

*essai de synthèse paléogéographique
et paléobiostratigraphique
du bassin occidental portugais
au cours du crétacé supérieur*



P. Y. BERTHOU *
J. LAUVERJAT *

* Laboratoire de Géologie des Bassins Sédimentaires, Université
Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75230 PARIS Cedex 05, France;
Projet Mid Cretaceous Events.

Ciências da Terra (UNL)	Lisboa	N.º 5	pp. 121-144 figs. 1-6	1979
-------------------------	--------	-------	--------------------------	------

RESUMO

Palavras-chave: Cretácico superior — Portugal — Macrofauna — Microfauna — Paleogeografia

Os autores descrevem a série transgressiva da bacia ocidental portuguesa, que começa em Lisboa no Albiano inferior a médio e termina na Beira litoral, no Turoniano inferior, após migração das zonas de sedimentação para Norte.

Para cada andar ou subandar é descrita a litologia, tendo em conta, particularmente no Cenomaniano superior, as variações laterais de fácies. A paleogeografia pode, assim, ser definida em cada momento pelo estudo dos ambientes de sedimentação (6 figuras).

É proposto um ensaio de correlação do conjunto da série com base na zonização admitida no Noroeste europeu.

A repartição das principais macrofaunas e microfaunas é apresentada em quadros finais.

RÉSUMÉ

Mots-clés: Crétacé supérieur — Portugal — Macrofaune — Microfaune — Paléogéographie

Les auteurs décrivent sur l'ensemble du Bassin Occidental Portugais la série transgressive qui débute à Lisbonne à l'Albien inférieur à moyen et se termine dans la Beira littorale au Turonien inférieur, après une migration vers le Nord des zones de sédimentation.

Pour chaque étage ou sous-étage, la composition lithologique est donnée en tenant compte, en particulier au Cénomanien supérieur, des variations latérales qui se produisent d'une région à l'autre. La paléogéographie peut être ainsi précisée chaque fois par l'étude des milieux de sédimentation (6 figures).

En conclusion les auteurs proposent un essai de corrélation de l'ensemble de la série avec la zonation admise en Europe du Nord-Ouest. Des tableaux finaux indiquent la répartition des principales faunes et microfaunes importantes.

ABSTRACT

Key-words: Upper Cretaceous — Portugal — Macrofauna — Microfauna — Paleogeography

The Upper-Cretaceous transgressive serie is described by the authors, on the whole Occidental Portuguese Basin: it begins in the Lisbon region in the Albian and finishes in the Beira litoral province in the lower Turonian, while the sedimentation zones migrate Northward.

The lithologic composition is given for each stage and sub-stage, taking into consideration, in particular in the Upper Cenomanian, the lateral variations from one region to another. The paleogeography becomes clear by the study of the sedimentation environments (6 fig.).

In conclusion, the authors propose a correlation between the whole serie and the accepted zonation of the Northwestern Europe. Tables show the repartition of the main macrofauna and microfauna.

INTRODUCTION

Cette étude n'envisage que le Bassin occidental portugais pendant le Crétacé supérieur.

Après une période régressive importante représentée sur tout le Bassin par des dépôts de type «weald», dont l'âge varie selon les régions, la mer revient à l'Albien inférieur à moyen dans la partie méridionale et envahit progressivement l'Estrémadure puis la Beira littorale pendant le Cénomaniens. Elle quittera ensuite une grande partie de l'Estrémadure à la fin du Cénomaniens et la totalité du Bassin avant la fin du Turonien inférieur pour n'envahir que des régions limitées à différents moments du Sénomaniens.

La principale difficulté dans la reconstitution globale de l'évolution du Bassin provient, d'une part de l'effondrement sous l'Océan Atlantique de toute la moitié occidentale, d'autre part du morcellement par érosion intensive des parties émergées.

Les coupures stratigraphiques que nous proposons pour les étages étudiés sont appuyées:

- 1.^{er} — Sur la révision de la macrofaune utilisée à l'origine par P. CHOFFAT (1885, 1886, 1897, 1898, 1900, 1904) pour bâtir la première échelle stratigraphique claire du Bassin (Ammonites essentiellement, Inocérames, Rudistes et Echinodermes accessoirement).
- 2.^{eme} — Sur l'étude des microfossiles par comparaison avec l'ensemble des Bassins mésogéens.

ALBIEN

Les dépôts transgressifs les plus épais rapportés à l'Albien marin se trouvent sur la côte occidentale de la région de Lisboa, entre Guincho, au sud, et Foz de

Falcão, au nord. A Guincho, l'Albien marin atteint 210 m d'épaisseur environ. Son épaisseur doit être encore un peu plus forte au nord de la serra de Sintra, aux environs des plages de Magoito et Aguda, mais malheureusement le contact avec les «grès supérieurs d'Almargem» n'est pas visible.

Au point de vue stratigraphique il faut noter que depuis P. CHOFFAT (1885, 1900, 1904), l'âge de ces niveaux a été controversé, et ils ont été, pendant quelque temps, rattachés (avec doute parfois) par certains auteurs, au Cénomaniens inférieur basal (ZBYSZEWSKI et MOITINHO D'ALMEIDA, 1958; ZBYSZEWSKI, 1955; BERTHOU, 1971, 1973). Ils ont été de nouveau récemment placés dans l'Albien (BERTHOU et LAUVERJAT, 1975; REY, 1976; REY, BILOTTE et PEYBERNÈS, 1977; REY et CUGNY, 1977; BERTHOU et SCHROEDER, 1978, 1979).

Au cours de l'Albien inférieur à moyen la mer recommence la reconquête du continent par la région la plus méridionale du Bassin qu'elle avait quittée à l'Aptien supérieur.

La transgression se développe surtout à partir de l'Albien supérieur et l'on peut suivre la formation, dans la région de Lisboa-Arrábida, d'un golfe ouvert qui va s'agrandir suivant une direction générale Nord-Est à Nord-Nord-Est.

Albien inférieur à moyen marin (65 m)

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les dépôts de cet âge n'ont été reconnus avec certitude que dans la coupe de Praia de Água Doce à Guincho (BERTHOU et SCHROEDER, 1979). Il est probable que la base des séries albiennes, sur la côte au nord de la serra de Sintra, se rattache aussi à l'Albien inférieur à

moyen, mais aucune faune caractéristique n'y a encore été trouvée.

Il est presque certain que ces dépôts marins, sans Ammonites, ne représentent qu'une partie de l'Albien inférieur à moyen. Les formations continentales des «grès supérieurs d'Almargem» correspondant probablement, non seulement à l'Aptien supérieur, mais aussi à une partie de l'Albien inférieur à moyen.

C'est un ensemble de bancs peu épais où les apports détritiques grossiers dominent. Les fragments de macrofaune sont plus ou moins abondants (Cardiides, Ostréides, Gastéropodes, Echinodermes), et certains bancs contiennent de petites *Nerinea* cf. *olisiponensis*, *N. olisiponensis* et *N. cf. schiosensis*. Les restes de végétaux sont assez fréquents et les marnes livrent des Ostracodes. Foraminifères: *Hemicyclammina sigali*, *Pseudocyclammina hedbergi*, *P. rugosa*, *Daxia cenomana*, *Charentia cuvillieri*, et, dans le dernier banc, *Simplorbitolina manasi* et *S. conulus*. Algues: nombreux fragments d'Udotéacées, quelques *Permocalculus* sp., *Marinella lugeoni*, *Neomeris* cf. *cretacea*, *Neomeris cretacea*, *Salpingoporella* sp. et *Cylindroporella sudgeni*.

PALÉOGÉOGRAPHIE

Dès que l'on quitte la côte occidentale vers le Nord-Est, l'Albien inférieur à moyen se présente sous le faciès des «grès supérieurs d'Almargem», qui sont alors recouverts par un niveau marin de plus en plus récent de l'Albien supérieur puis par le Cénomanién inférieur (au delà de Cançás).

Notons le diachronisme des «grès supérieurs d'Almargem» en allant du Sud-Ouest vers le Nord-Est: Aptien supérieur à Albien inférieur à moyen pro-parte à Guincho; Aptien supérieur-Albien inférieur-Albien moyen dans les contrées de Alcoitão, Parede et anse de Baforeira; Aptien supérieur à Albien supérieur pro-parte aux environs de Belas; Aptien supérieur et Albien au delà de Cançás.

Albien supérieur marin

LITHOSTRATIGRAPHIE

L'Albien supérieur marin le plus épais se trouve dans les séries de la côte occidentale: 145 m à Guincho, 185 m au moins entre Magoito et Praia das Maças.

Sur la côte occidentale, où il est le plus épais et le plus complet, l'Albien supérieur peut être subdivisé en trois ensembles assez bien délimités, dont les épaisseurs relatives varient d'un endroit à l'autre, tout en restant bien reconnaissables, et dont on peut suivre les évolutions vers le Nord-Est.

Partie inférieure: (20 à 50 m au plus).

Ensemble de bancs de calcaire wackestone (parfois packestone) noduleux, contenant parfois une proportion importante de matériel détritique grossier siliceux. Des intercalations de calcaires gréseux existent dans certaines coupes. Les nodules, dont les dimensions et l'apla-

tissement varient suivant les bancs, sont entourés de feuillets marneux. Suivant l'importance relative de ces feuillets et du nodule calcaire, on passe du banc de calcaire noduleux compact à la marne à nodules de calcaire. Ces bancs sont fortement bioturbés et montrent des remplissages de terriers, pouvant atteindre 4 cm de large, formant un réseau souvent dense que l'érosion fait ressortir.

On y retrouve les Foraminifères et les Algues de l'Albien inférieur à moyen sauf les *Simplorbitolines* et *Cylindroporella sudgeni*.

Des bancs riches en Orbitolines existent dans certaines coupes mais leur détermination spécifique est souvent impossible. Notons l'apparition de: *Orbitolina* (M.) sp., *O. (M.)* sp. A BERTHOU et SCHROEDER, 1978, *Nautiloculina cretacea*, *Sabaudia minuta* et *Hensonina lenticularis*. Dans les Algues, les *Permocalculus* deviennent plus abondants (*P. irenae*, *P. sp.* de grande taille) ainsi que les Udotéacées (*Bouëina* sp., *Arabicodium* sp.). *Neomeris cretacea* et *Acicularia* sp. sont aussi assez fréquentes.

A la base de cet ensemble on trouve des *Palorbitolina* remaniées à Baforeira et des *Simplorbitolina* remaniées à Guincho.

Knemiceras uhligi CHOFFAT apparaît dans cet ensemble, 15 m environ au dessus de la limite avec l'Albien inf. à moyen dans la coupe de Guincho et dans le banc de base de la coupe de la plage de Magoito.

Knemiceras uhligi a été récolté avec *Pervinquieria inflata* (SOW.), plus à l'est, par P. Choffat, à un niveau certainement plus élevé que celui où il apparaît dans les séries cotières au nord de la serra de Sintra et à Guincho, mais situé néanmoins en dessous des calcaires à Rudistes de la Ponta de Rana (sommet de la partie moyenne de l'Albien sup.) qui lui fournirent un autre exemplaire. De même, *Pervinquieria inflata* var. *lampasense* cité par P. Choffat et provenant d'anciennes récoltes faites au Nord de S. João das Lampas, appartient probablement à un niveau situé au dessus de la partie inférieure de l'Albien supérieur.

Malgré toutes les réserves que nous avons déjà exprimées au sujet de ces deux fragments de *Pervinquieria* (BERTHOU, 1973) et bien qu'aucune Ammonite de la zone à *Cristatum* n'ait été trouvée dans ces séries, il est néanmoins probable que c'est dans cette zone de l'Albien supérieur qu'apparaît *Knemiceras uhligi*, mais il est certain qu'il monte plus haut. Là encore, l'absence de formes de la zone à *Dispar* empêche de situer avec précision sa limite supérieure.

Partie moyenne: (85 à 100 m environ sur la côte occidentale, 45 m environ 10 km plus à l'Est).

Ensemble de bancs de calcaire wackestones/packestones parfois riches en Rudistes, et de niveaux marneux avec de rares intercalations sableuses ou gréseuses peu épaisses.

Les niveaux marneux dominant dans la moitié inférieure et les formations à Rudistes vers le sommet.

La progression de la transgression est maintenant suffisante pour que la région de Lisboa corresponde à une plate-forme carbonatée avec des domaines marins restreints au nord de la serra de Sintra et des domaines marins plus ouverts au sud, en particulier à Guincho.

Corrélativement on voit apparaître, entre les régions situées au nord et au sud de la serra de Sintra, des différences faunistiques liées à l'écologie, en particulier à la partie supérieure de cet ensemble.

Au sud de la serra de Sintra, les Rudistes apparaissent dans un banc, situé 10 à 15 m au dessus de la base, épais de 1 m au plus, et pouvant contenir: *Apricardia* sp., *Agriopleura* sp., *A. cf. choffati*, *Eoradiolites* cf. *gros-souvrei*, et parfois de petites colonies de polypiers et de *Bacinella irregularis*. C'est le dernier tiers de cet ensemble qui contient les formations à Rudistes les plus épaisses (3 à 4 m) à *Polyconites subverneuili*, *Pseudotoucasia santanderensis*, *Radiolites* sp., *Agriopleura* cf. *choffati*, et Rudistes toucasiformes, auxquels s'ajoutent, au nord de Sintra (domaine marin restreint): *Radiolites cantabricus*, et, au sud de Sintra (domaine marin ouvert): *Caprina choffati*, *Nerinea olisiponensis* et *N. schiosensis* sont fréquentes. *Nerinea titan* apparaît et se trouve en abondance dans certains niveaux, en particulier au nord de la serra de Sintra.

Rappelons l'existence de *Knemiceras uhligi* dans les bancs à *Caprina choffati* de la Ponta de Rana.

On retrouve, dans cette partie moyenne de l'Albien supérieur, les Foraminifères de la partie inférieure, et l'on voit apparaître, d'abord *Orbitolina* cf. *concava gatarica*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazata simplex*, puis, dans les formations à *Radiolites cantabricus* (nord de la serra de Sintra), et même un peu plus bas, *Neiraqia convexa* et, dans les formations à *Caprina choffati* (sud de la serra de Sintra), *Neorbitolinopsis conulus*, *Merlingina* sp., *Cyclolina* cf. *cretacea*, *Trochospira* sp., *Montcharmontia* (?) cf. *appenninica compressa*. Notons que *Neorbitolinopsis conulus* n'existe que dans les bancs à *Caprina choffati* (5 m d'épaisseur environ).

Pseudocyclammina hedbergi disparaît avant le sommet de cette partie moyenne de l'Albien supérieur.

Dans les Algues on note l'apparition de *Pycnoporidium* sp., *Salpingoporella dinarica*, *Dissocladella undulata*. Des formations à Bryozoaires existent à Guincho.

Cette partie moyenne se termine par une surface durcie, ferruginisée, parfois dolomitisée, et souvent perforée, qui marque une discontinuité très nette dans la série. Cette discontinuité intra-Albien supérieur se retrouve au nord et au sud de la serra de Sintra. Elle se situe parfois directement au toit d'un banc à Rudistes, parfois un peu au-dessus.

Partie supérieure: (27 à 35 m sur la côte occidentale).

Elle est comprise entre deux discontinuités qui sont plus ou moins nettes suivant les domaines de sédimenta-

tion: à la base, la discontinuité intra-Albien supérieur au toit de l'ensemble précédent; au sommet, la surface durcie de cette partie supérieure de l'Albien est bien visible dans les séries côtières au nord de la serra de Sintra, en domaine marin restreint. On la retrouve à Guincho en domaine marin ouvert. Vers l'est, dans les domaines de sédimentation intertidaux et subtidaux élevés des environs de l'anse de Baforeira, Parede, Bicesse et Alcoitão par exemple, l'épaisseur de la partie supérieure de l'Albien supérieur est réduite par suite de non dépôt, d'érosion ou de condensation et la surface durcie du toit n'est pas toujours identifiable. On peut attribuer à la partie supérieure de l'Albien supérieur, des bancs (pouvant au plus atteindre 6 m d'épaisseur environ) souvent ferruginisés et dolomitiques, gréseux par endroits, et parfois riches en Orbitolines très quartzes. Les deux discontinuités, bien distinctes sur la côte occidentale, sont donc, ici, très proches, et, par place, il n'est pas impossible que le Cénomanien inférieur repose directement sur la discontinuité au toit de la partie moyenne de l'Albien supérieur. Ainsi les niveaux de base du Cénomanien à *Ovalveolina crassa* paraissent presque superposés aux bancs à *Caprina choffati* et *Neorbitolinopsis conulus* (BERTHOUE et SCHROEDER, 1978).

Les variations latérales de faciès sont assez importantes. Au nord de la serra de Sintra cet ensemble correspond à des marnes parfois sableuses à Ostracodes et Characées, à des calcaires wackestones/packstones avec des bancs de Rudistes toucasiformes, d'*Agriopleura* cf. *choffati* et de Nérinées dont *N. titan*, et à des calcaires gréseux. Il est terminé par un banc de grainstone (ou de grès calcaire) parfois riche en Orbitolines quartzes, dont la surface parfois irrégulière, est durcie et ferruginisée. Ce hard-ground souligne la limite Albien/Cénomanien. A Guincho, cet ensemble est constitué de bancs de grainstones intercalés de bancs marno-dolomitiques très riches en Orbitolines. Il n'y a plus de formations à Rudistes mais certains bancs contiennent des colonies de Stromatopores.

Les Orbitolines, abondantes dans l'ensemble de la partie supérieure de l'Albien supérieur, sont souvent difficiles à déterminer spécifiquement. Les *Orbitolina* (M.) sp. sont fréquentes et on reconnaît *O. (O.)* cf. *concava gatarica*, et *O. (M.)* sp. A. On note l'apparition de *O. (Conicorbitolina)* sp., *O. (C.)* cf. *cuvillieri/conica*, *Lenticulina* sp. et *Favusella washitensis* (seul Foraminifère planctonique déterminable de toute la série albio-cénomanienne). Les débris de Dasycladacées sont fréquents.

Notons qu'aucune Ammonite n'a été recoltée dans cette partie supérieure de l'Albien supérieur.

Ces subdivisions de l'Albien, basées sur l'évolution lithologique et les discontinuités principales de la série, correspondent bien sûr à une certaine évolution de la faune et de la flore mais l'absence presque totale «d'Ammonites de zone» réduit à des spéculations plus ou moins spéculatives tout essai de rattachement aux zones d'Ammonites généralement admises dans l'Albien.

L'analyse séquentielle de la série permet de suivre l'envahissement progressif du continent qui est le fait de pulsations transgressives suivies de périodes de stagnation voire de légères régressions.

Quelques arrêts de sédimentation, paraissant le plus souvent locaux, sont décelables dans la série, et une discontinuité marquée par des hard-grounds termine l'Albien supérieur.

L'ensemble des séquences élémentaires s'arrangent en une mégaséquence transgressive. Au cours de cette période on passe d'une plate-forme bien ouverte mais peu étendue vers l'Est, à une plate-forme carbonatée agrandie vers l'Est et le Nord-Est, plus intracontinentale, mais dont les relations avec le proto-Atlantique deviennent plus difficiles (BERTHOU et LAUVERJAT, 1978).

CÉNOMANIEN INFÉRIEUR

LITHOSTRATIGRAPHIE

Au Cénomanién inférieur se place une nouvelle progression de la transgression qui va envahir complètement la région de Lisboa-Arrábida, jusqu'à une ligne «Ponta da Lamparoeira-Vila Franca de Xira».

On peut le plus souvent distinguer 3 ensembles dans le Cénomanién inférieur. Ainsi dans le Sud-Ouest de la région de Lisboa on trouve la succession suivante, de bas en haut (BERTHOU, 1971, 1973; BERTHOU et SCHROEDER, 1978; BERTHOU et POIGNANT, 1969, 1978):

- Bancs de calcaires wackestones, packstones, parfois grainstones, souvent dolomités à *Ovalveolina crassa*, *Ovalveolina* sp., *Neoiragia convexa*, *Orbitolina* sp., *O. (O.)* cf. *concava gatarica*, *O. (M.)* sp. A, *Chrysalidina* sp. Certains bancs contiennent encore de nombreux Rudistes: Radiolitins, *Caprina* sp., *Polyconites* sp., *Apriocardia* sp., Rudistes toucasiformes, et les *Nerinea olisiponensis*, *N. schiosensis*, *N. cf. d'almeidai* et *N. titan* (15 à 20 m environ).

Au nord de la serra de Sintra, ces niveaux correspondent à des marnes et des calcaires argileux à Ostracodes, dont *Oerthliella soaresi* et *Cythereis* cf. *ouillierensis*. Au nord et au sud de la serra de Sintra, un banc à *Pseudedomia viallii* termine cette partie inférieure du Cénomanién inférieur.

- Calcaires grainstones, gréseux, intraclastiques contenant parfois des extraclasts de calcaire oolitique probablement anté-aptien. Ils passent parfois à des grès calcaires qui peuvent être très grossiers. Les restes de Rudistes (Réquieniids) y sont

encore fréquents dans certains lieux, ainsi que *Nerinea titan*, *N. olisiponensis* et *N. d'almeidai* (dont c'est le niveau type).

Les Orbitolinids y sont fréquents: *Orbitolina* sp., *O. (O.)* cf. *concava gatarica*, *O. (M.)* sp. A, *O. (C.)* *cuvillieri/conica*, et l'on y trouve également: *Hensonina lenticularis*, *Lenticulina* sp., *Favusella washitensis*, *Trocholina* cf. *arabica*.

Dans les Algues, il faut souligner la présence, dans la contrée de Bicesse principalement, de *Paraphyllum primaevum* et *Paraphyllum amphiroeforme*. Certains bancs contiennent une Algue rapportée avec doute à *Epimastopora* (?) (15 m à 20 m d'épaisseur environ).

- Argiles et marnes verdâtres à rougeâtres puis calcaires wackestones et marnes à Ostréidés ayant livré aussi des Ostracodes dont *Sarlatina merlensis*. Les Orbitolines y sont peu fréquentes et paraissent souvent remaniées. On note l'apparition de *Praealveolina iberica*, *Simplalveolina simplex*, *Pseudedomia drorimensis*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Nummuloculina regularis*, *Thomassinella punica* (au sommet). Les Lituolidés sont toujours fréquents en particulier *Pseudocyclamina rugosa* et *Charentia cuvillieri*. Dans les Algues on note l'apparition de *Heteroporella lepina*. Les Rudistes sont représentés dans la moitié supérieure par *Ichthyosarcolithes triangularis* (10 à 15 m d'épaisseur).

PALÉOGÉOGRAPHIE

A la fin du Cénomanién inférieur l'ensemble de la région de Lisboa se trouvera placé sous un régime hydrodynamique faible correspondant à une pose dans la progression de la transgression. Toute la région correspondra à un domaine de plate-forme interne et les dépôts s'effectueront dans des conditions marines restreintes (BERTHOU et LAUVERJAT, 1978; BERTHOU, 1976).

CÉNOMANIEN MOYEN (fig. 1)

Au début du Cénomanién moyen, la transgression stagne puis reprend ensuite sa progression vers le Nord-Nord-Est, la mer submergeant progressivement les terres qui étaient émergées depuis la fin du Jurassique.

Avant la fin de cette période, la mer recouvrira la totalité de l'Estrémadure et le Sud-Ouest de la Beira Littorale.

C'est dans la région de Lisboa que la subsidence sera la plus forte, le Cénomanién moyen atteignant 90 à 120 m d'épaisseur alors qu'il ne représente que 40 m de couches dans la région centrale (Leiria et environs) et 20 m dans la région Nord (embouchure du rio Mondego).

Le terme de Cénomanién moyen a été utilisé pour désigner, dans la région de Lisboa, l'ensemble des couches qui débute avec le niveau à *Praealveolina iberica* et qui est recouvert par le calcaire à *Nummuloculina regularis* de la base du Cénomanién supérieur (BERTHOUD 1971, 1973). Cet ensemble représente la partie moyenne du Cénomanién de la région; son rattachement au Cénomanién moyen tel qu'il est défini actuellement (KENNEDY et HANCOCK, 1976, 1977; JUIGNET, 1974, 1977) est basé sur la présence de *Turrilites costatus* à la partie supérieure et sur l'apparition de *Praealveolina cretacea* et de *Ovalveolina ovum* dès la base.

De la base au sommet on trouve la série suivante dans toute la région de Lisboa, et en particulier dans les contrées Sud et Sud-Ouest:

- Calcaire wackestone/packestone à *Praealveolina iberica* très abondantes, *Simplalveolina simplex* rares, *Ovalveolina ovum* très rares, *Pseudodonia drorimensis* et Algues abondantes (*Pianella dina-*

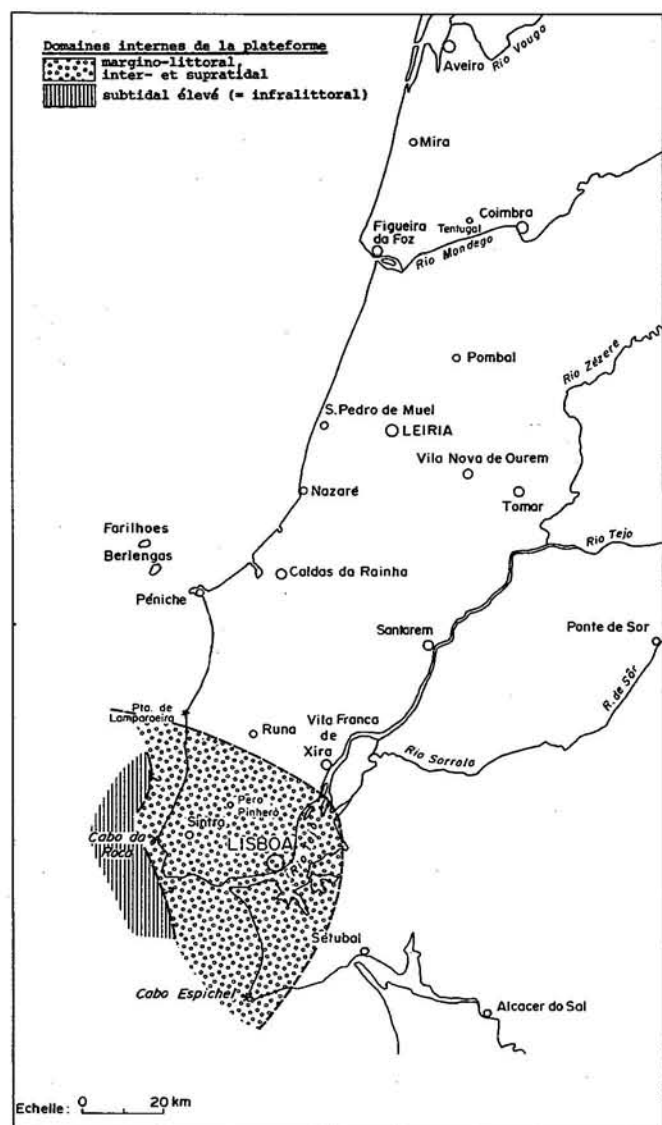


Fig. 1 — Domaines de sédimentation à la base du Cénomanién moyen

rica. *Cylindroporella* cf. *barnesii*) (1,20 à 1,50 m).

- Alternance de bancs peu épais (0,05 à 1 m) de marnes et de calcaires wackestones/packestones à *Sarlatina merlensis* extrêmement abondantes accompagnées de Lituolidés (*Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvieri*, *Daxia cenomana*) et d'Algues (Udoteacées, *Acroporella radoicici*). *Exogyra pseudoafricana* est très abondante dans certains bancs (36 m environ).
- Calcaires wackestones et packstones à Exogyres terminés par un banc (1, 50 m) à *Praealveolina cretacea* fréquentes, *P. iberica*, *Simplalveolina simplex*, *Ovalveolina ovum* (15 à 20 m environ).
- Calcaires mudstones/wackestones, parfois dolomitiques, très très pauvre en faune et contenant parfois des débris de Dysodontes pélagiques, des *Calcisphaera* sp., des *Pithonella* sp. et des Globotruncanidae nains (50 à 55 m environ).

Un arrêt de sédimentation, souligné par une surface durcie et parfois ferruginisée, est souvent visible au sommet du dernier banc du Cénomanién moyen dans la région de Lisboa, et marque bien la limite entre un Cénomanién moyen et un Cénomanién supérieur déjà très contrasté.

Dans le centre et le nord du Bassin ce contraste n'existe pas et il est difficile de distinguer les derniers dépôts du Cénomanién moyen des premiers sédiments du Cénomanién supérieur.

Dans la région centrale, à Juncal par exemple, on trouve la série suivante (de bas en haut) reposant directement sur les sables «bellasiens» (= Crétacé continental):

- Argile à nodules de calcaire argileux ayant fournie *Sarlatina merlensis* (2 m environ).
- Calcaires argileux, en bancs, compacts, et marnes à *Sarlatina merlensis* et *Pseudocyclammina* cf. *rugosa* (8 m environ).
- Calcaires wackestones à *Hemicyclammina sigali* avec des intercalations marneuses (11 m environ).
- Calcaire wackestones et packestones formant une masse faisant le passage avec le premier attribuable au Cénomanién supérieur (8 m environ).

Dans la région nord du Bassin, la série est encore moins épaisse (25 m au maximum dans la zone de l'embouchure du rio Mondego) et elle est plus chargée en éléments détritiques grossiers, surtout à la base. Au dessus des sables continentaux du «Bellasién» on trouve, de bas en haut:

- Argiles sableuses et sables argileux intercalés de fins bancs de grès calcaires et de calcaires gréseux pauvre en débris de faunes et en Algues (12,50 m environ).
- Succession de calcaires wackestones/packestones, parfois gréseux, parfois dolomitiques avec quelques intercalations de marnes à *Liostrea oure-*

mensis. La microfaune est rare à l'exception de quelques bancs à *Pseudocyclammia rugosa* et *Pithonella* sp. Les marnes ont livré *Sarlatina merlensis* (12,50 m environ).

Les premiers dépôts de la transgression cénoomanienne dans les régions du centre et du nord du Bassin étant pauvre en faune utilisable à des fins stratigraphiques, leur rattachement au Cénoomanien moyen a toujours été fait par comparaison avec la série de la région de Lisboa.

PALÉOGÉOGRAPHIE

Aux premiers temps du Cénoomanien moyen, l'ensemble de la région de Lisboa appartient donc au domaine margino-littoral (sensu MASSE, 1976). Ceci est probablement dû à un remplissage progressif du Bassin pendant une courte période de stabilité, et non à une petite régression.

Les dépôts de la phase transgressive qui va se développer pendant la suite du Cénoomanien moyen acquièrent peu à peu leur caractère marin et contiennent toujours, à

la base, des lits à *Sarlatina merlensis* qui permettent de suivre l'envahissement de la partie centrale et du nord du Bassin. Le niveau de base des couches à *Sarlatina merlensis* étant nettement diachronique, et de plus en plus élevé dans le Cénoomanien moyen, en allant de Lisboa vers le nord du Bassin.

Dans la région de Lisboa, et jusqu'à Runa, les formations cénozoïques et quaternaires du bassin du Tage empêchent d'observer l'évolution vers l'Est des dépôts cénoomanien.

Par contre, dans le centre et le nord du Bassin on peut suivre le passage vers l'Est aux dépôts littoraux qui ourlaient les serras limitant le Bassin (contrées de Coimbra et Vila Nova de Ourém). Les séries deviennent de moins en moins épaisses et de moins en moins carbonatées. Elles sont très riches en Ostréidés (*Liostrea ouremensis*) et il devient de plus en plus difficile d'individualiser la part des dépôts qui relève au Cénoomanien moyen (CROSAZ, 1976; BERTHOU, 1976; LAUVERJAT, 1976; BERTHOU, SOARES et LAUVERJAT, 1977; BERTHOU et LAUVERJAT, 1978).

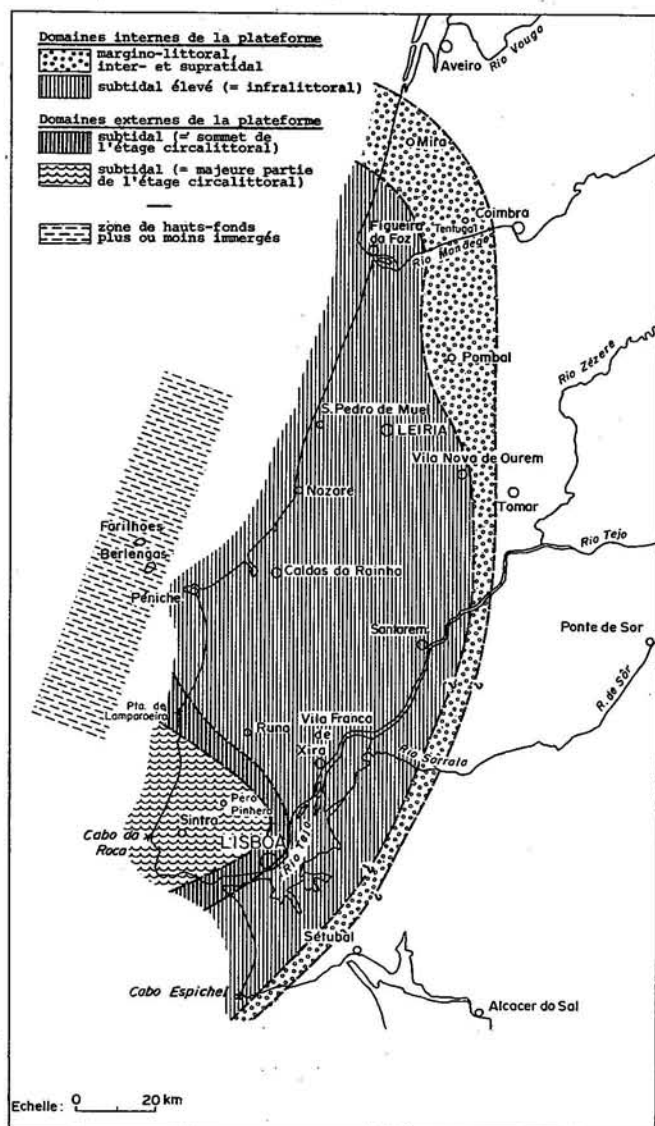


Fig. 2 — Domaines de sédimentation à la base du Cénoomanien sup. (niveau à *Nummuloculines*)

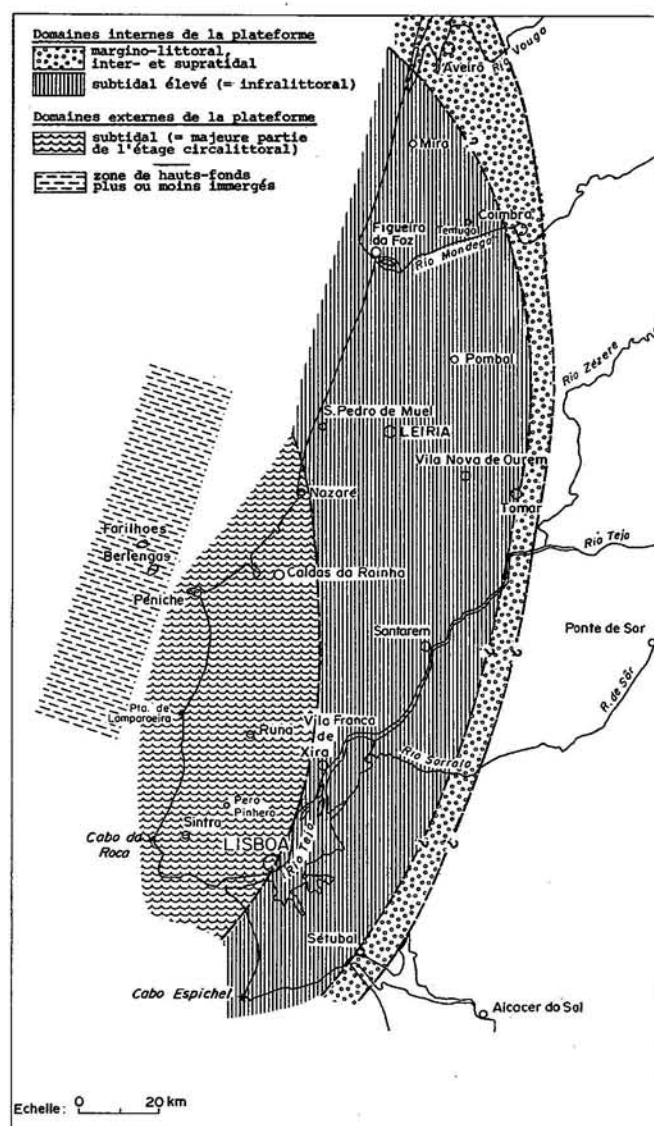


Fig. 3 — Domaines de sédimentation au Cénoomanien supérieur (niveau à *Neolobites vibrayeanus*)

La partie inférieure de cette période correspond à l'extension maximale de la transgression (niveau à *Neolobites vibrayeanus*) qui reste cependant un peu en retrait par rapport à celle du Callovien. Le Bassin est largement ouvert vers l'Ouest et constitue une plate-forme carbonatée dont le domaine franchement marin est situé à l'Ouest et le domaine margino-littoral à l'Est, montrant ainsi l'absence de communications directes avec les Bassins espagnols.

La partie supérieure de cette période est marquée par une stagnation de la mer, voire une légère régression. Le rejeu de la fracture tardi-hercynienne de Nazaré va permettre l'individualisation de deux grandes régions, la mer ouverte ne se maintenant qu'au Nord.

Dans la région de Lisboa

La zone inférieure ou « assise à *Neolobites vibrayeanus* » est bien exposée sur les flancs du Bica et dans le Vale de

Alcântara. On peut y différencier, sur 10 m environ, plusieurs niveaux dont le contenu microfaunistique varie (BERTHOU, 1973; BERTHOU, SOARES et LAUVERJAT, 1977).

1. Calcaire grainstone/packestone pelloïdal à microfaune bien conservée: *Nummuloculina regularis* abondante, *N. cf. heimi*, *Spiroloculina* sp., *Pseudorhapydionina dubia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Biconcava bentori*, *Biplanata* cf. *peneropliformis* (2 m). Cette paléobiocénose s'est formée dans une zone relativement externe de la plate-forme, en dessous du domaine d'action des vagues (tests bien conservés) et en dessous de la zone photique (absence presque totale de fragments de Dasycladacées).

Dans la région de Pero Pinheiro, on trouve au même niveau des calcaires packstones et wackestones, parfois lités, à traces de courants, qui se sont sédimentés dans une zone un peu plus externe de la plate-forme où la microfaune était transportée (BERTHOU et LAUVERJAT, 1978).

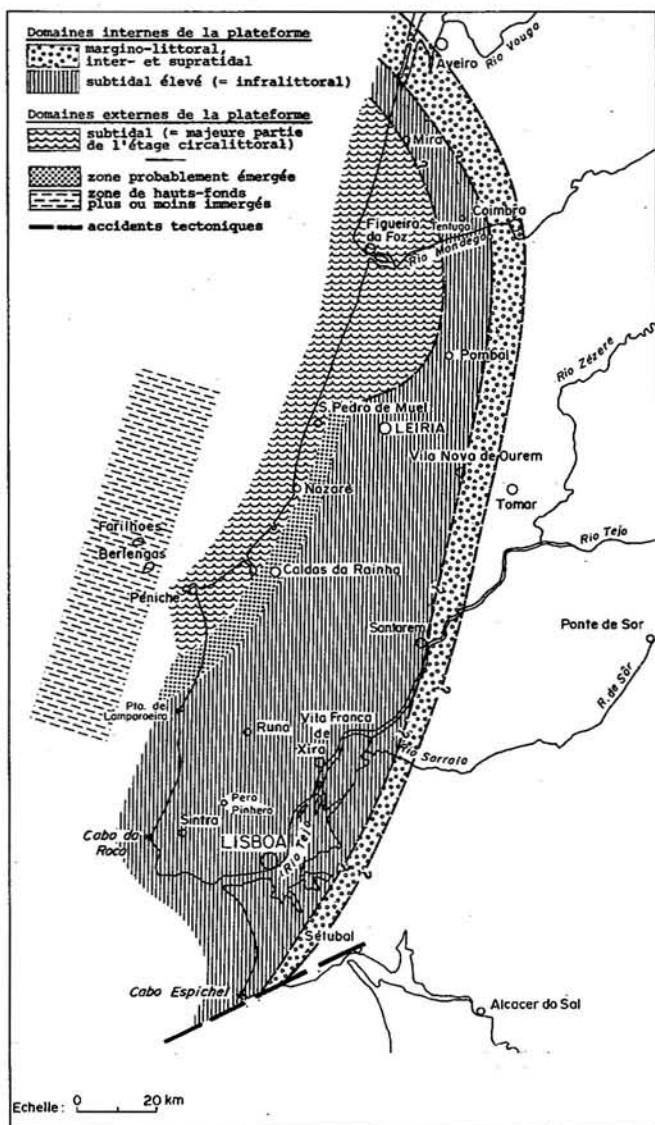


Fig. 5 — Domaines de sédimentation à la fin du Cénomanién sup.

2. Calcaire grainstone/packestone déposé en milieu d'assez haute énergie et contenant *Praealveolina cretacea tenuis* abondante, *P. gr. cretacea*, *Simplalveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudorhipidionina casertana* ainsi que quelques pélagiques (Calcisphères et Globotruncanidés nains) (1 à 1,50 m).
3. Calcaire wackestone à *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. gr. cretacea* et *Simplalveolina simplex*, moins fréquentes, associées à de rares *Neolobites vibrayeanus*. La microfaune pélagique est assez abondante (4 m).
4. Calcaire mudstone à Foraminifères planctoniques fréquents mais nains, *Praealveolina cretacea*, *Simplalveolina simplex* et *Cisalveolina fraasi* (2 à 3 m).

La partie supérieure de cette formation montre des encroutements formés par l'association de Madrépores, de *Bacinella irregularis*, *Pseudolithotamnium album*, *Placopsilina* et *Coskinophragma*. C'est sur ce niveau relativement consolidé que vont s'installer les Rudistes.

La zone supérieure, à Rudistes (40 m maximum), est bien visible de Pero Pinheiro à Monte Serves.

1. A la base, les formations sont d'abord de type bafflestone, puis rapidement de type framestone; elles forment alors des masses construites, isolées les unes des autres, avec prédominance des Caprinules (*Caprinula boissyi*, *C. doublieri*, *C. brevis*, *C. d'orbigny*) sur les Sauvagesiïnés (*Sauvagesia sharpei*, *Durania* sp.) et les Radiolitidés. Les Nérinées sont rares et la microfaune réduite à quelques *Simplalveolina simplex*, *Nummoloculina regularis*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp. accompagnées de *Permocalculus* sp., *Neomeris cretacea*, *Heteroporella lepina*. Entre ces masses, les très fins débris de Rudistes s'accumulent dans des lagons ou des chenaux, donnant des couches en forme de grandes cupules redressées sur les bords.
2. Au sommet, recouvrant les calcaires précédents, on trouve des formations de type bafflestone, plus riches en éléments détritiques et en microfaune: *Pseudolithotamnium reicheli*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Pseudorhapydionina dubia*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Biconcava bentori*, *Nezzazata simplex*, *Hemicyclammina sigali*, «*Valvulammina*» *picardi*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia-parva*, *Nummoloculina regularis*, *N. heimi*). Les Caprinules perdent de leur importance au profit des Sauvagesiïnés (*Sauvagesia sharpei*, *Durania arnaudi* type et variétés), des Radiolitidés (*Radiolites lusitanicus*) et des Requieniïdés (*Apricardia carentonensis*, *A. laevigata*) accompagnés de Nérinées (*Nerinea schiosensis*, *N. olisiponensis*) et d'Ostréïdés (*Chondrodonta joannae*).

Dans la région centrale (Runa, Leiria, Nazaré)

Le Cénomaniens supérieur est constitué, comme vers Lisboa, par une zone inférieure à *Praealveolina cretacea tenuis* et *Neolobites vibrayeanus* surmontée par les calcaires à Rudistes.

La zone inférieure («assise à *Neolobites*») fournit, sur 4 à 6 m la même macrofaune et la même microfaune que dans la région de Lisboa, mais on note un appauvrissement en individus, de plus en plus marqué vers le Nord. Les 4 niveaux définis à Lisboa à partir des acméés des principales formes deviennent de plus en plus difficiles à mettre en évidence: ils subsistent à Runa, le niveau 1 étant déjà moins net; à partir de Carvalhães le niveau de base n'est plus individualisé: à partir de Juncal le niveau perd de sa netteté; vers Leiria, enfin, on ne peut plus dissocier le niveau 2 du suivant.

A Nazaré on trouve des calcaires grainstones/packstones intraclastiques déposés en milieu d'assez haute énergie sur la bordure externe du Bassin. Au contraire vers l'Est (Juncal, Leiria) on a des dépôts de milieux plus internes: calcaires packstones/wackestones où les apports pélagiques sont moins marqués et les Dasycladacées plus abondantes. Ce milieu semble mieux correspondre à l'écologie des Préalvéolines qui ont dû être accumulées *post-mortem* dans le faciès plus externe.

La zone supérieure (35 m environ) est constituée par les formations à Rudistes auxquelles viennent s'ajouter, au sommet, des bancs de calcaires argileux à Actéonelles et lits quartzeux et des calcaires argileux à Rudistes isolés. On peut toujours différencier les deux ensembles à Rudistes de la région sud avec à la base des Caprinules dominantes et au sommet des Sauvagesiïnés et Radiolitidés dominants. La microfaune est la même que dans la région de Lisboa.

Au dessus on trouve:

- A Runa, 7 m de calcaires contenant au sommet *Durania arnaudi*, *D. arnaudi* var. *runaensis*, *D. arnaudi* var. *expansa*, *Nezzazata simplex*, «*Valvulammina*» *picardi*, *Cuneolina conica* et où *Chrysalidina gradata* et *Sauvagesia sharpei* ont disparus.
- A Juncal, 6 m de pelsparites intraclastiques indiquant un milieu calme et restreint surmontées par une formation de type bindstone (0,35 m) formée uniquement de *Durania arnaudi* var. *cos* dans une matrice calcaire elle-même recouverte par des niveaux intertidaux dolomitiques puis par une dernière récurrence de Rudistes correspondant à 2 m de calcaires mudstone/wackestone à population monospécifique de *Radiolites peroni* associés à des *Picnoporidium*.
- A Leiria, les calcaires à passées quartzueuses sont directement surmontés par le banc à *Radiolites peroni*; le niveau à *Durania arnaudi* a donc une extension géographique limitée.

Le Cénomanien supérieur datable ne débute véritablement qu'avec le niveau à *Neolobites* qui contient de nombreux Céphalopodes (*Neolobites vibrayeanus*, *N. bussoni*, *N. peroni*, *Calycoceras stoliczkai*, *Lissoniceras mermeti*) et Echinodermes (*Heterodiadema ouremense*, *H. libycum*, *Hemiasiter lusitanicus*, *H. subtilis*, *Diplopodia marticensis*). La microfaune est relativement abondante, identique à celle des autres régions, mais comporte en plus le premier-nannoplancton crétacé décrit au Portugal (AUBRY et CROSAZ, 1977).

Au dessus, un calcaire rognoneux à Dasycladacées et Gymnocodiacées (2 m), un calcaire intraclastique (1 m) puis des marnes noduleuses riches en Ostréidés (*Exogyra columba*, *E. flabellata*, *E. olisiponensis*), Echinodermes (*Hemiasiter scutiger*, *Diplopodia deshayesi*, *D. variolaris*) et Ostracodes, sont l'équivalent de la base des calcaires à Rudistes du centre et du sud du Bassin.

A l'Ouest de Vila Nova de Ourém on trouve au sommet des coupes quelques mètres de calcaires à Rudistes (*Sauvagesia sharpei*, *Durania arnaudi*, Requiéniidés) surmontés par un calcaire à «*Valvulammina*» *picardi*. Les Rudistes ne sont pas en place et il s'agit d'une accumulation *post-mortem*. Ils correspondent au sommet des massifs à Rudistes de Leiria. Par contre, à l'Est de Vila Nova de Ourém, les marnes à Echinides sont les derniers témoins du Cénomanien et sont directement recouvertes par des sables présumés tertiaires.

Dans la région de l'embouchure du Rio Mondego

Les formations à Rudistes n'existent plus et sont remplacées latéralement par des calcaires à Ammonites (*Vascoceras*). Le changement de faciès, qui se fait au niveau du prolongement de la faille de Nazaré, n'est visible nulle part sur le terrain mais a pu être circonscrit à quelques kilomètres près. Les Rudistes les plus septentrionaux se trouvent dans la région de Milagres (8 km au N. E. de Leiria) et les niveaux à Ammonites les plus méridionaux apparaissent à Meirinhas (14 km au N. E. de Leiria).

L'assise à *Neolobites* est représentée par deux niveaux:

- Un niveau à *Neolobites vibrayeanus* s.s., associé à *Exogyra olisiponensis*, *Pycnodonta biauriculata*, *Heterodiadema ouremense*, *Hemiasiter lusitanicus*, *Diplopodia variolaris*, *Pseudodiadema guerangeri* et, au sommet, *Calycoceras stoliczkai*. La microfaune est représentée par *Praealveolina cretacea tenuis* à la base, *Simplalveolina simplex*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Hemicyclammina sigali* et *Pseudedomia drorimensis* (4 à 5 m).
- Un niveau à *Anorthopygus michelini* et *A. orbicularis* avec *Exogyra columba*, *Nerinea olisiponensis* et une microfaune qui reste abondante mais ou disparaît *Praealveolina cretacea* (2 à 3 m).

Au dessus, l'assise à *Vascoceras gamai* (6 m) est composée par un niveau riche en *Exogyra columba major* et des Echinodermes déjà présents dans les couches précédentes associés à de rares *Vascoceras gamai* et *Puzosia planulata*, surmonté par un niveau plus riche en *Vascoceras* où les Ostréidés se raréfient. L'ensemble de l'assise a une microfaune typiquement cénomanienne (*Simplalveolina simplex*, *Hemicyclammina sigali*, *Thomasinella punica* et de nombreuses algues).

Dans la vallée du Mondego entre Montemor-o-Velho et Coimbra

La formation carbonatée du Cénomanien supérieur diminue fortement d'épaisseur et se charge en éléments détritiques. Le niveau de base à *Neolobites vibrayeanus* est bien visible jusqu'à Tentugal puis perd vers l'Est de son individualité. Le niveau à *Anorthopygus michelini* est bien marqué jusqu'à Coimbra où il prend un faciès très gréseux. Le niveau à *Vascoceras gamai* est repérable jusque dans la région de Barcoço avec des compositions de plus en plus terrigènes vers l'Est mais un contenu faunistique assez peu variable (SOARES, 1966; LAUVERJAT, 1976; LAUVERJAT et POIGNANT, 1978; FERREIRA MARQUES, SOARES et LIMA, 1974).

Dans la Beira littorale

Les affleurements de Cénomanien dûment reconnu et daté sont rares et d'extension géographique réduite. Il s'agit principalement de la région de Mamarrosa où les Echinodermes et les Ostracodes permettent encore de reconnaître le Cénomanien supérieur devenu très argileux (COLIN et LAUVERJAT, 1975).

PALÉOGÉOGRAPHIE

L'assise à *Neolobites* correspond à l'extension maximale de la transgression cénomanienne. Cependant, bien que le Bassin soit ouvert à l'Ouest sur toute sa longueur, les influences marines sont plus fortes dans la région de Lisboa que plus au Nord. Les hauts fonds situés à l'Ouest sont nettement immergés mais contribuent néanmoins à affaiblir les relations entre le Bassin et la mer ouverte (Foraminifères planctoniques et Nannoplancton nains).

Deux régions privilégiées, la vallée du Mondego et la région de Vila Nova de Ourém, permettent de suivre le passage latéral des niveaux franchement marins aux niveaux margino-littoraux. De Coimbra à Tomar, la côte était formée par les reliefs jurassiques. Au Sud de Tomar et jusqu'en Arrábida, le recouvrement dû aux dépôts tertiaires et quaternaires du Bassin du Tage cache cette ligne de côte.

Faute de plate-forme sur laquelle s'étendre, la transgression cénomanienne n'a pas été extensive et la mer n'a jamais franchi le massif hespérique qui ferme le Bassin vers l'Est. La communication entre le Bassin occidental portugais et les Bassins Celtibérique et Vascogotique du

Nord de l'Espagne n'a pu se faire que par une mer qui contournait le Massif Hespérique vers le Nord, au large de la Galice.

Les derniers temps du Cénomanien sont marqués par une stagnation de la mer, voire par une légère regression. Deux faciès marins en passage latéral s'individualisent de part et d'autre de la faille de Nazaré, importante fracture tardi-hercynienne qui commence à rejouer à cette époque. La région située au nord s'effondre et une mer ouverte se maintient sur la Beira littorale amenant le dépôt de calcaires à *Vascoceras gamai*. La région sud se relève, et sur cette plate-forme faiblement immergée se développent les formations à Rudistes.

TURONIEN INFÉRIEUR (fig. 6)

L'évolution constatée à la fin du Cénomanien supérieur se poursuit avec un net déplacement de la zone subsidente du Bassin vers le Nord. Toute l'étendue de l'Estrémadure, au Sud de la faille de Nazaré, émerge et est soumise à l'érosion. La mer ouverte vers l'Ouest se maintient

sur la Beira littorale, seule région où l'on peut observer le passage Cénomanien-Turonien en faciès marin. Mais déjà la regression se note dans la région de Coimbra pour gagner assez rapidement vers l'Ouest. L'ensemble des terres actuelles est certainement totalement émergé avant la fin du Turonien inférieur (BERTHOU et LAUVERJAT, 1974, 1975; LAUVERJAT et BERTHOU, 1975).

LITHOSTRATIGRAPHIE

Région de l'embouchure du Rio Mondego

- Le passage Cénomanien-Turonien est continu et se fait par l'intermédiaire de 3 à 4 m de calcaires à microfaciès plutôt turoniens mais que l'absence de faune et microfaune caractéristiques ne permet pas de dater avec précision.
- La zone à *Pachyvascoceras douvillei-durandi* est représentée par:

- 6 m de calcaires beiges massifs mudstones/wackestones renfermant des Polypiers styliformes isolés et une microfaune assez rare dont des Foraminifères planctoniques nains spécifiquement indéterminables (*Globotruncanidés*). Au sommet P. CHOFFAT (1900) cite la présence de *Pachyvascoceras douvillei*, *Fallotites subconciliatum*, *Pseudaspidoceras footeanum*, *P. pseudonodosoides* et *Puzosia orientalis*.
- 1,50 m de calcaire argileux dolomitique à nombreux *Hemister scutiger* de petite taille, quelques Gastéropodes et Lamellibranches (*Pycnodonta biauriculata*), des restes de Polypiers et de Bryozoaires, quelques Algues et *Placopsilina cenomana*, ainsi que *Pachyvascoceras* sp.
- 5 m de calcaire compact à *Vascoceras* cf. *barcoicensis* et microfaune rare (*Placopsilina* sp., *Discorbidés*).
- 6 m de calcaire dolomitique en plaquettes à microfaune extrêmement rare.

- La zone à *Fagesia superstes* comporte:

- 4 m de calcaire argileux noduleux à Algues, rares foraminifères, *Inoceramus labiatus*, *I. pictus*, *I. hercynicus*, *Pachyvascoceras douvillei*, *P. kossmati*, *Leoniceras barjonai*, *Fagesia superstes*, *F. cf. tevestensis*; quelques exemplaires de *Vascoceras gamai* existent encore.
- 6 m de calcaire à *Acteonella grossouvrei*, *Nerinea olisiponensis*, *N. schiosensis* et faune très littorale; la microfaune y est assez rare (*Miliolidés*, *Trochamminidés*, quelques Algues) et l'on trouve quelques débris de Rudistes remaniés. Le sommet se charge progressivement en grains de quartz et en micas. Ce

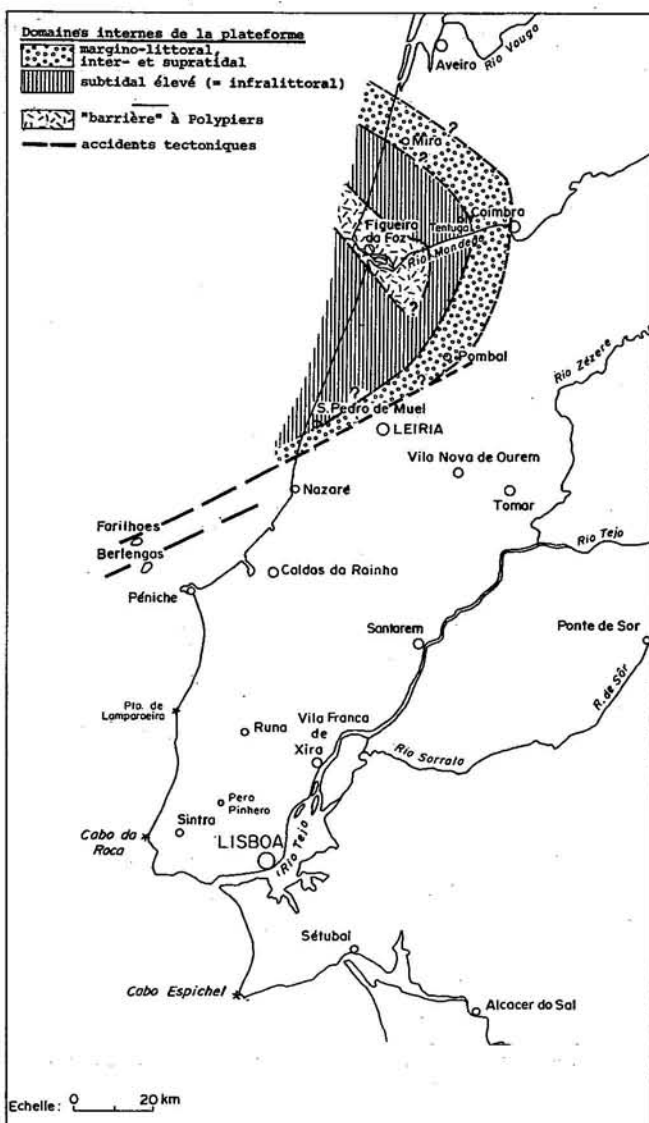


Fig. 6 — Domaines de sédimentation à la base du Turonien inférieur

dernier niveau, qui ne peut être daté avec une extrême précision est certainement le dernier témoin régressif du Turonien inférieur.

Région de Tentugal

- Le massif à Polypiers passe latéralement à un niveau de 1,50 m de marnes grises à rognons calcaires qui contient de petits *Hemaster scutiger* et des Ostracodes issus du Cénomanien: *Oertliella soaresi*, *Trachyleberidea* (S.) aff. *geinitzi*, *Spinolibereis petrocrica*, *Mauritsina* gr. *soriensis*. Nous sommes ici dans le domaine de plate-forme interne, séparée de la plate-forme externe par le massif à polypiers (LAUVERJAT, 1976; BERTHOU et LAUVERJAT, 1978).
- 3 m de calcaire à rare microfaune et nombreux débris d'Algues ayant fournis un exemplaire d'*Inoceramus labiatus*, des Gastéropodes, des Lamellibranches, des Echinodermes et des appendices de Crustacés.
- 2 m de marnes grisâtres à rognons calcaires, se chargeant fortement en sable et micas au sommet. Les Ostracodes sont ceux des couches précédentes.

Région de Coimbra (Barcouço)

- Le Turonien carbonaté est représenté par:
- 2 m de marno-calcaires rognoneux qui ont fournis *Pseudaspidoceras footeanum* et *P. pseudonodosoïdes*.
- Environ 3 m de sables argileux micacés renfermant par endroits des rognons calcaires parfois en lits continus, et des Ostracodes issus du Cénomanien supérieur.

A l'Est de cette région (et très certainement au Nord, mais les affleurements manquent) les dépôts deviennent essentiellement détritiques et indatables.

PALÉOGÉOGRAPHIE

Il faut tout d'abord constater, comme dans l'ensemble du domaine mésogéen à cette époque, l'absence des Rudistes. Cela peut-être dû à un refroidissement climatique (hypothèse souvent avancée) ou plus simplement à l'arrivée d'eaux froides en provenance de l'Arctique (BERTHOU et LAUVERJAT, 1978; JANSAS, 1978).

Les formations biohermales de l'embouchure du Mondego séparent une plate-forme externe dont l'essentiel est actuellement en mer, d'une plate-forme interne située à l'Est de Montemor-o-Velho. Vers Coimbra on trouve des dépôts intertidaux, parfois subtidaux élevés (infralittoraux) qui passent latéralement au pied des serras jurassiques à des dépôts continentaux. On voit donc le caractère nette-

ment régressif du Turonien inférieur par rapport au Cénomanien. Cette régression vers l'Ouest se traduit par une séquence négative marquée au sommet vers Figueira da Foz par des sédiments élaborés, déposés dans des milieux de haute énergie, souvent quartzeux et micacés, séparés des précédents par un petit hard-ground. Ces sédiments correspondent à des dépôts de plage et passent latéralement vers l'Est à des sables continentaux.

TURONIEN SUPÉRIEUR

Il n'existe nulle part sur le continent actuel de Turonien supérieur marin dûment daté. En l'absence de datations paléontologiques précises, et seulement de par leur superposition aux calcaires sous-jacents, on rapporte à ce sous-étage une séquence de sables fins à très fins micacés que l'on trouve dans les régions de Tentugal et Coimbra. Ces sables, qui sont certainement diachroniques (base plus ancienne vers l'Est) peuvent en partie ressortir du Turonien inférieur dont il manque la zone à *Mammites nodosoïdes*.

Plus au Nord, en particulier vers Carrajão, quelques lambeaux d'une formation identique sont visibles, que les datations palynologiques récentes placent dans le Turonien supérieur-Coniacien inférieur. C'est également l'âge proposé pour les sédiments continentaux du Bassin de Lousã.

Vers le sommet, ces sables se chargent en éléments grossiers et passent sans transition à des grès grossiers qui représentent peut-être en partie le Turonien supérieur mais sont plus vraisemblablement sénoniens.

Cette époque montre donc l'existence d'une grande régression, la mer ayant certainement reculé largement au delà des côtes actuelles puisque le Turonien n'a pas été reconnu avec certitude au large (BOILLLOT, DUPEUBLE et MUSELLEC, 1975). Cette régression a débuté vers Coimbra dès le début de Turonien (voire avant la fin du Cénomanien pour la frange la plus littorale) et s'est étendue ensuite vers l'Ouest.

SÉNONIEN

Le Sénonien n'est connu avec certitude que dans la Beira littorale. Il s'agit de deux gisements marins d'extension et d'épaisseur très réduites: l'un Coniacien à Siadouro, l'autre Campanien supérieur à Mira. Le reste des sédiments qui peuvent appartenir à cet étage sont des argiles, marnes et sables déposés en domaine fluvio-continental ou fluvio-marin, voire lagunaire, dans lesquels viennent s'intercaler, de manière fort mal connue, les quelques dépôts marins.

En fait il n'existe pas de véritable coupe continue du Sénonien portugais car la totalité de la région est recouverte de sables pliocènes et quaternaires qui masquent les strates sous-jacentes. Les seules observations réalisables actuellement sont faites dans quelques carrières

d'argiles à tuiles et le long de rares petites vallées peu actives. De plus, aussi bien le Crétacé gréseux que les dépôts détritiques plus récents ont été alimentés par les mêmes roches-mères du socle hespérique et se remanient mutuellement, ne permettant pas de dégager des critères de reconnaissance immédiats.

Enfin, peu d'arguments valables peuvent être tirés des découvertes paléontologiques faites depuis un siècle. Il s'agit la plupart du temps soit de formes endémiques on connues en trop peu d'exemplaires, soit de formes ayant un spectre temporel trop étendu, soit de formes seulement indicatrices de milieu, soit de spécimens actuellement indéterminables au niveau de l'espèce sinon du genre.

En se basant sur les travaux de P. Choffat, J. Carrington da Costa et nos propres observations, la succession stratigraphique paraît être la suivante:

I — GRÈS DE CEADOURO OU SIADOURO

I a, b: Grès et sables sur 140 m. Ces couches détritiques peuvent aussi bien ressortir du Sénonien que du Turonien. Elles reposent en effet d'après P. Choffat (incontrôlable actuellement) sur les calcaires de Marmarosa qui sont Cénomaniens supérieurs. Leur épaisseur, calculée graphiquement par P. Choffat, semble un peu forte si l'on se réfère aux forages effectués.

I c: Banc à *Hemitissotia ceadouroensis*, 2 m, contenant des Polypiers (*Cyclolites*), des *Glaucônia*, d'autres Gastéropodes et des Lamellibranches. Le contenu faunistique et l'état d'usure des deux ammonites trouvées indique une bordure de plage ou un estuaire de relativement faible amplitude puisque ce niveau n'a jamais été retrouvé ailleurs. De toutes façons l'âge Coniacien paraît certain.

II — ASSISES FLUVIO-MARINES

II a: Marnes et calcaires à *Cypris* (*Neocyprideis*), 2 m. Elles ont été déposées dans un milieu lagunaire dessalé et peuvent être aussi bien Coniacien que Santonien.

II b: Marnes rouges et vertes à *Pyrgulifera armata* et «corps cylindriques» (concrétions!). P. Choffat leur affecte une épaisseur de 300 m, chiffre beaucoup trop élevé si on le compare aux coupes de forages.

Ces marnes ont fourni, près de Santa Cantarina, deux nouvelles espèces de Charophytes (GUTIERREZ et LAUVERJAT, 1978): *Dughiella pomeroli* et *Retusochara lusitanica* associées à *Amblyochara* sp. et *Microchara* sp. Le genre *Retusochara* est Campanien-Maestrichtien; le genre *Dughiella* a été trouvé dans ces mêmes étages en Espagne et monte jusqu'au Lutétien en Provence; *Amblyochara* et *Microchara* sont également des genres campaniens. Ceci nous fournit un premier essai de datation. Quant aux Ostracodes qui ont pu être recueillis, ils correspondent à une association monospécifique de *Neocyprideis* proches de ceux du Valdonnien provençal (Campanien inférieur) et du Crétacé terminal non marin d'Espagne.

II c: Grès de Vale: il s'agit d'un niveau de faible épaisseur, d'ailleurs plutôt argileux, qui s'intercale de manière peu précise dans les niveaux II b et II d, et marque seulement une influence marine un peu plus forte.

II d: Couches à *Mytilus*: Ce sont des dépôts lagunaires qui ne peuvent être séparés des argiles et marnes II b qu'elles suivent en continuité sans qu'il soit possible de les différencier. Elles ont fourni les mêmes Ostracodes et les mêmes Charophytes, spécialement vers Ílhavo et Quintas et dans les quelques forages pour eau potable de la région d'Ílhavo.

II e: Couches saumâtres d'Aveiro et III a: Lits à végétaux. P. Choffat différenciait les lits à végétaux qu'il plaçait à la base des graviers d'Esgueira, rapportés ensuite au Quaternaire par J. Carrington da Costa. Nos observations de terrain ont montré que ces strates, riches en matériel paléobotanique, se situent en fait dans les derniers mètres des couches II e. Elles renferment des *Frenelopsis oligostomata* et une nouvelle espèce de bois déterminé comme *Protopodocarpoxylon aveiroense* (LAUVERJAT et PONS, 1978). Ce genre est connu jusqu'ici comme ne dépassant pas le Crétacé. L'existence de *Frenelopsis* nous indique un climat chaud et aride (mais non désertique) et une proximité immédiate de la mer (lagunes). Quant aux argiles saumâtres, leur contenu palynologique riche en Normapolles (Angiospermes) les situe également dans le Crétacé supérieur.

Une partie au moins de ces «assises fluvio-marines» doit être l'équivalent latéral du grès conglomératique de Mira, qui correspond à un dépôt de beach-rock du Campanien supérieur et contient *Hoplitoplacenticeras marotti*, *H. besairiei*, *Larrazetia* (*Meandropsina*) *larrazeti*, *Siderolites vidali* et *Nummofallotia cretacea* (BEAUVAIS, BERTHOU et LAUVERJAT, 1975).

La Beira littorale était donc en grande partie exondée au moment du Sénonien et recouverte de lagunes dessalées bordées par une végétation de pays chaud et sec. De temps en temps une influence transgressive se faisait sentir de manière très limitée dans le temps et surtout dans l'espace. On pourrait penser à l'envahissement d'estuaires. L'ensemble de la série est du Turonien (?) au Campanien supérieur-Maestrichtien. Les deux seuls dépôts marins sont extrêmement littoraux et leur emplacement actuel doit marquer à peu de choses près les lignes de rivage de l'époque.

POSITION DE LA SÉRIE TRANSGRESSIVE (ALBIEN À TURONIEN) DU BASSIN OCCIDENTAL PORTUGAIS PAR RAPPORT À LA ZONATION ADMISE EN EUROPE DU NORD-OUEST

Nous nous référons pour cette échelle zonale aux travaux suivants: M. COLLIGNON, 1971; Colloque sur le Crétacé inférieur, 1963; P. JUIGNET, 1974, 1977; P. JUIGNET et W. J. KENNEDY, 1976; W. J. KENNEDY et J. M. HANCOCK, 1977; J. M. HANCOCK,

W. J. KENNEDY et C. W. WRIGHT, 1977; G. THOMEL, 1972.

Albien

Nous avons déjà discuté dans diverses publications de l'âge des premiers dépôts de cette série transgressive (BERTHOU, 1973; BERTHOU et LAUVERJAT, 1975; BERTHOU, SOARES et LAUVERJAT, 1977; BERTHOU et SCHROEDER, 1978, 1979).

En comparant le contenu faunistique de la série portugaise à celui d'autres séries mésogéennes on peut aboutir aux conclusions suivantes:

- Dans l'ouest de la région de Lisboa, l'Albien inférieur à moyen n'a livré aucune Ammonite.
- La partie moyenne des dépôts rapportés à l'Albien supérieur peut être attribués à la zone à *Pervinquieria inflata*.
- La partie supérieure pouvant représenter la zone à Dispar et la partie inférieure la zone à Cristatum, bien qu'aucune forme typique de l'une ou l'autre de ces zones n'ait encore été trouvée.

Cénomanién inférieur

En Europe occidentale on constate en général une interruption de la sédimentation au passage de l'Albien au Cénomanién.

Il en est ainsi au Portugal où l'on constate entre la dernière faune albienne et la première faune cénomaniénne l'existence de niveaux condensés et de hard-grounds qui marquent des périodes de non sédimentation voire même d'érosion de dépôts plus anciens. Une période de régression se place au passage Albien/Cénomanién.

Le Cénomanién inférieur n'a livré aucune Ammonite des zones à *Hypoturrilites carcitanensis*, *Mantelliceras saxbii* et *Mantelliceras dixonii*.

En l'absence d'Ammonites nous nous sommes basés sur les Alvéolinidés (*Alveolininae* et *Rhapydionininae*) pour établir la zonation.

Nous faisons débiter le Cénomanién avec l'apparition de *Ovalveolina crassa* et *Pseudedomia viallii*.

Il n'est pas possible de donner des équivalences précises avec les zones d'Ammonites.

On peut noter par contre une apparition des différentes formes d'Alvéolinidés dans un ordre identique à celui de nombreuses régions méditerranéennes (en particulier le Liban) (SAINT MARC, 1977).

Cénomanién moyen

Seul fragment de *Turrilites costatus* a été trouvé par P. Choffat à la partie supérieure des couches que nous attribuons au Cénomanién moyen. Ce seul indice ne permet pas de savoir avec certitude quelles sont, dans la série, les parties qui représentent les zones à *Turrilites*

costatus, *T. acutus* et *Acanthoceras jukesbrownei*.

La encore nous nous sommes basés sur les Alvéolinidés et nous faisons débiter le Cénomanién moyen avec l'apparition de *Ovalveolina ovum*. On trouve les premiers représentants de cette espèce dans un niveau où abondent *Praealveolina iberica* accompagnée de *Simplalveolina simplex* et peut être de *Praealveolina* gr. *cretacea*.

Cénomanién supérieur

Il est constitué de deux ensembles:

Au sommet: les couches à *Vascoceras gamai* (région Nord) qui passent latéralement aux formations à Caprinules et *Sauvagesia* (régions centrale et Sud).

À la base: «l'assise à *Neolobites vibrayeanus*» que l'on trouve dans l'ensemble du Bassin. Elle a été subdivisée en quatre niveaux (BERTHOU, 1973).

En tenant compte des récoltes effectuées à la fin du siècle dernier par P. Choffat et des recherches récentes, le Cénomanién supérieur a livré une faune d'Ammonites relativement diversifiée. Il faut noter cependant que seules *Neolobites vibrayeanus* et *Vascoceras gamai* peuvent être considérées comme relativement fréquentes. Les autres formes (*Calycoceras* et *Thomelites* en particulier) sont très rares, parfois en exemplaire unique et de plus leur position dans la série n'est pas toujours connue avec toute la précision que l'on pourrait désirer.

On peut corréler assez aisément le Cénomanién supérieur du Bassin avec les zones classiques du Nord Ouest de l'Europe en se basant sur les récoltes récentes et en tenant compte des redéterminations de certaines des Ammonites trouvées par P. Choffat (BERTHOU et LAUVERJAT, 1975; BERTHOU, SOARES et LAUVERJAT, 1977; KENNEDY et HANCOCK, 1977).

Le premier essai de corrélation que nous avons tenté (BERTHOU et LAUVERJAT, 1975) a été amélioré récemment (KENNEDY et HANCOCK, 1977) mais ce résultat peut être encore précisé.

A propos de la présence de *Vascoceras gamai* au sommet du Cénomanién (BERTHOU, 1971, 1973; LAUVERJAT et BERTHOU, 1974) nous avons constaté que nos résultats ont été acceptés par de nombreux spécialistes (AMARD, BERTHOU et COLLIGNON, 1977; AMARD, COLLIGNON et LEFAVRAIS HENRY, 1978; KENNEDY et HANCOCK, 1977). Récemment J. MOJICA et J. WIEDMANN (1977) ont tenté de revenir sur cette attribution mais leur argumentation ne peut être retenue car elle est basée sur une interprétation totalement erronée des travaux de P. Choffat et des nôtres. Ces auteurs ignorent totalement la géologie du Bassin occidental portugais, ils ne tiennent aucun compte du passage latéral entre les couches à *Vascoceras gamai* et les Rudistes d'âge cénomanién et fignent de considérer comme sans intérêt la présence de *Calycoceras* gr. *naviculare*, d'*Acanthoceras* sp., de *Neolobites* sp., et d'une micro-faune cénomaniénne (*Simplalveolina simplex*, *Hemicy-*

ALGUES	Albien inf. à moyen	Albien sup.	Cénomanien			Turonien inf.
			inf.	moyen	sup.	
<i>Acicularia</i> sp.						
<i>Acroporella radoicici</i> PRATURLON						
<i>Bacinella irregularis</i> RADOICIC						
Codiactées (<i>Halimeda-Boueina-Arabicodium</i>)						
<i>Cylindroporella</i> cf. <i>barnesii</i> JOHNSON						
<i>Cylindroporella sudgeni</i> ELLIOTT						
<i>Dasycladale</i> (<i>Epimastopora</i> ?)						
<i>Dissocladdella undulata</i> RAINERI						
<i>Harlanjohnsonella annulata</i> ELLIOTT						
<i>Heteroporella lepina</i> PRATURLON						
<i>Marinella lugeoni</i> PFENDER						
<i>Neomeris</i> sp.						
<i>Neomeris budaense</i> JOHNSON						
<i>Neomeris cretacea</i> STEINMANN						
<i>Neomeris pfenderae</i> KONISHI-EPIS						
<i>Parachaetetes</i> sp.						
<i>Paraphyllum amphiroeforme</i> LEMOINE						
<i>Paraphyllum primaevum</i> LEMOINE						
<i>Permocalculus</i> sp.1						
<i>Permocalculus</i> sp.2						
<i>Permocalculus budaense</i> JOHNSON						
<i>Permocalculus budaense</i> var. <i>pygmaea</i> JOHNSON						
<i>Permocalculus irenae</i> JOHNSON						
<i>Permocalculus walnutense</i> JOHNSON						
<i>Salpingoporella dinarica</i> (RADOICIC)						
<i>Pseudolithothamnium album</i> PFENDER						
<i>Pycnoporidium</i> sp.						

Principaux FORAMINIFERES BENTHIQUES	Albien inf. à moyen	Albien sup.	Cénomanien			Turonien inf.
			inf.	moyen	sup.	
<i>Biconcava</i> sp.						
<i>Biconcava bentori</i> HAMAOU-SAINTE MARC						
<i>Biplanata</i> sp.						
<i>Biplanata peneropliformis</i> HAM.-SAINT MARC						
<i>Charentia cuvillieri</i> NEUMANN						
<i>Chrysalidina</i> sp.						
<i>Chrysalidina gradata</i> (D'ORB.)						
<i>Cisalveolina fraasi</i> (GUMBEL)						
<i>Cuneolina</i> sp.						
<i>Cyclolina</i> cf. <i>cretacea</i> D'ORB.						
<i>Daxia cenomana</i> CUVILLIER-SZAKALL						
<i>Dicyclina schlumbergeri</i> (MUN. CH.)						
<i>Dictyopsella</i> cf. <i>libanica</i> SAINT MARC						
<i>Favusella washitensis</i> (CARSEY)						
<i>Hemicyclammina sigali</i> MAYNC						
<i>Hensonina lenticularis</i> (HENSON)						
<i>Merlingina</i> cf. <i>cretacea</i> HAMAOU-S. MARC						
<i>Moncharmontia</i> (?) cf. <i>apenninica compressa</i> DE CASTRO						
<i>Neoragria convexa</i> DANILOVA						
<i>Neorbitolinopsis conulus</i> (DOUVILLE)						
<i>Nezzazota simplex</i> OMARA						
<i>Nummuloculina regularis</i> PHILLIPSON						
<i>Orbitolina</i> (O.) cf. <i>concava gatarica</i> HENS.						
<i>Orbitolina</i> (C.) <i>cuvillieri/conica</i>						
<i>Orbitolina</i> (M.) sp. A						
<i>Ovalveolina</i> sp.						
<i>Ovalveolina crassa</i> DE CASTRO						
<i>Ovalveolina ovum</i> (D'ORB.)						
<i>Praealveolina</i> gr. <i>cretacea</i> (D'ARCHIAC)						
<i>Praealveolina cretacea</i> cf. <i>debilis</i> REICHEL						
<i>Praealveolina cretacea tenuis</i> REICHEL						
<i>Praealveolina iberica</i> REICHEL						
<i>Praealveolina iberica</i> cf. <i>pennensis</i> REICHEL						
<i>Pseudedomia drorimensis</i> REISS-HAMAOU-ECKER						
<i>Pseudedomia viallii</i> (COLALONGO)						
<i>Pseudocyclammina hedbergi</i> MAYNC						
<i>Pseudocyclammina rugosa</i> (D'ORB.)						
<i>Pseudolithuonella reicheli</i> MARIE						
<i>Pseudorhapydionina dubia</i> (DE CASTRO)						
<i>Pseudorhapydionina casertana</i> (DE CASTRO)						
<i>Pseudotextulariella</i> sp.						
<i>Sabaudia minuta</i> (HOFKER)						
<i>Simplalveolina simplex</i> (REICHEL)						
<i>Simplorbitolina conulus</i> SCHROEDER						
<i>Simplorbitolina manasi</i> CIRY et RAT						
<i>Thomasinella punica</i> (SCHLUMBERGER)						
<i>Trochammina kugitangensis</i> BYKOVA						
<i>Trocholima</i> gr. <i>arabica</i> HENSON						
<i>Trochospira</i> sp.						
<i>Trochospira</i> cf. <i>avntmelechi</i> HAMAOU-S. MARC						
<i>Valvulamina</i> <i>picardi</i> HENSON						

OSTRACODES	Albien	Cénomanien			Couches de passage	Turonien inf.
		inf.	moyen	sup.		
<i>Alatanesidea pokorny</i> COL.-LAUV.						
<i>Amphicytherura berbigulerensis</i> COLIN						
<i>Asciocythere</i> sp.1						
<i>Bairdia</i> sp.1						
<i>Bairdia</i> sp.2						
<i>Costaveenia porrecta</i> (COLIN)						
<i>Curfsina mucronata</i> COLIN						
<i>Cythereis</i> aff. <i>aculeata</i> (DONZE)						
<i>Cythereis condemiensis</i> BREMAN						
<i>Cythereis</i> aff. <i>oullierensis</i> BABINOT						
<i>Doloccythere cristata</i> COLIN						
<i>Doloccytherea</i> sp.1						
<i>Doloccytherea</i> (P.) cf. <i>crassa</i> DAM.			?			
<i>Dumontina</i> cf. <i>cenomana</i> DAMOTTE						
<i>Dumontina</i> aff. <i>grekoffi</i> BABINOT						
<i>Eocytheropteron</i> sp.1						
<i>Eocytheropteron</i> sp.2						
<i>Eucytherura</i> cf. <i>lacunosa</i> BABINOT						
<i>Exophthalmocythere oertlii</i> BABINOT						
<i>Kamajcythereis</i> ? sp.1						
<i>Krihe</i> ? sp.						
« <i>Limburgina</i> » ? sp.1						
<i>Limburgina furoni</i> COLIN-LAUVERJAT						
<i>Matronella</i> sp.1						
<i>Mauritsina</i> gr. <i>soriensis</i> (GREK.-DEROO)						
<i>Metacytheropteron berbericus</i> (BAS.-DAM.)						
<i>Neocythere</i> (P.) sp.1						
<i>Oertliella soaresi</i> COLIN-LAUVERJAT						
« <i>Orthonotacythere</i> » sp.						
<i>Paracypris</i> sp.1						
<i>Paracypris</i> sp.2						
<i>Planileberis</i> sp.1						
<i>Platycythereis</i> sp.1						
<i>Platycythereis</i> sp.2						
<i>Pterigocythereis</i> (P.) sp.1						
<i>Rehacythereis</i> gr. <i>buechlerae</i> (OERTLI)						
<i>Rehacythereis parareticulata</i> (COLIN)						
<i>Sarlatina merlensis</i> BABINOT-COLIN						
<i>Schulteridea</i> sp.1						
<i>Spinoleberis petrocrica</i> (DAMOTTE)						
<i>Trachyleberidea</i> sp.1						
<i>Trachyleberidea</i> (Sp.) gr. <i>geinitzi</i> (REUSS)						
<i>Triebelina keiji</i> COLIN-LAUVERJAT						
<i>Trochinius nucalis</i> BABINOT						

NÉRINÉES, RUDISTES	Albien inf. à moyen	Albien sup.	Cénomanien			Turonien inf.
			inf.	moyen	sup.	
<i>Nerinea</i> (<i>Plesioptygmatis</i>) <i>d'almeida</i> BERTHOU-TERMIER						
<i>Nerinea</i> cf. <i>olisiponensis</i> SHARPE						
<i>Nerinea</i> (<i>Neoptyxis</i>) <i>olisiponensis</i> SHARPE						
<i>Nerinea</i> (<i>Plesioptygmatis</i>) <i>requieni</i> d'ORB.						
<i>Nerinea</i> (<i>Plesioptygmatis</i>) <i>schiosensis</i> PIRONA						
<i>Nerinea</i> (<i>Eunerinea</i>) <i>titan</i> SHARPE						
<i>Agriopleura</i> sp. cf. <i>choffati</i> (DOUV.)						
<i>Apricardia</i> sp.						
<i>Apricardia carentonensis</i> , (d'ORB.), <i>A. laevigata</i> (d'ORB.)						
<i>Caprina choffati</i> (DOUV.)						
<i>Caprinula boissyi</i> (d'ORB.)						
<i>Caprinula brevis</i> (SHARPE)						
<i>Caprinula d'orbigny</i> (SHARPE)						
<i>Caprinula dublieri</i> (d'ORB.)						
<i>Chaperia</i> cf. <i>costata</i> (d'ORB.)						
<i>Durania arnaldi</i> (CHOFFAT)						
<i>Durania arnaldi</i> var. <i>cos.</i> , var. <i>expansa</i> , var. <i>runaensis</i>						
<i>Durania arnaldi</i> var. <i>intermedia</i>						
<i>Eoradiolites</i> cf. <i>grossouvrei</i> (TOUCAS)						
<i>Ichthyosarcolites triangularis</i> DESM.						
<i>Polyconites subverneuilli</i> DOUVILLE						
<i>Pseudotoucasia santanderensis</i> (DOUV.)						
<i>Radiolites cantabricus</i> DOUV.						
<i>Radiolites lusitanicus</i> (BAYLE)						
<i>Radiolites peroni</i> (CHOFFAT)						
<i>Requeniidae</i> sp.						
<i>Sauvagesia sharpei</i> (BAYLE)						

clammina sigali, *Thomasinella punica*) découverte récemment dans les couches à *Vascoceras gamai*.

POSITION DU CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR PAR RAPPORT AUX ZONES DÉFINIES EN EUROPE DU NORD-OUEST

Les couches à *Vascoceras gamai* peuvent être considérées comme équivalent à la zone à *Sciponoceras gracile* dont elles ne représentent probablement que la partie inférieure.

Les niveaux 3 et 4 de l'assise à *Neolobites vibrayeanus* représentent probablement la zone à *Eucalycoceras pentagonum* que l'on peut ici diviser en deux sous-zones:

- au sommet une sous-zone à *N. vibrayeanus* rares, *E. pentagonum*, *Calycoceras* (C.) *naviculare*, *Thomelites* sp. aff. *hancocki*;
- à la base une sous-zone à *N. vibrayeanus* abondantes et *Angulithes mermeti* où les *Calycoceras* sont absents.

Les niveaux 1 et 2 de l'assise à *N. vibrayeanus* sont dépourvus d'Ammonites. Il est difficile de leur assigner une équivalence dans la zonation européenne. D'après leur faciès nous les rattachons au Cénomanien supérieur et nous les considérons comme la base de la sous-zone à *N. vibrayeanus* mais il n'est pas impossible qu'ils représentent la zone à *Acanthoceras jukesbrownei* (sommet du Cénomanien moyen).

Turonien inférieur

Le Turonien inférieur marin est limité à la région du bas Mondego. Il contient essentiellement une faune de Vascocératidés et n'atteint probablement pas la zone à *Mammites nodosoides* (partie supérieure du Turonien inférieur). Seule la base du Turonien inférieur se trouve donc représentée dans le Bassin occidental portugais.

On peut y établir la zonation suivante inspirée de M. COLLIGNON (1971), P. Y. BERTHOU et J. LAUVERJAT (1974), J. LAUVERJAT et P. Y. BERTHOU (1975), P. Y. BERTHOU, J. C. BROWER et R. A. REYMENT (1974):

— Partie supérieure

Zone à *Fagesia superstes*. Cette forme y est très rare, mais ces couches ont livré quelques *Fagesia tevestensis*, de rares *Pachydesmoceras* cf.

denisonianum, et d'assez fréquents *Pachyvascoceras kossmati*. On trouve encore *Vascoceras gamai*, associée à *Pachyvascoceras douvillei-durandi*, *P. amieirens*, *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*, *Inoceramus labiatus*, *I. pictus* et *I. hercynicus*.

— Partie inférieure

Zone à *Pachyvascoceras douvillei-durandi*. Cette forme assez abondante est accompagnée de rares *Pachyvascoceras amieirens*, *Fallotites subconciliatum*, *Pseudaspidoceras footeanum* et *P. pseudonodosoides*. On trouve encore de rares *Vascoceras gamai*.

A la base de cette zone existent quelques mètres de couches, correspondant parfois à des formations construites à Polypiers, et dans lesquels aucune ammonite n'a encore été trouvée. Nous rattachons ces calcaires au Turonien inférieur d'après leur microfaciès, mais il n'est pas impossible qu'ils puissent représenter le sommet de la zone à *Sciponoceras gracile*.

Pour nous le Turonien inférieur indiscutable débute avec l'apparition des *Pachyvascoceras* ou des *Fallotites*. Si l'on suivait à la lettre la position défendue à plusieurs reprises par P. Juignet, W. J. Kennedy et J. M. Hancock qui font débiter le Turonien inférieur par la zone à *Mammites nodosoides* et *Inoceramus labiatus*, on serait amenés à placer dans le Cénomanien supérieur la zone à *Pachyvascoceras douvillei* et *Fallotites subconciliatum*. Aucun argument majeur ne permettant au Portugal d'étayer cette proposition, nous préférons suivre la zonation proposée par M. Collignon pour l'ensemble des séries mésogéennes, c'est-à-dire faire débiter le Turonien inférieur par une zone à *Pachyvascoceras douvillei* placée sous la zone à *Mammites*.

En conclusion, l'on peut dire que la série transgressive crétacée supérieur, qui débute à l'Albien à Lisboa et se termine au Turonien inférieur dans la Beira littorale, est surtout remarquable par la présence d'un Cénomanien bien individualisé où l'on retrouve une grande partie de la microfaune qui a été décrite dans toutes les séries mésogéennes.

La pauvreté en Ammonites en général, et en formes zonales en particulier, jointe à l'absence de Globotruncanidés rend parfois difficiles les corrélations avec les stratotypes de l'Europe du Nord-Ouest.

Un Proto-Atlantique Nord, qui n'est peut-être pendant plusieurs millions d'années qu'une avancée d'un Golfe mésogéen, existe donc dès l'Albien, et ce n'est que progressivement à partir du Cénomanien supérieur que les relations s'établiront avec le Golfe de Gascogne.

BIBLIOGRAPHIE

- AMARD, B., BERTHOU, P. Y. et COLLIGNON, M. (1977) — *Le Cénomanien supérieur et le Turonien inférieur du Tademaït-E et du Tinrhert-W (Sahara algérien): relations stratigraphiques et paléontologiques; comparaison avec les régions voisines et le Portugal*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 284, s.D, pp. 9-11.
- AMARD, B., COLLIGNON, M. et LEFAVRAIS-HENRY, M. (1978) — *Le Cénomanien d'El Goléa (Tademaït N., Sahara algérien): coexistence de Calycoceras avec Nigericeras et implications stratigraphiques*. In Symposium de Soria, Cahiers de Micropal., Paris, n.º 4, pp. 29-34, 5 pl.
- AUBRY, M. P. et CROSAZ, R. (1977) — *Découverte de Nannofossiles dans le Cénomanien supérieur du Portugal (région de Vila Nova de Ourém)*. Rev. Micropal., Paris, vol. 19, n.º 4, pp. 193-199, 2 pl.
- BABINOT, J. F., BERTHOU, P. Y., COLIN, J. P. et LAUVERJAT, J. (1978) — *Les Ostracodes du Cénomanien du Bassin occidental Portugais: biostratigraphie et affinités paléogéographiques*. In Symposium de Soria, Cahiers de Micropal., Paris, n.º 3, pp. 11-23, 4 pl.
- BEAUVAIS, M., BERTHOU, P. Y. et LAUVERJAT, J. (1975) — *Le gisement campanien de Mira (Beira litorale, Portugal): sédimentologie, micropaléontologie, révision des Madréporaires*. Com. Serv. Geol. Port., Lisboa, t. LIX, pp. 37-58.
- BERTHOU, P. Y.:
 (1971) — *Le Crétacé supérieur de l'Estrémadure portugaise*. Thèse, Paris, 1 vol. Roneot., 472 pp., 3 cartes h. t.
 (1973) — *Le Cénomanien de l'Estrémadure portugaise*. Mem. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, n.º 23, n. s., 168 pp., 67 pl., 1 carte.
 (1976) (parution 1978) — *La transgression cénomanienne dans le Bassin Occidental portugais*. Géol. Méditerranéenne, numéro spécial «Colloque sur le Cénomanien», t. V, n.º 1, pp. 31-38.
- BERTHOU, P. Y., BROWER, J. C. et REYMENT, R. A. (1975) — *Morphometrical study of Choffat's vascoceratids from Portugal*. Bul. Geol. Inst. Univ. Uppsala, N. S., vol. 6, pp. 73-83.
- BERTHOU, P. Y., FERREIRA SOARES, A. et LAUVERJAT, J. (1977) — *Mid Cretaceous Events, Conférence sur le terrain en Péninsule Ibérique, Livret guide de l'excursion au Portugal (11-15 Sept. 1977)*. 1 vol. offset, 100 pp. (à paraître in Cuadernos de Geologia, Madrid).
- BERTHOU, P. Y. et LAUVERJAT, J.:
 (1974a) — *La limite Cénomanien-Turonien dans la série à Vascoceratidés de l'embouchure du rio Mondego (Beira littoral, Portugal)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 278, s. D, pp. 1463-1466.
 (1974b) — *La limite Cénomanien-Turonien. Essai de corrélation entre la série portugaise à Vascoceras et les séries de l'Europe du Sud Ouest et de l'Afrique du Nord*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 278, s. D, pp. 2605-2608.
 (1975) — *Le Cénomano-Turonien à Vascoceratidés dans sa région type (embouchure du Rio Mondego, Beira littoral, Portugal). Corrélations avec le stratotype du Mans et d'autres séries téthysiennes*. Newsl. Stratigr., 4 (2), pp. 96-118, 4 tab.
 (1975) — *Le Bassin Occidental Portugais de l'Albien au Campanien*. Bull. Muséum Ville de Nice (numéro spécial M. C. E.), t. IV, pp. 1-14, 4 tab.
 (1976) — *La limite Cénomanien-Turonien dans les principaux faciès du Bassin Occidental Portugais*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 282, série D, pp. 2143-2146.
 (1978) — *Essai de reconstitution de l'évolution de la plate-forme carbonatée correspondant au Bassin Occidental Portugais de l'Albien supérieur au Turonien*. In Symposium de Soria, Cahiers Micropal., Paris, n.º 3, pp. 33-49, 6 fig., 3 coupes.
- BERTHOU, P. Y. et POIGNANT, A. F.:
 (1969) — *Aperçu sur les Algues cénomaniennes du Portugal*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 268, pp. 2544-2547.
 (1978) — *Découverte de Corallinacées dans le Cénomanien inférieur du Sud-Ouest de la région de Lisbonne (Portugal). Conséquences*. C. R. Som. S. G. F., f. 3, pp. 118-120, 1 pl.
- BERTHOU, P. Y. et SCHROEDER, R.:
 (1978) — *Les Orbitolinidae et Alveolinidae de l'Albien supérieur-Cénomanien inférieur et le problème de la limite Albien/Cénomanien dans le Sud-Ouest de la région de Lisbonne (Portugal)*. In Symposium de Soria, Cahiers Micropal., Paris, n.º 3, pp. 51-85, 9 pl., 4 fig.
 (1979) — *Découverte d'un niveau à Simplorbitolina CIRY et RAT dans l'Albien de Guincho (région de Lisbonne, Portugal)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 288, pp. 591-594.
- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P. A. et MUSELLEC, P. (1975) — *Carte géologique du plateau continental nord-portugais*. Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, (7), t. XVII, n.º 4, pp. 462-480.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1937) — *O Neocretácico da Beira litoral*. Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Porto, s. 1, n.º 5, 34 pp.
- CHOFFAT, P.:
 (1885) — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude. Contrées de Cintra, Bellas et Lisbonne*. Mem. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 68 pp.
 (1886) — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I: Espèces nouvelles ou peu connues, 1ère série*. Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa, 40 pp.

- (1897a) — *Faciès ammonitique et faciès récifal du Turonien portugais*. Bull. Soc. Geol. Fr., Paris, (3), t. XXV, pp. 470-478.
- (1897b) — *Sur le crétacique de la région du Mondego*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 124, pp. 422-424.
- (1898) — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Deuxième série. Les Ammonées du Bellasien des couches à Neolobites vibrayeanus du Turonien et du Sénonien*. Mem. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, 46 pp.
- (1900) — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique. 2^{ème} étude: le Crétacique supérieur au nord du Tage*. Mem. Dir. Serv. Geol. Port., Lisboa, 297 pp.
- (1904) — *Le Crétacique dans l'Arrábida et la contrée d'Ericeira*. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, t. VI, pp. 1-55.
- COLIN, J. P. et LAUVERJAT, J.:
 (1974) — *Ostracodes nouveaux du Cénomanien de Mamarrosa (Province du Beira littoral, Portugal)*. Rev. Micropal., Paris, vol. 17, n.º 1, pp. 3-14, 3 pl.
- (1978) — *Bairdiidae ornés dans le Crétacé supérieur du Portugal*. In Symposium de Soria, Cahiers Micropal., Paris, n.º 3, pp. 105-112, 3 pl.
- COLLIGNON, M. (1971) — *Zones d'Ammonites du Turonien au Maestrichtien (essai provisoire, nov. 1971)*. In: «Biostratigraphie du Crétacé supérieur», Groupe Français du Crétacé, ronéot., Lyon, pp. 3-8.
- COLLOQUE SUR LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR (1963) — Mem. B. R. G. M., n.º 34 (1965).
- CROSAZ, R. (1976) — *Le Cénomanien de la région de Vila Nova de Ourém (Portugal)*. Thèse 3^{ème} cycle, Paris, 1 vol. Ronéot., 180 pp., 37 fig., 25 pl.
- FERREIRA MARQUES, L., FERREIRA SOARES, A. et LIMA, L. S. (1974) — *Contribuição para o estudo do Cretácico em Portugal (o Cretácico Superior da Marmeleira do Botão)*. Mem. e Notícias, Coimbra, n.º 78, pp. 105-133.
- FERREIRA SOARES, A. (1966, paru 1969) — *Estudo das formações pós-jurássicas da região de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do rio Mondego)*. Mem. e Notícias, Coimbra, n.º 62, 340 pp.
- GUTIERREZ, G. et LAUVERJAT, J. (1978) — *Les Charophytes du Sénonien supérieur de la Beira littorale, Portugal*. C. R. 103^{ème} Congrès nat. Soc. sav. (Nancy-Metz), sci., f. II, pp. 105-107.
- HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J. et WRIGHT, C. W. (1977) — *Towards a correlation of the Turonian sequences of Japan with those of North-west Europe*. In Mid Cretaceous Events, Hokkaido symposium, 1976. Pal. Soc. Japan, Sp. papers n.º 21, pp. 151-168.
- JANSA L. F. (1978) — *Le Crétacé au large de la marge ibérique*. In Symposium de Soria, Cahiers Micropal., Paris, n.º 4, pp. 47-56.
- JUIGNET, P.:
 (1974) — *La transgression crétacée sur la bordure orientale du Massif Armoricaire. Aptien, Albien, Cénomanien de Normandie et du Maine. Le stratotype du Cénomanien*. Thèse Univ. Caen, 810 pp., 174 fig., 47 tab., 28 pl.
- (1977) — *Ammonite faunas from the Cenomanian around Le Mans (Sarthe, France)*. Mid Cretaceous Events, Hokkaido symposium, 1976. Pal. Soc. Japan, Sp. papers n.º 21, pp. 143-150.
- JUIGNET, P. et KENNEDY, W. J. (1976) — *Faunes d'Ammonites et biostratigraphie comparée du Cénomanien du Nord-Ouest de la France (Normandie) et du Sud de l'Angleterre*. Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum, Le Havre, 63, (2), pp. 1-132, 23 fig., 34 pl.
- KENNEDY, W. J. et HANCOCK, J. M.:
 (1975) — *The Mid-Cretaceous of the United Kingdom*. Bull. Muséum Ville de Nice, t. IV, pp. V-1—V-42, 30 pl.
- (1977) — *Towards a correlation of the Cenomanian sequences of Japan with those of North-West Europe*. In Mid Cretaceous Events, Hokkaido symposium, 1976. Pal. Soc. Japan, Sp. papers n.º 21, pp. 127-141.
- LAUVERJAT, J. (1976, paru 1978) — *Le Cénomanien de la vallée du Mondego (Portugal). Limite avec le Turonien. Evolution Ouest-Est. Implications paléogéographiques*. Géol. méditerranéenne, t. V, n.º 7, pp. 109-114.
- LAUVERJAT, J. et BERTHOUS, P. Y. (1974) — *Le Cénomano-Turonien de l'embouchure du Rio Mondego, Beira littorale, Portugal*. Com. Serv. Geol. Portugal, Lisboa, t. LVIII, pp. 263-301, 13 pl.
- LAUVERJAT, J. et POIGNANT, A. F. (1978) — *Les Algues de la série à Vascoceratidae (Cénomanien sup.-Turonien inf.) du Bassin Occidental Portugais*. In Symposium de Soria, Cahiers Micropal., Paris, n.º 3, pp. 121-126, 2 pl.
- LAUVERJAT, J. et PONS, D. (1978) — *Le gisement sénonien d'Esgueira (Portugal): stratigraphie et flore fossile*. C. R. 103^{ème} Congrès nat. Soc. sav. (Nancy-Metz), sci., f. II, pp. 119-137.
- MASSE, J. P. (1976) — *Les calcaires Urgoniens de Provence — Valanginien-Aptien inférieur. Stratigraphie. Paléontologie. Les paléoenvironnements et leur évolution*. Thèse, Marseille, 3 vol. ronéot., 514 pp.
- MOJICA, J. et WIEDMANN, J. (1977) — *Kreide-Entwicklung und Cénomanien/Turonien — Grenze der mittleren Keltiberischen Ketten bei Nuévalos (Prov. Zaragoza, Spanien)*. Eclogae Geol. Helv., Bâle, vol. 70/3, pp. 739-759, 1 pl.
- REY, J.:
 (1972) — *Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estrémadura, Portugal*. Thèse, Toulouse, J. F. Impressions Ed., 529 pp. et Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa, n.º 21, N. S., 477 pp., 22 pl.
- (1976) — *Découverte de microfaunes albiennes et vraciennes dans la région de Lisbonne (Portugal)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 282, s. D., pp. 831-834.
- REY, J., BILOTTE, M. et PEYBÈRNÈS, B. (1977) — *Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien marin d'Estrémadura (Portugal)*. Géobios, Lyon, n.º 10, fasc. 3, pp. 369-393, 3 fig., 3 pl.
- REY, J. et CUGNY, P. (1977) — *Ecoséquences et paléoenvironnements de l'Albien du Portugal*. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse, t. 113, pp. 374-386, 4 pl.
- SAINT MARC, P. (1977) — *Répartition stratigraphique des grands Foraminifères benthiques de l'Aptien, de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien dans les régions méditerranéennes*. Rev. Esp. Micropal., Madrid, v. 9, n.º 3, pp. 317-325.
- THOMEL, G. (1972) — *Les Acanthoceratidae cénomaniens des chaînes subalpines méridionales*. Mem. Soc. Geol. Fr., Paris, n.º 116, 204 pp., 88 pl.
- ZBYSZEWSKI, G. (1955) — *Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. Folha de Cascais*. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. et MOITINHO DE ALMEIDA, F. (1958) — «Bellasiens» in *Lexique Stratigraphique International*, f. 10b, Portugal, pp. 110-111.

Mme DAVEAU — *Les études faites sur les séries marines du Crétacé permettent-elles d'émettre des hypothèses sur les conditions de climat, d'érosion ou de dépôt régnant à la même époque sur le continent voisin?*

Mr. BERTHOU — L'étude systématique détaillée et précise des argiles donnerait sans doute des indications intéressantes sur le climat qui pouvait régner à cette époque sur le continent; mais cette étude reste encore à faire. Les quelques résultats que nous avons sur la série transgressive albo-cénomaniennne montrent la présence d'illite et de kaolinite avec prédominance de l'illite. Pendant cette période, la sédimentation carbonatée de plate-forme l'emporte largement sur l'apport de matériel détritique en provenance du continent; celui-ci étant relativement proche, il n'était certainement pas soumis à une érosion très active.

La série carbonatée correspond à une période de stabilité par rapport aux deux épisodes détritiques qui l'encadrent pendant lesquelles l'érosion du continent était beaucoup plus intense. La présence de *Frenelopsis*, en particulier dans le Sénonien de la Beira littorale, pourrait indiquer, d'après certains chercheurs américains, un climat chaud et sec (mais non aride) dans cette région. Cette plante, probablement hallophyle, indique par ailleurs la proximité d'un milieu salé.

Mr. JANSÁ — *1) Is the presence of reefoidal facies controlled by:*

- a) «basement» horst?*
- b) diapirs?*

2) Are the reefoidal facies true reefs or a carbonate bank with bioherms?

Mr. BERTHOU — 1) La partie inférieure des formations calcaires à Rudistes de la région de Lisboa est un ensemble construit (framestone) qui se développe au cours d'une période de stabilité de la plate-forme qui coïncide avec l'existence de conditions écologiques favorables. Il n'y a pas évidence d'un contrôle soit par des horsts de socle, soit par des diapirs.

2) De véritables récifs construits ne peuvent être mis en évidence que dans la région de Lisboa, à la base de la formation. Ailleurs, ce sont plutôt des bancs carbonatés à l'intérieur desquels se sont développés parfois de petits biohermes.