant la sédimentation carbonatée de la Khuff Formation qui est recouverte par des altérites continentales. La transgression marine atteint et inonde le seuil du Haushi-Huqf seulement au Bajocien/Bathonien (faune à *Thambites* cf. *planus*) avec le dépôt des grès quartzeux, grès carbonatés et marnes de la Mafraq Formation. Ceux-ci sont surmontés, sur les deux flancs du Haushi-Huqf ainsi qu'en Oman intérieur, par les calcaires bioclastiques et calcaires argileux de plate-forme peu profonde mais ouverte qui constituent la Dhruma Formation (Bajocien/Bathonien à Callovien).

En revanche, à l'extrémité septentrionale des Montagnes d'Oman, dans la Péninsule du Musandam plus proche de la transition entre la plate-forme arabe et le bassin Hawasina, le Rhétien et le Lias inférieur sont représentés par une sédimentation continue mixte carbonatée et terrigène en milieu marin littoral (Milaha, puis Gahlilah Formation). Ici également, le Pliensbachien est souligné par la reprise de la subsidence généralisée de la bordure de la plate-forme arabe avec le passage à des faciès franchement carbonatés plus distaux dès la base du Musandam Group (Ricateau et Riché, 1980 ; Le Métour et *al.* 1995). Ce groupe est caractérisé par une puissante succession carbonatée (membres A à F : environ 1200 m de calcaire bioclastique et calcaire argileux) de plate-forme infralittorale distale, avec apparition des faciès oolitiques dès le Toarcien-Aalénien. Le Lias est particulièrement épais (500 à 600 m), indiquant une nette accélération de la subsidence pendant le Pliensbachien et le Toarcien et peut-être encore jusqu'à l'Aalénien. La transition Aalénien-Bajocien (*Timidonella sarda*, Sepfontaine, communication personnelle, 1992) amorce le retour à une subsidence moins prononcée de cette partie distale de la plate-forme arabe, caractérisée par l'installation prolongée des barrières oolitiques (membre F) depuis le Bathonien jusqu'à l'Oxfordien-Kimméridgien (Ricateau et Riché, 1980; Le Métour et *al.*, 1992).

REFERENCES

Andrews, P., 1992, Permian, Triassic and Jurassic lithostratigraphy in the subsurface of Jordan. Ministry of Energy and Mineral Resources, Nat. Res. Authority. Subsurface Geology Bulletin 4, 60p.

Enay, R, Le Nindre Y.M., Mangold, C., Manivit, J. et Vaslet, D., 1987, Le Jurassique d'Arabie Saoudite centrale. Nouvelles données sur la lithostratigraphie, les paléoenvironnements, les faunes d'ammonites, les âges et les corrélations. Geobios, Mémoire Spécial n°9, pp.13-65.

Hirsch, F. et Picard, L., 1988, The Jurassic facies in the Levant. Journal of Petroleum Geology, vol. 11, N° 3, pp. 277-308.

Hirsch, F., Bassoulet, J.P., Cariou, E., Conway, B., Feldman, H.R., Grossowicz, L., Honigstein, A. Owen, E.F. et Rosenfeld, A., 1999, The Jurassic of the Southern Levant. Biostratigraphy, Paleogeography and cyclic events. In: S. Crasquin-Soleau & E.Barrier (eds), Peri-Tethys Memoir 4: Epicratonic basins of Peri-Tethyan Platforms, Mém. Mus. nation. Hist.nat., 179, pp. 213-235.

Le Métour, J., Michel, J.-C., Béchennec, F., Platel, J.-P. et Roger, J., 1995, Geology and Mineral wealth of the Sultanate of Oman. M.P.M. Geological Documents, Ministry of Petroleum and Minerals, Muscat, 285 p.

Le Nindre Y.M., Manivit, J. et Vaslet, D., 1990, Histoire géologique de la bordure occidentale de la plate-forme arabe, vol.2: Géodynamique et paléogéographie de la plate-forme arabe du Permien au Jurassique. Editions du BRGM, Document N° 192, 280 p.

Le Nindre, Y.M., Manivit, J., Manivit, H. et Vaslet, D., 1990, Stratigraphie séquentielle du Jurassique et du Crétacé en Arabie Saoudite. Bull. Soc. Géol. France, ser. 8, vol. 6, pp. 1025-1034.

Le Nindre, Y.M., Vaslet, D., and Manivit, J., 1996, Quantitative subsidence analysis of the Arabian shelf during the Jurassic. EAGE - 58th Conference and Technical Exhibition - Amsterdam, Netherlands, 3-7 June 1996. P574, 2 p. ISBN 90-73781-07-08

Le Nindre, Y.M., Vaslet, D., Le Metour, J, Bertrand, J., and Halawani, M. (sous presse), Subsidence modelling of the Arabian Platform from Permian to Paleogene outcrops. Peri-Thethys Programme, Memoir n°7. 24 p.

Manivit, J., Le Nindre Y.M. et Vaslet, D., 1990, Histoire géologique de la bordure occidentale de la plate-forme arabe, vol.4: Le Jurassique d'Arabie centrale. Editions du BRGM, Document N° 194, 559p.

Murris, R.J., 1981, Middle East: Stratigraphic Evolution and Oil Habitat. Geologie en Mijnbow, vol. 60, pp. 467-486.

Rabu, D., 1987, Géologie de l'Autochtone des Montagnes d'Oman : la fenêtre du Jabal Akhdar. Editions du BRGM, Documents N° 130, 582 p.

Ricateau, R., et Riché, P.H., 1980, Geology of the Musandam Peninsula (Sultanate of Oman) and its surroundings. Journal of Petroleum Geology, vol. 3, ser. 2, pp. 139-152.

LA LIMITE LIAS-DOGGER : UN EVENEMENT MAJEUR SUR LA PALEOMARGE TETHYSIENNE DE L'OMAN

C. ROBIN*, F. GUILLOCHEAU**, S. GORICAN***, F. BECHENNEC**** & J. MARCOUX*****

* LGBS, ESA 7073, UPMC (Paris 6), 75 252 - Paris Cedex 05
** Géosciences Rennes, UPR 4661, Université de Rennes I, 35042 Rennes Cedex
*** PIIR, ZRC SAZU, Université de Ljubliana, 1000 Ljubliana, Slovénie
**** SGR Pays de Loire, BRGM, 44071 Nantes Cedex 03
***** Géologie, Université Denis Diderot, Paris 7 et IPGP, 75 251 - Paris Cedex 05

La paléomarge de l'Oman a fonctionné du Permien supérieur au Crétacé supérieur, avant d'être inversée au Maastrichtien, lors de l'obduction et la mise en place de la nappe ophiolitique de Sumaï. La paléomarge se présente comme un ensemble d'écailles et de nappes (fenêtre de l'Hawasina, formations Hamrat Durur et Al Arid) structuralement localisé entre la plate-forme (paraautochtone en position basse) et les nappes ophiolitiques (position haute). Cet ensemble est globalement très peu déformé (absence de schistosité) et permet donc une analyse sédimentologique et stratigraphique classique.

La restauration des différentes écailles et nappes montre un système sédimentaire comprenant un sea-mount, un ensemble à croûte océanique à intermédiaire (R.Maury, inédit), un ensemble glacis-pente à rampe, puis la plate-forme globalement carbonatée. La série permienne – crétacée varie en épaisseur de 150 m à plus de 5000 m (rampe carbonatée grasse).

L'étude de cette paléomarge est conduite dans le cadre de deux projets nationaux, un projet IT - INSU "Anatomie et physiologie d'une marge continentale passive téthysienne : le laboratoire naturel de l'Oman (stratigraphie haute résolution, analyse de la subsidence, comportement thermo/mécanique de la lithosphère)", dirigée par Cécile Robin et un projet GDR – Marges dirigée par François Guillocheau et intitulé " Les systèmes turbiditiques carbonatés anciens : géométries, facteurs de contrôles et modélisation analogique. "

D'un point de vue sédimentologique, tous les types d'appareils turbiditiques ont été identifiés, depuis des glissements et des écoulements de débris de grande taille, associés à des rampes et des pentes, des systèmes de chenaux de tailles variées présentant différents types de turbidites à haute densité avec des faciès de levées associés. Les deux principales nouveautés ont été de montrer (1) la faible importance des faciès de lobes contruits par des turbidites à moyenne densité dans les systèmes carbonatés, (2) le caractère turbiditique (turbidites à basse densité) de la majorité des faciès radiolaritiques.

Les premières datations obtenues sur ces séries ont été obtenues par l'étude des radiolaires (par Spela Gorican) et doivent être complétées par l'étude des foraminifères. Seule la partie " glacis " a pour l'instant été étudiée.

Le Jurassique se décompose en trois périodes principales :

(1) un système Lias inférieur à moyen, terrigène, composé de systèmes turbiditiques à haute densité et de grands glissements,

(2) un système Lias supérieur, radiolaritique, composé de turbidites à basse densité,

(3) un ensemble Jurassique moyen à supérieur, composé de turbidites à haute densité constituées uniquement d'oolithes, interstratifiées avec des radiolarites à la base (turbidites à basse densité) et avec des faciès de rampe médiane au sommet.

Le passage Jurassique inféreur à moyen s'effectue brutalement avec l'apparition des turbidites à haute densité qui marquent à la fois (1) une brutale proximalisation et (2) un changement des systèmes sédimentaires avec l'installation d'une plate-forme carbonatée.

Le Lias supérieur, comme partout dans le monde, marque une brutale distalisation et l'arrêt des systèmes carbonatés.

Les études en cours devront préciser la nature de l'événement du Lias supérieur : baisse de la production carbonatée et/ou remontée de la CCD, et la double signification tectonique et océanographique (donc climatique) de la limite Lias/Dogger en Oman.

SEDIMENTATION RADIOLARITIQUE ET CRISES DE LA PRODUCTIVITE CARBONATEE DANS LE DOMAINE TETHYSIEN OCCIDENTAL PENDANT LE DOGGER

A. BARTOLINI*, P.O. BAUMGARTNER*, F. CECCA**

* Institut de Géologie et Paléontologie, UNIL BFSH-2, CH-1015 (Suisse)
** Centre de Sédimentologie et Paléontologie, Université de Provence, CNRS-Upresa 6019, Case 67, 3, place Victor-Hugo, 13331 Marseille cedex 03, France

Le Jurassique moyen est une époque privilégiée pour la sédimentation radiolaritique dans beaucoup de bassins téthysiens, ainsi qu'ailleurs. En même temps, des crises de la productivité carbonatée ont été documentées dans plusieurs bassins et plateformes. En général, les chutes de la sédimentation carbonatée du Jurassique Moyen coïncideraient avec des acmés d' abondance et d'expansion de la sédimentation radiolaritique et avec des anomalies positives du $d^{13}C$ (Bartolini et al. 1996). Notre but est de chercher la liaison entre les causes et les effets, qui ont favorisé la sédimentation biosiliceuse au détriment de la sédimentation carbonatée au Jurassique Moyen. Nous avons choisi le bassin d'Ombrie-Marches comme cas d'étude.

Les séquences du Jurassique inférieur des Apennins d'Ombrie-Marches enregistrent le *rifting* et le *drowning* d'une vaste plateforme carbonatée du Trias supérieur. La topographie sous-marine *post-drowning* fait apparaître à la fois des hauts-fonds (plates-formes carbonatées pélagiques, PCP, *sensu* Santantonio 1994) et des bassins délimités par des failles. Dans les bassins, la sédimentation radiolaritique débute au Bajocien inférieur. Sur l'ensemble de l'Ombrie-Marches, un hiatus remarquable, allant du Bajocien inférieur au Kimméridgien inférieur, est reconnu sur les plates-formes carbonatées pélagiques au sein de calcaires noduleux pélagiques, riches en céphalopodes (Cecca et al. 1990; Santantonio 1993; Cecca 1993). Des analyses d'isotopes du carbone ont été effectuées dans les coupes de bassin du Terminilletto, Colle Bertone et Valdorbia et dans la coupe de PCP du Presale, et montrent un maximum de $d^{13}C$ dans le Bajocien inférieur. Ce maximum est accompagné d'une augmentation du silex dans les coupes de Terminilletto et Colle Bertone (Bartolini et al. 1996). Dans la coupe de Valdorbia, le pic positif du $d^{13}C$ correspond au passage calcaires/radiolarites. Dans les coupes de bassin, la transition entre le calcaires et les radiolarites est caractérisée par une chute de la biodiversité des organismes calcaires (Cecca et al. 1990). La courbe du $d^{13}C$ de la coupe de Presale montre que les valeurs maximales se rencontrent juste au-dessous du hiatus (Bartolini & Cecca 1999). Les niveaux qui précèdent le hiatus sont caractérisés par des associations oligotypiques à haute densité, alternativement dominées par *Bositra buchii*, crinoïdes et protoglobigérinidés.

Nous nous sommes plus particulièrement intéressés à la coïncidence du début du hiatus sur les plates-formes carbonatées pélagiques, de la mise en place de la sédimentation siliceuse biogène dans les bassins et du pic positif du $d^{13}C$ pendant le Bajocien inférieur. Nous pensons qu'une crise de la productivité des carbonates, due à un trophisme accru, a pu être le lien entre ces phénomènes. L'Ombrie-Marches était proche de la plate-forme carbonatée du Latium-Abruzzes, qui montre une réduction des taux de sédimentation du Jurassique moyen au début du Jurassique supérieur (Colacicchi et Bigozzi 1996). Les conditions eutrophiques de l'eau de

mer ont pu provoquer une crise de la productivité des carbonates et la réduction de l'apport de "periplatform ooze" vers le bassins. La réduction de l'apport de "periplatform ooze" ainsi que les conditions eutrophiques ont favorisé le dépôt radiolaritique dans les bassins (Bartolini et al. 1996). Les associations à radiolaires du Bajocien inférieur ont enregistré la montée de la fertilité des eaux de surface, en parallèle avec la courbe du $d^{13}C$ (Bartolini et al. 1999). La succession des microfaciès de l'intervalle Aalénien-Bajocien inférieur des PCP montre une tendance à l'augmentation des conditions trophiques, coïncidant avec le pic du $d^{13}C$, qui atteint la cessation de la production de carbonate et le hiatus (Bartolini & Cecca 1999).

Le pic du $d^{13}C$ au Bajocien inférieur est corrélé à une remontée du niveau marin et au début d'une baisse du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$, qui a persisté jusqu'à l'Oxfordien. Le début du hiatus sur les PCP et de la sedimentation radiolaritique dans le bassin coïncide avec le pic du $d^{13}C$ et avec la baisse du rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$. L'activité volcanique, déduite par la courbe du $^{87}Sr/^{86}Sr$, a conduit à l'augmentation du CO_2 dans l'atmosphère et au changement de la chimie des océans. Le dégagement de CO_2 dans l'atmosphère favorise un climat d'effet de serre. Un climat chaud et humide intensifie le cycle de l'eau, augmente l'altération météorique et l'érosion des continents et, en conséquence, l'apport de nutriments dans les eaux marines, amenant de hautes productivité primaires (mises en évidence par les excursions positives du $d^{13}C$) et induisant des crises écologiques des principales usines à carbonate (Weissert & Lini 1991). D'un autre côté, une augmentation de la pression partielle du CO_2 atmosphérique modifie la chimie de l'eau marine (une concentration plus élevée de CO_2 dissous), ce qui est moins favorable à la production et à la préservation des carbonates (Dromart et al. 1996). Dans l'Ombrie-Marches, le hiatus et la mise en place de la sédimentation radiolaritique sont la manifestation d'une crise de la productivité des carbonates, provoquée par l'intensification de l'effet de serre et par l'eutrophisation qui a affecté le domaine téthysien occidental durant le Jurassique moyen.

Références

Bartolini A., Baumgartner P.O. and Hunziker J.C. 1996. Middle and Late Jurassic carbon stable-isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-marche Basin (Central Italy), *Eclogae geol. Helv.*, 89, 831-879.

Bartolini A., Baumgartner P.O. and Guex J. 1999. Middle and Late Jurassic radiolarian paleoecology versus carbon-isotope stratigraphy, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 145, 43-60.

Bartolini A., Cecca F. 1999. 20 My hiatus in the Jurassic of Umbria-Marche Apennines (Italy): carbonate crisis due to eutrophication. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes 329, 587-595.

Cecca F. Cresta S., Pallini G. and Santantonio M. 1990. Il Giurassico di Monte Nerone (Appennino marchigiano, Italia Centrale): biostratigrafia, litostratigrafia ed evoluzione paleogeografica, *in* : Pallini G., Cecca F., Cresta S. and Santantonio M. (Eds.), *Atti II° Convegno "Fossili, Evoluzione, Ambiente"*, Pergola 1987, 63-139.

Cecca F. 1993. Itinerario Geologico attraverso il sistema piattaforma carbonatica pelagica-bacino nel Giurassico di Monte Nerone (Appennino marchigiano). *Boll. Serv. Geol. It.*, 109 (1990), 49-73.

Colacicchi R. and Bigozzi A. 1996. Event stratigraphy and carbonate platform-basin interrelations during the Jurassic in the Central Apennines, *Palaeopelagos*, 5 (1995), 111-128.

Dromart G., Allemand P., Garcia J.P. and Robin C. 1996. Variation cyclique de la production carbonatée au Jurassique le long d'un transect Bourgogne-Ardèche, Est-France, *Bull. Soc. géol. France*, 167 (3), 423-433.

Santantonio M. 1993. Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin systems: examples from the Italian Jurassic, *Sedimentology*, 40, 1039-1067.

Santantonio M. 1994. Pelagic carbonate platforms in the geologic record: their classification, and sedimentary and Paleotectonic evolution, *AAPG Bulletin*, 78 (1), 122-141.

Weissert, H., Lini A. 1991: Ice Age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate? In: Controversies in modern Geology (Ed. by D.W. Müller, J.A. McKenzie, H. Weissert). Academic Press New York, 173-191.

SEDIMENTARY AND BIOLOGICAL RESPONSE TO SEA-LEVEL AND PALEOCEANOGRAPHIC CHANGES OF A LOWER-MIDDLE JURASSIC TETHYAN PLATFORM MARGIN (SOUTHERN ALPS, ITALY)

M. COBIANCHI*, V; PICOTTI°

* Dipartimento di Scienze della Terra, Via Ferrata 1, I - 27100 Pavia, Italia.
° Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Via Zamboni 67, I - 40127 Bologna, Italia.

Different aspects of the sedimentary and biological evolution of a platform to basin carbonate system have been correlated with sea-level fluctuations and palaeoenvironmental changes in the Lower to Middle Jurassic Tethys.

The sedimentary architecture of the studied platform margin consists of four main eustatic-driven sequences. The variations of the coastal onlap document that, during the Toarcian-Aalenian and Early Bajocian sequences, the sea-level was lower than the previous and subsequent ones. A similar evolution occurred on many coeval platform margins of the western Tethys, in contrast to the currently accepted curves, which indicate gradual rising of the sea-level.

The sediment composition of the carbonate platform shows a passage from an Early to Middle Liassic photozoan assemblage to a prevalent non-skeletal platform during Late Lias to Early Dogger. Shallow-water benthos at that time was dominated by heterozoan communities, mostly filter feeding, documenting the increased water energy and trophic resources.

The nannofossil diversification rates show strong fluctuations, in phase with respect to the observed sea-level fluctuations. The maximum rates correlate with the lowstand of the sea-level, which has been identified as the period of maximum nutrients availability. Rapid shift toward negative values characterize the subsequent sea-level rising and highstand.

Two main factors appear to have controlled the sedimentary and biological evolution of the studied system. Tuned by sea-level fluctuations, changes of trophic resources and water mass stratification controlled the observed evolutionary dynamics of nannofossils, as well as the onset and demise of the carbonate factory. Long-term palaeoenvironmental variations, associated to the breakup of Pangea and related palaeoclimatic changes (rainfall increase), are claimed as causes for the observed changes of the carbonate assemblages.

SYN-RIFT KARSTIC FILLINGS AS WITNESS OF EARLY-MIDDLE JURASSIC EVENTS IN THE ALPES MARITIMES (Ligurian Briançonnais Domain)

A. LUALDI *

* Dipartimento di Geologia e Geofisica, Università di Bari,70125 Bari (Italy)
e-mail: alualdi@geo.uniba.it

On the Middle Triassic, shallow-marine 300 m-thick carbonate deposits (*Costa Losera Fm. and S.Pietro dei Monti Dolomites*) widespread over a large area in the Italian Maritime Alps, it lies a transgressive neritic limestone of Upper Bathonian age ("couches à Mytilus" of the French AA., *i.e.* Rio di Nava Limestones, LUALDI, 1994). Such a deposit marks the progressive drowning of the Briançonnais plate ended with the Eocene turbidites. The juxtaposition of these two sedimentary complexes therefore masks a considerable omission: this is what the literature reports as the "briançonnais gap".

Between these units, a discontinuous deposit of red/green pelites and schists with chloritoid and hematite, Fe-oxides cemented breccias and black or green marls fills erosional pockets, fissures and internal cavities ("Siderolitico" *Auct.*). The resulting karst locally penetrates the underlying Middle Triassic rocks for a couple of hundreds metres.

Thus, despite the persistence of sedimentation in other contiguous palaeogeographic domains (i.e. Subbriançonnais and Piedmontese) as well as in the Dauphinoise zone, the contemporary phases of the N-Tethyan rifting ("sin-rift") is in the Briançonnais recorded by these palaeokarstic fillings imposed and embedded in the Triassic *substratum*.

According to the evolution of a passive continental margin, in the Briançonnais a subsidence stop and a following surrection led to a progressive erosion of the Triassic carbonate platform going toward the inner units, in the direction of the Ligurian Tethys. Such an erosion, possibly acting on a fault-controlled block system, created differentially composed sedimentary sequences, with the virtual absence of the whole Triassic complex (see VANOSSI, 1974) or even the Permian tegument rocks.

Compared to other palaeogeographic sectors (e.g. the Suisse and the French Mediane Prealps and the Vanoise, as pointed out by FAURE & MEGARD-GALLI, 1988) that were characterized by the same general emersion, the Ligurian Briançonnais shows prevalent chemical *vs.* physical degradation processes, mostly related to a more even surface.Very low sedimentary rate together with an high primary porosity of the underlying dolomites (rich in evaporitic features, open-spaced pores, diagenetic exchanges) favoured residual deposits and long-term vadose infilling under continental weathering, leaving the fluvial and transitional environments to the outer palaeogeographic domains. The most common sedimentary features of these latter are:

- *carbonate breccias*, made by badly-sorted Triassic dls. and Liassic lms. The age is Upper Liassic-Lower Dogger (RENZ, 1935) and can be referred to fluvial environment;
- *marls and sandstones* with coal layers holding a Zamites renevieri, Coniferales, Bennettitales and Filicales flora (CHATEAUNEUF *et al.*, 1973) Bajocian-Bathonian in age, referred to marsh-to-flood plain with scattered hills environment;
- *bauxites and laterites*, seldom preserved, and residual soils, especially spread in the inner sectors where chemical processes were intensive (i.e. the Vanoise, cf. ELLEMBERGER, 1958);
- *karstic fillings*, even 1000 m deep (St.Triphon klippe, Mediane Prealps, BAUD & MASSON, 1975) but generally of few hundreds metres (300 m, French Briançonnais, FAURE & MEGARD-GALLI *op.cit.*). They are composed of fine-grained sills and/or heterometric breccias belonging to different generations. This palaeokarstic complex has been referred to Middle-Upper Liassic/?Lower Dogger (Carixian-Toarcian/?Aalenian) by BAUD & MASSON (op.cit.), to Lower Dogger (Aalenian-Bajocian *p.p.*) by FAURE & MEGARD-GALLI (*op.cit.*) or even to *post*-Miocene by MERCIER (1977).

At present, the Ligurian "Siderolitico" has been metamorphosed during the earlier schistogenetic phases to the *blue-schist facies* (P: 3-5.5 kbar; T: 300°-340°C). The dominant feature is that the matrix of the carbonate breccias are now completely transposed and characterized by blastocrystals. A close crenulation cleavage is also widespread. Thus, only at the outcrop scale the sedimentary structures can be observed while at the optical microscope recrystallization is complete.

The "pre-erosion" Triassic platform

The Middle Triassic unit consists of the Costa Losera Fm. (Anisian), the S.Pietro dei Monti Dolomites (Ladinian), and the Capo Noli Fm. (Upper Ladinian-Lower Carnian); they form a thick carbonate sequence, now mostly dolomitized, belonging to shallow-water environment. Within these fms. the four major depositional cycles and sequences (CI-CIV and S1-S9) of the Briançonnais *s.s.* (MEGARD-GALLI & BAUD, 1977) can be distinguished (LUALDI, 1985, 1990). The sedimentary trends shows the development of a shallow-water carbonate platform with frequent fine clastics inputs in its lower part.

An attempt to correlate palaeoenvironments, eustatic cycles and major emersions with the better known Briançonnais *s.s.* domain (BAUD, 1987 and ref. therein) and the Southern Calcareous Alps lead essentially to the recognition of:

- a deepening-upward sequence during Cycle I (Anisian);
- a set of shallowing-upward short sequences during Cycle II (Late Anisian-Lower Ladinian);
- a transgressive trend during the Ladinian (C III and C IV). While most of the area was subtidal, hypersaline highs (*e.g.* M.Grosso, M. Carmo) locally survive, persisting till the complete emersion of the Ligurian Briançonnais platform.

Karst breccias

Monogenic breccias are widely interbedded within the S.Pietro dei Monti Dolostones for a hundred metres depth.Normally of few metres, they can reach a thickness of 10 m (C.Losera) and are lens-shaped. Breccias are composed of matrix-supported dolostone angular clasts (average ø 10 cm, but locally close to a m3) and laminites, often in disconformity. Clasts invariably belong to the Triassic dolostones. The clastic matrix is composed of iron-rich red/yellow clay or silt with little carbonate fine-grained debris. Carbonate is always dolomite. The transition between breccia and the host rock is often progressive.It commonly occurs in the extremities and in the uppermost part of the breccia lenses as a highly fracturated dolostone with little spaced fragments ("crackle breccia" sensu SANGSTER, 1987). Space in breccia fragments is often partly filled with internal sediment consisting of silt-size or finer oxidized angular and poorly-sorted grains, with alternate reddish-gray lamination. Residual very fine grains (mostly varve-like red/violet clay) fill bottoms of some cavities as well as narrow intergranular ribbons ("trash zone" sensu HILL *et al.*,1971).

The drastic heterometry and angularity of the breccia clasts, besides the invariable monogenity suggest an *in situ* collapse origin. According to this interpretation are the frequence of fracture – both karstis and syntectonic – in the host rock; they coul represent an answer to dissolution and breaking up of the host dolostones that made them crumbled. Frequently the silty oxidized matrix disconormably lies on clasts, as evidence of later deposition.

Palaeokarst and fissure fills

The host dolostones are largely pervaded by karstic fillings, even several metres deep; they can be distinguished in discordant dikes, concordant sills, ducts and pockets. Frequently there is a cohexistence of these features, giving to the rock a chaotic fabric.

Internal sediments

Red or gray clastic laminated dolostones fill the karstic ducts; often as a graded debris, normal and reverse, they are sometime finely ribboned and are intersecated by syngenetic deformations due to volume variation during the tixotropic stage. They are very similar to those described by BAUD & MASSON (*op.cit.*).

On the whole, during the Liassic and *before* the early Bathonian an important emersion took place; as already pointed out (LUALDI 1994) different erosions acted in different times, beginning from the Upper Triassic onwards. In contrast with " classic" Briançonnais sequences, and perhaps as a consequence of a somewhat still obscure geodynamic event, in that times the Ligurian Briançonnais shelf stopped subsiding and the sediments became very rare, thin and diastemic. The domain was subjected to full emersion and erosion and the regional uplift grew by steps towards the inner sectors (*i.e.* the future ocean side). Announced in the outer sectors by neritic limestones of Bathonian age (*Rio di Nava Lms.*) the sea suddenly covered the whole domain in the Upper Jurassic; the spreading of the nearby Piemont-Ligurian ocean induced rapid sinking of the European continental passive margin: the land was driven back far to the west and the Malm sedimentation began almost directly with pelagic sequences (*Val Tanarello Lms.*).

References

Baud A. & Masson H. 1975 - Ecl. Geol. Helv., 68, 131-145.

Baud A., Masson H. & Septfontaine M. 1977 - Symp. Séd. Jur. Ouest Eur. Spec. Publ. 1. (1979), 441-452.

Chateauneuf J.-J., Debelmas J., Feys R., Lemoine M. & Ragot J.-P. 1973 - C.R. Ac. Sc. Paris, 276.

Ellenberger F. 1958 - Mém. Serv. Carte géol. Fr., 3, 1-560.

Faure J.-L. & Megard-Galli J. 1988 - Bull. Soc. Géol. Fr. 8, t. IV, 681-692.

Hill W.T., Morris R.G. & Hagegeorge C.G. 1971 - Econ. Geol., 66, 748-756.

Lualdi A. 1994 - Boll. Soc. Geol. It., 113, 501-520 (see also for Lualdi 1985, 1990).

Megard-Galli J. & Baud A. 1977 - Bull. BRGM, IV, 3, 233-250.

Mercier D. 1977 - Thèse 3ème cycle, Paris VI, 351 pp.

Renz H.H. 1935 - Ecl. Géol. Helv., 28, 141-247.

Sangster D.F. 1987 - In : James N.P. & Choquette P.W. (eds.) Paleokarst, 102-116.

Vanossi M. 1974 - Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 24, 74-91.

MONTICULES MICRITIQUES À SPONGIAIRES ET DISCONTINUITÉS SÉDIMENTAIRES MARQUEURS DE L'ENNOIEMENT DE LA PLATE - FORME CARBONATÉE DE BASSE PROVENCE À L'AALÉNIEN SUPÉRIEUR - BAJOCIEN INFÉRIEUR

M. FLOQUET*, D. MARCHAND, B. SIDA***, D. CONTINI******

*Centre de Sédimentologie - Paléontologie, UPRESA CNRS 6019, Université de Provence, Place Victor Hugo, Case 67, 13331, Marseille, Cedex 03 (France)
**Centre des Sciences de la Terre, UMR CNRS 5561, Université de Bourgogne, 6 boulevard Gabriel, 21000, Dijon (France)
***12, rue faubourg Talus, 71400, Autun (France)
****Institut de Sciences Naturelles, Université de Franche - Comté, 1 Place Leclerc, 25030, Besançon, Cedex (France)

Les caractérisations lithofaciologiques, biostratigraphiques et paléogéographiques du passage Lias - Dogger en Basse Provence sont à peu près établies depuis les travaux de TEMPIER (1972) et d'ARNAUD et MONLEAU (1979).

La reconnaissance d'événements survenus à ce passage dans la région a consisté alors, pour l'essentiel, en la mise en évidence de la disparition des plates - formes carbonatées et de l'extension du « bassin provençal ».

Pour préciser la nature et l'origine de tels événements de nouvelles études ont été réalisées (SIDA, 1998) dans une des meilleures coupes de la série sédimentaire d'âge Jurassique inférieur et moyen en Basse Provence occidentale : celle de la route du col de l'Espigoulier, dans la partie sud - ouest du massif de la Sainte Baume (notamment dans le ravin de Saint Pons).

Là, la transition entre deux formations bien caractéristiques : d'une part, celle des Calcaires Roux à Chailles (*sensu* SIDA, 1998) d'âge Carixien à Aalénien et, d'autre part, celle des Alternances Marnes - Calcaires Argileux à *Zoophycos* (*sensu* SIDA, 1998) d'âge Bajocien - Bathonien, a remarquablement enregistré ces événements advenus à la fin de l'Aalénien et au début du Bajocien.

L'analyse précise des lithofaciès et biofaciès, la distinction de séquences de dépôts et la datation fine basée sur la faune d'ammonites, effectuées à la partie supérieure des Calcaires Roux à Chailles et à la partie inférieure des Alternances Marnes - Calcaires Argileux à *Zoophycos,* ont permis, tout d'abord, de reconnaître précisément les milieux de dépôts et leur évolution et, ensuite, de tenter de répondre à la question des contrôles qui ont déterminé cette évolution.

1 - Une séquence d'approfondissement à la fin de l'Aalénien (Zone à Concavum, Sous - zone à Concavum ?)

1. 1 - Une discontinuité sédimentaire existe à la partie supérieure des Calcaires Roux à Chailles (au sein du Membre Calcarénitique Médian *sensu* SIDA, 1998).

Elle sépare, d'une part en dessous, des *packstones - grainstones* à *packstones,* bioclastiques, à oncoïdes de nubéculaires, à spongiaires siliceux en boules ou en cornets... (unité calcarénitique à nubéculaires, épaisse de 4 à 5 mètres) et, d'autre part au dessus, des *packstones* bioclastiques fins, bioturbés, riches en mêmes spongiaires siliceux en boules ou en cornets...(unité calcarénitique fine bioturbée, épaisse de 5 mètres).

Ce changement lithologique est interprété comme résultant d'un approfondissement, mais limité car les milieux de dépôts demeurent encore ceux d'une plate - forme carbonatée externe et ouverte, dans l'étage circalittoral d'après la faune, et dans la tranche hydrodynamique d'« offshore supérieur » (ou zone supérieure du large) d'après les structures sédimentaires (au dessus de l'action des vagues de tempêtes).

La surface de discontinuité basale est considérée comme représentant une limite de séquence de dépôt dans le sens qu'elle sépare un maximum de diminution de profondeur et un début d'approfondissement. L'unité calcarénitique fine bioturbée est vue comme formant un cortège sédimentaire d'approfondissement (et de transgression associée ?).

La présence de *Graphoceras formosum* daterait ces dépôts en « flaques » de la Zone à Concavum, Sous - zone à Formosum.

2. 2 - Dans la continuité des dépôts précédents et avec des litho-biofaciès analogues, viennent 1m à 2 m de sédiments à plus grand suivi latéral (peut être disposés en un biseau cartographique Sud - Nord d'échelle kilométrique ?). Ils se terminent par une surface durcie, perforée et bioturbée, ferruginisée.

Cette sédimentation s'inscrit dans la même évolution des environnements par approfondissement que celle reconnue précédemment.

Les sédiments livrent *Hyperlioceras* sp., *Trilobitoceras* sp., *Docidoceras* sp. ce qui les rattacheraient à la Zone à Discites de la base du Bajocien.

3 - Un ennoiement complet au Bajocien inférieur (Zone à Laeviscula puis Zone à Propinquans)

3.1 - Un enduit glauconieux et surtout 5 à 15 cm d'argilites noires recouvrent la surface durcie précédente. Les argilites sont pétries de rostres de bélemnites et riches en ammonites dont *Sonninia sowerbyi, Sonninia* sp. et *Witchellia* sp. qui caractériseraient la Zone à Laeviscula.

3.2 - Au dessus de ces argilites démarre la formation des Alternances Marnes - Calcaires Argileux à *Zoophycos.* Celle - ci est faite de *mudstones* en bancs et de *mudstones* argileux en interbancs, à très fins bioclastes dont d'abondants prodissoconques de lamellibranches, à *Zoophycos*, à brachiopodes, à fréquents rostres de bélemnites et ammonites. Les bancs, du début au 4ème mètre de la formation, selon la localisation latéralement, fournissent *Otoites delicatus*, *Otoites* sp., puis *Stephanoceras sp.*, *Stephanoceras bigoti*, *Phylloceras* sp., *Callyphylloceras* sp., et *Skirroceras* sp., *Kumatostephanus* sp. ; faune rattachée à la Zone à Propinquans. De fait, les dépôts correspondant à cette Zone à Propinquans apparaissent disposés en un biseau d'extension kilométrique, ouvert vers le Sud et se refermant vers le Nord. En effet, par dessus l'espèce - indice de la Zone à Humphresianum, *Stephanoceras humphresianum*, apparaît 4m au dessus de la surface basale d'un côté et à peine 1 m au dessus de l'autre côté. Il semble que la sédimentation pendant cette Zone à Humphresianum recouvre uniformément les dispositifs sédimentaires antérieurs.

Faciès et faunes des Alternances Marnes - Calcaires Argileux à *Zoophycos* indiquent un environnement de dépôt circalittoral à bathyal, nettement sous l'action des vagues de tempêtes (dans l'« *offshore* inférieur » ou zone inférieure du « large »). La surface durcie basale est considérée comme étant une surface d'approfondissement majeur et le lit d'argilites noires comme représentant un très faible taux de sédimentation dans des conditions peut - être hypoxiques, le tout lié à une transgression importante associée à l'approfondissement.

4 - En conclusion, discontinuités sédimentaires et monticules micritiques à spongiaires dans cette série de Basse Provence au passage Lias - Dogger ont remarquablement enregistré les modalités et le déroulement dans le temps de l'ennoiement de la plate - forme carbonatée liasique et du creusement du bassin marno - calcaire jurassique moyen. Ces événements apparaissent clairement liés à une phase majeure de rifting dont le paroxysme daterait de la sous - Zone à Concavum.

PRINCIPALES RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ARNAUD M. et MONLEAU C. (1979) - Etude de l'évolution d'une plate - forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien, Oxfordien). *Thèses d'Etat, Université de Provence, Marseille*, Fasc. I, 344 p. et Fasc. II, 381 p.

SIDA B. (1998) - Monticules micritiques d'âge Aalénien en Provence (Massif de la Sainte Baume). Modalités d'installation et de développement. Signification paléogéographique et géodynamique. *Mém. de D.E.A., Formation Doctorale Pal & Sed, Université de Provence, Marseille*, 50 p., 29 fig., 5 pl. ph.

TEMPIER C (1972) - Les faciès calcaires du Jurassique provençal. *Trav. Lab. Sci. Terre, St - Jérôme, Marseille*, (B), n° 4, 361 p., 102 fig., 77 pl. h. - t.

FACIÈS À SPONGIAIRES DANS LE LIAS TERMINAL DU BASSIN LUSITANIEN (PORTUGAL): CONTEXTE SÉDIMENTOLOGIQUE ET PALÉOGÉOGRAPHIQUE

L. V. DUARTE[1], M. KRAUTTER[2] & A. F. SOARES[1]

[1] Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex, Portugal

[2] Institut fur Geologie und Palaeontologie der Universitaet Stuttgart, Herdweg 51, D-70174 Stuttgart, Germany

1. Introduction

Le Lias supérieur du Bassin lusitanien est caracterisé par une sédimentation carbonatée à dominante marno-calcaire. Dans ce contexte, les deux séquences terminales du Toarcien (**MST3** et partie supérieure de **MST4**, *in* Duarte, 1995, 1997), montrent des coupoles boueuses (*mud mounds*) à spongiaires siliceux, enrichies par une macrofaune benthique très diversifiée. L'apparition au Toarcien d'une très intéressante faune d'éponges jusqu'alors inconnue, souligne l'importance du Bassin lusitanien dans les reconstitutions paléogéographiques et paléobiologiques, car l'enregistrement de ces organismes au Portugal constitue les premières références pour le Lias supérieur de tout le domaine nord téthysien.

2. Lithostratigraphie et Cadre Séquentiel

Les séries avec des coupoles boueuses à spongiaires sont placées dans la moitié supérieure de l'unité *Marnes Calcaires de S. Gião* et dans la partie inférieure de l'unité *Calcaires Marneux de Póvoa da Lomba* (Fig. 1). Utilisant le cadre séquentiel de Duarte (1997), ce type de faciès caractérise les séquences **MST3** (partie supérieure de la zone à Bifrons jusqu'à la zone à Bonarellii) et **MST4** (surtout son sommet: **MST4B**, entre les zones à Meneghinni et Opalinum) (Fig. 1). Dans ces deux cas, la remarquable abondance d'ammonites permet un bon contrôle biostratigraphique (*vide* Elmi *et al.*, 1989; Henriques, 1995).

L'unité **MST3** montre dans le bassin une expression latérale qui varie entre 20m (à Tomar) et 60 mètres d'épaisseur (à Coimbra). Sa base plus marneuse, évolue ensuite à des alternances de marne/calcaire, dans une série très rythmique (rapport de 3:1). Dans cette accumulation plus argileuse de la base de **MST3**, apparaissent les premiers niveaux lenticulaires à spongiaires, qui se poursuivent dans toute la séquence, jusqu'à son dernier niveau. Mis à part la répartition des ammonites, la distribution verticale du reste de la macrofaune est très irrégulière. L'abondance et la diversité de la macrofaune benthique dans les faciès marno-calcaires alternant sont faibles, contrairement à ce qui se trouve dans les coupoles. Toutefois, témoignant de l'évolution régressive de l'unité, le sommet de **MST3** est bien bioclastique et particulièrement riche en rhynchonellidés. La bioturbation est toujours forte et les ichnogenres *Chondrites* et *Planolites* sont très fréquents.

L'unité **MST4B** correspond à la partie supérieure de la séquence **MST4**. Elle montre une variation d'épaisseur qui augmente vers le Nord (19 m à Alvaiázere contre 51 m à Coimbra, par exemple). La partie inférieure de cette unité (**MST4A**), non individualisée dans les secteurs proximaux de Tomar et Porto de Mós (Figs. 1 et 2), montre une prédominance marneuse (marnes et marnes calcaires), avec de rares niveaux calcaires et par conséquent les coupoles à spongiaires y sont plus rares. Avec **MST4B** (base de l'unité *Calcaires Marneux de Póvoa da Lomba*), la sédimentation retourne à un style rythmique marne/calcaire mais, contrairement à **MST3**, à domaine calcaire. Ici, l'abondance et la diversité de la macrofaune benthique c'est aussi bas, mais dans les secteurs proximaux comme Alvaiázere, Porto de Mós et Tomar, les lithofaciès sont de plus en plus bioclastiques et riches en bivalves endobenthiques. L'abondance des ichnogenres *Zoophycos*, *Chondrites*, *Planolites* et *Thalassinoides* est toujours remarquable.

Les faciès à spongiaires disparaissent à partir de l'Aalénian moyen. Cet événement constitue un des indicateurs qui attestent des changements sédimentologiques vérifiés dans le bassin entre l'Aalénien inférieur et moyen (*vide* Duarte, 1995, 1997; Soares & Duarte, 1997).

3. Les Coupoles Boueuses à Spongiaires

La morphologie générale des coupoles est proche des petits dômes asymétriques et des morphologies lenticulaires stratiformes. Leur épaisseur, toujours inférieure à 1,5 mètres, varie entre 40 et 50 centimètres en moyenne. La dimension latérale de ces édifices peut montrer des largeurs moyennes de 2 à 4 mètres. Toutefois, certains exemplaires peuvent atteindre la dizaine de mètres de diamètre; ils peuvent êtres observés dans la région d'Ansião-Rabaçal, indépendamment de l'unité séquentielle. Mis à part les premières incursions dans la partie basale la plus marneuse de **MST3**, l'accroissement de ces bioconstructions se fait en liaison avec des niveaux

plus carbonatés. Le passage latéral des coupoles aux bancs calcaires adjacents est généralement très net. Sa composition interne consiste dans un carbonate initial endurci (*automicrite* selon Reitner & Neuweiler, 1993; Reitner *et al.*, 1995) qui incorpore des encroûtements calcaires microbiologiques (*microbolites*), avec sa typique couleur brune et par une matrice micritique (quelquefois pelmicritique), de teinte grise, dominante, semblable au sédiment carbonaté des niveaux calcaires adjacents (*alomicrite*). Selon la nomenclature de Schmidt (1996), les *microbolites* toarciens correspondent à des *leiolites*, en considérant leur structure particulièrement massive.

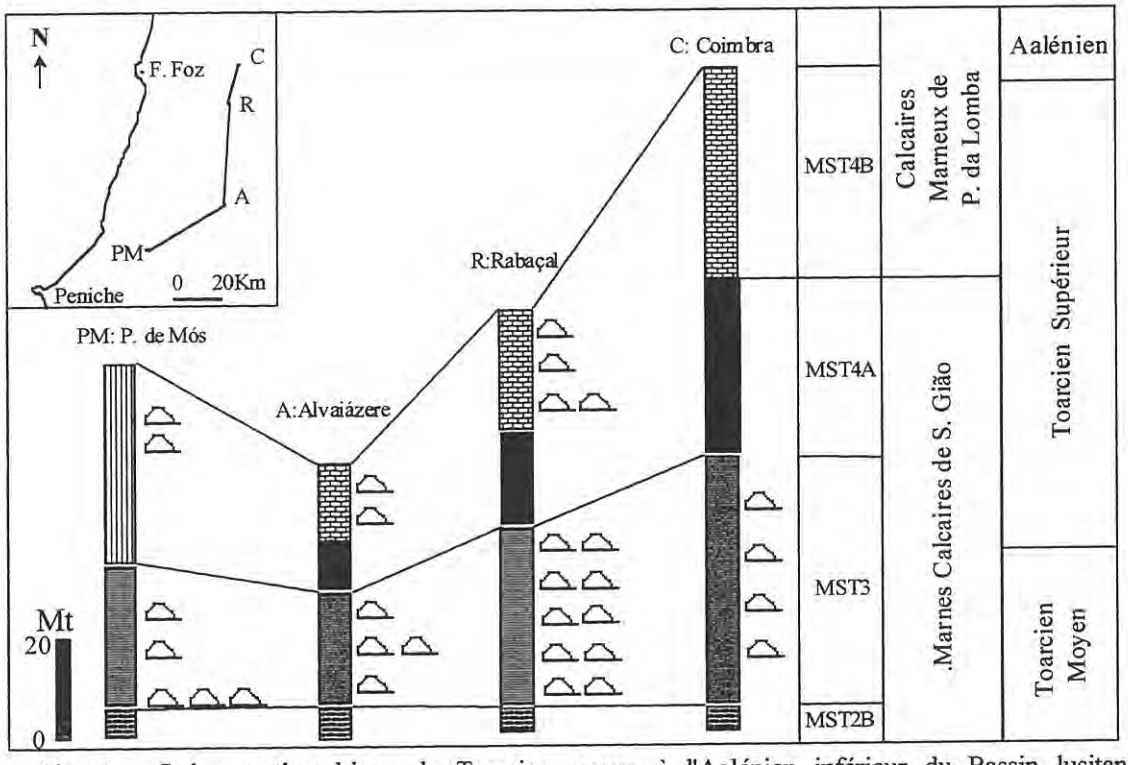


Fig. 1 - Cadre stratigraphique du Toarcien moyen à l'Aalénien inférieur du Bassin lusitanien. Distribution verticale et latérale des coupoles à spongiaires siliceux dans le secteur Est du bassin.

Les éponges siliceuses, montrent divers types de morphologies: coniques (en coupe), en boules ou en assiettes. Elles dominent la phase biologique en montrant des squelettes en spicules toujours remplis de sparite. La grande majorité des éponges est représentée par des Hexactinosa (classe Hexactinellida). Les autres éponges siliceuses comme les "Lithistides" (classe Démospongiae) sont extrêmement rares et la colonisation d'autres groupes macrobenthiques est toutefois remarquable. Dans **MST3**, les accumulations très denses de brachiopodes (surtout les rhynchonellidés), de crinoides, d'ostréidés et de pectinidés sont typiques. Les organismes encroûtants tels les serpules, foraminifères et bryozoaires sont aussi fréquents. Les premiers, bien visibles macroscopiquement, sont limités à la surface des éponges.

4. Signification Sédimentologique et Paléogéographique

Considérant sa relative rareté dans le Jurassique inférieur, l'enregistrement des faciès à spongiaires dans le Toarcien du Portugal constitue une importante donnée paléobiogéographique car il s'agit des premières références pour le Lias du secteur nord téthysien.

Dans le cas du Bassin lusitanien, à l'exception des secteurs de Tomar et de Peniche (Fig. 2), les séries du Toarcien montrent le plus souvent (Alvaiázere, P. Mós, Rabaçal, Coimbra, Cantanhede et Figueira da Foz) une sédimentation parfois monotone, rythmique, liée à une sédimentation en rampe homoclinale distale (Duarte, 1997). Toutefois, on note une différentiation géographique et un contrôle stratigraphique bien marqués dans le type et dans la distribution des coupoles. Le contrôle géographique (paléogéographique) est bien visible, car la plupart des constructions affleurent dans la partie Est du bassin, selon une bande longitudinale qui comprend Porto de Mós et Coimbra (Figs. 1 et 2). Dans les secteurs occidentaux elles sont moins expressives (abondance et volume) étant même absentes dans la séquence **MST4B,** dans les régions distales representées par Coimbra et Figueira da Foz (Figs. 1 et 2). Cette répartition signifie que l'explosion des coupoles à spongiaires dans le bassin n'est pas directement associée avec les positions de majeure bathymétrie. La répartition latérale des constructions dans le bassin permet de considérer la topographie du fond marin, comme la cause principale pour le développement des coupoles à spongiaires. Par comparaison avec la séquence régressive précédente (**MST2**) (*vide* Duarte, 1997), la confrontation de toutes les données sédimentologiques observées en **MST3** (Duarte,

1997) est en faveur d'une augmentation de l'inclinaison de la rampe carbonatée, malgré la phase d'approfondissement du bassin observée à la base de la séquence **MST3**. Ce changement de la morphologie du fond marin, est également bien visible à la base de **MST3**, si on fait la comparaison, par exemple, entre les secteurs de Porto de Mós et du Rabaçal (Fig. 1). L'abondance des coupoles à Porto de Mós, édifiant des constructions du type biostromique dans le même horizon, suggère que cette région puisse correspondre à une morphologie de bordure, entre les faciès bioclastiques proximaux de Tomar et les faciès plus distaux, argileuses, de la région de Rabaçal-Coimbra (Fig. 2). D'ailleurs, les faibles taux de sédimentation qui caractérisent les unités **MST3** et **MST4B**, comparativement aux unités qui les encadrent, favorisent l'installation et le développement de ces coupoles à spongiaires.

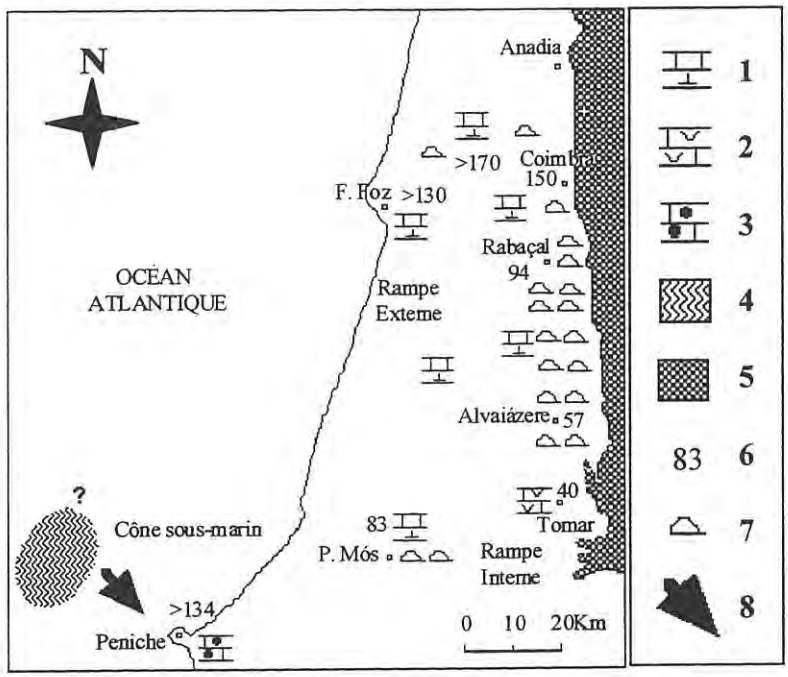


Fig. 2 - Répartition des faciès et reconstitution paléogéographique des unités à spongiaires (**MST3** et **MST4**) du Toarcien moyen jusqu'à l'Aalénien inférieur du Bassin lusitanien. 1 - Faciès marno-calcaire; 2 - Faciès bioclastique; 3 - Faciès siliciclastique et oolithique resédimentés; 4 - Bloc émergé; 5 - Massif Hesperique (partiellement submergé dans le Lias supérieur); 6 - Epaisseur (mètres); 7 - Coupoles boueuses à spongiaires siliceux; 8 - Paléocourant (adaptation de Duarte, 1997).

* Travail réalisé dans le cadre de "Acção Integrada Luso-Alemã A-1/99 (CRUP)" et du Project Praxis P/CTE/11128/1998

Références

Duarte, L. V. (1995): O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética. Thèse de Doctorat, Université de Coimbra, 349 p., 14 estampes.

Duarte, L. V. (1997): Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Com. Inst. Geol. Mineiro*, t.83, 65-94, Lisbonne.

Elmi, S., Goy, A., Mouterde, R., Rivas, P. & Rocha, R. (1989): Correlaciones bioestratigraficas en el Toarciense de la Peninsula Iberica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 13, 265-277 Madrid.

Henriques, M. H. (1995): Les faunes d'ammonites de l'Aalénien portugais: composition et implications paléobiogéographiques. *Géobios*, M.S. 18, 229-235, Lyon.

Reitner, J. & Neuweiller, F. (1993): Initially indurated structures of fine-grained calcium carbonate formed in place (automicrite). 7th Intern. Symposium on Biomineralization. Abstracts Vol., 104, Monaco.

Reitner, J. & Neuweiller, F. (coordination) (1995): Mud mounds: a polygenetic spectrum of fine-grained carbonate buildups. *Facies*, 32, pp. 1-70, Erlangen.

Schmidt, D. (1996): Marine Mikrobolithe und Mikroinkrustierer aus dem Oberjura. *Profil*, 9, 101-251, Stuttgart.

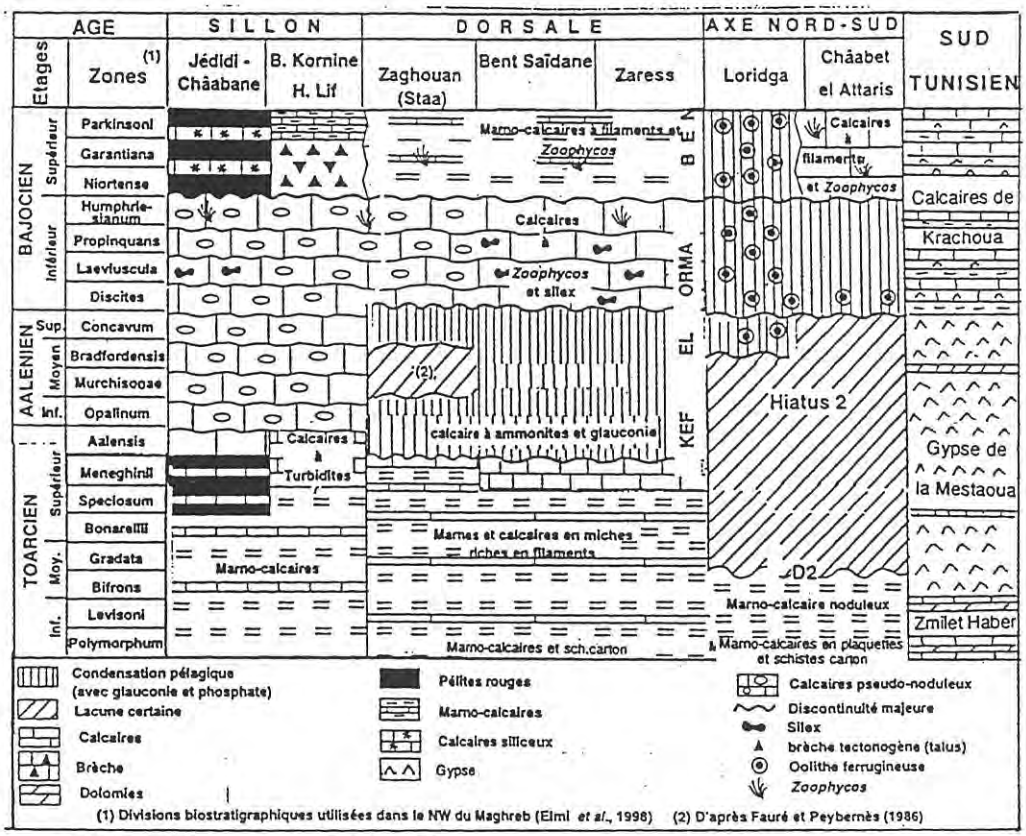
Soares, A. F. & Duarte, L. V. (1997): Tectonic and eustatic signatures in the Lower and Middle Jurassic of the Lusitanian Basin. Volume de Résumés IV Congreso de Jurasico de España, 111-114, Alcañiz.

LE PASSAGE LIAS - DOGGER EN TUNISIE

M. SOUSSI*, E. ENAY & C. MANGOLD****

* Département de Géologie, Faculté des Sciences - Université de Sfax, Tunisie.
** UFR des Sciences de la Terre, Université Claude Bernard, Lyon I, 27- 43 bd du 11 novembre - 69622 Villeurbanne Cedex, France.

En Tunisie, l'intervalle Toarcien-Bajocien présente des changements importants des conditions de sédimentation, témoins d'événements paléogéographiques et géodynamiques (fig.).



Ces changements au passage Lias-Dogger sont interprétés comme le résultat de la conjonction des effets de la tectonique et de l'eustatisme :

- un événement tectonique en distension, dans le cadre du rifting téthysien, qui réactive les structures mises en place à la fin du Sinémurien et qui accentue la différenciation entre les grands domaines sédimentaires et paléogéographiques, en particulier, les zones hautes formées par l'Axe N-S et la Dorsale;
- des variations du niveau marin relatif: 1) événement transgressif du Toarcien inférieur auquel correspondent l'anoxie des Schistes carton et, sans doute aussi, le dépôt des calcaires du Zmilet Haber (jusqu'ici attribués au Pliensbachien) sur la plate-forme saharienne; 2) régression générale du Toarcien supérieur-Aalénien bien exprimée sur les zones hautes par des lacunes et par le retour des conditions évaporitiques sur la plate-forme saharienne; 3) événement transgressif du Bajocien inférieur, avec reprise générale de la sédimentation dans l'Axe N-S et la Dorsale, l'homogénéisation de la sédimentation dans la Dorsale et le Sillon et le retour à des conditions plus marines sur la plate-forme saharienne.

SIGNATURES GEOPHYSIQUES DES SEQUENCES DU JURASSIQUE INFERIEUR ET MOYEN DE SUBSURFACE DES BASSINS TETHYSIENS DES ATLAS TUNISIENS. INTERPRETATION GEODYNAMIQUE ET ESSAI DE COMPARAISON A L'ECHELLE DE LA MARGE NORD-AFRICAINE

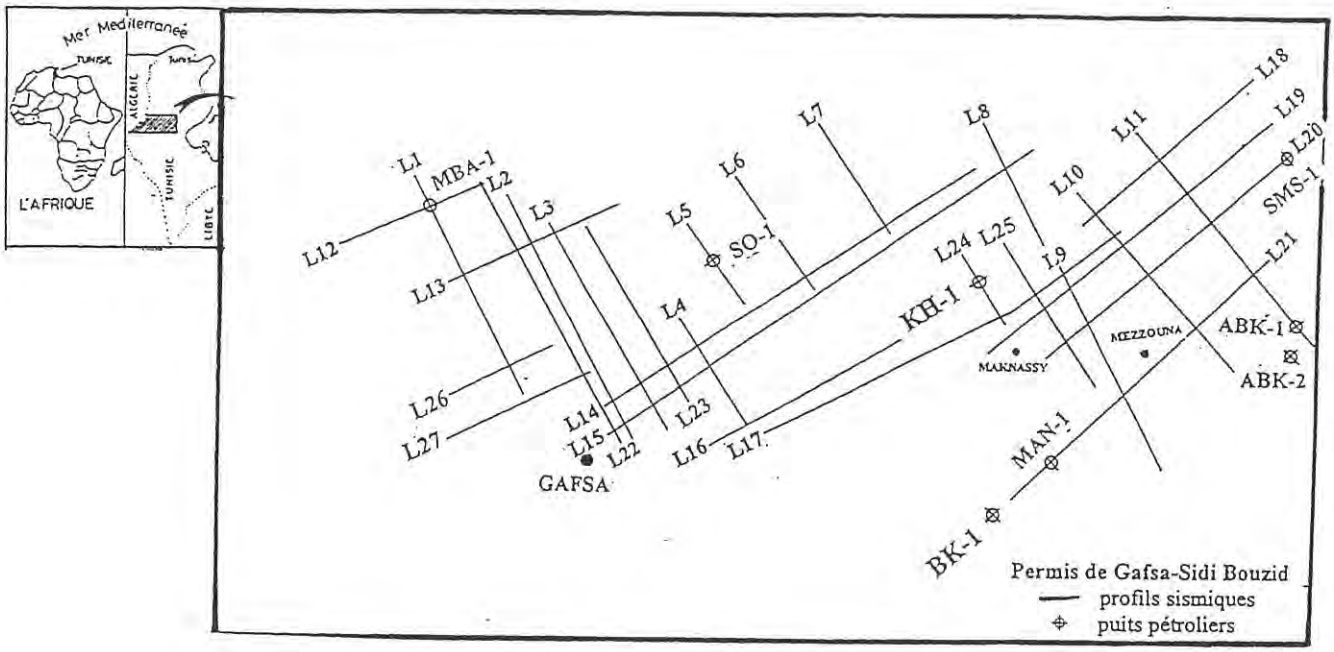
L . ZITOUNI *, J. SAADI ** , M. BEDIR ** & C. BOBIER *.**

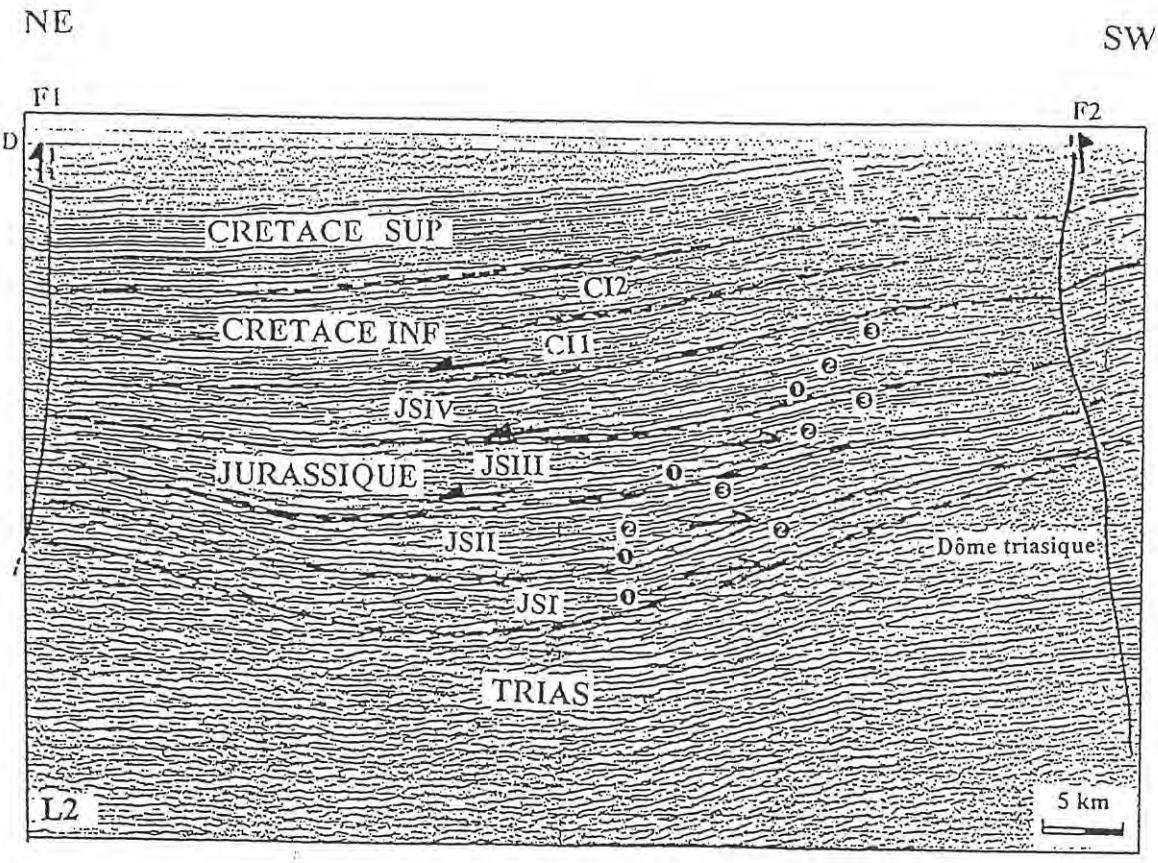
* Faculté des Sciences de Tunis, Département de Géologie, Campus 1060 Tunis (Tunisie)
** Institut National de Recherche Scientifique et Technique, Borj Cedria Hammam-Lif (Tunisie)
***Faculté des Sciences, Département de Géologie et Océanographie, UMR CNRS 5805 Avenue des Facultés Talence 33504 Bordeaux (France).

En Tunisie comme dans d'autres régions de la marge nord-africaine, les dépôts jurassiques ont fait l'objet de nombreux travaux. Dans ces régions, la distribution des sédiments mésozoïques et leurs organisations dans un contexte géodynamique ont été développés et dont les synthèses offrent parfois une base de réflexion sur le rôle et l'importance de la fracturation dans le contrôle de la sédimentation à cette époque. La connaissance géologique des bassins profonds provient des informations apportées par la géophysique et les forages. La traduction des données géophysiques en données géologiques est facilitée par des mesures diagraphiques que nous avons récolté dans cette étude.

La combinaison des données sismiques et diagraphiques jointes aux données de sondages profonds et de surface des séries du Jurassique inférieur et moyen permet de proposer un découpage sismo-séquentiel nouveau dans les bassins de subsurface de la Tunisie centrale et méridionale. Ainsi, la corrélation des épaisseurs des séries du Lias et du Dogger identifiées en affleurement et en subsurface présentent des variations importantes d'épaisseurs. Les séquences sismiques de 2 ème et de 3 ème ordres ainsi identifiées par l'intermédiaire des forages, PSV, PSO, diagraphies..; sont délimitées par des surfaces eustatiques d'onlap, de downlap et de toplap et montrent une différenciation des cortèges qui les composent. Ces séquences présentent des signatures différentes sur les diagraphies selon les paramétres étudiés. Dans ces bassins profonds de type rim-synclines, bordant les intumescences triasiques et délimité par les failles F1 et F2 (Fig :1) ces séquences témoignent d'une subsidence différentielle et croissante dès la fin du Lias et durant tout le Dogger et correspondent à l'enchaînement des cycles de progradations et d'aggradations marquant les phases de rifting dans l'évolution des bassins sous une cinématique de distension et de transtension couplée à une dynamique halocinétique du Trias. Ces observations à différentes échelles montrent que les séquences les plus complètes sont celles des zones déprimées reconnues en profondeur alors que les lacunes d'ampleurs variables jalonnent la plupart des séquences en surface et les points de différences résident dans les difficultés de corrélation entre les séries de plate-formes ou de zones hautes et celles de bassins.

En conséquence, l'histoire du rim-syncline semble avoir préciser la chronologie de la mise en place des séquences de 2 ème et de 3 ème ordre influencée par le contexte géodynamique auquel le bassin a été soumis durant le Jurassique inférieur et moyen. Il correspond en faite à un phénomène géodynamique régional qui serait lié aux différentes phases du rifting téthysien. Il est localisé sur les zones de décrochement associées aux mouvements de transtension qui caractérisent cette époque par comparaison avec des travaux récents qui évoquent des mouvements d'ouverture durant le Jurassique au Maroc et en Tunisie. Les déformations qui ont affectés ces séquences sont compatibles avec un contexte transtensif ayant affecté la marge sud de la téthys mahgrébide en relation avec les mouvements globaux moteur des déplacements des plaques africaines et européennes.


Mer Méditerranée
TUNISIE
ALGERIE
TUNISIE
LIBYE
L'AFRIQUE
L1
MBA-1
L2
L3
L4
L5
SO-1
L6
L7
L8
L9
L10
L11
L12
L13
L14
L15
L16
L17
L18
L19
L20
SMS-1
L21
L22
L23
L24
L25
L26
L27
KH-1
MARNASSY
MEZZOUNA
ABK-1
ABK-2
MAN-1
BK-1
GAFSA
Permis de Gafsa-Sidi Bouzid
profils sismiques
puits pétroliers


NE
SW
F1
F2
TD
CRETACE SUP
CI2
CRETACE INF
CI1
JSIV
JURASSIQUE
JSIII
JSII
JSI
TRIAS
Dôme triasique
L2
5 km

PASSAGE LIAS-DOGGER DANS LES MONTS DES KSOUR : ENREGISTREMENT DES EVENEMENTS SEDIMENTAIRES, TECTONIQUES ET EUSTATIQUES (ATLAS SAHARIEN, ALGERIE)

L. MEKAHLI* S. ELMI**

* Département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire, Université d'Oran, Es-Sénia, Algérie. E-mail : L_Mekahli@hotmail.com
** UFR des Sciences de la Terre, 27-43 Bd. Du 11 Novembre F-69622 Université Claude Bernard Lyon1 Villeurbanne Cedex. E-mail : Serge.Elmi@univ-lyon1.fr

Les Monts des Ksour constituent une zone d'articulation paléostructurale entre la Haut-Atlas marocain et l'Atlas saharien d'Algérie. Pendant le Jurassique inférieur et moyen, ce domaine fut divisé en une mosaïque de sous-bassins (ombilics d'Aïn Ben Khelil et d'Aïn Ouarka) séparés par une zone relativement résistante (axe Souiga-Melah). La succession sédimentaire est interrompue par d'importantes surfaces de discontinuités qui séparent les formations lithostratigraphiques et dont l'expression est plus ou moins nette selon les secteurs étudiés. Elles traduisent les modifications géodynamiques que l'on peut suivre sur des distances considérables, souvent à l'échelle de tout le Maghreb.

Ainsi, le passage Toarcien supérieur-Bajocien montre des perturbations sédimentaires et dynamiques qui s'inscrivent au sommet de la "Formation de l'Aïn Rhezala" (alternances rapprochées marno-calcaires). On observe deux principales discontinuités [*discontinuité anté-Comptum* (1ère brèche du Djebel Chémarikh) et *discontinuité anté-Opalinoides* (2ème brèche de Djebel Chémarikh)] qui sont différemment enregistrées selon qu'il s'agit des bordures ou du centre du sillon atlasique. Cela résulte de l'instabilité tectonique des Monts des Ksour.

Après la différenciation toarcienne en "ombilic", la dynamique s'inverse à partir de l'Aalénien; il se dessine alors un "dépocentre" suite à la flexuration et au comblement sédimentaire. On remarque qu'à partir de la zone à Opalinum d'importants événements marquent l'histoire géologique des Monts des Ksour. Ils sont caractérisés par un antagonisme selon que la sédimentation s'effectue dans les sillons (ou ombilics) ou dans les zones bordières hautes. Il s'agit d'une étape importante dans la structuration du bassin qui se différencie en zones hautes et basses. Il en résulte, la mise en place d'un système paléogéographique où le découplage entre le centre et les bordures est enregistré sous forme de prisme de bordure de plate-forme.

Dans les ombilics, les événements de l'Aalénien amorcent un enfoncement qui se traduit par la grande épaisseur de la "Formation de la Raknet el Kahla" et, ensuite, de celles du Téniet el Klakh et de Tifkirt. Cette exagération des épaisseurs s'oppose à la surrection des bordures où les dépocentres sont au contraire moins épais et à faciès de plate-forme ("Dolomie de l'Antar" et "Formation de Kerdacha") depuis la fin du Toarcien. Ces phénomènes sont semblables à ce que l'on peut appeler "effet Haug" ["surrection des bordures et enfoncement des ombilics" (Elmi S., 1990)].

Au Maroc, dans le Haut Atlas Central de Midelt (coupe de Tizi n'Irhil), Studer M. et Dresnay du R. (1980) ont décrit une discordance dans un niveau conglomératique analogue à notre 1ère brèche du Chémarikh (à Tizi n'Houdim, ces auteurs citent la présence de *Leioceras gr. opalinum* REIN., *Tmetoceras scissum* BEN. et des Hammatoceratidae, d'âge Aalénien inférieur – zone à Opalinum). Cet intervalle enregistre une perturbation générale dans le Maghreb, en liaison avec un intervalle transgressif.

Références bibliographiques

Elmi S. (1990) – Les applications géodynamiques de la stratigraphie : l'histoire triasico-jurassique de la marge vivaro-cévénole (France Sud-Est). *Docum. Lab. Géol. Lyon*, H.S., **9**, 93-123

Studer M. et Dresnay du R. (1980) – Déformations synsédimentaires en compression pendant le Lias supérieur et le Dogger, au Tizi n'Irhil (Haut-Atlas central de Midelt, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XXXII, **3**, 391-397.

LE TOARCIEN ET L'AALENIEN DE L'OUED FODDA (OUARSENIS, ALGERIE OCCIDENTALE) : DIVISIONS STRATIGRAPHIQUES ET EVENEMENTS SEDIMENTAIRES

A. SEBANE *, M. BENHAMOU * & S. ELMI**

* Université d'Oran, Département de Géologie, B.P. 1524 - Campus II (ex. IGMO), 31100 Es-Sénia, Algérie.

** U.F.R. des Sciences de la Terre, 27-43 bd du 11 novembre - Université Claude Bernard Lyon I, 69622 - Villeurbanne Cedex. E-mail : Serge.Elmi@univ-lyon1.fr

(accord programme Oran-Lyon n° 96 MDU 359)

Telle qu'elle a été définie d'après les premieres descriptions (n° 4 in Gourinard, 1952, *19ème Congrès géol. internat.*, Alger ; Benhamou et Elmi, 1992, *9ème Sémin. nat. Sc. Terre*, Tlemcen), la formation de l'Oued Fodda s'est déposée à partir du Toarcien pour s'achever, probablement, dans le Bathonien. Elle a donc enregistré les évènements du passage Lias-Dogger dans les domaines subsidents du Tell externe. Elle constitue un précieux jalon entre l'avant pays tlemcénien et son prolongement du Nador au Sud, les têtes de blocs basculés du Massif culminant de l'Ouarsenis et les ombilics du Tell externe au Nord. La Formation de l'Oued Fodda est divisée en deux ensembles, l'un marno-calcaire dans les 2/3 inférieurs (épais d'environ 70 m) constitue les "Calcaires et marnes à *Zoophycos*"; l'autre forme une petite falaise, celle des calcaires à silex supérieurs (environ 30m).

De nouvelles récoltes d'ammonites et l'étude micropaléontologique permettent d'affiner la biostratigraphie de la partie inférieure de la formation (membre inférieur des Calcaires et marnes à *Zoophycos*).

DONNEES BIOSTRATIGRAPHIQUES

Le membre inférieur (20 à 30 m) débute par une alternance lâche de marnes feuilletées et de calcaires argileux en bancs décimétriques. L'évolution est d'abord stratodécroissante puis la tendance se renverse. Après une surface d'approfondissement maximum, les calcaires deviennent peu à peu dominants et s'enrichissent en *Zoophycos*. Leur surface supérieure porte des indications de ralentissement du taux de sédimentation. Elle a valeur d'une limite de séquence mineure (4ème ordre).

Les premiers niveaux toarciens datés indiquent un net approfondissement après la tendance regressive perceptible vers la fin du Domérien. L'intervalle transgressif se place dans la zone à Levisoni du Toarcien inférieur qui est datée par une association de foraminifères comprenant *Citharina proxima, C. longuemari* et *Lenticulina chicheryi* mg.

Lenticulina. L'approfondissement et le caractère transgressif s'accentuent pendant la zone à Bifrons dont le sommet est indiqué par *Hildoceras semipolitum* associé à la microfaune repère du Toarcien moyen : *Ichtyolaria hauffi, Lenticulina subovalis* mg. *Planularia,* formes accompagnées par le développement du spectre *chicheryi* chez les Lenticulines. On note ensuite une faible fréquence des *Lenticulina* dans la zone à Gradata (sous-zone à Gemma) bien caractérisée par une faune de *Collina* et de *Crassiceras* gr. *gradatum* dans un niveau distinct de celui des *Hildoceras semipolitum*.

Au dessus, l'évolution stratocroissante s'accentue. Une première association de foraminifères indique probablement les zones à Bonarellii et à Speciosum : *Lenticulina d'orbignyi* mg. *Lenticulina* et *L. subalata* mg. *Lenticulina*. Cela est en accord avec l'existence de mauvaises empreintes de *Pseudogrammoceras*. De toute façon, cet épisode est postérieur à la sous-zone à Gemma.

Une dernière association toarcienne se compose de *L. tenuistria* mg. *Falsopalmula* et de *L. d'orbignyi* mg. *Marginulopsis*. On peut l'attribuer aux zones à Meneghinii et Aalense. La présence de cette dernière est confirmée par la découverte d'une *Cotteswoldia* sp. du sommet d'un banc placé 10 m en dessous de la surface durcie qui termine le terme inférieur. Ce sommet est daté de la fin de l'Aalénien par d'abondants *Haplopleuroceras subspinatum* et par de rares *Graphoceras formosum* (zone à Concavum, sous-zone à Formosum).

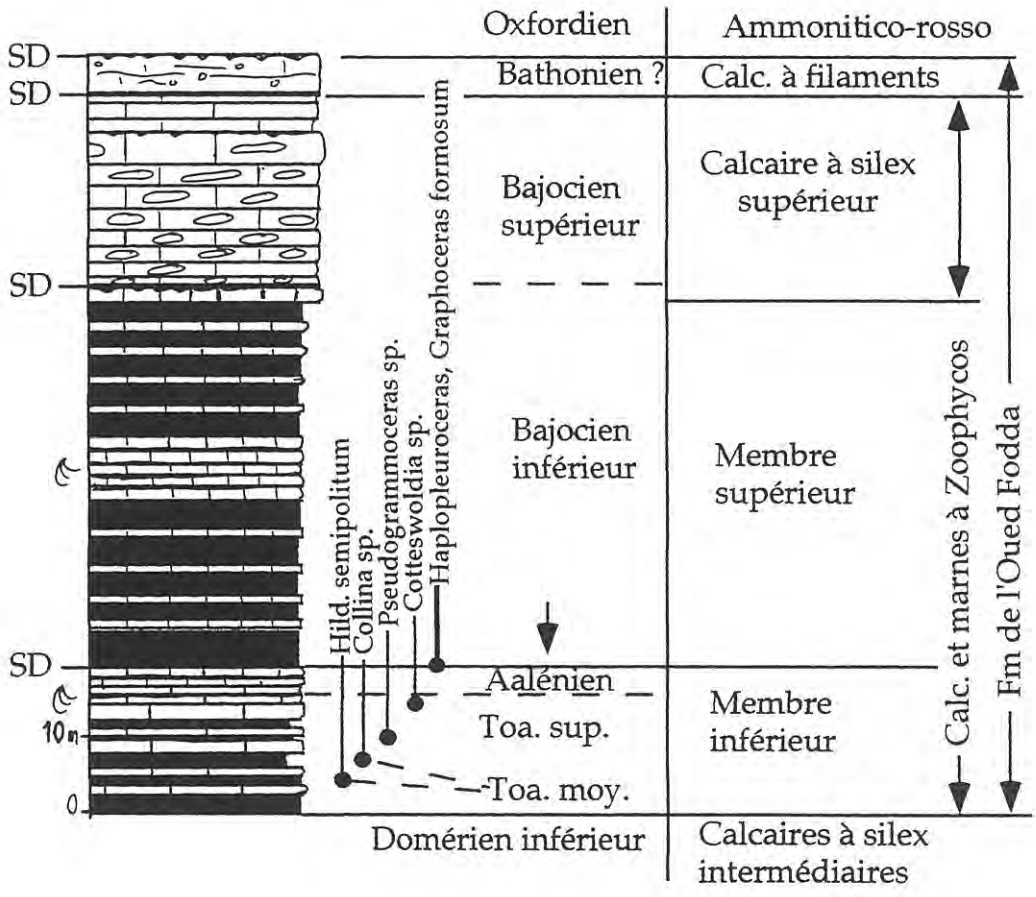


Fig. 1 : Coupe schématique (Domérien-Oxfordien) de la berge orientale du barrage de l'Oued Fodda. (SD, surface durcie, fortement bioturbée).

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET SEQUENTIELLE

Après l'approfondissement initial ("first flooding surface") du Toarcien inférieur, le fort degré d'argilosité indique que la profondeur maximum a été atteinte pendant le Toarcien moyen, probablement dans la sous-zone à Gemma. Ensuite, la tendance au comblement traduit l'inversion des contrôles dynamiques de la sédimentation, ce qui amène un ralentissement sensible pendant tout le Toarcien supérieur. Ces grandes tendances sont conformes à ce que l'on connait dans de nombreuses régions du Maghreb où l'on note la grande extension des faunes à *Collina* alors que le Toarcien supérieur, génèralement plus calcaire, subit des récessions sédimentaires (calcaires en bancs ondulés, *in* Elmi *et al.*, 1998, Péritéthys Mém., n° 4) qui préludent aux perturbations aaléniennes.

L'apparente tendance régressive de l'épisode aalénien est probablement due à la rareté des documents paléontologiques. La surface durcie riche en ammonites marquant la fin de a valeur d'intervalle condensé et amorce la période d'approfondissement, mal datée mais probablement d'âge Bajocien inférieur, qui va se développer dans la moitié inférieure du membre supérieur de la Formation de l'Oued Fodda, conformément à la tendance générale que l'on connait sur la marge maghrébine. Il faut cependant éviter les assimilations trop hypothétiques en l'absence de contrôle biostratigraphique.

QUELQUES ASPECTS DE LA PALEOGEOGRAPHIE AU PASSAGE LIAS-DOGGER DANS LE BASSIN DE OUED MYA (SAHARA CENTRAL, ALGERIE)

KERDJIDJ Mohamed Kamel, MAHMOUDIA Merzak

SONATRACH, Institut Algérien du Pétrole - Boumerdès, 35 000 Algérie.

L'étude des événements qui se sont succédés au passage Lias-Dogger dans le bassin de Oued Mya situé dans la partie méridionale de la synéclise centre algérien peut contribuer à la compréhension des problèmes dans leur contexte planétaire et constituer un apport pour les modèles globaux dans l'interprétation des séries régionales.

En effet, à la sédimentation de plateforme du paléozoïque saharien où l'on note l'absence totale des évaporites, succède le mésozoïque avec des dépôts évaporitiques importants qui seraient des dépôts de plateforme dans un domaine intermédiaire entre la mer et le continent (Busson G., 1967).

La série mésozoïque d'une épaisseur de 4000 m environ repose en discordance sur les termes du Paléozoïque et débute par les faciès argilo-grèseux du Trias.

La série Lias-Dogger, d'une épaisseur moyenne de 400 m environ est essentiellement de nature évaporitique. Sur les bordures du bassin, on note une prédominance détritique.

La limite inférieure de cette série est l'horizon B qui constitue un niveau repère. Il sépare le Trias salifère principal et le Jurassique sus-jacent. Par contre, la limite supérieure est plus difficile à définir et correspond à l'apparition timide de faciès détritique à la fin du Dogger lagunaire.

Cette étude a été réalisée sur l'ensemble des termes stratigraphiques du Lias-Dogger dont les subdivisions établies par la SONATRACH se succèdent de la base vers le haut comme suit :

-L'horizon B avec ses dolomies et ses calcaires parfois oolithiques, correspond à un caractère marin, plus ouvert, moins confiné du dépôt. Son épaisseur est d'environ 30m. La carte de répartition de faciès dans la région étudiée montre trois secteurs :

- un secteur au sud, où l'on constate la disparition de l'horizon B ;
- un secteur au centre où le faciès est constitué de marne et calcaire ;
- un secteur au Nord-Est où le faciès est constitué de calcaire et des passées argileuses.

L'épaisseur la plus importante est localisée dans le sondage Hba et HFL atteignant les 46m montrant ainsi la continuité de la subsidence du paléozoïque.

-Le Lias salifère inférieur (LS1) : correspond au rétablissement, après les carbonates et les argiles de l'horizon B, de conditions sédimentaires identiques à celle du Trias salifère Principal : dépôts d'anhydrite surtout dans le nord et dans l'est, des sels et d'anhydrite un peu plus au sud, de sel exclusivement dans la partie la plus interne du bassin atteignant la cinquantaine de mètres. La carte de faciès montre 3 secteurs :

- un secteur sud où l'on note l'absence totale de ce niveau et l'on a une série Lias-Dogger très condensée appelé « argilo-anhydritique » (figure 1 a) et où le sel disparaît brutalement et plus ou moins totalement de cette série. L'anhydrite ne s'y maintient le plus souvent qu'en faible quantité et la série est surtout constituée d'argile,
- un secteur centre qui se compose de sel avec alternances de passées d'argile et d'anhydrite,
- un secteur nord qui se compose de deux unités sel massif à la base et argile au sommet (figure 1 b).

-Le Lias anhydritique : il se compose d'anhydrite massive avec des intercalations d'argile rouge et de calcaire avec une épaisseur de 250m. Le faciès du Lias anhydritique se subdivise dans la région en 3 secteurs :

- un secteur sud où la série liasique est très condensée, ceci rend difficile le découpage,
- un secteur central composé d'anhydrite massive et des intercalations d'argile rouge
- un secteur nord composé également d'anhydrite massive et des intercalations de calcaire et de dolomies.

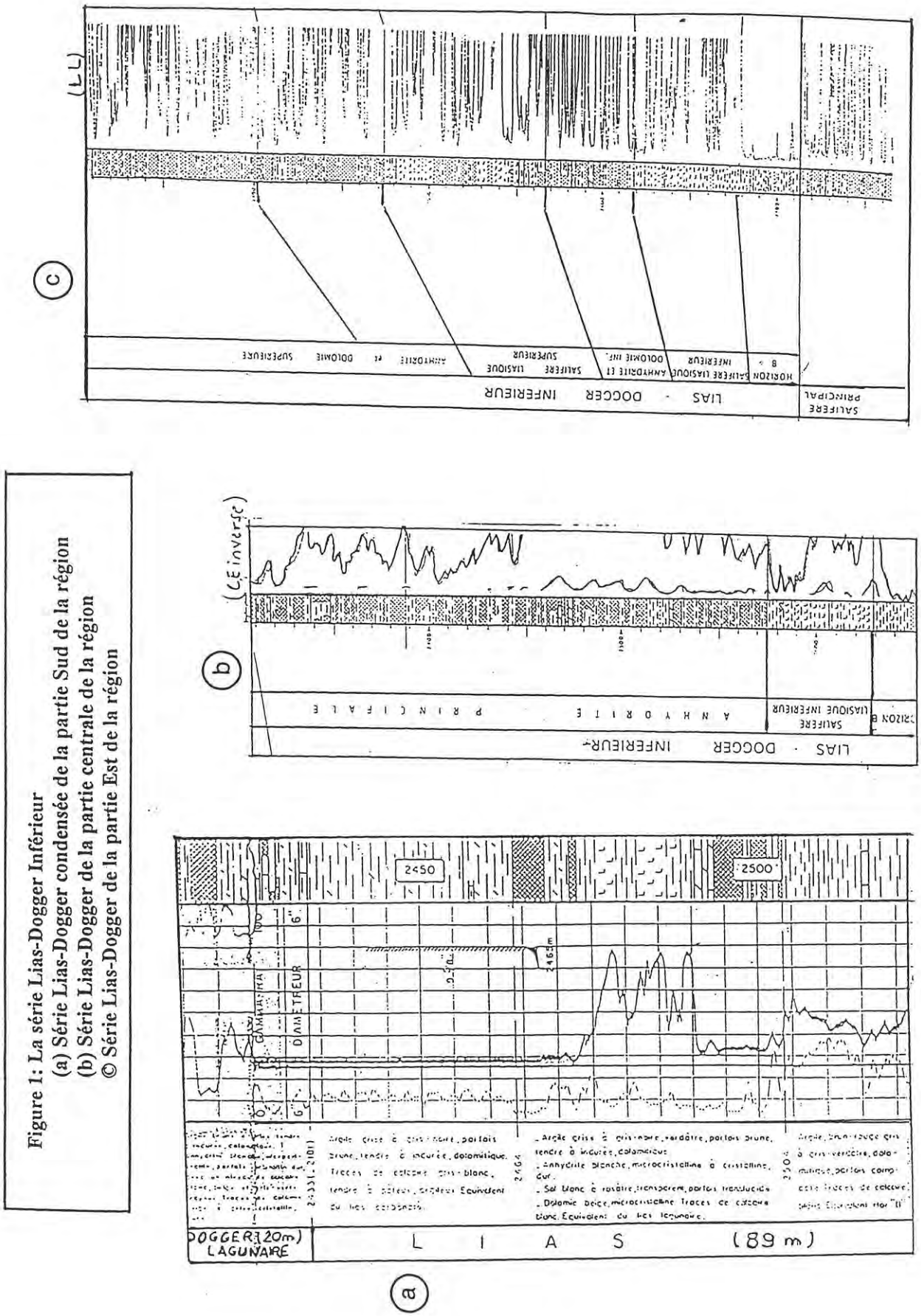


Figure 1: La série Lias-Dogger Inférieur
(a) Série Lias-Dogger condensée de la partie Sud de la région
(b) Série Lias-Dogger de la partie centrale de la région
© Série Lias-Dogger de la partie Est de la région

Mais néanmoins dans la partie nord de la région plus précisément dans les puits ONR, DJH et HEB, le Lias anhydritique se termine par des niveaux calcaires et de dolomies et se subdivise en deux termes successifs : Lias carbonaté et Lias marneux, de 100 m d'épaisseur similaire à la province de Hassi R'mel et représente par rapport au salifère principal une nette accentuation du caractère marin des dépôts.

-Le Dogger lagunaire est composé principalement de deux faciès anhydrite et dolomie, mais l'anhydrite reste le constituant principal. Le Dogger lagunaire montre deux secteurs :

- Un secteur nord composé de calcaire et de passées d'anhydrite

- Un secteur sud qui se compose d'anhydrite massive et passée de calcaire

On constate que dans le sondage OBD situé à l'Est de la région, l'apparition de passées de sel intercalées dans l'anhydrite massive, faisant appel à l'installation de niveau salifère dans le Lias anhydritique permettant un nouveau découpage dans la série Lias-Dogger **(figure 1c)** . En effet dans la partie Est du bassin, la manifestation salifère observée dans le puits OBD se concrétise dans les puits situés à l'Ouest du champ de Hassi Messaoud et qui permettent de subdiviser le Lias anhydritique en termes stratigraphiques suivants

-L'intervalle (anhydrite et dolomie inférieure, LD2, 60m) : Les faciès sont d'une extrême monotonie, l'anhydrite étant toujours le constituant dominant, d'un bout à l'autre du domaine considéré : anhydrite cristalline ou non, compacte ou pulvérulente, parfois pâteuse renfermant des zones gypseuses, des lentilles d'argiles sont également fréquentes. Son épaisseur est de 60m. Les dolomies restent toujours un constituant secondaire.

- Le Lias salifère supérieur (LS1) : C'est un ensemble où le sel gemme est encore important ; toutefois ce constituant s'intercale de plus avec des bancs anhydritiques que n'en admettent le salifère liasique inférieur. La carte en isopaque montre que le maximum d'épaisseur se situe dans le bassin de Ghadames et atteint 140m ; par contre dans la région étudiée, elle atteint 70 m d'épaisseur.

- L'intervalle (anhydrite et dolomie supérieure, LD1, 55 m) : Cet intervalle qui termine le Lias représente la zone la plus élevée où l'anhydrite reste dominante : au-dessus, quand elle existe, elle ne se présente plus qu'en bancs sporadiques. Dans la région d'Oued Mya ce dernier intervalle du Lias, d'une épaisseur de 50m, consiste en une suite monotone d'argile et plus rarement d'anhydrite.

En conclusion, le Lias-Dogger marque dans cette région un renouvellement profond des conditions de sédimentation par rapport aux termes antérieurs. Cette série est pauvre en matériaux détritiques résultant d'un faible énergie de l'eau puisque les éléments déposés sont principalement transportés en solution. Les dépôts de la partie sud du bassin, étant condensés et comportant quelques éléments détritiques, confortent cette idée.

La distribution des faciès des différents termes montre que depuis le dépôt de l'unité inférieure «horizon B », la région est subdivisée en 3 secteurs :

- Un secteur Nord à influences marines très discrètes mais franches à la fin du Lias anhydritique. On constate une nette transgression sur la zone de transition établie par Busson.
- Un secteur central ou la sédimentation évaporitique est dominante et développée. Cette sédimentation est entrecoupée de dépôts argileux qui témoignent des fluctuations du niveau marin dans la région par le renouvellement de la tranche d'eau qui permet la décantation des particules fines transportées en suspension.
- Un secteur sud où la série est très condensée caractérisée par des dépôts sporadiques d'évaporites en relation avec l'avancée de la mer.

L'explication qui peut être donnée est que la subsidence dans la région n'était pas importante, et le plancher était quasi horizontal. La mer était au nord de la plateforme et avait des avancées et des reculs très longs. La tranche d'eau était de ce fait peu épaisse et était soumise à une évaporation intense sous un climat d'une aridité très aiguë.

LOWER JURASSIC EVENT STRATIGRAPHY, SAHARAN PLATFORM, ALGERIA.

R. CHAOUCHI*, B. FEKIRINE", H. AIT SALEM****

* University of Boumerdes, avenue de l'Indépendance, Boumerdès - 35000 ALGERIA
** C.R.D., Sonatrach, avenue du 1er novembre, Boumerdès - 35000 ALGERIA

During the late Triassic - early Jurassic the geodynamic evolution of the North-african margin, northward of the stable saharan craton, was dominated by rifting of the tethyan ocean and related phenomena. Among the most important effects of these plate dynamics was the development of rift-pull-apart basins and subsequent large scale post-rift restricted marine hypersaline conditions, reflecting the palaeotectonic setting of the area.

In the early Jurassic (Liassic) a major inondation of the Saharan platform occurred and the clastic influx which prevailed in the late Triassic was subdued or shot down following the planation of relief and clastic source extinction. These were echoes of the tectonic events exhibited by the intraplate domain. Thickly developed intracratonic post-rift pure evaporite successions deposited in shallow relatively flat bottomed basins, with very little differentiation as reflected by the continuity of the strata. To the North more open marine conditions were set by the connection to the tethyan ocean. At basin margin the evaporites were only replaced by subordinate clastics which had their source in the hinterland.

The present study describes an overall transgressive basal Jurassic (Liassic) unit, which includes many restricted marine evaporite strata, within an event stratigraphic framework in an attempt to unravel the strongly related sedimentary record of the Saharan platform to the palaeotectonic configuration and evolution of the North african margin during this epoch. As biostratigraphic resolution is very poor or imprecise and a sequence stratigraphic interpretation of these deposits is far from being straightforward we favored a more multidisciplinary approach including facies and boundary facies analysis, physical key stratigraphic surfaces, well log interpretations and correlation with the main tectonic events.

The event stratigraphic methodology revealed that the Saharan platform records the evolution of both the late Triassic - Early Jurassic complex rifting occurring along the North african margin and its echoes within the intraplate domain.

LE LIAS SUPERIEUR ET LE DEBUT DU DOGGER DANS LA PARTIE SUD-OCCIDENTALE DU MOYEN-ATLAS (MAROC) : PRECISIONS STRATIGRAPHIQUES ET ORGANISATION PALEOGEOGRAPHIQUE

H. EL ARABI*, B. OUAHHABI & A. CHARRIERE*****

* Faculté des sciences, Département de Géologie, Dhar El Mehrez, BP. 1796 Atlas-Fès, Maroc
** Faculté des sciences, Département des Sciences de la Terre BP 524 Qods-Oujda, Maroc
*** Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires , 39 allées Jules-Guesdes, 31062, Toulouse Cedex 4, France.

Les dépôts toarciens et aaléniens du sud ouest du Moyen-Atlas (fig. A) dénommés "Couches du Selloum sont classiquement considérés comme des "faciès de bordure" du sillon moyen-atlasique qui était largement développé dans la partie nord est du Moyen- Atlas plissé. Les études menées d'une part à la bordure du synclinal de Bekrit-Timahdite et d'autre part dans les synclinaux de Iguer Awragh et d'Afennourir (fig.B), conduisent à préciser la stratigraphie, la distribution spatiale des dépôts et à repenser l'organisation paléogéographique de cette "bordure" en l'intégrant dans le contexte de l'histoire du sillon nord moyen-atlasique, de la période allant du Toarcien au Bajocien inférieur.

Une succession lithostratigraphique (fig.C) des "Couches du Selloum" relevée au nord de l'école d' Aït Ben Azzouz (situation fig. B) montre la superposition de trois membres.

Le membre 1 est constitué d'argilites, de marnes rougeâtres et grises, localement gypsifères ou pyriteuses, attribuées au Toarcien inférieur.

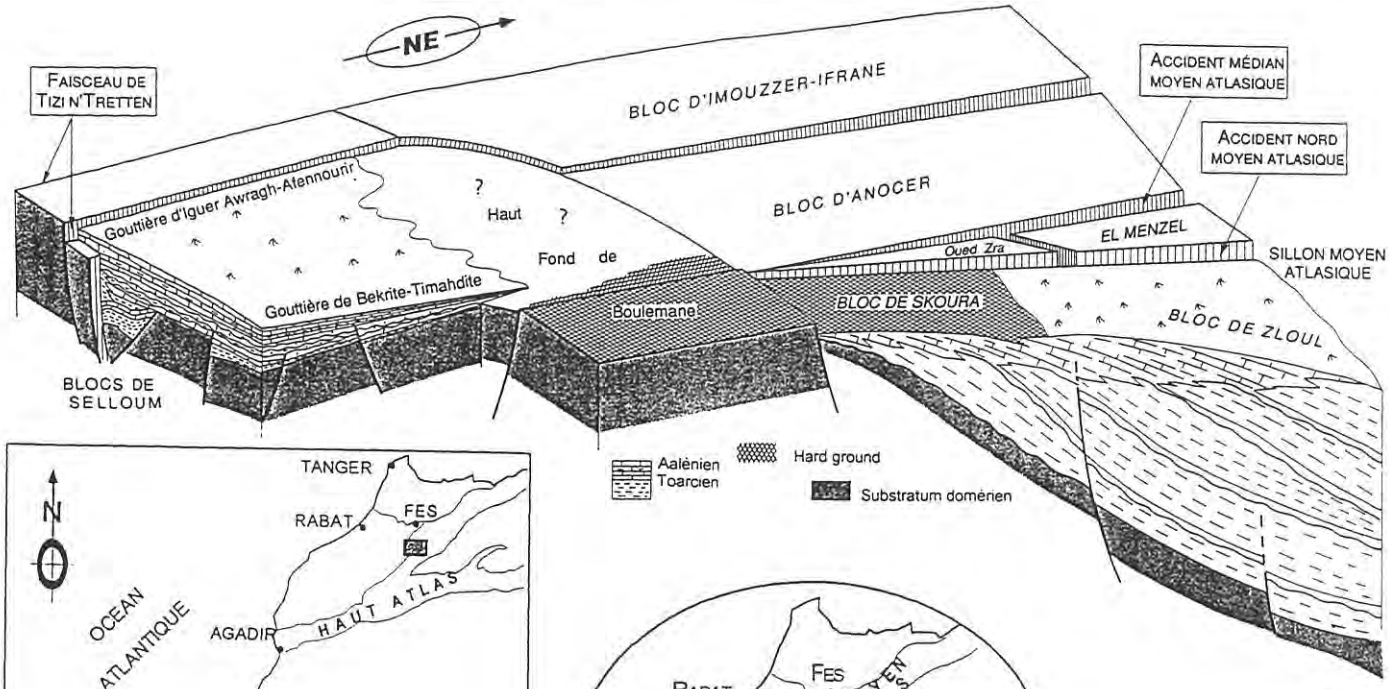
Le membre 2 est formé d'une série strato-décroissante puis strato-croissante de calcaires pseudo-noduleux en bancs ondulés. Il s'agit essentiellement de calcarénites à crinoïdes, admettant des niveaux riches en brachiopodes et en ammonites. Le Toarcien moyen (zone à Bifrons et zone à Gradata) est identifié dans la partie inférieure de ce membre. La plupart des zones du Toarcien supérieur (zone à Insigne, zone à Meneghinii et zone à Aalensis) sont représentées dans la partie supérieure de la série riche en ammonites (*Hammatoceras, Dumortieria* et *Catulloceras*) et en brachiopodes (*Stroudithyris*).
Sur des coupes relevées latéralement, la partie sommitale de ces calcaires pseudo-noduleux est datée de la zone à Opalinum (niveaux à *Leioceras* et à *Tmetoceras*).

Le membre 3 présente plusieurs faciès superposés :
- calcaires oolithiques et calcarénites en bancs décimétriques et à stratifications planes obliques ;
- calcaires siliceux , plus ou moins cargneulisés ;
- calcaires sparitiques en bancs massifs et généralement riches en silex.

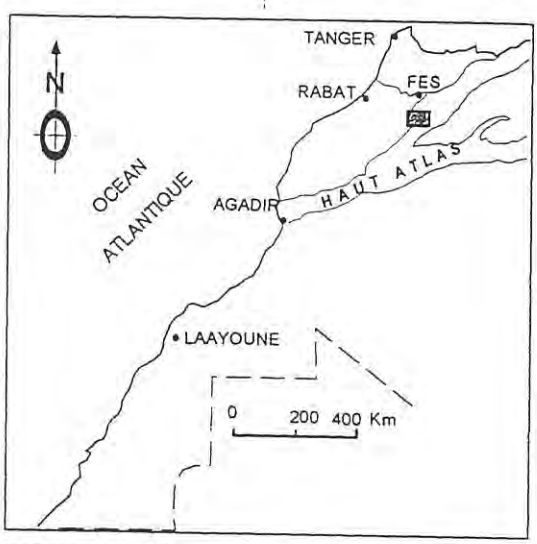
La macrofaune est rare, souvent représentée par des débris d'échinodermes et de mollusques ; des zoophycos apparaissent dans les derniers bancs de la série.

Ce membre est coiffé par une discontinuité sédimentaire nette, matérialisée par un taraudage du substrat, des poches d'accumulations à belemnites et un recouvrement épars de cupules ferrugineuses. Un lit marneux, décimétrique, recouvre cette surface. Les ammonites plaquées sur la surface de discontinuité ou noyées à la base de ce premier lit marneux signent le passage Aalénien sommital-Bajocien basal (sommet de la zone à Concavum - base de la zone à Discites). Immédiatement au-dessus se rencontrent des indices de la zone à Laeviuscula.

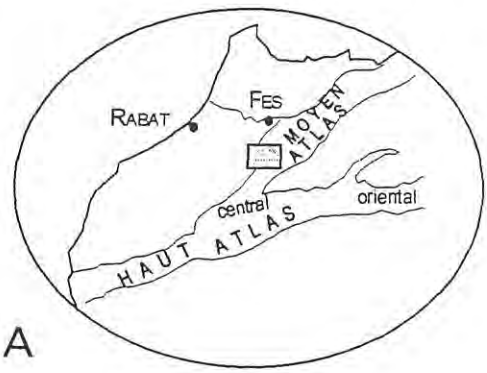
La série sus-jacente aux "Couches du Selloum" est formée d'alternances marnes/marno-calcaires qui constituent une série d'évolution strato-décroissante passant progressivement aux "Marnes de Boulemane".

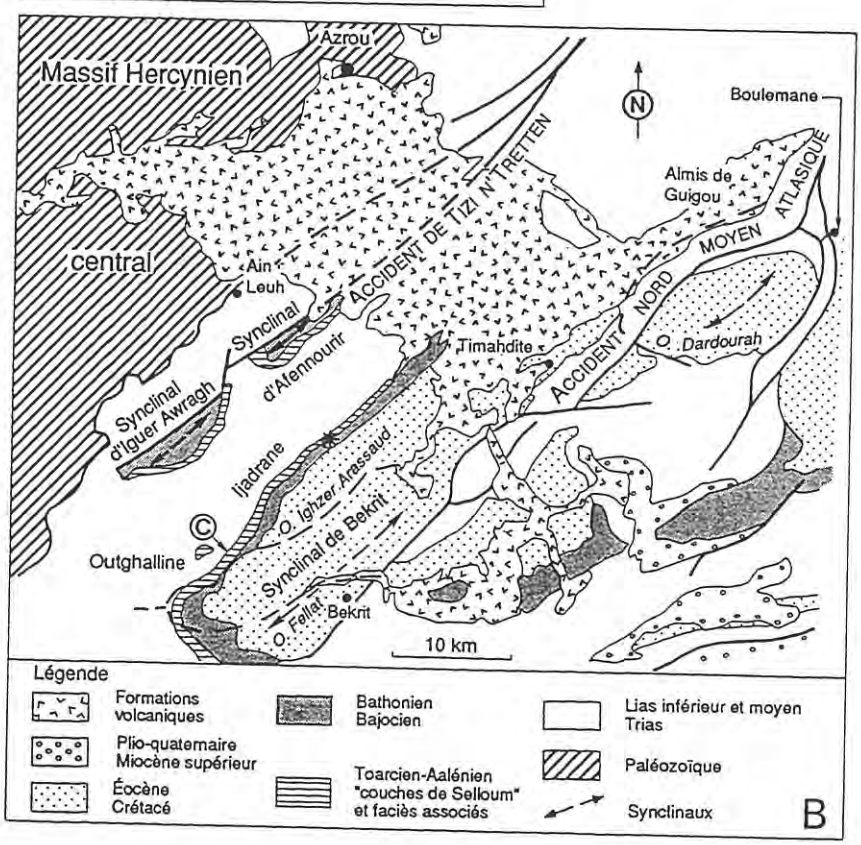

NE
FAISCEAU DE TIZI N'TRETTEN
BLOC D'IMOUZZER-IFRANE
ACCIDENT MÉDIAN MOYEN ATLASIQUE
ACCIDENT NORD MOYEN ATLASIQUE
Gouttière d'Iguer Awragh-Afennourir
Haut
Fond de
BLOC D'ANOGER
EL MENZEL
Oued Zra
SILLON MOYEN ATLASIQUE
Gouttière de Bekrite-Timahdite
Boulemane
BLOC DE SKOURA
BLOC DE ZLOUL
BLOCS DE SELLOUM
Aalénien Toarcien
Hard ground
Substratum domérien

D


TANGER
RABAT
FES
OCEAN ATLANTIQUE
AGADIR
HAUT ATLAS
LAAYOUNE
0 200 400 Km

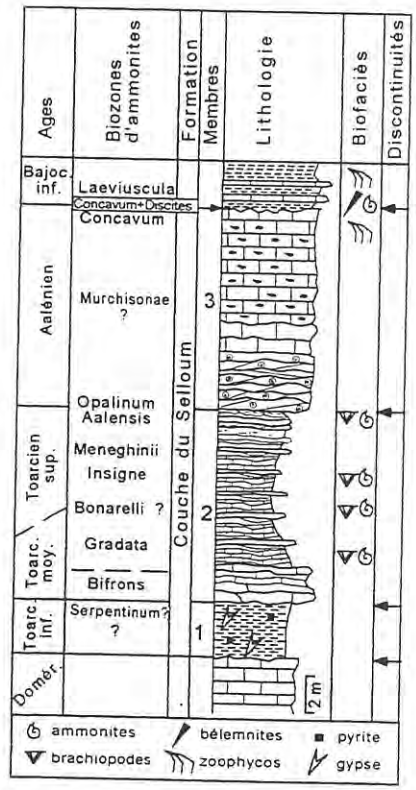
A


RABAT
FES
MOYEN ATLAS
central
oriental
HAUT ATLAS


Massif Hercynien
Azrou
Boulemane
central
Ain Leuh
ACCIDENT DE TIZI N'TRETTEN
Almis de Guigou
ATLASIQUE
MOYEN
NORD
Synclinal d'Afennourir
Timahdite
O. Dardourah
Synclinal d'Iguer Awragh
Ijadrane
O. Ighzer Arassaud
Synclinal de Bekrit
Outghalline
O. Fellat
Bekrit
10 km
Légende
Formations volcaniques
Plio-quaternaire Miocène supérieur
Éocène Crétacé
Bathonien Bajocien
Toarcien-Aalénien "couches de Selloum" et faciès associés
Lias inférieur et moyen Trias
Paléozoïque
Synclinaux

B

C


Ages
Biozones d'ammonites
Formation
Membres
Lithologie
Biofaciès
Discontinuités
Bajoc. inf.
Laeviuscula
Concavum+Discites
Concavum
Aalénien
Murchisonae ?
Opalinum
Aalensis
Toarcien sup.
Meneghinii
Insigne
Bonarelli ?
Toarc. moy.
Gradata
Bifrons
Toarc. inf.
Serpentinum ?
Domér.
Couche du Selloum
1
2
3
2 m
ammonites
bélemnites
pyrite
brachiopodes
zoophycos
gypse

Variations latérales et interprétations.

Du SW au NE.

Le long du flanc nord-occidental du synclinal de Bekrit-Timahdite, les variations de faciès et d'épaisseur dénotent globalement l'existence de séries marines plus dilatées, avec des dépôts marneux plus développés vers le SW, et à l'opposé vers le NE, des séries presque exclusivement calcaires, réduites, souvent condensées dans leur partie supérieure.

Une évolution d'ensemble analogue se manifeste entre les dépôts du synclinal d'Iguer Awragh au SW et ceux d'Affenourir au NE, séparés par un accident synsédimentaire de direction méridienne (Benshili *et al.* 1999).

Du SE au NW.

La série du Selloum s'amincit d'une part vers le SE en direction de l'accident nord moyen atlasique qui constituait la limite orientale du bassin. D'autre part, des observations de terrain et l'analyse d'un affleurement (Toarcien-Aalénien-Bajocien inférieur) découvert dans le secteur d'Outghalline (fig. B), montrent qu'une zone haute séparait le bassin marneux de Bekrit de celui d'Iguer Awragh. Ce dernier se trouvait par ailleurs limité au NW par l'accident du Tizi n' Trettène.

Les variations observées dénotent un morcellement du bassin toarcien de la partie sud ouest du Moyen Atlas en plusieurs ensembles que nous regroupons sous la dénomination de "Blocs du Selloum" (fig.D), avec notamment deux gouttières subsidentes vers le SW (Iguer Awragh-Afennourir et Bekrit-Timahdite) séparées par une zone de haut-fond (Ijadrane).

Esquisse paléogéographique de la bordure SW du sillon moyen atlasique

L'organisation d'ensemble des "Blocs du Selloum" au SW du Moyen-Atlas et des dispositifs paléogéographiques et structuraux de la bordure NW du sillon moyen atlasique, tels qu'ils apparaissent au terme d'une synthèse récente (El Arabi *et al.* 1999), est représentée sur la figure D.

La partie sud-occidentale du Moyen-Atlas n'y apparait en aucun cas comme une zone littorale ceinturant le sillon moyen-atlasique, mais comme recouverte par un diverticule marin (le bassin du Selloum) qui se trouvait isolé du sillon moyen atlasique par l'intermédiaire d'une zone surélevée de direction subméridienne : le "Haut fond de Boulemane".

Dans le sillon moyen-atlasique, la progradation des séquences de dépôt s'effectue en direction du NE et les basculements de blocs se produisent majoritairement vers cette même direction. Par contre, dans les "Blocs du Selloum", les basculements s'effectuent vers le SW, à contre-sens de la polarité téthysienne globale.

Ainsi se posent les questions de la présence et de la position d'un littoral à l'ouest des limites cartographiques des affleurements toarço-aaléniens et corrélativement de l'extension vers le sud-ouest du bassin du Selloum, en direction du Haut-Atlas central (fig.A).

La sédimentation du Lias supérieur et du début du Dogger dans la partie sud-occidentale du Moyen-Atlas s'effectue dans un contexte de blocs différenciés au Toarcien et en voie de comblement à l'Aalénien. Dans ces blocs, se trouvent enregistrées, comme en de nombreux points de la marge téthysienne, plusieurs remontées eustatiques correspondant aux zones à Bifrons, à Gradata et à Concavum/Discites. La transition Toarcien-Aalénien (zone à Aalensis-zone à Opalinum) se marque ici par une période d'ennoiement, suivie d'une importante phase de comblement. L'originalité de ce secteur réside dans la polarité de son dispositif paléogéographique qui dénote l'existence d'un diverticule marin à l'ouest des limites actuelles des affleurements toarciens et aaléniens du Moyen-Atlas.

Références récentes

BENSHILI Kh., BOUTAKIOUT M., EL HAMMICHI F., ELMI S., FAURE-MURET A., MESLOUH S. & RAIS F. (1999). - Biostratigraphie, dynamique sédimentaire, paléoenvironnements et structuration pendant le Toarcien-Bajocien dans le synclinal d'Iguer Awragh - Afennourir (Causse moyen atlasique, Maroc). 1er Coll. Nat. Jur. marocain, Rabat, p. 43-44.

EL ARABI H., CHARRIERE A., SABAOUI A., OUAHHABI B., KERCHAOUI S., BOUTAKIOUT M. & LAADILA M. (1999) .- Le Toarcien et l'Aalénien dans le nord du Moyen-Atlas plissé (Maroc) : diversité de l'enregistrement sédimentaire et contexte paléogéographique. Bull. Soc. géol. Fr., 5, 629-641.

ROLE DE LA TECTONIQUE DISTENSIVE DU TOARCIEN INFERIEUR DANS L'EVOLUTION DE LA CHAINE HAUT ATLASIQUE CENTRALE DU MAROC

H. IBOUH*, D. CHAFIKI*, M. BOUABDELLI, A. SOUHEL***, F. EL BCHARI*****
K. EL HARIRI*. et J. CANEROT****

* :Départ. de Géologie, Faculté des Sciences et Techniques, BP 618, Marrakech, Maroc.
** : Départ. de Géologie, Faculté des Sciences Semlalia, BP 2390, Marrakech, Maroc.
*** : Départ. de Géologie, Faculté des Sciences, BP 20, El jadida, Maroc.
**** : Laboratoire de Dynamique des Bassins sédimentaires, UPS, 31062 Toulouse, France

Introduction. Le Haut Atlas central est une chaîne intracontinentale qui résulte de deux étapes majeures de structuration: 1) ouverture liée à l'amincissement crustal, lors de la fragmentation de la pangée contemporaine de l'ouverture de l'Atlantique central. Cette étape est marquée par des épisodes de distension discontinus notamment pendant la période du Trias et du Jurassique parfaitement enregistrés dans la sédimentation du Haut Atlas central. 2) fermeture du bassin ainsi créé avec un paroxysme au passage paléogène – néogène, lié à la compression atlasique déterminée par la collision entre les plaques Afrique et Europe.

Aperçus lithologique et structural de la chaîne atlasique. Au cours de la première étape, le bassin du Haut Atlas central est comblé par une série sédimentaire qui s'est déposée dans une auge subsidente de direction E-W à N70. Au centre, sur le Trias volcano-détritique, reposent des formations carbonatées du Lias inférieur et moyen, suivies de sédiments détritiques terrigènes du Toarcien inférieur. Ensuite apparaissent les marnes et les carbonates de l'Aaléno-Bajocien auxquelles succèdent des formations détritiques rouges d'âge bathonien à crétacé inférieur. Enfin, des carbonates blanchâtres d'âge crétacé supérieur s'installent sur les bordures nord et sud de l'aire sédimentaire.

Au cours de la deuxième étape, le Haut Atlas central montre une succession latérale de mégastructures anticlinales étroites, de direction N70 à E-W, séparées par des mégastructures synclinales larges et à fond plat, esquissée déjà dès la fin du Bajocien et le début du Bathonien (Ibouh, 1995). Les anticlinaux révèlent un amincissement des séries syntectoniques parfois érodées jusqu'au Lias carbonaté ou des formes en plis éjectifs à cœur bourré de matériaux volcano-détritiques d'âge triasique et des massifs subvolcaniques jurassiques Les synclinaux quant à eux, sont comblés par une épaisse série jurassique horizontale au centre, fortement redressée et disposée en éventail à proximité des anticlinaux.

Dans ce travail nous nous intéressons de près à l'un des épisodes distensifs de l'étape d'ouverture du sillon atlasique et nous proposons, à partir de données relevant de la tectonique synsédimentaire, de caractériser l'épisode distensif du Domérien supérieur-Toarcien inférieur dans le Haut Atlas central. Cet épisode coïncide avec la fragmentation des plates-formes carbonatées de la marge ouest de la tethys occidentale. Il est connu depuis la marge atlantique jusqu'aux Alpes occidentales (Graciansky et al.1979) et correspond, dans l'Atlas marocain, à la phase de mobilité de Fedan (1985) ou d'épaulement d'Elmi (1990).

Dans ce but, cinq stations choisies le long de la chaîne atlasique centrale ont été analysées. Il s'agit du flanc sud de l'anticlinal de jebel El Abadine (a) dans l'Atlas de Beni Mellal, du flanc nord de la ride d'Assemsouk (b) dans l'Atlas de Zaouit Ahançal, de la région d'Imilchil (c) dans la partie médiane du Haut Atlas cental et finalement de la structure de Tizi n'Talghoumt (d), de la structure de Nzala (e) et de la structure de Jebel Bouhamid (f)) sur la transversale de Midelt-Errachidia.

Lithostratigraphie dans les différentes stations. Au niveau de la station (a), la série débute par des carbonates du Lias inférieur et moyen et passe brutalement à une sédimentation de marnes et grès gris à verdâtres d'âge toarcien inférieur (Souhel, 1996). Au niveau de la station (b), sur des calcaires massifs riches en grands lamellibranches (Sinémurien à Domérien moyen), repose une formation chaotique avec de gros blocs de calcaires appartenant aux formations précédentes et

d'argilites roses du Trias, resédimentés dans des marnes du Domérien moyen et supérieur, elles-mêmes surmontées par des marnes feuilletés verdâtres du Toarcien inférieur. Ces dernières passent latéralement à des carbonates à grands lamellibranches par l'intermédiaire d'une faille synsédiementaire fossilisée dans une formation détritique rouge d'âge toarcien-aalénien. Au niveau de la station (c), la série jurassique débute à l'affleurement par une alternance de marnes et de calcaires gréseux d'âge toarcien supérieur. Ces alternances montrent à leur base un niveau conglomératique de 50cm d'épaisseur, dont les éléments sont hétérométriques (du cm au dm) et de nature carbonatée jurassique ou basaltique et triasique (Ibouh, 1995). Sur la transversale Midelt-Errachidia (stations d, e et f), la série débute par des carbonates massifs suivis de calcaires lités d'âge sinémurien supérieur et pliensbachien (El Hariri,1998), qui passent aussi brutalement à des alternances de marnes et de calcaires gréseux d'âge toarcien inférieur. Au Niveau de Tizi n'Talghoumt, ces marnes montrent des blocs centimétriques de basaltes resédimentés et des calcaires gréseux qui s'organisent en petites séquences turbiditiques complètes ou tronquées.

Enfin, le passage brutal du régime carbonaté qui s'achève à la base de la zone à polymorphum (base du Toarcien inférieur) à un régime détritique qui s'installe au Toarcien plus élevé, serait lié à des variations eustatiques conjuguées avec un événement tectonique majeur, connu sur l'ensemble du sillon haut atlasique central.

Analyse structurale. Sur le plan tectonique, les dépôts domériens et toarciens des différents secteurs étudiés ont enregistré le jeu de failles normales synsédimentaires de taille centimétrique à métrique. Au niveau de jebel El Abadine, ces failles sont de direction subméridienne et à pendage ouest. Leur caractère synsédimentaire est attesté par la présence de miroirs striés lisses, fossilisés. Le tracé de l'une de ces failles de jbel El Abadine est tapissé d'un matériel conglomératique associé à une ammonite, de type *Canavarias,* qui date le Domérien supérieur (souhel, 1996). Au niveau de la station b, les failles sont de direction NW-SE, leur caractère synsédimentaire et attesté par des variations d'épaisseur de part et d'autre des plans de cassure. Certains accidents limitent un petit bassin comblé par un matériel domério-toarcien, grossier et chaotique à la base où apparaissent des slumps d'orientation variable (NS à NE-SW), plus fin et marneux au sommet. Dans la région d'Imilchil, les failles synsédimentaires enregistrées dans les alternances marno-calcaires sont de direction NW-SE, à pendage vers le NE, fossilisées par les niveaux de l'Aalénien et du Bajocien sus-jacents. Sur la transversale de Midelt-Errachidia, les failles observées sont fossilisées dans le Toarcien avec un amortissement graduel vers le haut.

Des mesures de stries, de plans de cassure et de stratification ont été réalisées au niveau des différents secteurs. Les traitements stéréographiques montrent deux grandes familles correspondant aux directions N70 à N80 et NW-SE. Au cours du Toarcien, ces deux familles ont manifésté un jeu extensif contrôlé par une contrainte distensive de direction NE-SW sub-horizontale et une contrainte compressive verticale ou de direction NW-SE à pendage moyen à fort (fig. 1).

Ces paléocontraintes auraient provoqué des effondrements de blocs le long des failles N70 à N80 en relation avec des mouvements en transtension dextre. Les rejets verticaux sont assez importants et suffisants pour amener en surface les basaltes triasiques puis déterminer leur érosion et leur resédimentation au sein des marnes du Toarcien (stations c et d). La transtension sur les accidents N70 à N80 serait aussi responsable de l'individualisation de petits bassins toarciens fossilisés par les dépôts des formations sus-jacentes le long de ces accidents (station b).

Conclusion. La sédimentation toarcienne du Haut Atlas central est contrôlée par un régime tectonique distensif sur les accidents NW-SE et transtensif sur les N70-80. Les contraintes distensives NE-SW sont horizontales et les contraintes compressives NW-SE sont verticales ou avec des pendages moyens à forts.

Le contexte distensif du Toarcien constitue donc un événement très important dans l'histoire géodynamique de la chaîne haut atlasique marocaine. Les paléocontraintes de cette époque sont tenues pour responsables de l'effondrement de blocs le long des accidents N70 à N80. La subsidence tectonique qui en résulte engendre la création des réceptacles pour la sédimentation du Lias supérieur-Dogger. D'autre part, Le contexte distensif du Toarcien a aussi facilité la mise en place des intrusions subvolcaniques jurassiques au droit des accidents transtensifs N70 à N80, au passage Lias-Dogger (Ibouh,1999).

Références

EL HARIRI K. 1998 – Thèse de Doctorat es-sciences, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 211p.
ELMI S. 1990 – (in SADKI D. et al. 1999 - Résumé , 15ème CBSM, Oujda 27-29 Avril, pp. 117-118bis.
FEDAN B. 1985 – Bull. Inst. Sci., Rabat, n° 9, pp. 43-65.
GRACIANSKY P. C. de et al. 1979 – (in SADKI D. 1999 et al.- Résumé , 15ème CBSM, Oujda 27-29 Avril, pp. 117-118bis
IBOUH H. 1999 – Résumés ,Premier Colloque National sur le Jurassique Marocain, Rabat. pp. 83-84.
IBOUH H. 1995 – Thèse de doctorat de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 225p.
SOUHEL A. 1996 – Strata, Vol. 27, 235p.

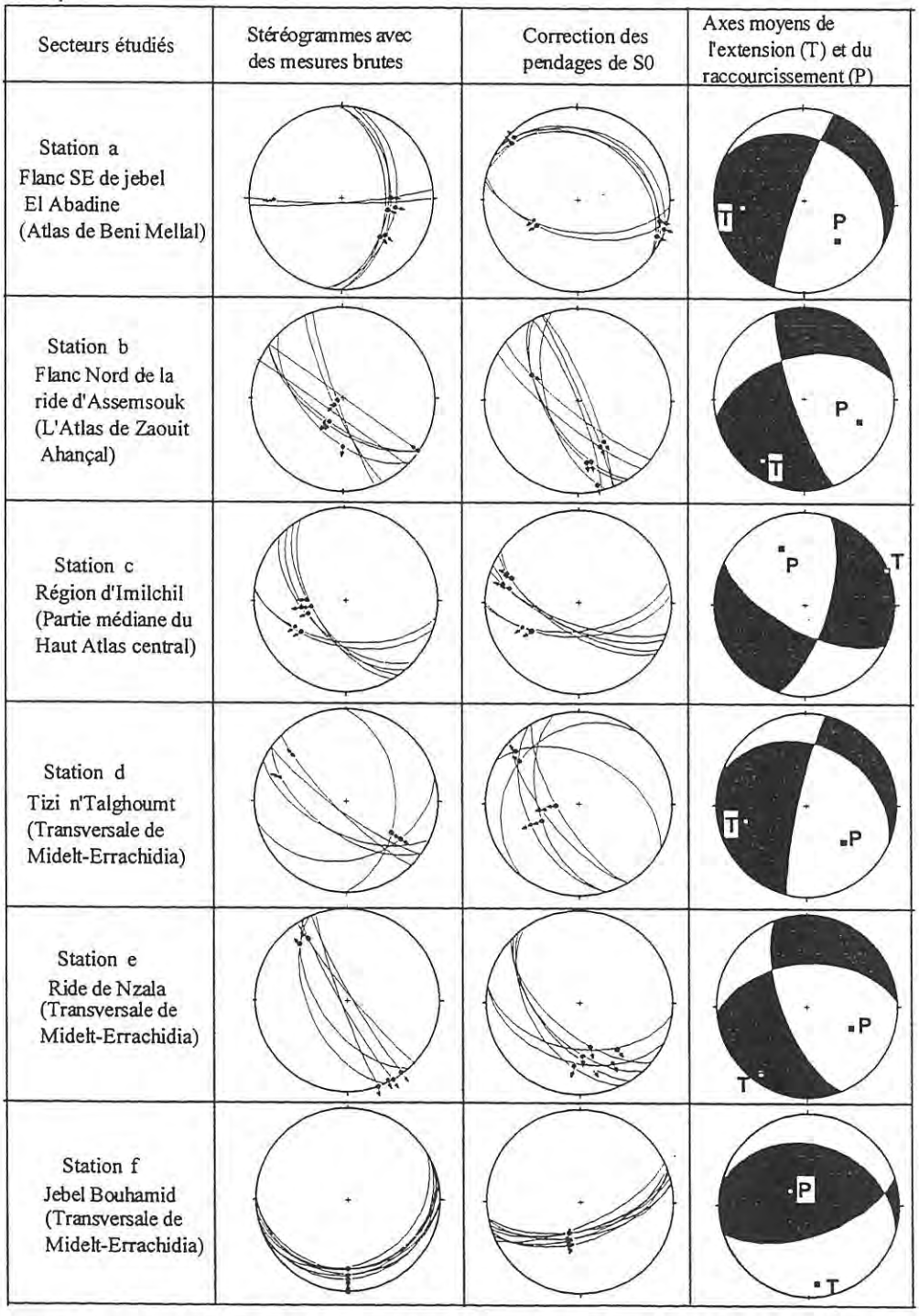


Fig. 1: Projections stéréographiques des stries mesurées sur les miroirs des failles fossilisées dans leToarcien des différents secteurs étudiés
(Canevas de Wulf, Hémisphère inférieur)

TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE AU PASSAGE LIAS-DOGGER ASSOCIEE AUX MONTEES PRECOCES DES INTRUSIONS MAGMATIQUES JURASSIQUES DANS LE HAUT ATLAS CENTRAL (MAROC)

E.M. MOUGUINA*, H. IBOUH , D.CHAFIKI**, M. BOUABDELLI* & J. CANEROT*****

* Département de Géologie. Faculté des Sciences Semlalia. BP. 2390. 40000 Marrakech (Maroc)
** Département de Géologie. Faculté des Sciences et Techniques. BP 618, 40000 Marrakech (Maroc)
***: Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires, U.P.S., Toulouse, France

Les structures jurassiques du Haut Atlas central marocain correspondent à de larges synclinaux plats séparés par des anticlinaux étroits à cœur magmatique essentiellement gabbroïque. La couverture sédimentaire méso-cénozoïque y est affectée de mouvements tectoniques liés aux jeux décrochants d'accidents tardi - hercyniens de directions NE-SW et N70 dans un couloir de décrochement régional E-W. Ces mouvements s'accompagnent de pulsations successives au niveau des intrusions magmatiques. Ils s'enregistrent dans la couverture par des discordances progressives dans les dépôts du Lias et par des plis disharmoniques fossilisés dans les barres calcaires de l'Aalénien-Bajocien.

Ce style de déformation a été étudié dans les régions de Talmest et d'Imilchil qui représentent ainsi deux zones clés permettant d'analyser dans des conditions d'observation remarquables les étapes successives de l'évolution alpine du Haut Atlas central.

1- La lithostratigraphie du Jurassique

Dans la région de Talmest, les dépôts carbonatés du Lias inférieur et moyen appartenant aux formations d'Aït Bou Oulli, de Jbel Choucht, de Talmest-Tazoult et d'Aganane (Souhel et al. , 1993; Bouchouata, 1994), sont suivis par des marnes-gréseuses d'âge toarcien-aalénien du groupe de zawyat Ahançal (Jossen, 1988). Le passage se matérialise par une série marneuse discordante de couleur jaune ou verte, à interlits de grès boudinés et de brèches dolomitiques synsédimentaires du Pliensbachien. La série se poursuit avec une dominance gréseuse de bancs à stratification entrecroisée à rares intercalations carbonatées. Vers le haut, elle apparaît dominée par des dépôts où alternent de grandes barres de calcaires dolomitiques à échinodermes et oncolites, et de marnes jaunes. L'Aaléno-Bajocien forme de grandes barres métriques saillantes dans le paysage (fm. d'Aït Abdi). Dans le détail, ces barres sont constituées de calcaires récifaux, oolitiques ou oncolitiques et de calcaires à bioclastes épigénisés.

Dans la région d'Imichil, selon Ibouh (1995), la série débute par les alternances de marnes et de calcaires gréseux de la formation de Tassent d'âge toarcien supérieur montrant à leur base un niveau de galets basaltiques resédimentés. Elle se poursuit par une puissante barre de calcaire composant la formation de Bab n'Ouayad d'âge aaléno-bajocien. Cette dernière est formée à sa base par des calcaires gris-noir d'épaisseur métrique à brachiopodes, suivis d'une succession de bancs calcaires bréchiques. Enfin apparaissent les calcaires biodétritiques à coraux alternant avec les calcaires noduleux de la formation bajocienne de Tislite se terminant par l'unité marneuse à petites lentilles de calcaires gréseux turbiditiques appartenant à la formation bajocienne à bathonienne d'Imilchil.

II- Les déformations synsédimentaires

La région de Talmest est organisée en une structure anticlinale orientée NE-SW, à cœur gabbroïque bathonien (Laville et Harmand, 1982) et à flancs à dominance carbonatée du Lias-Dogger. La région d'Imichil, montre une structuration comparable avec, en particulier, développement du large synclinal du Plateau des Lacs bordé au Nord par la mégastructure anticlinale de Tassent (Ibouh, 1995).

Dans la région de Talmest, le remplissage toarcien-aalénien présente des failles synsédimentaires normales N70 parallèles à l'axe de l'anticlinal de Talmest, indiquant un régime distensif qui a provoqué la formation de deux bassins situés de part et d'autre de l'axe de l'anticlinal. Sur les flancs nord occidental et

sud oriental du pli, ce style de déformation s'accompagne de discordances progressives disposées en éventails ouverts respectivement vers le NW et vers le SE. Ces dispositifs sont soulignés par la progradation des alternances de marnes et de calcaires du Toarcien-Aalénien sur les bancs calcaires du Carixien-Domérien. La base des marnes toarciennes montre par ailleurs des fragments de basaltes triasiques resédimentés.

Les barres calcaires de l'Aalénien-Bajocien sont affectées par une fracturation radiaire associée à des plis disharmoniques et à des kink-bands de direction axiale moyenne N120 40° NW et de taille métrique, localisés sur la terminaison périclinale de l'anticlinal de Talmest. Dans le détail, les axes de plis changent progressivement de direction (de NW-SE à N-S) avec des plongements variables. L'ensemble de ces structures est scellé par les calcaires marneux du Bajocien moyen.

Les kink-bands sont affectés par des failles de croissance de direction N120 50°SW conjuguées à des failles de compensation de direction N120 70°NE qui dessinent une structure en fleur négative.

Dans la région d'Imilchil, l'étude des structures synsédimentaires des dépôts allant du Toarcien au Bajocien permet de préciser l'évolution du bassin pendant cette époque (Ibouh, 1995 ; Ibouh et al., 1999).

Ainsi, les dépôts du Toarcien-Aalénien ont enregistré des failles normales de direction subméridienne à NW-SE à pendage de 75° vers l'Ouest, fossilisées par les premiers niveaux marno-calcaires de l'Aaléno-Bajocien. Parallèlement à l'axe de la ride anticlinale de Tassent s'observent des discordances progressives matérialisées dans les alternances du Toarcien.

Les dépôts marno-calcaires de l'Aaléno-Bajocien sont quant à eux, affectés par des failles normales N70 fossilisées sous des discordances progressives et angulaires. Les rides anticlinales voisines, d'Aït Ali Ou Ikkou et de Msadrid orientées N70, présentent en outre des plis hydroplastiques d'axe N70 déversés vers le NW. Des plis dissymétriques de direction N160 fossilisés dans les dépôts bajociens s'observent par ailleurs sur le flanc SE de la terminaison nord-orientale de la ride anticlinale de Tassent.

Les failles normales fossilisées sur l'extrémité NW de la ride de Tassent s'expliquent par une transtension le long de la faille de Tassent (future ride anticlinale) selon une direction d'allongement NE-SW.

Les plis disharmoniques d'axe N70 caractérisant la partie inférieure de l'Aaléno-Bajocien s'expliquent par une compression de direction N160. Cette dernière a déterminé le jeu des grands accidents (rides) en failles inverses avec des soulèvements progressifs des deux compartiments favorisant le développement de discordances progressives ou angulaires et de slumps.

Les plis N160 matérialisés dans les dépôts du Bajocien supérieur et localisés sur le flanc SE de l'extrémité nord orientale de la ride de Tassent pourraient s'intégrer dans un régime transpressif (décrochement sénestre E-W) en relation avec une compression régionale NNE-SSW.

III- Conclusion

Dans les deux régions haut-atlasiques de Talmest et d'Imilchil ici étudiées, le passage du Lias au Dogger est marqué par l'installation d'une plateforme carbonatée de l'Aaléno-Bajocien faisant suite aux dépôts turbiditiques du Toarcien-Aalénien.

Ce changement du régime sédimentaire et par conséquent de paléogéographie, serait le résultat d'une modification totale du régime tectonique. Le régime extensif à transtensif très marqué au Toarcien-Aalénien passerait à un régime transpressif enregistré notamment dans les déformations hydroplastiques de l'Aaléno-Bajocien. Cet événement tectonique coïnciderait avec la mise en place de corps magmatiques au cœur des rides anticlinales du Haut Atlas central. Les déformations synsédimentaires s'accompagnent localement de l'accumulation d'amas stratoïdes mineralisés en plomb-zinc (Mouguina, 1992 ; Bouchouata, 1994).

Références :

BOUCHOUATA A. (1994) – Thèse 3ème cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, Strata, sér. 2, vol. 25, 219 p.
IBOUH H. (1995) – Thèse de 3ème cycle, Univ. Cadi Ayyad, Marrakech, 225 p.
IBOUH & al. (1999) – Résumés, Premier Colloque National sur le Jurassique marocain, Rabat. Pp. 83-84.
JOSSEN J.A. (1988) – Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat, n° 355.
LAVILLE E. & HARMAND C. (1982) – Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXIV, n°2, p.213-227.
MOUGUINA E.M. (1992) – Thèse de 3ème cycle, Univ. de Tunis II, Tunis.
SOUHEL A., CANEROT J., BOUCHOUATA A., CHAFIKI D. et EL HARIRI K. (1993) – I.A.S., 27-29 Avril, Marrakech, p. 305-306, 1 figure.

REPARTITION DES FAUNES D'AMMONOÏDES

L'analyse de la répartition paléobiogéographique des ammonites du Lias supérieur et de la base du Dogger (Sadki, 1994, 1997) semble être liée aux variations du niveau marin, mais aussi à la physiographie du bassin en liaison avec son histoire tectono-eustatique.

Au Toarcien, les peuplements d'ammonoïdes dans le Haut-Atlas présentent tantôt un cachet mésogéen (Toarcien inférieur et Toarcien supérieur *pars* : zones à Gradata, Bonarelli, Speciosum et Meneghinii), tantôt des éléments ubiquistes connus aussi bien en domaine méditerranéen qu'en Europe occidentale (zones à Bifrons et à Aalensis). Il faut toutefois noter l'absence au Toarcien de la faune à *Nejdeia* et à *Bouleiceras*. Ces deux taxons sont paradoxalement connus dans d'autres régions du Maroc, ce qui montre que le Haut-Atlas est encore isolé du reste du domaine atlasique marocain au moins jusqu'au Toarcien inférieur.

Par ailleurs, la base du Dogger correspond à une des plus importantes périodes d'expansion et de diversification de l'histoire des ammonites (Enay & Mangold, 1982). Dans le Haut-Atlas, trois principales périodes peuvent être distinguées dans la répartition des faunes d'Ammonoïdes :

1 - **L'Aalénien** est marqué par une phase de régionalisme qui s'exprime par l'opposition entre les faunes NW européenne, téthysienne et pacifique. On peut la lier à la baisse du niveau marin qui est bien documentée dans de nombreuses régions.

2 - **Le passage Aalénien-Bajocien** correspond à un important renouvellement des faunes, étalé sur une zone environ. La faune d'ammonoïdes montre des affinités à la fois méditerranéennes (Tmétocératinés, Grammocératinés, Hammatoceratinés, Erycitinés, Zurcheriinés et Bradfordiinés) et NW européennes (Graphocératinés). La composition quantitative des peuplements varie selon la position géographique qu'ils occupaient à l'intérieur du bassin et montrent des fluctuations au cours du temps (Sadki & Elmi, 1991). Ainsi les faunes à affinité méditerranéenne sont plus marquées dans les zones subsidentes, alors que les éléments d'origine NW européenne sont plutôt dominants sur les zones hautes ou sur les rampes carbonatées peu profondes. En outre depuis la zone à Bradfordensis jusqu'à la base de la zone à Discites, les peuplements d'ammonoïdes de certaines zones subsidentes montrent une rythmicité qui s'exprime tantôt par la prédominance de taxons à affinité NW européenne, tantôt par des éléments d'origine méditerranéenne, accompagnés de faunes de mer ouverte (Phylloceratidés et Lytoceratidés) et d'éléments connus aussi en domaine pacifique (*Asthenoceras* et *Fontannesia*). Les *Staufenia*, genre typiquement boréal, sont absents. Ce renouvellement de faune au passage Aalénien-Bajocien, ainsi que les fluctuations précitées peuvent être corrélés avec le début de la montée eustatique, non indiquée dans la courbe eustatique de Vail, mais argumentée dans certains travaux récents (de Graciansky *et al.*, 1993).

3 - Au Bajocien inférieur, particulièrement à partir de la zone à Laeviuscula, les faunes d'ammonites montrent une homogénéisation progressive et les peuplements deviennent alors, au cours des zones à Sauzei et à Humphriesianum, représentés par une faune cosmopolite où dominent d'abord les Sonniniidés puis les Stephanoceratacés. Cette large répartition géographique intervient à une époque où la montée générale du niveau marin, par oscillations successives, permet le décloisonnement entre les aires sédimentaires et l'établissement de grandes communications.

Enfin, au Bajocien supérieur, il faut signaler la présence de rares représentants arabiques, les "Clydoniceras" rencontrés au niveau de la bordure nord du bassin, dans les dépôts de la formation de Tazegzaout.

CONCLUSION

Cette analyse montre qu'au passage Lias-Dogger, le Haut-Atlas marocain était le siège de modifications bio-sédimentaires importantes régies à la fois par des mécanismes locaux (tectoniques) et par des phénomènes globaux (eustatisme, climat, etc...) s'inscrivant dans le cadre de la mobilité des plaques et l'ouverture de l'océan atlantique naissant.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ENAY R. & MANGOLD Ch. (1982) - Dynamique biogéographique et évolution des Ammonites jurassiques. *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, (7), t. XXIV, n° 5-6, pp. 1025-1046.

GRACIANSKY P.G. de, DARDEAU G., DUMONT T., JACQUIN T., MARCHAND D., MOUTERDE R. & VAIL P.R. (1993) - Depositional sequence cycles, transgressive-regressive facies cycle, and extensional tectonics : example from the southern Subalpine Jurassic basin, France. *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, t. 164, n° 5, pp. 709-718..

SADKI D. (1992) - Les variations de faciès et les discontinuités de sédimentation dans le Lias-Dogger du Haut-Atlas (Maroc) : chronologie, caractérisation, corrélations. *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, t. 163, n° 2, pp. 179-186, 2 figs.

SADKI D. (1994) - The Moroccan High-Atlas as a Lias-Dogger meeting place of faunas from differnt paleogeographic provinces : Mediterranean, NW European, Pacific and Arabian. *4th Internat. Congr. on Jurass. Stratigr. and Geol., Mendoza*, Argentina, October, 1994, Abstract, p. 42.

SADKI D. (1996) - Le Haut-Atlas central (Maroc) : stratigraphie et paléontologie du Lias supérieur et du Dogger inférieur - Dynamique du bassin et des peuplements. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 142, 245 p., 50 figs., 10 pls.

SADKI D. (1997) - Approche paléobiogéographique des ammonites de l'Aalénien supérieur et du Bajocien inférieur et variations du niveau marin. *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, n° 10, pp. 209-217, 1 fig.

SADKI D. & ELMI S. (1992) - Fluctuations de la composition des peuplements d'Ammonoïdes en relation avec la dynamique sédimentaires au passage Aalénien-Bajocien dans le Haut-Atlas central marocain. *In* N. MORTON (édit.) : *Proc. Conf. Aal. Bajoc. Strat. Isle of Skye, Scotland*, pp. 113-122, 2 figs.

SADKI D., ELMI S. & AMHOUD H. (1999) - Les formations jurassiques du Haut-Atlas central marocain : corrélations et évolution géodynamique. *In "Le premier Coll. Nat. Sur le Jurass. Marocain, Rabat*, résumé, pp. 122-123.

STUDER M. (1980) - Tectonique et pétrographie des roches sédimentaires, éruptives et métamorphiques de la région de Tounfit-Tirrhist (Haut-Atlas central, Maroc). *Thèse Sci., Univ. Neuchâtel*, 95 p.

EVOLUTIONS TOARCIENNE ET AALENO-BAJOCIENNE DU DOMAINE DES CHAINES ATLASIQUES MAROCAINES

B. IGMOULLAN *, B. FEDAN **, D. SADKI *, F. BENJELLOUN **** & Z. SAADI *******

* Faculté des Sciences et Techniques - Gueliz, Département de géologie, B.P 618, Marrakech, Maroc.
** Institut Scientifique, Département de Géologie, B.P. 703 Agdal-Rabat, Maroc.
*** Faculté des Sciences de Meknès, Département de Géologie, Meknès, Maroc.
**** Faculté des Sciences et Techniques de Saïs-Fès, Département de Géologie, Fès, Maroc.
***** Ecole Nationale d'Agriculture (ENAM), Meknès, Maroc.

Dans le domaine des chaînes atlasiques marocaines, la dislocation de la plate-forme carbonatée liasique par l'épisode tectonique généralisé du passage Domérien-Toarcien, s'est traduite par l'individualisation de bassins sur décrochements (Moyen Atlas, Haut Atlas central...). Ces bassins, compartimentés par des rides actives et séparés par des plate-formes résiduelles (Causses, Haute Moulouya, Hauts Plateaux,...), ont évolué, au cours du Toarcien et de l'Aaléno-Bajocien, en vasières très subsidentes. Leur série de remplissage, à dominante marneuse, comporte deux épisodes carbonatés bien individualisés sur les marges et qui perdent leur identité en se chargeant de marnes au centre des bassins :
- *le premier* est représenté par les dépôts du Toarcien supérieur, de l'Aalénien et du Bajocien inférieur (zones à Discites et à Laeviuscula), où les discontinuités sont de règle ;
- *le deuxième* correspond aux calcaires corniches bajociens (zones à Humphriesianum et à Subfurcatum). Les plate-formes résiduelles adjacentes à ces aires de sédimentation ont suivi une évolution continentale et n'ont été inondées que par les hausses eustatiques du Toarcien moyen (zone à Bifrons) et du Bajocien inférieur (zone à Sauzei).

L'évolution de ce domaine est complexe et polyphasée. Elle est marquée par des bouleversements structuro-sédimentaires ainsi que par des changements paléogéographiques et paléobiogéographiques. Pour illustrer cette évolution et pour bien cerner les événements du passage Lias-Dogger nous avons choisi trois régions : le Moyen Atlas, la Haute Moulouya et le Haut Atlas.

Dans le **Moyen Atlas**, les dépôts carbonatés néritiques du Toarcien moyen-supérieur (voire Aalénien basal) sont très développés sur les marges et au droit de certaines rides où ils sont représentés essentiellement par des corps progradants oolithiques et encrinitiques. Ces dépôts sont relayés au centre du bassin par des marnes et marno-calcaires à céphalopodes. Quant à l'Aalénien, il correspond à une période de non dépôt qui peut inclure également la base du Bajocien inférieur (zones à Discites et la base de la zone à Laeviuscula) et qui s'accompagne d'érosions locales. Il est représenté dans le centre du bassin par des dépôts à dominante marneuse (marnes et marno-calcaires à céphalopodes et à *Zoophycos* où s'intercalent des passées de calcaires allodapiques) qui caractérisent également le Bajocien inférieur (zone à Laeviuscula et base de la zone à Sauzei).

Le **Haut Atlas** a connu une évolution similaire à celle du Moyen Atlas, bien qu'il montre certaines particularités. En effet, aux dépôts marneux et marno-calcaires à céphalopodes du Toarcien succèdent les marnes aaléno-bajociennes où s'intercalent des niveaux de calcaires avec ou sans *Zoophycos* et des barres de calcaires massifs à faune récifale. Sur les marges de ce bassin se déposent, à cette époque, des sédiments pelliculaires matérialisés par des placages ferrugineux à céphalopodes.

La **Haute Moulouya** a suivi une évolution continentale pendant le Lias supérieur et le Dogger. Seule sa marge méridionale, régions de Midelt-Mibladène, a été inondée pendant le Toarcien et l'Aaléno-Bajocien. Le Toarcien moyen-supérieur y est représenté par une barre carbonatée (calcaires bioclastiques, essentiellement à ammonites et brachiopodes), qui montre d'importants changements de faciès et d'épaisseur . Pendant l'Aalénien et le Bajocien inférieur (zone à Discites et base de la zone à Laeviuscula), ces régions, émergées, ont subi des phases érosives importantes, d'où l'ablation partielle ou totale des dépôts toarciens. La remise à l'eau de ces régions pendant le Bajocien inférieur (zone à Laeviuscula et base de la zone à Sauzei) est matérialisée par des calcaires et marno-calcaires à céphalopodes.

L'évolution de ces trois régions peut être comparée à celle des autres secteurs du domaine des chaînes atlasiques marocaines :

- Sur les **Hauts Plateaux**, le Toarcien supérieur et l'Aaléno-Bajocien sont représentés par des carbonates néritiques très réduits.

- Dans le **Maroc nord-oriental,** le Toarcien est essentiellement marneux, avec cependant développement de faciès condensés le long des zones hautes ; quant à l'Aaléno-Bajocien, il est représenté par des faciès à *Zoophycos* qui montrent des intercalations d'*Ammonitio-rosso* et où se développent des récurrences anoxiques.

A l'issue de cette analyse, on peut déduire que l'évolution du domaine des chaînes atlasiques marocaines, pendant le Toarcien et l'Aaléno-Bajocien, est directement influencée par le cadre structural et l'arrière-pays. Les dépôts généralement réduits, où les discontinuités sédimentaires sont fréquentes, caractérisent les marges des bassins et les plate-formes résiduelles adjacentes. En revanche, au centre des bassins se déposent les formations classiques du Lias supérieur et du Dogger, qui sont dilatées et intercalées par des crachées allodapiques. Lors des remontées eustatiques des zones à Bifrons et à Sauzei, on note une certaine homogénéisation paléogéographique.

L'expansion téthysienne, relativement limitée pendant le Domérien, prend toute son ampleur au Toarcien et à l'Aaléno-Bajocien. Cette expansion, attestée par l'interpénétration des faunes (brachiopodes et ammonites) des différents domaines, entraîne l'homogénéisation des peuplements. La faune arabo-malgache, en particulier, a connu des dispersions répétées au cours du Jurassique. Ses éléments arrivent dans le Moyen Atlas et le Haut Atlas oriental au Toarcien (faunes à *Bouleiceras* et à *Nejdia*) et au Bajocien (faunes à *Ermoceras*).

La réactivation du cadre structural, préétabli dès le Toarcien inférieur, a conditionné la paléogéographie et par conséquent la répartition des dépôts. La subsidence accrue des dépocentres est entretenue par la mobilité du substratum et par l'inflation de la sédimentation. Corrélativement, la surrection des rides majeures a régi l'organisation et la nature des dépôts ainsi que la migration des aires de subsidence.

La discontinuité sédimentaire post-Toarcien est soulignée par des lacunes et des condensations très importantes. Elle est bien enregistrée sur les marges des bassins et au droit de certaines rides anticlinales qui les compartimentent ainsi que sur les zones stables adjacentes. Cette vacuité de la sédimentation, bien exprimée pendant l'Aalénien, sépare deux évolutions à polarités inverses. La révolution toarcienne traduit une fermeture des milieux de dépôts suite au blocage de la vasière du Toarcien inférieur-moyen lors de l'instauration de l'épisode carbonaté néritique du Toarcien moyen-supérieur. Quant à l'évolution aaléno-bajocienne, elle dénote une ouverture des environnements dont l'aboutissement est l'instauration de la vasière bajocienne.

L'évolution du domaine des chaînes atlasiques marocaines, au cours du Toarcien et de l'Aaléno-Bajocien, est complexe et polyphasée. Cette complexité réside dans la pluralité des facteurs de contrôle. En effet, cette évolution est régie, à une échelle régionale, par l'eustatisme, le climat et, en partie, par la tectonique ; quant aux réajustements isostasiques (effondrements ou surélévations) et le taux de sédimentation, ils assurent des contrôles locaux.

UNE INTERPRETATION DE L'EVOLUTION STRUCTURALE DE LA MARGE ATLASIQUE MAROCAINE ENTRE LE LIAS ET LE DOGGER

A CHARRIERE

Laboratoire de Dynamique des bassins sédimentaires, 39 allées Jules-Guesde, 31062, Toulouse Cedex 4, France.

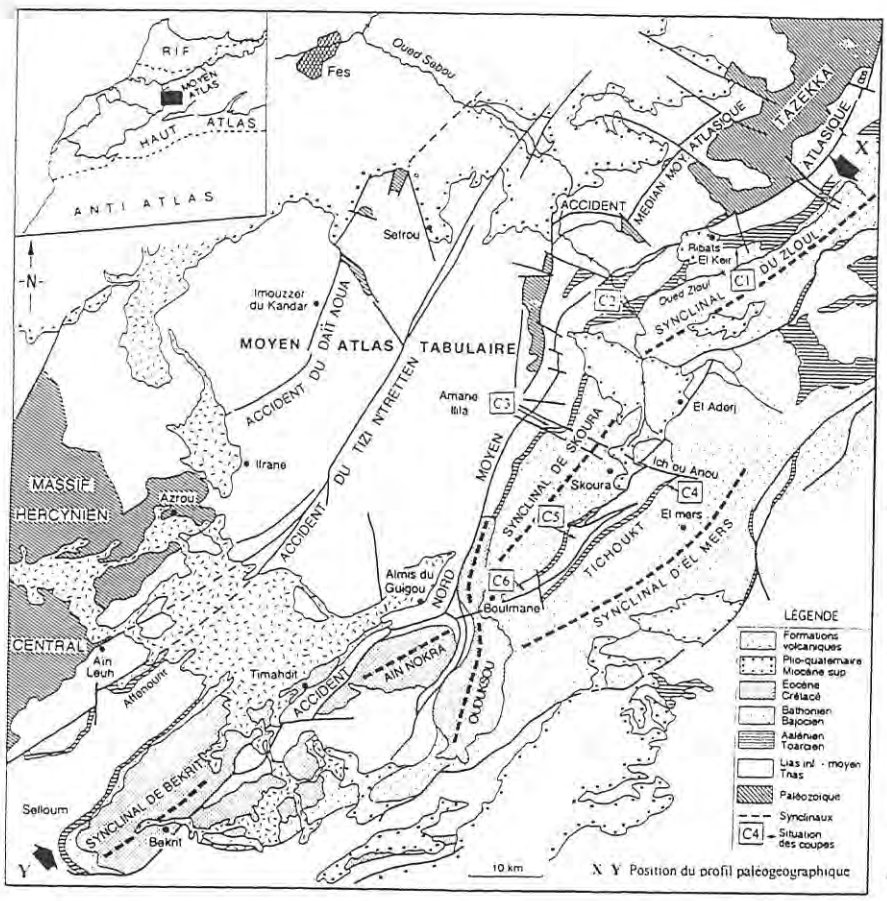
Dans le Haut-Atlas central et oriental marocain, comme dans le Moyen-Atlas (fig.A), les formations liasiques affleurent au niveau des axes anticlinaux et celles du Dogger constituent l'essentiel des vastes aires synclinales. La qualité des affleurements le long des flancs de ces structures permet de suivre l'évolution de la sédimentation et l'enregistrement des déformations tectoniques associées.
Un bilan de travaux réalisés dans la partie nord-ouest du Moyen Atlas et de nouvelles données concernant la partie sud-occidentale de ce domaine (El Arabi *et al.*, dans ce volume) permettent une vision d'ensemble des dispositifs paléogéographiques et structuraux fonctionnels dans ces secteurs durant le Lias et le début du Dogger. Cette synthèse est complétée par une quantitatification de la subsidence portant sur quelques sites répartis dans le Moyen Atlas plissé. Une confrontation de ces approches conduit à proposer une nouvelle interprétation de l'évolution géodynamique de cette partie de la marge téthysienne du Lias au Dogger.

Synthèse des données stratigraphiques et structurales

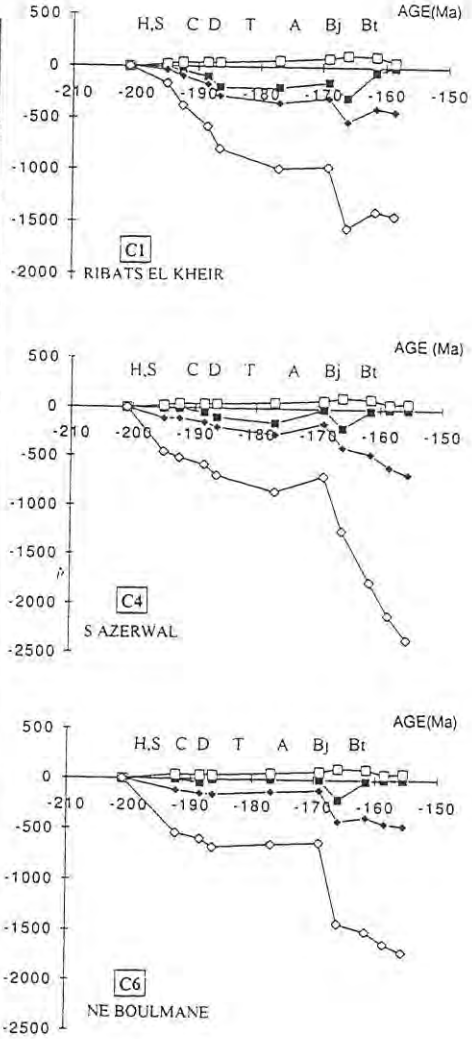
L'organisation des dépôts marins du Lias moyen-Lias supérieur-Aalénien atteste l'existence d'importantes différenciations régionales. Un transect SW-NE (fig.B) qui respecte les distances horizontales mais exagère les épaisseurs de façon à visualiser clairement la géométrie des dépôts fait apparaître un découpage en blocs de dimension déca-kilométrique.
Dans les aires subsidentes, interprétées comme des fonds de blocs basculés, s'observent des séries relativement continues avec successivement : les dépôts carbonat_s du Lias moyen, des séries toarciennes et aaléniennes plus ou moins développées, un niveau condensé de l'Aalénien terminal-Bajocien basal, puis un ensemble marno-calcaire strato-décroissant passant verticalement aux « Marnes de Boulmane ».
Dans les aires faiblement subsidentes, interprétées comme des parties hautes de blocs, se rencontrent des séries lacunaires, avec des formations liasiques d'âge variable (Toarcien moyen à la terminaison ouest du Bloc de Skoura, Domérien sur le "Haut-fond de Boulmane") terminées par un « hard ground » et directement recouvertes par les « Marnes de Boulmane »
L'agencement des blocs dénote, pour la plupart d'entre eux, un basculement en direction du domaine téthysien situé vers le NE, toutefois, ceux de la partie sud-occidentale présentent une vergence en direction opposée.

Ces différenciations régionales sont effacées avec le dépôt uniforme des "Marnes de Boulmane", sédimentation de bassin marin euxinique, datée de la sous-zone à Blagdeni (Colo 1961), constituant la partie supérieure de la zone à Humphresianum, dernière zone du Bajocien inférieur (G.F.E.J 1997). Des variations d'épaisseur dans cette série marneuse peuvent révéler localement une poursuite de la subsidence différentielle, mais le point fondamental à souligner réside dans le fait que ces « Marnes de Boulemane » reposent en discordance sur tous les blocs antérieurement différenciés, en produisant un ennoyage généralisé de ces derniers.

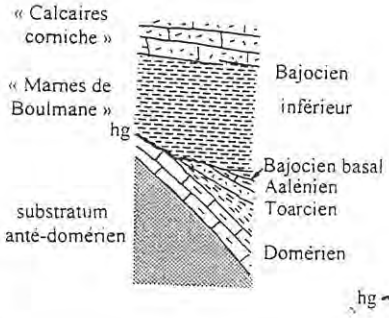
Cette géométrie, synthétisée sur le document B, évoque un dispositif classique de marge passive étirée, découpée en blocs basculés comprenant des dépôts syn-rifts d'âge Lias moyen-Lias supérieur-Aalénien-Bajocien inférieur *p.p.*, recouverts par des dépôts post-rifts (Marnes de Boulemane) de la partie terminale du Bajocien inférieur.



A

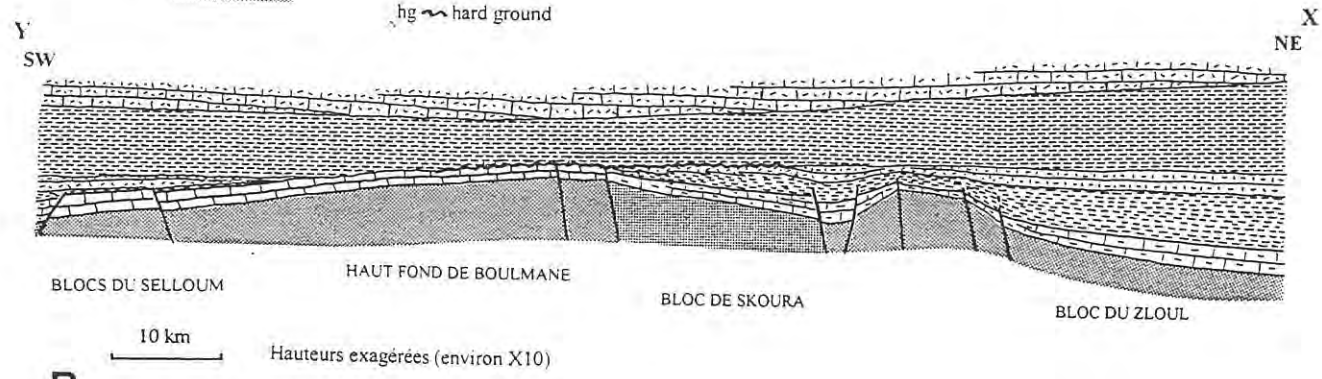


C



Bt : Bathonien
Bj : Bajocien
A : Aalénien
T : Toarcien
D : Domérien
C : Carixien
S : Sinémurien
H : Hettangien

PWD(m) VARIATIONS EUSTATIQUES
ESL(m) PALEOBATHYMETRIE
TECTONIC(m) SUBSIDENCE TECTONIQUE
TOTALSUB(m) SUBSIDENCE TOTALE (paléoenfouissement du substratum anté-liasique)



B

Evolution de la subsidence

Le traitement des données de l'empilement sédimentaire relevé sur six sites (C1 à C6, fig. A et C) a été réalisé sur le logiciel Basin Works (Marco Polo software) et intégre les corrections liées aux variations eustatiques (charte de Haq *et al.* 1987) et paléobathymétriques (estimations de 100m pour les marnes euxiniques du Toarcien et de 300m pour celles du Bajocien inférieur).

Les courbes obtenues font apparaître deux périodes d'accélération de la subsidence tectonique, l'une au Domérien, l'autre plus intense, au Bajocien. La première correspond au début ou plus vraisemblablement à l'intensification du rifting liasique. La deuxième, au Bajocien, atteint des valeurs de 80mm/Ka pour la subsidence tectonique et de l'ordre de 250mm/Ka pour la subsidence totale.

En fonction du contexte structural précédemment indiqué, nous interprétons cette accélération comme liée à une période de subsidence thermique, affectant l'ensemble de la marge et consécutive au blocage, ou tout au moins au ralentissement, de son découpage.

Généralisation

Cette interprétation proposée à partir d'études dans la partie occidentale du Moyen-Atlas peut être vraisemblablement extrapolée dans plusieurs régions du domaine atlasique.

Dans la partie méridionale du Moyen-Atlas se retrouve le même dispositif paléogéographique et structural simplifié. Le long du flanc SE du Tichoukt (fig. A), Benshili (1989) précise que "les Marnes de Boulmane sont discordantes sur un substratum aalénien et toarcien de plus en plus récent vers le SW". A l'ouest de ce bloc, se développe le Haut-fond de Boulmane où le Domérien est directement recouvert par le Bajocien inférieur.

A la bordure nord et dans la partie centrale du Haut-Atlas central se retrouve une organisation analogue avec d'épaisses formations marneuses provoquant un ennoyage de rides aboutissant à "un canevas paléogéographique entièrement nouveau où les contrastes entre bassin et hauts-fonds sont effacés" (Sadki 1992) ; cet auteur indique par ailleurs que la sédimentation marneuse semble être hétérochrone au cours de la zone à Sauzei (= Propinquans).

Dans l'avant-pays rifain oriental, dans le massif des Beni-Snassen, est également mis en évidence (Ouhhabi 1994) la transgressivité de séries marneuses du Bajocien inférieur sur des parties hautes de blocs. L'affaissement d'ensemble dans ce secteur débute après "la discontinuité post-Sauzei".

L'histoire de la partie marocaine de la marge sud-téthysienne est interprétable en terme de marge passive, découpée en blocs, siège d'une sédimentation syn-rift d'âge Lias moyen-Lias supérieur-Aalénien-Bajocien inférieur *p.p.*. L'ennoyage général observé dans le domaine atlasique dans la partie supérieure du Bajocien inférieur peut certes être associé à des remontées eustatiques qui se situeraient dans la zone à Propinquans (Sauzei) ou dans la Zone à Humphresianum. Toutefois, la géométrie des dispositifs paléogéographiques et structuraux, ainsi que l'intensification de la subsidence tectonique, nous conduisent à considérer cet ennoyage du domaine atlasique comme marquant le passage d'un découpage synsédimentaire de la paléomarge à un début de relaxation associé à une subsidence thermique. Cet épisode paraît être concomitant de l'apparition d'une croûte océanique dans l'Atlantique central.

BENSHILI KH. (1989).- Lias-Dogger du Moyen-Atlas plissé (Maroc), sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogéographique. - *Docum. Lab. Géol.*, Lyon, **106**, 285 p.

COLO G. (1961). - Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen Atlas septentrional. - *Notes et mém. du Serv. géol.*, Maroc, **139**, 226p.

HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P. (1987). - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Sciences, **235**, 1156-1167.

OUAHHABI B. (1994). - Le Lias et le Dogger inférieur des Beni Snassen orientaux (Maroc). Stratigraphie, Paléontologie, Dynamique du bassin ; comparaison avec les monts d'Oujda. - Thèse Doctorat, Univ. Oujda, Maroc.

GROUPE FRANCAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE (1997) .- Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditérranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. - CARIOU, E & HANTZPERGUE, P. (coord.) - *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, Mém. **17**, 440p.

SADKI D (1992). -Les variations de faciès et les discontinuités de sédimentation dans le Lias - Dogger du Haut-Atlas central (Maroc) : chronologie, caractérisation, corrélations. *Bull. Soc. géol. France*, 163,**2** 179-186.

ETUDE DE LA LIMITE TOARCIEN - AALÉNIEN ET STRATIGRAPHIE DE L' AALÉNIEN DANS QUELQUES COUPES DU MONT BALKAN OCCIDENTAL ET CENTRAL EN BULGARIE

LUBOMIR MÉTODIÉV*

*Université de Sofia "St. Kliment Ohridski", Département de Géologie et Paléontologie, 15 boul. Tzar Osvoboditel, 1504 Sofia, Bulgarie - e-mail: bina@mbox.digsys.bg

Mots clés. - Limite Toarcien - Aalénien, Stratigraphie, Bulgarie.
Résumé. - Cette étude présente les données biostratigraphiques de la limite Toarcien - Aalénien qui sont obtenues par la recherche en trois coupes du mont Balkan occidental et central en Bulgarie. Les zones suivantes sont decrits: la zone à *Pleydellia aalensis,* la zone à *Leioceras opalinum,* la zone à *Ludwigia murchisonae* et la zone à *Graphoceras comcavum.* La limite étudiée et l'échelle zonale d'Aalenien proposée sont corrélées avec la zonation de l'Europe du Nord-Ouest (Elmi, Rulleau, Gabilly & Mouterde, 1997) et la zonation du Biome franco-germanique (Contini, Elmi, Mouterde & Rioult, 1997).

The Toarcian - Aalenian boundary and stratigraphy of the Aalenian in some sections within the Western and Central Balkan range in Bulgaria

Abstract. - This paper presents biostratigraphic data about the boundary between the Toarcian and Aalenian obtained by the investigation of a three sections in Western and Central Balkan range in Bulgaria. *Pleydellia aalensis, Leioceras opalinum, Ludwigia murchisonae* and *Graphoceras comcavum* Zones are described. The studied boundary and the zonal scheme proposed for the Aalenian are correlated to the zonation in north-western Europe (Elmi, Rulleau, Gabilly & Mouterde, 1997) and zonation in France and Germany (Contini, Elmi, Mouterde & Rioult, 1997).

INTRODUCTION

La répartition stratigraphique des *Pleydellia* du Toarcien supérieur et les *Leioceras* à la base de l'Aalénien récoltés dans la région du mont Balkan en Bulgarie est analysée dans ce travail. L'Aalénien de cette région renferme une faune d'ammonites qui permet la distinction de la zone à *Ludwigia murchisonae* et la zone à *Graphoceras concavum* aussi. On les observe en trois coupes: les coupes de la région de Broussovété et au sud du le hameau de Nechkovtzi qui se trouvent en Troyanska Planina (mont Balkan central) et le profil Dobravitza-1 en Ponor Planina (mont Balkan occidental). Bien que les gisements des ammonites soient localisés dans des niveaux condensés ces coupes sont riches en informations: bonne préservation des fossilles, une bonne révélation et lithologie différente. Elles sont décrtes auparavant aux ouvrages de Sapunov (Sapunov,1968; Sapunov et al., 1996) et Metodiev (1997). Le but de la présente étude est donc de comparer la limite Toarcien - Aalénien et l'échelle stratigraphique de l'Aalénien en Bulgarie avec ses équivalents au Biome franco - germanique.

CADRE GÉOLOGIQUE

Dans la région du mont Balkan occidental et central le Toarcien et l'Aalénien s'établissent dans une succession sédimentaire des roches marines variées qui est affleurée en quelques bandes étriotes et allongées en direction de l'ouest à l'est (fig. 1A). Cette succession est le résultat d'une sédimentation épicontinentale réalisée dans un plat bassin côtier, qui avait eu un fond très accusé. Ses sédiments d'abord s'étaient formés dans les abaissements isolés qui s'étaient élargis et enfoncées graduelement au cours du Jurassique inférieur et moyen. Aux secteurs périphériques du bassin la sédimentation des matériaux sableux-calcaires, biogènes et ferrugineux s'était réalisée tandis que dans les parties plus intérieures les lies vaseux-calcaires s'étaient formées. Ces dépôts font partie d'Ozirovo Formation.

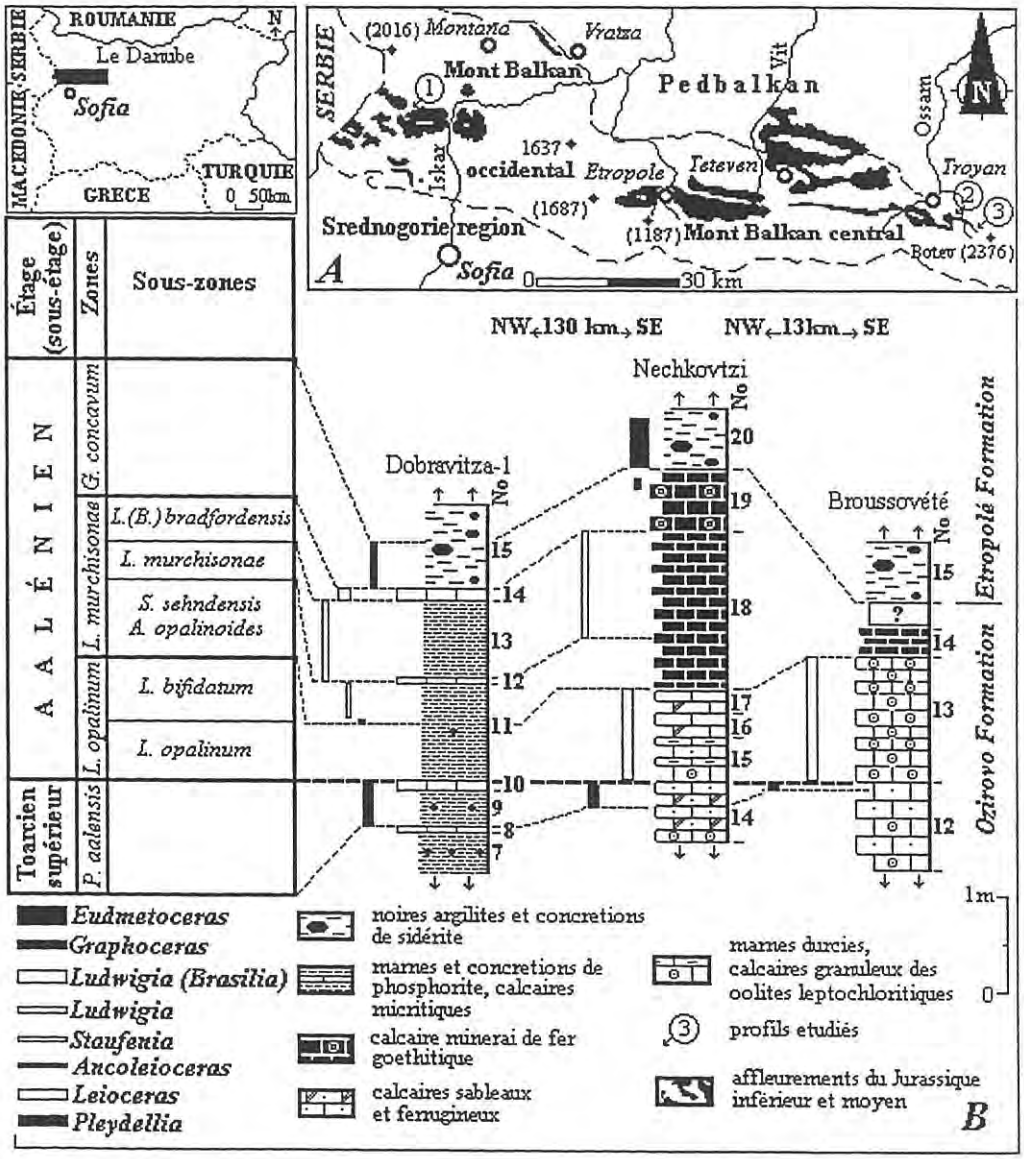


Fig. 1. Répartition géographique des roches du Jurassique inférieur et moyen à la région du mont Balkan occidental et central en Bulgarie (A). Lithologie, répartition stratigraphique des ammonites au sommet du Toarcien et de l'Aalénien et corrélation des coupes étudiées (B).

Geographic distributuion of the Lower and Middle Jurassic rocks in the region of the Western and Central Balkan range in Bulgaria (A). Lithology, stratigraphical distribution of the ammonites at the top of the Toarcien and in Aalenian and correllation of the studied sections (B).

Étage (Sous-étage)	Province NW Européenne (Elmi, Rulleau, Gabilly & Mouterde, 1997) Biome franco - germanique (Contini, Elmi, Mouterde & Rioult, 1997)			Région du mont Balkan occidental et central en Bulgarie	
	Zones		Sous - zones	Zones	Sous - zones
Aalénien	CONCAVUM		Formosum (Limitatum)	Graphoceras concavum	
			Concavum (Cornu)		
	MURCHISONAE	BRADFORDENSIS	Gigantea	Ludwigia murchisonae	Ludwigia (Brasilia) bradfordensis
			Bradfordensis		
		MURCHISONAE	Murchisonae		Ludwigia murchisonae
			Haugi		Ancoleioceras opalinoides Staufenia sehndensis
	OPALINUM		Bifidatum	Leioceras opalinum	Leioceras comptum
			(Comptum)		
			Opalinum		Leioceras opalinum
Toarcien supérieur	AALENSIS		Lugdunensis	Pleydellia aalensis	
			Mactra		

Fig. 2. Zonation de l'Aalénien du mont Balkan et corrélation avec l'échelle stratigraphique de l'Aalénien du Biome franco-germanique.

Zonation of the Aalenian in the Balkan area and correllation with the Aalenian zonal scheme in France and Germany.

Dans la description du profil de Broussovété Sapunov (1968) a introduit la zone à *L. opalinum* des deux sous - zones: le premier niveau, c'est la sous - zone à *L. opalinum* et le deuxième, c'est la sous - zone à *L. comptum* (fig. 2). La première sous - zone est probablement un équivalent de la sous - zone à *Opalinum* et la deuxième répond peut-être à la sous - zone à *Comptum* plus la sous - zone à *Bifidatum* selon Contini et al. (1997). A la différence des faunes europeénnes en Bulgarie les *Hammatoceras*, *Bredyia*, *Tmetoceras* n'ont pas trouvent dans cette zone jusqu' à présent.

Zone à *Ludwigia murchisonae*

Cette zone est prouvée au profil Dobravitza-1 et s'indiquer au profil Nechkovtzi. Sa limite inférieure correspond à l'apparition de l'*Ancoleioceras* et la limite supérieure se situe en dessous des premiers *Graphoceras*. Elle s'est caractérisée à la répartition stratigraphique conséquement des genres *Ancoleioceras, Staufenia et Ludwigia* au sens large. Ces genres sont développés aux trois niveaux superposés: inférieur (?la sous - zone à *Ancoleioceras opalinoides - Staufenia sehndensis*), moyen (?la sous - zone à *Ludwigia* murchisonae) et supérieur (?la sous - zone à *Ludwigia (Brasilia) bradfordensis*).

Le premier niveau est indiqué par les ammonites des *Ancoleioceras* et *Staufenia*. Il renferme *A. opalinoides* (Mayer), *S. sinon* (Bayle) et *S. sehndensis* (Hoffmann). Le niveau moyen est indiqué par quelques *Ludwigia* costulées-grosses: *L. murchisonae* (Sowerby), *L.crassa* Horn et *L. subtuberculata* Rieber. Le dernier niveau a livré une rishe faune d'ammonites de sous - genre *Ludwigia (Brasilia)*: *L. (B.) bradfordensis* (Buckman), *L. (B.) falcifera* Althoff, *L. (B.) deleta* (Buckman) et *L. (B.) similis* (Buckman).

La zone à *L. murchisonae* des coupes Bulgaires ressemble de la zone synonyme du Biome franco-germanique (fig. 2). Le premier niveau est probablement un équivalent de la sous - zone à *Haugi*, le deuxième répond à la sous - zone à *Murchisonae* et le troisième marque peut-être la présence des sous - zones à *Bradfordensis* et *Gigantea* selon Contini et al. (1997).

Zone à *Graphoceras concavum*

Cette zone est trèz similaire de la zone à *Concavum* en France et Allemagne, mais elle n'est pas subdivisée. Elle est bien individualisée au profil Dobravitsa-1, par la répartition stratigraphique des *Graphoceras* accompagnés des rares *Hammatoceras*. Sa limite inférieure s'observe en coupe Nechkovtzi et elle correspond à la dissparition des *Graphoceras* en dessous des premiers *Eudmetoceras* de la zone à *Hyperlioceras discites* du Bajocien inférieur. Elle renferme une abondante faune: *G. concavum* (Sowerby), *G. decorum* Buckman, *G.* cf. *fallax* (Buckman), *G. cornu* (Buckman) et *G. rudis* (Buckman).

Conclusion

Les faunes récoltées au sommet du Toarcien et dans l'Aalénien du mont Balkan sont tipiques pour les domaines au nord de la Téthys. On peut corréler la limite entre ces étages et les unités zonales de l'Aalénien Bulgaires avec ses equivalents contemporaines en France et Allemagne car l'échelle stratigraphique proposée n'est pas détailée. Les ammonites de l' Aalénien en Bulgarie sont toujours mal connues et ils sont un champ de recherche qui reste encore à défricher.

Remerciements

Je voudrais remercier le Prof. Ivo Sapunov de l'Institut Géologique à Sofia qui été très aimable de me remettre sa collection des ammonites du Toarcien et de l'Aalénien. Je voudrais remercier aussi le Dr Iskra Lakova qui m'a aidé dans la préparation de cet exposé.

Références

Groupe Français d'étude du Jurassique (1997). - Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. - Cariou, E. & Hantzpergue, P. (coord.). - *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Mém.* 17, 440 pp., 6 fig., 79 tab., 42 pl.

Metodiev, L. (1997). -Toarcian and Aalenian ammonites in a part of the Westarn Stara Planina Mts, Bulgaria (taxonomy and stratigraphy). - *Geologica Balc.*, 27, (3-4), pp. 3-31.

Sapunov, I. G. (1968). - New data about the ammonite zonal succession of the Aalenian in Bulgaria. - *Acad. Sci.*, Sofia, pp. 537-539.

Sapunov, I. G. (1996). - The lower Jurassic in the Troyan Region and the south-eastern part of the Teteven Region, Central Balkanids (brachiopod-, bivalve- and ammonite stratigrapy and palaeotectonics). - *Geologica Balc.*, 26, (2), pp. 3-19.

POSTERS

LITHOSTRATIGRAPHIE, BIOSTRATIGRAPHIE, SÉDIMENTOLOGIE ET ANALYSE SÉQUENTIELLE AU PASSAGE LIAS-DOGGER EN BOURGOGNE

J. THIERRY*, C. DURLET & D. MARCHAND***

*Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre & UMR-CNRS 5561, 6, Bd Gabriel, 21000, Dijon.
**Université Pierre & Marie Curie - Paris VI, Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires & ESA-CNRS 7073, 4, Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05.

Introduction

En Bourgogne, les séries sédimentaires au passage Lias-Dogger affleurent de part et d'autre du "seuil de Bourgogne": au Nord, suivant l'auréole monoclinale du Bassin de Paris, qui s'étend des vallées de la Marne et de la Meuse (Haute-Marne et Vosges) jusqu'à celle de la Loire (Nièvre); au Sud, dans une suite de plateaux adossés à la bordure nord-orientale du Massif Central, du Dijonnais au Mâconnais et Beaujolais. Ces secteurs se rejoignent à l'Ouest par le Bazois et l'Auxois, l'arrière-pays du Chalonnais, du Charollais et du Brionnais. Les dépôts, minces et affectés de lacunes intéressant tout ou partie du Toarcien moyen-supérieur, de l'Aalénien et du Bajocien inférieur, illustrent la "discontinuité mi-cimmérienne" (Ziegler, 1988; Jacquin *et al.*, 1998 a).

DONNEES LITHOSTRATIGRAPHIQUES, BIOSTRATIGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

Le Toarcien moyen et supérieur

Le Lias supérieur est représenté par des "Marnes micacées" (50-60m), dont le sommet plus sableux est d'âge variable et souligne le début des lacunes (Mouterde & Tintant, 1980).

Dans le Dijonnais et l'Auxois, au sein des marnes, ne sont attestés que les horizons à Semipolitum et à Variabilis (limite des zones à Bifrons et à Variabilis, Toarcien moyen) et parfois l'horizon à Sublaevisoni (base de la zone à Bifrons). Faciologiquement homogènes, ces marnes représentent des corps lenticulaires, d'âges différents, de puissance et d'extension géographique variables. Elles se terminent avec la sous-zone à Fallaciosum (sommet de la zone à Bonarelli, Toarcien supérieur).

Dans l'Avallonais et le Nord du Bazois, le toit des argiles ne dépasse pas la zone à Bifrons; leToarcien supérieur et le sommet du Toarcien moyen sont absents. Cette lacune est moins marquée dans le Sud du Bazois: niveaux à oolithes ferrugineuses datés de la zone à Variabilis. Dès le Sud-Est de la Nièvre, la lacune se réduit progressivement avec des faciès marneux du Toarcien supérieur: sous-zone à Insigne (zone à Dispensum), puis zone à Aalensis.

Vers le Nord-Est et l'Est, la sédimentation, d'abord lenticulaire (Chatillonnais et Bassigny), devient plus continue (plateau de Langres) avec parfois des dépôts condensés à oolithes ferrugineuses du Toarcien supérieur (zones à Pseudoradiosa et Aalensis).

Vers le Sud, le régime de corps sédimentaires lenticulaires parfois épais (30 à 40m) mais brefs (horizons à Bifrons et à Variabilis, horizon à Fallaciosum) se poursuit dans le pays beaunois (Tintant & Mouterde, 1984). Du Chalonnais au Mâconnais, ainsi qu'en Charollais et Brionnais, la série argileuse est plus épaisse (60-70m) et atteint le Toarcien supérieur (zones à Pseudoradiosa et à Aalensis) avec parfois des dépôts à oolithes ferrugineuses.

L'Aalénien

Dans le Nord de la Bourgogne (Thierry, 1980; Jacquin *et al.*, 1985), l'Aalénien inférieur (zone à Opalinum) est totalement absent. L'Aalénien moyen (zones à Murchisonae et à Bradfordensis), sous forme de dépôts variés, réduits et discontinus, n'est reconnu qu'en de rares points de l'Auxois. L'Aalénien supérieur (zone à Concavum) est plus fréquent; toujours variés, discontinus et réduits, les dépôts correspondants sont reconnus dans l'Yonne, le Nord-Est de l'Auxois et le Chatillonnais.

Ce régime sédimentaire se poursuit vers le Nord-Est et l'Est (Bassigny et Plateau de Langres) avec des faciès sableux et ferrugineux (zone à Concavum). Vers le Sud-Ouest (Nivernais) de minces dépôts bioclastiques discontinus et des calcaires argileux à oolithes ferrugineuses sont datés de l'Aalénien supérieur (zone à Concavum).

Dans le secteur Sud (Thierry, 1984), l'Aalénien est absent du Dijonnais au Beaunois; il apparaît dans le Chalonnais, puis s'épaissit et se complète progressivement (Tournugeois et Maconnais,30 à 40m; Beaujolais, 40 à 60 m). Les faciès argileux liasiques atteignent parfois la zone à Opalinum (sous-zone à Opalinum) avec localement des lentilles à oolithes ferrugineuses (Beaujolais) et des calcaires micritiques (sous-zone à Bifidatum) dans le Tournugeois et le Mâconnais. Au-dessus (Filak, 1995; Rousselle, 1996) des "Calcaires à *Cancellophycus*" représentent le sommet de la zone à Opalinum et la zone à Murchisonae; ils sont surmontés par les "Calcaires à *Pecten pumilus*", puis des "Calcaires à entroques" de l'Aalénien supérieur (Zone à Concavum, sous-zones à Concavum et à Formosum).

Le Bajocien inférieur

Dans tout le Nord et le centre de la Bourgogne (de l'Avallonais au Bassigny, dans le Dijonnais et sur le plateau de Langres), les deux premières zones du Bajocien inférieur (zones à Discites et à Laeviuscula) sont mal attestées, excepté en quelques points de l'Auxois (Thierry, 1980; Jacquin *et al.*, 1985; Durlet, 1996). La zone à Propinquans (= Sauzei), bien que signalée par quelques rares ammonites, semble en revanche systématiquement présente, associée au membre des "Calcaires à entroques". Les membres des "Calcaires à polypiers" et des "Calcaires à nubéculaires" sus-jacents sont également constants (25 à 30m); ils représentent les sous-zones à Humphriesianum et à Blagdeni (Thierry *et al.*, 1997).

Vers le Sud-Ouest (Nivernais), le Bajocien inférieur est plus constant et plus complet. Les "Calcaires à entroques et à polypiers" sont nettement plus réduits, parfois surmontés par des faciès à oolithes ferrugineuses.

Dans la côte et l'arrière-pays beaunois et chalonnais, le Bajocien inférieur est un peu plus complet, représenté par des faciès variés. La zone à Propinquans (=Sauzei) est bien attestée dans le Chalonnais. Plus au Sud, des calcaires bioclastiques variés ou avec intercalations de joints sableux et argileux (4 à 5m en Tournugeois, 3 m en Mâconnais) sont attribués au Bajocien inférieur. À la Roche de Solutré, près de Mâcon, les zones à Discites, à Laeviuscula et à Propinquans sont présentes dans les "Calcaires à entroques inférieurs" (Rousselle, 1996). Près de Cluny et dans tout le Charollais, la majeure partie du Bajocien inférieur n'est pas caractérisée. Comme ailleurs en Bourgogne, seuls les faciès à entroques, polypiers et nubéculaires ("Calcaires à entroques supérieurs") sont plus constants et épais (30 à 35m); ils sont aussi datés des zones à Propinquans et à Humphriesianum.

INTERPRETATIONS SEQUENTIELLE ET PALEOGEOGRAPHIE

En termes d'analyse séquentielle, les unités lithofaciologiques et les discontinuités qui les limitent, illustrent des cycles sédimentaires haute fréquence ayant valeur d'unités génétiques ou de paraséquences.

À l'échelle régionale, les caractéristiques bio-lithofaciologiques et stratonomiques de ces unités et l'importance relative des discontinuités conduisent à leur hiérarchisation en cycles de plus basse fréquence, ou séquences de 3ème ordre (Jacquin *et al.*, 1992; Hardenbol *et al.*, 1998).

À l'échelle de l'Europe occidentale, des cycles de 2ème ordre et de 1er ordre sont distingués et interprétés dans un contexte tectono-eustatique plus vaste (Jacquin & Graciansky, 1998 a & b).

Dans ce cadre, les sédiments ont enregistré la régression Toarcien supérieur-Aalénien inférieur et moyen qui fait suite au maximum transgressif du Toarcien moyen; la fin de cette phase régressive coïncide avec celle du cycle régressif matérialisé par la "discontinuité mi-cimmérienne" (Ziegler, 1988; Jacquin & Graciansky, 1998 a). Vient ensuite l'épisode transgressif, illustrant le début de l'édification de la plate-forme carbonatée bourguignonne du Dogger (Aalénien supérieur-Bajocien inférieur).

La régression Toarcien moyen-supérieur-Aalénien et la discontinuité mi-cimmérienne

Dans le centre de la plate-forme, les rares dépôts de l'Aalénien moyen et supérieur ont un caractère plus proximal que les marnes toarciennes; ils sont les témoins dispersés d'une phase régressive avec influences continentales (quartz, oxydes de fer). Les données fragmentaires (érosions postérieures), ne permettent pas de situer les émersions dans l'espace et dans le temps. Par contre, les faciès carbonatés avec ammonites de l'Aalénien moyen et supérieur, témoignent des premières tentatives d'installation d'une plate-forme à la faveur d'inondations répétées, brèves et plus ou moins importantes.

En effet, à cette époque, on observe une succession de phases sédimentaires transgressives, suivies de lithification, puis de démantèlement de sédiments inconnus dans la série (conglomérats et micro-conglomérats déposés en environnement marin agité; faciès détritiques grano-décroissants suggérant une diminution de l'agitation littorale par approfondissement ou éloignement du déferlement des vagues). D'après les ammonites et suivant les secteurs, il s'agirait de tout ou partie du

cortège transgressif des séquences de 3ème ordre Aa1 et Aa2. Le sommet des marnes du Toarcien correspondrait aux séquences Toa4 et Toa5; les séquences Toa6 et Toa7 ne sont pas enregistrées.

Sur les bordures de la plate-forme, les séries sont plus épaisses, plus complètes et les faciès plus distaux; on enregistre alors les maxima d'inondation des séquences Toa7, Aa1 et Aa2.

À l'échelle ouest-européenne, la "Discontinuité mi-cimmérienne", souligne le maximum de régression de la fin du "Cycle ligure" (Jacquin & Graciansky, 1998 a), sous contrôle géodynamique et tectonique en liaison avec l'évolution de la Téthys (fin du rifting ligure) et de la Mer du Nord (début du rifting). En Bourgogne, en domaine de plate-forme, elle correspond au maximum d'amplitude biochronostratigraphique de la lacune au passage Toarcien-Aalénien (zones à Aalensis et Opalinum).

La transgression du Bajocien inférieur: édification et comblement d'une plate-forme carbonatée

Le découpage lithostratigraphique, les datations biochronologiques et l'évolution des environnements sédimentaires et diagénétiques illustrent l'installation durable d'une sédimentation carbonatée (Durlet, 1996).

Dans le centre de la plate-forme, les faciès bioclastiques de la base du Bajocien inférieur se développent suivant plusieurs paraséquences. Malgré leur caractère réduit et discontinu, elles sont agencées en un cortège transgressif rapporté à la séquence "BjI". À la même époque, sur les bordures, les séries sont plus épaisses, plus complètes et avec des faciès plus distaux.

Le sommet du Bajocien inférieur est plus épais et plus largement distribué; il correspond successivement aux faciès à encrinites, polypiers et nubéculaires rapportés aux séquences "BjII", "BjIII" et "BjIV" (Durlet, 1996). La plate-forme bourguignonne, d'abord à relief peu accidenté, apparaît ensuite ponctuée de hauts fonds allant jusqu'à l'émersion (reliefs de petits biohermes à madréporaires et de systèmes dunaires bioclastiques) séparés par des dépressions inter-récifales et inter-dunaires. L'extension des faciès à madréporaires en eaux superficielles avec nombreuses émersions est alors maximum. Le comblement de la plate-forme par les faciès à nubéculaires sera atteint au Bajocien inférieur terminal, à la fin du cortège de haut niveau de la séquence "BjIV".

Conclusion

Faisant suite à la régression généralisée fini-liasique, l'évolution de la plate-forme bourguignonne fait office de modèle pour les aires épicratoniques nord péri-téthysiennes car il s'appuie sur un découpage lithostratigraphique argumenté et une analyse sédimentologique détaillée; contraint par un cadre biostratigraphique précis, il permet d'expliciter les modalités séquentielles de la transgression aaléno-bajocienne sur le Sud-Est du Bassin de Paris (Durlet & Thierry, sous-presse). Cette régression-transgression se déroule en partie sous contrôle tectonique car son extension chronostratigraphique et son organisation sont totalement différentes de régions plus méridionales du domaine téthysien.

Références bibliographiques

DURLET C. (1996). - Apport de la diagenèse des discontinuités à l'interprétation paléo-environnementale et séquentielle d'une plate-forme carbonatée. Exemple des "Calcaires à entroques" du Seuil de Bourgogne (Aalénien-Bajocien). Thèse Univ. Bourgogne, 444 p. (inédit).

DURLET C. & THIERRY J. (2000) - Modalités séquentielles de la transgression aaléno-bajocienne au sud-est du Bassin de Paris. *Bull. Soc. géol. Fr.* (sous-presse).

FILAK J.-M. (1995). – Géométrie des séquences de dépôts d'âge Aalénien-Bajocien des roches de Solutré et Vergisson (Maconnais). Mém. DEA, Univ. Bourgogne, 50 p. (inédit).

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., GRACIANSKY P.-C. de & VAIL P.R. (1998). - Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphic framework of European basins, *in*: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail Eds, "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European basins", *S.E.P.M., Spec. Publ.*, **60** : 3-13; Appendix : 763-781; Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphic Charts 6 & 7.

JACQUIN T., MORESTIN B. & THIERRY J. (1985). - Découverte et caractérisation paléontologique et sédimentologique de l'Aalénien supérieur et du Bajocien inférieur dans le Centre Nord de la Côte-d'Or. *Bull. Sci. Bourgogne*, **38** (1-2) : 1-9.

JACQUIN T., GARCIA J.-P., PONSOT C., THIERRY J. & VAIL P.R. (1992). - Séquences de dépôt et cycles transgressifs/régresifs en domaîne carbonaté: exemple du Dogger du Bassin de Paris. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315** : 353-362.

JACQUIN T. & GRACIANSKY P.-C. de (1998). - Major transgressive-regresive cycles: The stratigraphic signature of European basins development. *In*: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail Eds, "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins", *S.E.P.M. Spec. Publ.*, **60** : 15-29.

JACQUIN T. & GRACIANSKY P.-C. de (1998). - Transgressive-regresive (second order) facies cycles: The effects of tectono-eustacy. *In*: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P.R. Vail Eds, "Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins", *S.E.P.M. Spec. Publ.*, **60** : 31-42.

MOUTERDE R. & TINTANT H. (1980). - Lias: Bourgogne. *In:* C.Mégnien & F.Mégnien Eds "Synthèse géologique du Bassin de Paris," II: stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM*, **101** : 95-99.

THIERRY J. (1980). - Jurassique moyen: Bourgogne-Nivernais. *In:* C.Megnien & F.Mégnien Eds "Synthèse géologique du Bassin de Paris," II: stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM*, **101** : 154-160.

THIERRY J. (1984). - Dogger: bordure nord-est du Massif central; Charollais, Brionnais. *In:* S. Debrand-Passard Ed "Synthèse géologique du Sud-Est de la France," I: stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM*, **125** : 188-191.

TINTANT H. & MOUTERDE R. (1984). - Lias: bordure nord-est du Massif central; Charollais, Brionnais. *In:* S. Debrand-Passard Ed "Synthèse géologique du Sud-Est de la France," I: stratigraphie et paléogéographie. *Mém. BRGM*, **125** : 136-142.

ZIEGLER P. (1988). - Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **43** : 101-194.

LE DECOUPAGE BIOCHRONOLOGIQUE DU TOARCIEN SUPERIEUR PAR LES AMMONITES (ZONES A PSEUDORADIOSA ET A AALENSIS) DU SUD DE LA FRANCE (LOT, LOZERE ET AVEYRON)

Ph. FAURE, C. LEZIN et R. CUBAYNES

Laboratoire de Stratigraphie séquentielle et de Micropaléontologie, Université Paul-Sabatier, 39 allées Jules-Guesdes, 31062, Toulouse cedex (France).

Les successions biostratigraphiques des ammonites relevées dans le Toarcien supérieur du Quercy (Lot), de la région de Mende (Lozère) et de la bordure sud du Larzac (Aveyron) s'intègrent sans difficulté dans le cadre de la zonation "standard" admise pour l'Europe occidentale (Elmi *et al*, 1997).

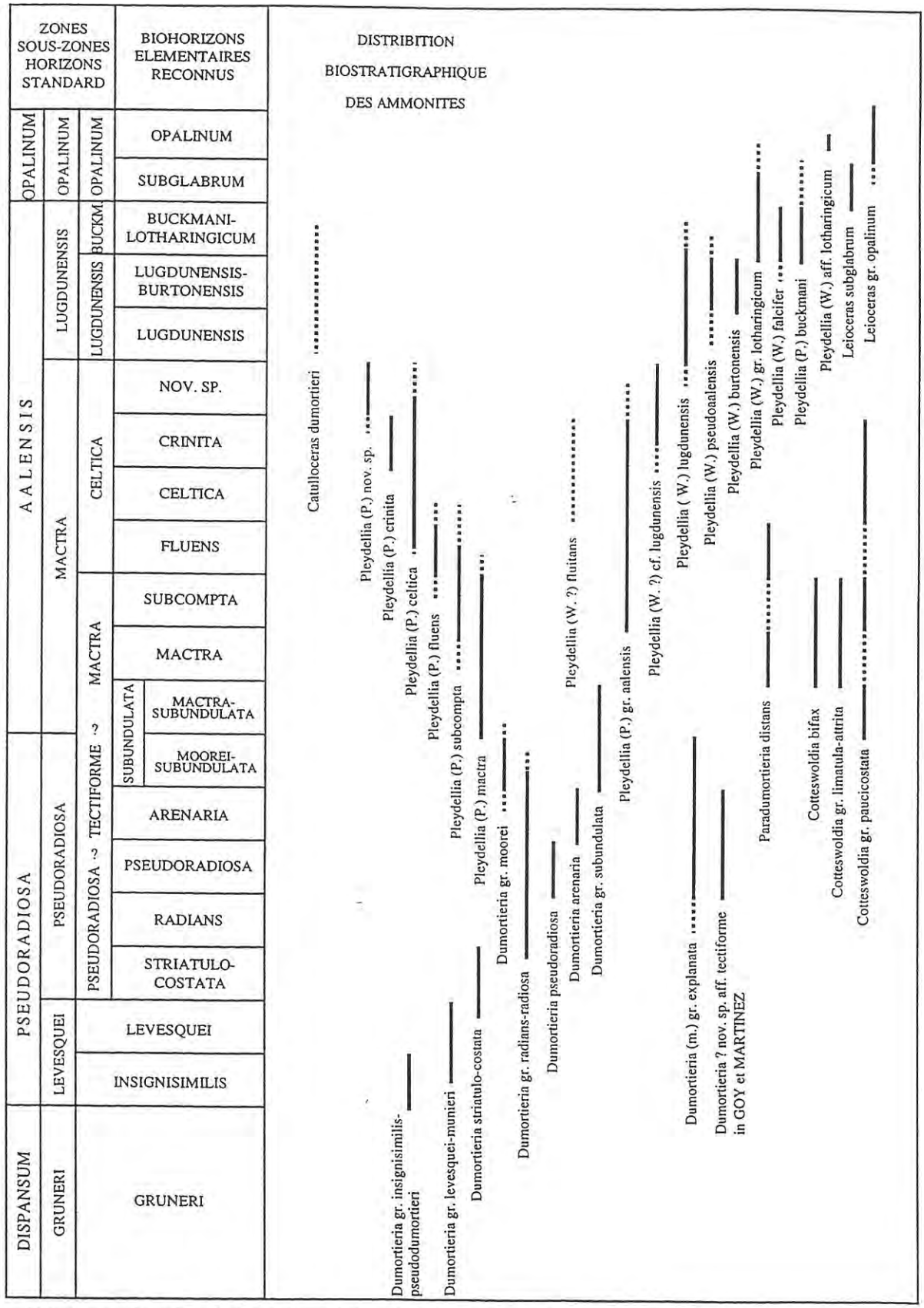
La qualité et la régularité de l'enregistrement sédimentaire nous ont permis d'identifier, de la sous-zone à Levesquei (zone à Pseudoradiosa), à la sous-zone à Opalinum (Aalénien basal), un certain nombre de biohorizons élémentaires nouveaux, dont les assemblages d'ammonites sont peu ou pas représentés dans les localités ayant servi de type. Il est ainsi possible de proposer un découpage biochronologique affiné, valable dans le Sud de la France :

Sous-zone à Levesquei (zone à Pseudoradiosa, Toarcien)

- **Horizon à Dumortieria insignisimilis :** C'est le niveau des *Dumortieria* primitives, évolutes, à section arrondie, anciennement rattachées au genre *Catulloceras*, appartenant au groupe de *D. insignisimilis*, *D. pseudodumortieri* et *D. leesbergi*.
- **Horizon à Dumortieria levesquei :** Les *Dumortieria* sparsicostées *D. levesquei*, *D. munieri* et *D. prisca* qui sont apparues dans l'horizon précédent, sont ici seules présentes.

Sous-zone à Pseudoradiosa (zone à Pseudoradiosa)

- **Horizon à Dumortieria striatulo-costata :** Cette forme, plus finement costée dans ses tours externes, se différencie progressivement du groupe des *D. levesquei*.
- **Horizon à Dumortieria gr. radians :** Souvent très fossilifère et facilement identifié sur les coupes , il correspond à l'acmé des *Dumortieria* à costulation fine et rigide que nous plaçons dans le groupe polymorphe de *D. radians* et de ses nombreux morphotypes (*D. metita, D. rhodanica*,...).
- **Horizon à Dumortieria pseudoradiosa :** *D. pseudoradiosa* apparaît ici. Cette espèce de grande taille, se démarque des toujours nombreuses *D.* gr. *radians*, par le style de sa costulation, légèrement flexueuse. Un groupe de Dumortierinés, en cours de description, s'en démarque. Ce sont des formes évolutes, à section quadratique, tabulée, et costulation rigide, que nous rapprochons de l'espèce *D.* ? *tectiforme* (GOY et MARTINEZ, 1990, non CALOO et ELMI). C'est aussi l'acmé de *D.* gr. *explanata*, groupe très hétérogène, qui regroupe diverses espèces correspondant, pour la plupart, à des formes microconques.
- **Horizon à Dumortieria arenaria :** Le niveau est aussi l'acmé des *Dumortieria* à costulation fine appartenant aux groupes de *D. radiosa* et de *D. moorei*. *Dumortieria* ? sp. aff. *tectiforme* persiste.
- **Horizon à Dumortieria subundulata :** Il correspond exactement à la période d'extension des *Dumortieria* à cotes flexueuses du groupe polymorphe de *D. subundulata*. Les dernières *Dumortieria* à tours externes microstriées du type *D. moorei* cèdent progressivement la place aux *Pleydellia* du groupe de *P. mactra*. Il est ainsi théoriquement possible de différencier un **sous-horizon inférieur à D. moorei et D. subundulata**, d'un **sous-horizon supérieur à D. mactra et D. subundulata**. En pratique *D. moorei* et *P. mactra* sont très difficiles à distinguer lorsque la qualité de la fossilisation est insuffisante. L'indice choisi, *D. subundulata*, est une forme abondante et facilement reconnaissable, dont l'acmé se situe exactement au niveau de la transition entre les zones à Pseudoradiosa et à Aalensis des standards.



- Extension verticale des principaux *Dumortierinae* (*Graphoceratidae*) du Toarcien du Quercy (Lot) , des Pyrénées et des Grands Causses de l'Aveyron.

Sous-zone à Mactra (zone à Aalensis)

- **Horizon à Pleydellia mactra :** Des *Cotteswoldia* polymorphes et *Paradumortiericeras distans* prennent le relais des *Dumortieria*. *Pleydellia mactra* y est toujours abondante. *P. subcompta* est un morphe de *P. mactra* caractérisé par l'ondulation de l'aire périombilicale. Elle est surtout abondante dans **l'Horizon à Pleydellia subcompta**, où elle cohabite avec *P. mactra*, des *Cotteswoldia* et les premières vraies *Pleydellia aalensis*.

- **Horizon à Pleydellia fluens :** Ce niveau de transition, toujours identifié au sommet de l'Assise à gryphées du Quercy, est défini par la coexistence de *P. subcompta* et des premiers représentant du groupe de *P. celtica* dont un morphotype, *P. fluens*, présente une costulation effacée dans les tours externes de la coquille. *Paradumortieria distans* persiste.

- **Horizon à Pleydellia celtica :** Les *Pleydellia* du groupe polymorphe de *P. celtica* y abondent avec *P. aalensis* et *Cotteswoldia* gr. *paucicostata*. Toutes ces formes persistent dans l'horizon suivant.

- **Horizon à Pleydellia crinita :** Le groupe de *P. celtica* est complété par la présence d'un variant évolute, à costulation microstriée ou effacée dans les tours externes, morphotype que nous rapprochons de *P. crinita*. Le groupe voit l'apparition d'un précurseur des *Walkericeras*, *P.* (*Walkericeras* ?) cf. *lugdunensis*, possiblement issue des *P. aalensis*. L'horizon renferme les dernières *Cotteswoldia* gr. *paucicostata*.

- **Horizon à Pleydellia nov. sp. :** Cette espèce, issue des *P. celtica*, est caractérisée par sa grande taille, ses flancs aplatis et sa costulation effacée dans les tours externes où ne subsistent que de gros bourrelets péri-ombilicaux proverses. C'est aussi l'acmé de *P.* (*W.* ?) cf. *lugdunensis*.

Sous-zone à Lugdunensis (zone à Aalensis)

- **Horizon à Pleydellia (Walkericeras) lugdunensis :** Sa base, toujours facilement lisible sur le terrain, est parfaitement tracée par l'apparition brutale, en abondance, de *P. (W.) lugdunensis*, premier représentant du sous-genre *Walkericeras*. *P. (W.) burtonensis* et *P. (W.) pseudoaalensis*, espèces à la fois plus comprimées, plus involutes et plus finement costées dans les tours externes, montrent un maximum de fréquence dans l'**Horizon à Pleydellia (W.) lugdunensis et P. (W.) burtonensis**.

- **Horizon à Pleydellia buckmani et P. (W.) lotharingicum :** C'est l'acmé des *Pleydellia* à section ogivale, aiguë et costulation fine (*P. falcifer*) ou fasciée (*P. buckmani*) dès les tours internes. Nous regroupons dans l'espèce très polymorphe *P. (W.) lotharingicum*, tous les *Walkericeras* à section ogivale, comprimée et costulation nettement falciforme, faciculée ou non, qui coexistent, au sommet du Toarcien, avec *P. buckmani*.

Sous-zone à Opalinum (zone à Opalinum, Aalénien inférieur)

- **Horizon à Leioceras subglabrum :** L'apparition du premier *Leioceras subglabrum* permet, assez facilement, de tracer une limite formelle entre les étages Toarcien et Aalénien. L'espèce coexiste avec d'encore assez abondantes *Pleydellia*, *P. (W.)* gr. *lotharinginum* et *Pleydellia* gr. *buckmani*.

- **Horizon à Leioceras opalinum** : Il connaît une importante diminution de la diversité des ammonites. Les *Leioceras* gr. *opalinum* (incluant les morphotypes *L. opaliniforme* et *L. lineatum*) coexistent avec de rares *Dumortierinae* tardifs comme *P. (W.) aff. lotharingicum*.

BIBLIOGRAPHIE

ELMI S., RULLEAU, L., GABILLY J. et MOUTERDE R. (1997) : Le Toarcien *in.* Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen : zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles : CARIOU E. et HANTZPERGUES P. (coordonnateurs). *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.* Mém., 17, 440 p., 6 fig., 79 tab., 42 pl.

GOY A. et MARTINEZ G. (1990) - Biozonacion del Toarciense en el area de la Almunia de Dona Godina Ricla. *Cuad. Geol. Iber.*, 14, p. 11-53, 4 pl.

SEA-LEVEL CHANGES AND AMMONITE FAUNAL TURNOVER DURING THE LATE TOARCIAN - EARLY BAJOCIAN IN BETIC CORDILLERA, SOUTHERN SPAIN

O'DOGHERTY, L. [1]; SANDOVAL, J.[2] and VERA, J.A.[2]

1 Depto. Geología, Facultad de Ciencias del Mar, Universidad Cádiz, 11510- Puerto Real (Cádiz). Spain
2 Depto. Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Universidad. 18071-Granada, Spain

Introduction - Possible connections between origination and extinction processes and sea-level changes have long occupied researchers. After the publication of the Exxon curve (Haq *et al.*, 1987, 1988), the papers have proliferated concerning the connection between fluctuations in sea level (eustatic changes) and faunal turnover (originations or extinctions) in Mesozoic ammonites. The aim of the present study was to plot a curve showing ammonite faunal turnover in the Subbetic (Betic Cordillera, southern Spain) during the Late Toarcian-Early Bajocian, and to examine its possible connections with global sea level changes. For this, we have analysed the stratigraphical range of more than 400 ammonite species from several localities of the Subbetic, especially in pelagic troughs in which Upper Toarcian/Lower Bajocian sediments are well developed and provide a good stratigraphic and taxonomic record of ammonite fauna. The observed origination and extinction events are analysed and correlated with the Exxon (Haq *et al.*, 1987,1988) and Hallam (1998, 1990) sea level-fluctuation-curves.

Analysis of the faunal turnover - The first major faunal turnover took place in the Middle Toarcian (lower part of the Bifrons Zone) as revealed by the appearance of some genera in the family Dactylioceratidae and the subfamilies Hildoceratinae, Bouleiceratinae and Phymatoceratinae. This peak in the appearance of ammonite genera and species coincides with a transgressive maximum in the Hallam and Exxon curves, correlatable with a relative sea-level rise. In the Tethyan realm, the main transgressive peak occurred during Lusitanicum Subzone (De Graciansky *et al.*, 1998). In the Subbetic, the Bifrons Zone clearly corresponds to a transgressive maximum.

Between the Bifrons and Gradata zones, the Dactylioceratidae and most of the Hildoceratinae (including the genus *Hildoceras*) became extinct. These extinctions may be connected with a period of relatively low sea level (Hallam's r_7, 1990), coinciding with a lowstand deposit situated between the Semipolitum and Gemma subzones (De Graciansky *et al.*, 1998). In the Betic Cordillera, this event is recorded as a discontinuity, consistently present in Subbetic swells and occasionally appearing locally in basin facies covering the Gradata and Fallaciosum zones.

In the lower part of the Fallaciosum Zone, the Grammoceratinae and Hammatoceratinae diversified and later radiated. This diversification may be related with Hallam's T_7 transgressive phase, which in turn is connected with the transgressive phase of the UAB-4.4 cycle in the Exxon curve and with the transgressive phase of the To_5 Tethyan cycle (De Graciansky *et al.*, 1998).

During the transgressive phase of the UAB-4.5 cycle, which was probably of more magnitude than appears in the Exxon curve and which would be included in Hallam's T_7 transgressive interval, reestablished communication between the Boreal, the Submediterranean and the Mediterranean basins. New taxa (Erycitidae and Grammoceratinae such as *Dumortieria* and *Catulloceras*) appeared and radiated within this interval and occupied the various paleogeographical regions. Only forms associated with relatively deeper environments, such as the phylloceratids and fine-ribbed lytoceratids are not yet found (or only very seldom present) in areas outside the Mediterranean region.

At the transition between the Reynesi (Meneghini) and Aalensis zones, *Dumortieria* and *Polyplectus* disappeared and were replaced by new Grammoceratinae such as *Pleydellia* and *Cotteswoldia*, which predominated in the Latest Toarcian. These events occurred simultaneously at the end of the UAB-4.5 transgressive phase in the Exxon curve; they also coincide with a regressive interval in Hallam's curves, and with the end of the transgressive phase of the Tethyan cycle To_6 (De Graciansky *et al.*, 1998). Upper Toarcian sediments are generally well represented only in the Subbetic trough, but on the swells a stratigraphic discontinuity occurs covering also the Lower and Middle Aalenian. This clearly shows the generally regressive character of this interval, although Aalensis sediments are better developed than are underlying or overlying ones.

In the Toarcian-Aalenian transition the *Pleydellia, Cotteswoldia and Catulloceras* genera became extinct and Tmetoceratinae, Leioceratinae and new Grammoceratinae (*Vacekia*) appeared and radiated. This event is reflected in Hallam's curve (1988) as a regression, and represented in the Betic Cordillera by a very poor record of the Buckmani and Opalinum subzones, even in the typical basin facies. This sea-level fluctuation may in turn correlate with the UAB-4.5 and UAB-4.6 Exxon curve cycle boundaries as well as the boundary of the To_6 and To_7, and the transgressive interval of this last sequence in the Tethyan (De Graciansky *et al.*, 1998).

The Comptum Subzone, which is well represented almost all over the world, corresponds to a small transgressive interval (the end of the transgressive phase of the UAB-4.6 Exxon curve cycle, and the end of the transgressive phase of To_7 of the Tethyan cycles (De Graciansky *et al.*, 1998). This coincides with the most widespread diversification of Leioceratinae, Tmetoceratinae and Erycitidae. Later, a regression reaches its peak in the Murchisonae Zone (the boundary between the UAB and LZA super-cycles in the Exxon curve), which is generally not well represented anywhere in the world. The events connected with this cycle boundary, together with the transgressive phase of the LZA-1.1 cycle (developed during the Bradfordensis and Concavum zones) first brought about the isolation of ammonite faunas which may have caused the Leioceratinae to give way to Graphoceratinae, simultaneously with the appearance and radiation of some characteristically Mediterranean Erycitidae (*Malladaites* and *Haplopleuroceras*) of the last Grammoceratinae (*Asthenoceras* and *Fontannesia*).

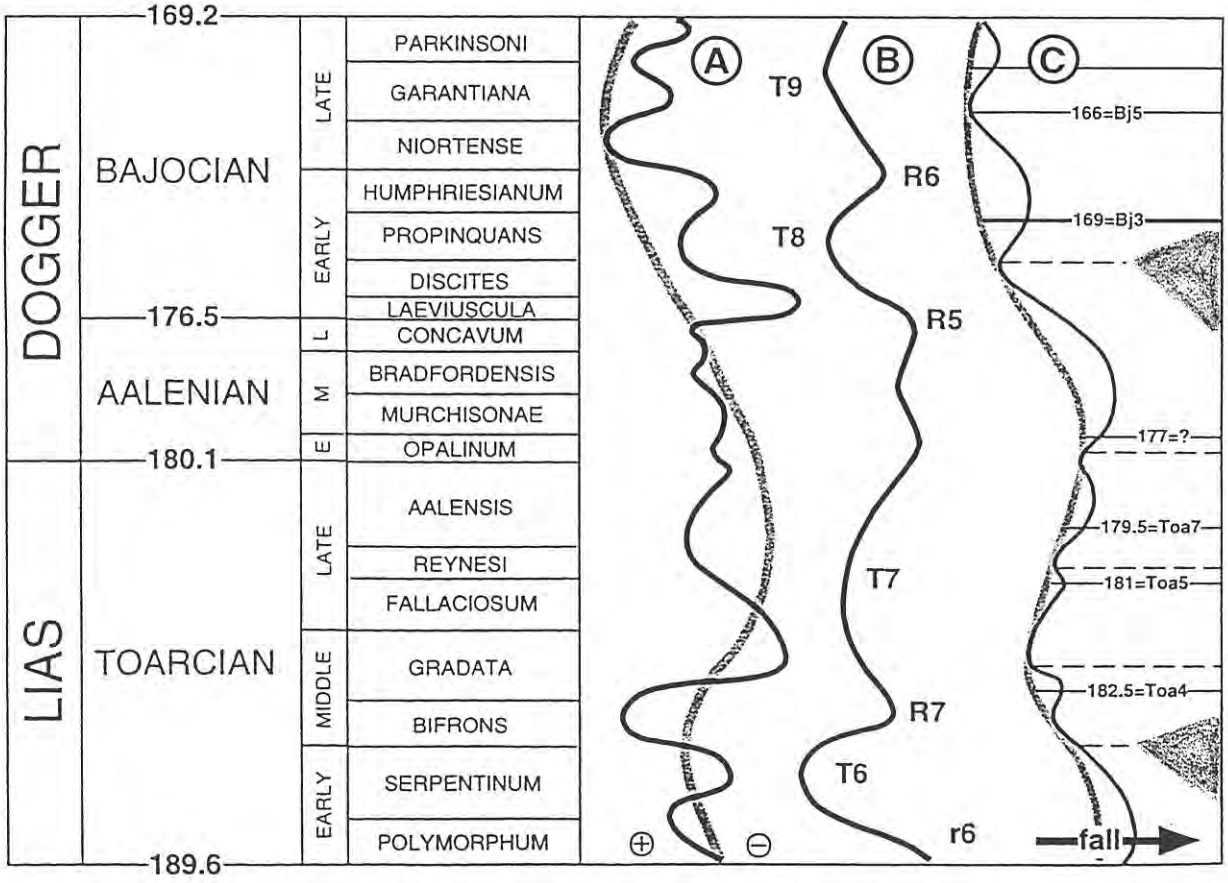


Figure 1- Curves of diversity (grey left) and origination-extinction (black left) (A) against global sea level changes curves proposed by Haq et al. (1988) (right, C) and Hallam (1988) (B), (middle, including the transgression and regression T, R and r, regression in Hallam 1990). A) Ammonite zonation corresponds to the Mediterranena zones.

In the Aalenian/Bajocian transition, all the ammonite fauna that predominated in the Upper Aalenian disappeared (Graphoceratidae, Grammoceratinae, Tmetoceratinae, Hammatoceratidae and Erycitidae) and new groups originated and spread (among them the superfamilies Haploceratacea and Stephanocerataceae), such as the Haploceratidae (Haploceratinae and Bradfordiinae), Strigoceratidae, Sonniniidae, Otoitidae and Stephanoceratidae. If we relate these faunal events with the eustatic events represented in the Exxon curve (Haq *et al.*, 1987, 1988), we find that a broad transgressive episode (the LZA-1.1 cycle transgressive interval) covers from the Bradfordensis Zone to the Laeviuscula Zone. However, Hallam's curves show a regressive interval (Hallam's R_5, 1988, and r_8, 1990) which would be placed very close to this boundary, followed by a transgression (T_8 in Early Bajocian). Tethyan cycles (De Graciansky *et al.*, 1998) show a transgressive phase, followed by a regression near the Aalenian/Bajocian boundary. In the Betic Cordillera, the Aalenian is well represented only in the Subbetic trough, while in the swells it coincides with a stratigraphical discontinuity. The transgressive interval in the Early Bajocian is easily recognized because in many areas of the Subbetic swells, the Lower Bajocian sedimentary rocks lie directly on top of Lower Aalenian sediments or even older ones. These events (regression and later transgression) satisfactory explain of the turnovers described above. Almost all the ammonoids first recorded in the Latest Aalenian or at the beginning of the Bajocian, seem to have originated in more oceanic basins (western Tethys), since they appear earlier in the Betic than in the Central European continental basins.

Near the boundary between the Propinquans and Humphriesianum zones (Hebridica and Romani subzones) another major faunal turnover took place that is the disappearance of the Otoitidae, Bradfordiinae, Sonniniidae -except for *Dorsetensia-* and *Labyrinthoceras.* This extinction occurred slightly before the appearance of other taxa (e.g. Oppeliidae and Sphaeroceratidae) and before the maximum abundance and diversification of the Stephanoceratidae. In the Exxon curve, high-stand deposits end at the boundary between Propinquans and Humphriesianum zones, where a sequence boundary (LZA-1.1/LZA-1.2) is located. This event is concomitant with the end of T_8 and with the R_6 of the Hallam's curve. The Tethyan sequences (De Graciansky *et al.*, 1998) show a regressive interval in the Propinquans Zone followed by a major transgression in the Humphriesianum Zone. Clearly this turnover is correlated with a drop in sea level, followed by a rapid rise as is shown by both the Exxon curve and the Hallam's curve (1988). In the Betic Cordillera, these events are detected as a discontinuity in some sectors of the Subbetic.

Conclusions - The faunal assemblages analysed in the Subbetic show that faunal turnovers are well correlated with stratigraphic and eustatic events. The most important took place in the Middle Toarcian, latest Middle Toarcian-Late Toarcian (Bifrons-Gradata zones), Toarcian-Aalenian boundary-Middle Aalenian (Aalensis-Murchisonae zones) Latest Aalenian-Earliest Bajocian (Concavum-Discites zones) and Early Bajocian (Propinquans-Humphriesianum zones), clearly coinciding with global regressive/transgressive episodes.

References

De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Dommerges, J.L., Durlet, C., Marchand, D., Dumont, T., Hesselbo, S.P., Jacquin, J., Goggin, V., Meister, C., Mouterde, R., Rey, J. & Vail, P.R. (1998): (1998): Ammonite biostratigraphic correlation and early Jurassic sequence stratigraphy im France: comparisons with some U.K. sections. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, J. & Vail, P. R. (eds): *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins.* S.E.P.M., Epec. Publ., 60: 467-479.

Hallam, A. (1988): A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In: C.K. Wilgus *et al.* (eds.): *Sea-level Changes: an integrated approach.* S.E.P.M., Spec. Publ. 42: 261-273.

Hallam, A. (1990): Biotic and abiotic factors in the evolution of Early Mesozoic Marine Molluscs. In: R.M. Ross & W.D. Allmon (eds): *Cause of Evolution. A Paleontological Perspective*. Univer. Chicago Press, Chicago, 249-260.

Haq, J., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.

Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C.K. Wilgus *et al.* (eds.): *Sea-level Changes: an integrated approach.* S.E.P.M., Spec. Publ. 42: 71-108.

STRATIGRAPHIC EVENTS AT THE LIAS-DOGGER BOUNDARY IN IBERIA : BETIC AND IBERIAN CORDILLERAS AND LUSITANIAN BASIN

GOY, A.[1]; HENRIQUES, M. H.[2]; SANDOVAL, J.[3] and URETA, S.[1]

1 Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040, Madrid; Spain; e-mail: agoy@eucmos.sim.ucm.es; solureta@eucmax.sim.ucm.es.
2 Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra Codex (Portugal); e-mail: hhenriq@ci.pt.
3 Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Universidad de Granada, Av. Fuentenueva s/nº, 18002, Granada, Spain. e-mail: Sandoval@goliat.ugr.es

Introduction - In this work we present a biostratigraphical analysis of the Toarcian/Aalenian transition in the three more important Mesozoic basins of the Iberian Peninsula. For this we have selected some of the more representative sections from these basins: Fuentelsaz (Iberian Cordillera), S. Gião (Lusitanian Basin) and Cerro Méndez and Sierra de Ricote (Betic Cordillera). According to the conclusions of the 4th Aalenian Working Group /AWG) Meeting, the Toarcian/Aalenian boundary coincides with the base of the Opalinum Zone, which is defined by the first appearance of the genus *Leioceras*.

Iberian Cordillera - In the Iberian range sediments recording the Toarcian-Aalenian transition (Aalensis and Opalinum Zones) show variable thicknesses. The greatest thicknesses are found in the Central Sector, where the most representative sections are located (Fuentelsaz, Castilian Branch: more than 35 m; Moyuela, Aragonaise Branch: 14.5 m approx.). In the Northern Sector, thicknesses are notably less (4-13 m), and, in the Southern Sector, stratigraphic gaps are frequent, comprising either part or the whole of this stratigraphic interval (Goy & Ureta, 1990, 1991). Characteristic lithofacies are generally uniform on a regional scale, the succession typically being represented by rhythmic alternations of limestones and marly limestones or marls (upper part of the marl and limestone rhythmites of the Turmiel Formation; Goy *et al.*, 1976). The sediments are organized in upwardly shallowing- sequences in which calcareous materials prevail over marls. The Fuentelsaz section (Fig. 1), where marls prevail and minor deepening episodes occur, represents one marked exception. In general, this stratigraphic interval is notably rich in fossils, particularly in the Aalensis Zone and in the lower and middle part of the Opalinum Zone. Bioturbation is common throughout the entire interval. The presence of ammonites, abundant in almost all the beds, enables recognition and provides a detailed definition of all the subzones of the Aalensis Zone (Mactra, Aalensis and Buckmani) of the Upper Toarcian and of the Opalinum Zone (Opalinum and Comptum Subzones) of the Lower Aalenian. The most complete succession of ammonites recorded is in the Fuentelsaz section, recently selected as Aalenian GSSP (Global boundary Stratotype Section and Point). The ammonite assemblages of this section are comprised mainly of adult and young specimens of the macro and microconch forms, with the peristome often preserved. The faunal succession is very similar to that found in other localities of the Iberian range (Goy *et al.* 1994, 1996).

Betic Cordillera - In this paleogeographical domain, the Toarcian/Aalenian transition is especially well developed in the Median Subbetic subdomain (in other Betic subdomains, this temporal interval coincides with a stratigraphical discontinuity), and concretely, the most representative sections are located in the Cerro Méndez area, Jaén and Granada provinces, and Sierra de Ricote (Fig. 1), province of Murcia (Linares and Sandoval, 1993; García–Gómez *et al.*, 1994; Henriques *et al.*, 1996).

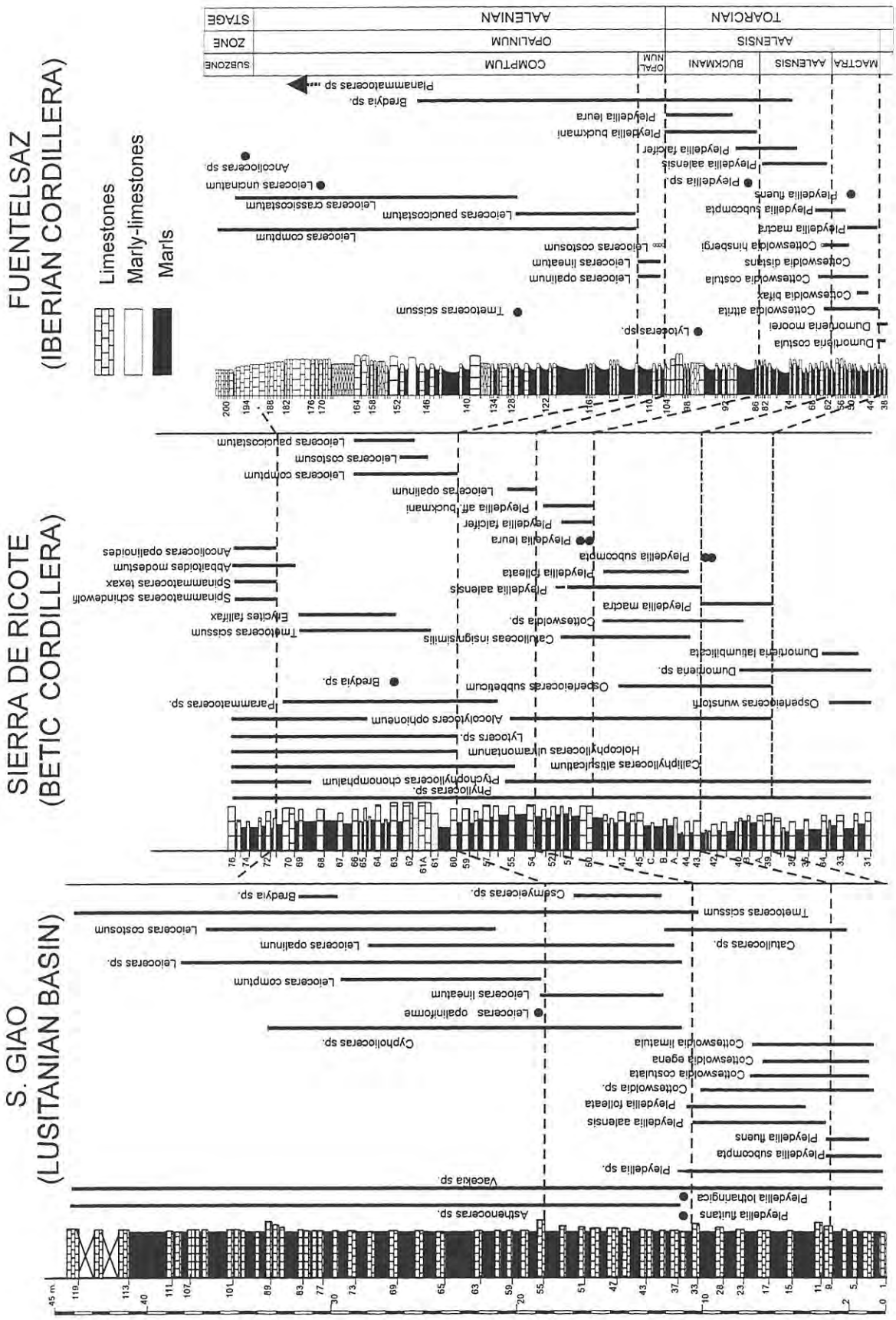


Figure 1- Lithological succession and vertical range of representative ammonites in the Toarcian - Aalenian transition of Iberia

In these areas, Upper Toarcian and Lower Aalenian sediments are predominantly represented by well-bedded, regular alternation of pelagic marls and marly-limestones in beds of 20 to 70 cm in thickness. The uppermost Toarcian (Aalensis Zone) is about 15 m thick in the more developed sections, and the calcareous beds can locally predominate over detrital ones. Opalinum Zone sediments vary from 10 to 20 m thickness in the more developed sections; marls predominate over marly limestones in the Opalinum Subzone, whereas calcareous sedimentation predominates in the Comptum Subzone. The marly limestones are predominantly mudstones with radiolarians, some *Bositra* filaments and benthic foraminifers. Trace fossils, especially *Chondrites* and *Zoophycos,* may be abundant. Locally, (some Cerro Méndez sections) nodular marly limestone facies occur in the lower part of the Aalensis Zone (Mactra Subzone) or in the upper part of the Opalinum Zone (Comptum Subzone). The beds corresponding to the Toarcian/Aalenian transition (Buckmani and Opalinum subzones) show facies very similar to those of lower or upper beds; however, upon examining these calcareous beds in detail, we find that these materials are slightly more detritic, ammonites are scarcer and less diversified, and contain a great amount of *Zoophycos.* Ammonite assemblages are relatively rich in specimens, and they are generally complete, very often including the peristome. They represent relatively well preserved internal moulds, which are only sometimes laterally flattened. In the ammonite assemblages, adult and juvenile specimens of both macro- coexist. The successive ammonite assemblages enable us to recognize the Aalensis Zone (Mactra, Aalensis and Buckmani subzones) in the uppermost Toarcian and the Opalinum Zone (Opalinum and Comptum subzones) in the Lower Aalenian.

Lusitanian Basin - The Toarcian/Aalenian boundary is particularly well represented in the northern part of the basin (Cabo Mondego, Coimbra and Degracias regions). The most representative section being located in S. Gião, near Coimbra (Henriques, 1992). In the S. Gião section, (Fig. 1) Toarcian/ Aalenian transition is a thick marly limestone interval, developed in four main sequences showing increasing richness in calcareous upwards. Ammonite assemblages are very well represented, containing both northern European and Mediterranean taxa in almost similar proportion. The S. Gião section is representative of the general biozonal framework of the Toarcian/Aalenian transition which has been recognised in other sections of the Lusitanian Basin, (Henriques, 1992, 2000; Henriques *et al.* 1996). In the Upper Toarcian, it is possible to recognize the Aalensis Zone (11 m thick), which includes the Mactra and Aalensis subzones. Marls and marly limestones are dominant and resedimented ammonites are very abundant, including mainly incomplete shells of adult specimens in the limestone beds, and pyritized nuclei in the marly beds. In the lower Aalenian, Opalinum Zone (36 m thick), the Opalinum and Comptum subzones can be recognized. Representative ammonites become scarcer, especially from Comptum Subzone upwards, and Mediterranean forms such as *Vacekia* are quite abundant.

Conclusions -In the three basins analysed, the Lias/Dogger transition presents a similar lithofacies (marls and limestones or marly-limestones rhythmite), and the successive ammonite-fauna have enabled recognition the complete Aalensis Zone (uppermost Toarcian) and the Opalinum Zone (Lower Aalenian). Ammonite assemblages are quite similar in the three basins. The Grammoceratinae (especially *Pleydellia* and *Cotteswoldia*) are dominant elements in the Upper Toarcian and Leioceratinae (*Leioceras* and *Cypholioceras)* dominate in the Lower Aalenian, although in the Subbetic, the only Mediterranean domain, *Tmetoceras* and the phylloceratids and lytoceratids are also abundant.

In the three Iberian basins, the lower boundary of the Aalenian is marked by the FA'datum of *Leioceras*, which almost coincides with the first appearance of *Tmetoceras.* In the Iberian range (e.g., bed 106 of the Fuentelsaz section) and Lusitanian basin (beds 34 and 35 of S. Gião section), the last *Pleydellia* (*P. buckmani, P. leura, P. folleata)* and the last *Catulloceras (*this genus being found in the Opalinum Zone only in the Lusitanian), coincide with the first occurrences of *Leioceras* (*L. opalinum, L. lineatum)* and *Tmetoceras.* However, in the Subbetic, we have not yet found *Pleydellia* and *Leioceras* or *Catulloceras* and *Tmetoceras* in the same beds.

References

García-Gómez, R, Jiménez, A.P., Linares, A., Rivas, P. and Sandoval, J. (1994) - The Toarcian Aalenian boundary in the Betic Cordillera (southern Spain). Geobios, **M.S. 17**: 211-222.

Goy, A., Gómez, J.J. and Yebenes, A. (1976) – El Jurásico en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad Norte). I Unidades Litoestratigráficas. Estudios geol., 32: 391-423

Goy, A. and Ureta, S. (1990) – El Aaleniense en la Cordillera Ibérica. Cahiers Univ. Catho. Lyon, sér. Sci., 4: 73-87

Goy, A. and Ureta, S. (1991) - The lower boundary of the Aalenian in the Fuentelsaz section (Iberian Range, Spain). In: N. Morton (ed.). Conference on Aalenian and Bajocian stratigraphy. Isle Skye. Birkbeck College, Univ. of London: 33-47.

Goy, A., Ureta, S., Arias, C., Canales, M.L., García Joral, F., Herrero, C., Martínez, G., and Perilli, N. (1994) – The Toarcian Aalenian transition in the Fuentelsaz section (Iberian Range, Spain): a possible stratotype for the base of the Aalenian Stage. Miscellania, Serv. Geol. Naz. It., 5: 1-31.

Goy, A., Ureta, S., Arias, C., Bernald, J., Barrón, M.L., Canales, M.L., García Joral, F., Herrero, C., Gialanella, P.L., Gómez, J.J., Martínez, G., Perilli, N. and Villalain, J.J. (1996) - The Toarcian/Aalenian transition in the Fuentelsaz section. In: 1st Toarcian and 4th Aalenian Working Groups Meeting. Fieldtrip Iberian Range Guide-Book: 51-77. Univ. Complutense, Madrid, 77 p.

Henriques, M.H. (1992) - Biostratigrafía e Paleontología (Ammonoidea) do Aaleniano en Portugal (Sector Setemtrional da Bacia Lusitania). PhD. Thesis, Univ. Coimbra: 301 p.

Henriques, M.H. (2000) - Biostratigraphie (*Ammoidea*) du passage Lias-Dogger dans la Bassin Lusitanien: la coupe de S. Giao, (this volume).

Henriques, M.H., Linares, A., Sandoval, J. and Ureta, M. (1996) - "The Aalenian in the Iberia (Betic, Lusitanian and Iberian Basins)" in A. C. Riccardi (ed.), "Advances in Jurassic Research", GeoResearch Forum, Transtec Publ., Zurich, 1-2: 130-150.

Linares, A. and Sandoval, J. (1993) - El Aaleniense de la Cordillera Bética (Sur de España): análisis bioestratigráfico y caracterización paleogeográfica. Rev. Soc. Geol. España, 6: 177-206.

STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE ET GEODYNAMIQUE DE LA SERIE DU LIAS SUPERIEUR-DOGGER DU BASSIN D'IMILCHIL (HAUT-ATLAS, CENTRAL MAROC).

R. AZIZI KADMIRI*, N. LACHKAR, E.H. CHELLAI*, H. BEN ISMAIL***, M. SOUSSI*****

* Faculté des Sciences Semlalia, Département de Géologie, B.P. 2390, Marrakech - Maroc.
** Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre, Dijon - France.
*** Faculté des Sciences, Département de Géologie, Campus Universitaire,Tunis -Tunisie.

La série du Lias supérieur-Dogger affleurant dans le bassin d'Imilchil a été subdivisée en cinq séquences de troisième ordre couvrant l'intervalle Toarcien-Bathonien.

L'évolution sédimentaire et géodynamique locale est marquée par le comblement du rift triasique. Le rejeu d'anciens accidents a permis une différenciation des domaines sédimentaires à l'échelle du bassin.

Des calages stratigraphiques pour cet intervalle sont fournis par les brachiopodes et de rares ammonites.

Le plate-forme carbonatée homoclinale de type rampe qui régnait au cours du Toarcien-Aalénien se transforme progessivement avec l'installation d'une sédimentation coralligène (barrière d'Adrer Loughman) au Bajocien moyen. Ensuite elle passe à une plate-forme carbonatée siliciclastique au cours du Bajocien supérieur-Bathonien p.p.

La dislocation progressive qu'a connue la région est en relation avec la remobilisation de failles profondes et coïncide avec le début de l'expansion de l'Atlantique central. La fin du confinement et le comblement total du bassin au Bathonien p.p. s'intègrent bien dans le schéma d'évolution du rift atlasique central.

PROGRADATIONS AALENO-BAJOCIENNES DE LA PLATE-FORME SAHARIENNE DANS LE SILLON ATLASIQUE DU DJEBEL MIJDIDER, MAROC

C. DURLET[1], C.LEZIN[2] et E.H. CHELLAI[3]

1 - Laboratoire deGéologie des Bassins Sédimentaires et ESA-CNRS 7073, Université Paris 6, case 116, 4 pl. Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France
2 - Laboratoire de Dynamique des Bassins Sédimentaires, Université Paul Sabatier, 39 allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex, France.
3 – Laboratoire de Sédimentologie, Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad, BP S15, 40000 Marrakech, Maroc.

Dans le Haut Atlas central marocain des falaises et des versants abrupts permettent de suivre en continu, et à toutes les échelles, l'évolution de la sédimentation de la fin du Lias et du début du Dogger. Pouvant atteindre des dizaines de kilomètres de long et plus de 1000 m de haut, ces escarpements sont, dans la majorité des cas, parallèles aux failles synsédimentaires qui délimitent les ombilics subsidents du sillon atlasique. Il est donc difficile d'y observer la géométrie de la zone de transition entre les carbonates néritiques de la plate-forme saharienne (au sud) et les marnes hémi-pélagiques de la zone axiale du sillon atlasique.

A l'ouest de la ville de Rich (Fig. 1), le Djebel Mijdider est un escarpement rectiligne, long de 30 kilomètres et haut d'environ 1000 mètres, qui se distingue des autres profils naturels de la région du fait de son obliquité par rapport à l'axe du sillon atlasique. Grâce à cette situation particulière, les géométries de progradation, d'aggradation et de rétrogradation qui caractérisent l'extrémité occidentale de la plate-forme saharienne sont parfaitement visibles. Elles s'expriment dans un véritable profil sismique à l'air libre, où les séquences de dépôt se définissent d'abord par la géométrie, avant d'être vérifiées et complétées par l'analyse des faciès.

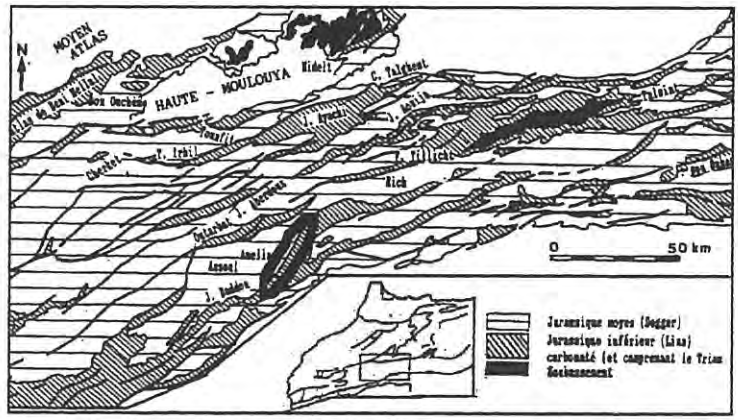
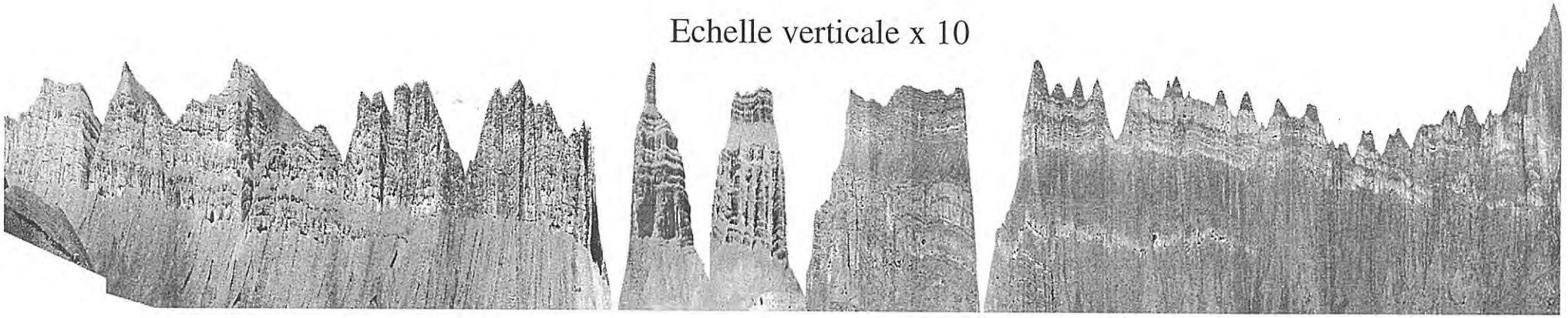


Figure 1 : Localisation du Djebel Mijdider dans le Haut Atlas Central marocain (carte d'après du Dresnay 1987)

La progradation générale de la plate-forme aaléno-bajocienne

Tout au long des 30 km du Djebel Mijdider, la plate-forme saharienne est globalement progradante vers le nord, et gagne ainsi sur le sillon atlasique (Fig. 2). De la fin du Toarcien jusqu'à la fin du Bajocien


Echelle verticale x 10

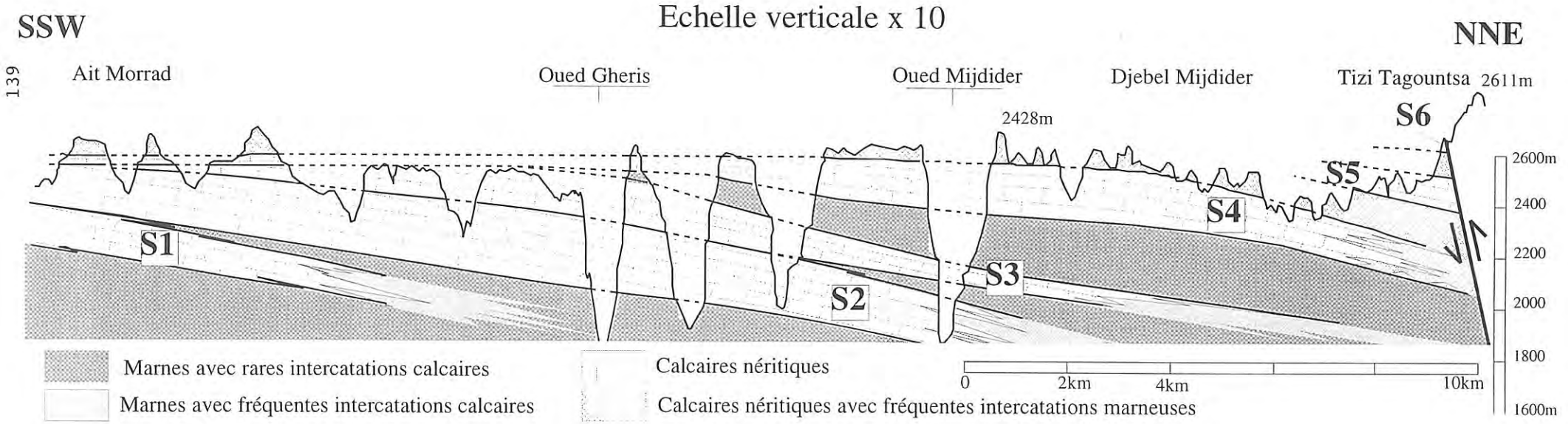

SSW
Echelle verticale x 10
NNE
139
Ait Morrad
Oued Gheris
Oued Mijdider
Djebel Mijdider
Tizi Tagountsa 2611m
2428m
S1
S2
S3
S4
S5
S6
2600m
2400
2200
2000
1800
1600m
0
2km
4km
10km
Marnes avec rares intercatations calcaires
Marnes avec fréquentes intercatations calcaires
Calcaires néritiques
Calcaires néritiques avec fréquentes intercatations marneuses

Figure 2

inférieur les avancées les plus extrêmes de la plate-forme traversent le profil de part en part, ce qui revient à une progression d'environ 30 kilomètres vers le NNE. Lors du Bajocien supérieur et du Bathonien inférieur, les progradations de la plate-forme se situent plus au nord, et le profil n'enregistre que partiellement la géométrie du dispositif.

La progradation générale de la plate-forme saharienne coïncide avec le comblement progressif du sillon atlasique qui aboutira, dés le Callovien, à la généralisation des dépôts continentaux. Elle démontre qu'a l'échelle du deuxième ordre, les taux de production carbonatée sur la plate-forme saharienne ont été supérieurs aux taux de création d'espace disponible sur cette même plate-forme.

Séquences de troisième ordre

A l'échelle du troisième ordre, cinq séquences de dépôt sont directement observables dans l'Aalénien, le Bajocien et le Bathonien inférieur du Djebel Mijdider. Désignées S1 à S6 (Fig. 2), ces séquences montrent une alternance de cortèges de haut niveau et de cortèges de bas niveau séparés par des cortèges transgressifs réduits mais marqués par d'importantes ruptures faciologiques. A cinq reprises, la progradation de la plate-forme saharienne a en effet été interrompue par des épisodes de rétrogradation, très visibles du fait de l'ensevelissement des faisceaux calcaires sous les marnes hémi-pélagiques de la zone axiale. Ces rétrogradations, d'importance inégale, apparaissent très clairement sur l'assemblage photographique compressé horizontalement et sur sa représentation schématique (Fig. 2). Elles sont l'expression géométrique de phases transgressives, lorsque la sédimentation carbonatée néritique se retirait dans les domaines plus internes de la plate-forme saharienne.

L'age précis de chacune de ces séquences n'est pas encore établi. Les ammonites et les brachiopodes étant relativement nombreux, il est permis d'espérer des datations avec une précision de l'ordre de la sous-zone d'ammonites, par référence aux nombreuses études biostratigraphiques déjà menées dans la région. Cette analyse biostratigraphique (dont les premiers éléments seront présentés lors de la réunion Lias-Dogger) permettra de comparer les séquences de dépôt du Djebel Mijdider avec des séquences de même ordre mises en évidence dans d'autres régions atlasiques et péri-téthysiennes. Il sera alors possible de débattre de l'origine tectonique (locale) ou tectono-eustatique (plus globale) de ces séquences.

Éditeur : Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie,
Université Paul Sabatier, 31062 TOULOUSE cedex, France

Directeur de la publication : Jacques REY

Secrétariat gestion : Françoise RONCHINI

ISSN : 0296 - 2055 Dépôt légal : 1er trimestre 2000