

MINISTÉRIO DA ECONOMIA
SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA
DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS
SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 23 - (NOVA SÉRIE)

LE CÉNOMANIEN
DE
L'ESTRÉMADURE PORTUGAISE

par
PIERRE YVES BERTHOU
Docteur ès. Sciences

LISBOA
1973

CDU 55 (469) (05)

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL
MEMÓRIA N.º 23 — (NOVA SÉRIE)

CDU 551.763.31 (469.41)

LE CÉNOMANIEN
DE
L'ESTRÉMADURE PORTUGAISE

MINISTÉRIO DA ECONOMIA
SECRETARIA DE ESTADO DA INDÚSTRIA
DIRECÇÃO-GERAL DE MINAS E SERVIÇOS GEOLÓGICOS
SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL



MEMÓRIA N.º 23 - (NOVA SÉRIE)

LE CÉNOMANIEN
DE
L'ESTRÉMADURE PORTUGAISE

par
PIERRE-YVES BERTHOU
Docteur ès. Sciences

LISBOA
1973

AVANT-PROPOS

Cet ouvrage est extrait de la thèse de Doctorat ès Sciences naturelles sur le «Crétacé supérieur de l'Estrémadure portugaise», que j'ai soutenue en mai 1971 devant la Faculté des Sciences de Paris¹.

Il en reprend la première partie: «Stratigraphie et microfaciès», ainsi que les passages traitant des conditions de dépôts de la série sédimentaire et de la paléogéographie du Cénomanién. Il contient des données plus abondantes concernant la macrofaune et tient compte des résultats nouveaux consécutifs à la poursuite de mes travaux sur le Crétacé supérieur du Portugal.

Je rappelle que le sujet de ma thèse fut défini en accord avec le Professeur C. TEIXEIRA, Directeur de l'Institut de Géologie de la Faculté des Sciences de Lisbonne, et avec Monsieur l'Ingénieur F. MOITINHO DE ALMEIDA, Directeur des Services Géologiques. Ils divisèrent en deux parties l'étude du Crétacé. Le Crétacé inférieur revint à J. REY. Le Crétacé supérieur me fut attribué dans la région où il se termine par des calcaires à Rudistes, c'est-à-dire en Estrémadure, province occidentale du Portugal, dont les deux villes principales sont Lisbonne au sud et Leiria au nord.

Depuis 1972, en accord avec les Services Géologiques et avec le Professeur A. FERREIRA SOARES, du Laboratoire de Géologie de l'Université de Coimbra, j'ai entrepris, avec J. LAUVERJAT et R. CROSAZ, l'étude du Crétacé supérieur dans les régions situées au nord et à l'est de Leiria. J'ai donc supprimé, ici, le chapitre de ma thèse traitant du Crétacé supérieur en dehors de l'Estrémadure.

Il m'est très agréable d'exprimer mes plus vifs remerciements, en premier lieu au Professeur C. TEIXEIRA, mais aussi à tous les géologues portugais que j'ai connus au fil des ans, qu'ils soient de l'Université ou des Services Géologiques.

Je rends un hommage tout particulier à Monsieur MOITINHO DE ALMEIDA, qui a accepté de publier ce travail dans les Mémoires des Services Géologiques.

Paris, avril 1973.

¹ Monsieur le Professeur J. NICOLAS a présidé le Jury de cette thèse; Monsieur le Professeur R. FURON était le rapporteur; Madame M. NEUMANN, Messieurs H. TERMIER, et A. F. POIGNANT étaient examinateurs. Qu'ils veuillent bien trouver ici le témoignage de ma gratitude.

INTRODUCTION

La plus grande partie du Portugal est constituée par la bordure occidentale du Massif hespérique, ensemble de terrains précambriens et paléozoïques, avec de grands affleurements de roches métamorphiques et de granites. Ce massif représente le noyau ancien de la Péninsule ibérique. Les terrains mésozoïques, cénozoïques et pléistocènes sont limités à deux zones assez étendues adossées au massif hespérique.

Les plus grands affleurements de ces terrains se présentent en bordure de l'Atlantique, à l'intérieur d'un bassin en arc de cercle, adossé à l'Est aux terrains anciens, et dont une grande partie est effondrée sous l'océan Atlantique. Ce bassin sédimentaire occidental s'étire du Nord au Sud sur 250 km, d'Aveiro à Sétubal; sa largeur, variable, dépasse rarement 50 km. Le fossé d'effondrement du Tage et du Sado, entièrement constitué d'affleurements tertiaires et quaternaires, se confond avec le bassin occidental dans la basse vallée du Tage.

Une autre zone d'affleurements, plus réduite, est située au Sud du Massif hespérique. Elle est formée par la plaine de l'Algarve. Les affleurements s'étendent d'ouest en est, du cap Saint-Vincent au Guadiana, formant une bande de 150 km de long sur 20 km de largeur moyenne (fig. 1).

Le Crétacé est représenté dans ces deux régions, mais les affleurements sont plus étendus dans le bassin occidental que dans l'Algarve.

Dans le bassin occidental, le Jurassique forme un affleurement quasi continu d'une extrémité à l'autre. Le Crétacé, par contre, présente de grands affleurements, isolés les uns des autres. Le Crétacé supérieur, morcelé, est réduit par l'érosion à une succession d'affleurements, parfois restreints, séparés par de grandes étendues de Crétacé inférieur et de Jurassique.

Le Crétacé supérieur de ce bassin peut être subdivisé en deux aires géographiques suivant les faciès des couches terminales.

Dans la région de l'embouchure du rio Mondego, le Crétacé supérieur se termine par des calcaires turoniens contenant une faune d'Ammonites, dont les éléments principaux sont les *Vascoceras*.

Au Sud du Mondego, à partir de la région de Leiria, le Crétacé supérieur limité au seul Cénomanien, s'achève par des calcaires récifaux à Rudistes (sans Ammonites). Ce faciès couronne tous les affleurements du Crétacé supérieur entre Leiria et Lisbonne. C'est l'étude de ce Cénomanien qui constitue l'objet de ce travail.

Les affleurements sont répartis de la manière suivante, du Sud vers le Nord (fig. 2):

La région de Lisbonne (cartes au 1/50 000 de Lisboa, Sintra, Cascais, Loures, Torres Vedras);

Les lambeaux épars de la région de Lourinhã (carte au 1/50 000 de Lourinhã);

Le bassin de Runa (carte au 1/50 000 d'Alenquer);

Les lambeaux de la région de Cercal (carte au 1/50 000 de Bombarral);

Les affleurements de la région de Rio Maior, Alcanede, Alcanena (cartes au 1/50 000 de Caldas da Rainha, Alcanede, Torres Novas);

Les affleurements de Nazaré et de Cós-Juncal (carte au 1/50 000 d'Alcobaça);

Les affleurements de la région de Maceira (carte au 1/50 000 de Marinha Grande);

Les affleurements de la région de Leiria (cartes au 1/50 000 de Leiria et de Vieira de Leiria).

Tout au long de ce mémoire la toponymie utilisée sera celle des cartes topographiques au 1/50 000 de l'Institut Géographique et Cadastral (I. G. C.) du Portugal et celle des cartes au 1/25 000 du Service Cartographique de l'Armée.

En ce qui concerne la délimitation stratigraphique de mon travail, je me suis rangé à l'avis des deux colloques qui, ces dernières années, ont traité du Crétacé: le Colloque sur le Crétacé supérieur (Dijon, 1959) et le Colloque sur le Crétacé inférieur (Lyon, 1963). J'ai donc adopté la coupure suivante:

Crétacé supérieur:

Sénonien s. 1.;

Turonien;

Cénomanién.

Crétacé inférieur:

Albien (Vraconnien inclus);

Aptien;

Barremien;

Néocomien.

L'étude de détail de l'Albien (y compris le Vraconnien) sera donc exclue. Je ne parlerai de l'Albien que dans le cas de la limite Albien-Cénomanién et dans le cadre de reconstitutions paléogéographiques montrant l'évolution de la région au cours du Crétacé.

Les travaux de P. CHOFFAT entre 1883 et 1919 avaient permis l'établissement d'une stratigraphie relativement exacte, dans ses grandes lignes, en partant des données de la macrofaune, mais, dans le détail, de nombreuses erreurs subsistaient encore.

La macrofaune est en effet fort mal conservée en général, rare dans certains niveaux, et le taux d'endémicité des espèces est très important. Il en résulte de grandes difficultés dans les corrélations avec le Crétacé supérieur d'autres régions du monde et il faut rappeler que le faciès à Rudistes ne renferme aucune faune d'Ammonites.

Outre cette macrofaune assez décevante, j'ai recherché les microfossiles et en particulier les Foraminifères, quasi inconnus dans ces terrains. J'ai retrouvé une faune de Foraminifères connus du Cénomanién de France, en particulier des Charentes et d'Aquitaine, d'Espagne, d'Italie, de Yougoslavie, d'Israël, du Liban, d'Afrique du Nord et du Mexique. Le Portugal paraît être une province mixte où l'on trouve des formes principalement mésogéennes, mais aussi nordiques.

Après une étude critique des arguments utilisés par CHOFFAT pour la datation de ces terrains, j'ai pu, à partir des données fournies par les Foraminifères benthiques, établir une colonne stratigraphique du Crétacé supérieur en levant les incertitudes laissées par CHOFFAT et en corrigeant ses erreurs.

Plusieurs espèces de la macrofaune du Crétacé supérieur de l'Estrémadure portugaise ont été retrouvées en différents points du monde et, par ce biais, la révision de ce Crétacé supérieur a une incidence qui dépasse le cadre du Portugal. Ainsi je place dans le Cénomanién supérieur, les calcaires à Rudistes du «Turonien» de CHOFFAT où *Sauvagesia sharpei* BAYLE et *Durania arnaudi* CHOFFAT sont fréquents. De même, je ratche au Cénomanién inférieur le niveau de base du «Bellasién» de CHOFFAT où l'on trouve *Knemiceras uhligi* CHOFFAT (non DOUVILLÉ, 1916).

CHAPITRE I

HISTORIQUE

Les premières études géologiques sur le Portugal datent de la fin du 18^e siècle. Elles sont essentiellement consacrées aux basaltes de la région de Lisbonne et contiennent quelques allusions aux roches sédimentaires sur lesquelles ils reposent. Au début du 19^e siècle des publications traitent des terrains sédimentaires en essayant de les dater, puis des études plus précises concernent le Mésozoïque et enfin le Crétacé dans son ensemble. La mention de «Crétacé inférieur» et «supérieur» apparaît, et, en 1900, P. CHOFFAT publie le premier mémoire sur le Crétacé supérieur du Portugal.

L'étude historique se compose de trois parties: l'état des recherches avant P. CHOFFAT (de 1770 à 1883); les travaux de P. CHOFFAT jusqu'à sa mort, en 1919; enfin, les progrès de la connaissance du Crétacé supérieur de 1919 à nos jours.

A) L'état des recherches avant P. CHOFFAT (1770-1883)

En 1778, B. FAUJAS de SAINT FOND publie dans son ouvrage sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay, quatre lettres de DOLOMIEU¹ sur la géologie des environs de Lisbonne.

DOLOMIEU vint quelques mois à Lisbonne comme Chevalier du Bailli de ROHAN, Ambassadeur extraordinaire de l'Ordre de Malte. Il en profita pour étudier le basalte, qui, à cette époque, alimentait les discussions entre Neptunistes, attribuant tout à l'eau, et Plutonistes, qui voyaient partout l'effet d'un feu souterrain. Avec une extrême prudence, en accumulant les preuves et en s'excusant d'émettre des idées aussi contraires aux opinions régnantes, il se prononce en faveur de l'origine éruptive du basalte. Il remarque que dans la région de Lisbonne il est intercalé entre des calcaires marins. Les lettres de DOLOMIEU sont antérieures au mémoire de D. VANDELLI (1797) sur le volcan de Lisbonne.

De 1797 à 1799, deux naturalistes allemands, H. F. LINK et le Comte de HOFFMANSEGG, parcoururent l'Espagne et le Portugal pour en étudier la flore. H. F. LINK en profita pour se pencher sur la géologie du Portugal et publia en 1801 une «description géognostique» de l'ensemble du pays

¹ Dont le nom complet est GUY DÉODAT S. TANCRÈDE DE DOLOMIEU.

où l'on trouve un exposé succinct sur la contrée qui s'étend de Sintra à Lisbonne. Il parle des grès des environs de Belas et du calcaire d'Alcântara en indiquant les caractères qui le différencient de la craie. Un peu plus tard (1825), il se prononce sur l'âge des calcaires portugais qu'il nomme tous «pierre calcaire primitive» aussi bien les calcaires paléozoïques que les calcaires jurassiques et crétacés.

En 1826, BOWDICH, ignorant le travail de LINK, affirme que le calcaire d'Alcântara ne contient pas de «pétrifications», mais qu'il présente les caractères d'un «calcaire de transition».

Pour le Baron d'ESCHWEGE (1831), le calcaire d'Alcântara est jurassique et contient de nombreuses Hippurites. Ce travail est analysé, dans le même volume des Mémoires de l'Académie des Sciences de Lisbonne, par A. A. VANDELLI, qui cherche à démontrer que les figures données par ESCHWEGE ne peuvent pas toutes se rapporter à des Hippurites mais qu'il doit y avoir aussi des Radiolites et des Sphaerulites. Dans un article paru dans le 4^e volume de *Karsten's Archiv* (1831), ESCHWEGE maintient les calcaires d'Alcântara dans le Jurassique; une annotation de l'éditeur dit qu'ils sont plus probablement crétacés.

Les travaux de D. SHARPE sont plus importants. Négociant de son métier, il n'étudie la géologie qu'à ses moments de loisirs. Ses descriptions stratigraphiques ne présentent qu'un intérêt historique mais celles des fossiles, faites en collaboration avec les grands paléontologues de l'époque, forment la base de la géologie portugaise. En 1832, dans une communication à la Société géologique de Londres, il dit que la partie occidentale de Lisbonne repose sur des calcaires à Belemnites et la partie orientale sur un terrain tertiaire. Après un nouveau séjour au Portugal, il modifia ses premières idées (1839). Il attribue les calcaires d'Alcântara au Crétacé et les nomme «Hippurites limestone». Il comprend également sous ce vocable les calcaires urgoniens de Cascais. En 1850, il distingue des «subcretaceous series» en dessous de «l'Hippurites limestone». D'après lui, les «subcretaceous series» sont les équivalents du Néocomien du Midi de la France et de la Suisse. En réalité, cette nouvelle division comprend la totalité du Crétacé, sauf les calcaires à Rudistes, le Jurassique supérieur à faciès gréseux, et même, dans certaines localités, la totalité du Jurassique. D. SHARPE insère dans son ouvrage de 1850, la première carte géologique du Portugal. Les travaux de D. SHARPE, supérieurs à ceux des auteurs précédents, sont néanmoins très confus et difficiles à interpréter. Dans ses derniers écrits, il reconnaît que le calcaire d'Alcântara ne contient pas d'Hippurites mais le nomme encore «Hippurites limestone».

En 1853, d'Archiac résuma les observations de D. SHARPE sur le Crétacé portugais. Il reconnut qu'il devait y avoir une grande confusion, mais n'ayant pas visité le Portugal, il ne put améliorer la connaissance de ce système.

En 1857, apparaît dans la littérature, le nom du grand géologue portugais C. RIBEIRO. Militaire de métier et géologue autodidacte, il fut nommé, en 1852, chef du Service des Mines, puis en 1857 co-directeur de la Commission Géologique et en 1869 chef des Services Géologiques nouvellement créés. À sa mort en 1882, N. DELGADO lui succéda.

Son œuvre est nettement plus importante que celle de D. SHARPE. Il travailla en collaboration avec de nombreux savants étrangers, tels que DESHAYES, SUESS, HEER, DE LORJOL et CHOFFAT.

Son premier essai de classification du Crétacé ne fut pas très heureux car il considéra les différents faciès comme autant d'étages superposés. Plus tard, il modifiera lui-même complètement ce premier essai. Chargé de diriger les recherches d'eau pour l'alimentation de Lisbonne, il dressa un profil du Crétacé de la région de Belas (15 km NO de Lisbonne), accompagné d'une liste des principaux fossiles. Cette coupe fut publiée en 1881 dans le travail de O. HEER. C'est la meilleure subdivision du Crétacé donnée avant CHOFFAT. Ce travail est loin de représenter la somme des connaissances acquises concernant ce système. En effet, en accord avec N. DELGADO, C. RIBEIRO avait fait lever des coupes et récolter de nombreux fossiles en divers points du pays.

Dès le début de ses études, C. RIBEIRO s'était attaché à la réalisation d'une carte géologique du Portugal. La partie portugaise de la carte géologique de l'Espagne et du Portugal par E. de VERNEUIL et E. COLLOMB (1864) peut être considérée comme son premier essai.

Cette carte diffère déjà nettement de celle de SHARPE (1850). En 1876, il publia avec N. DELGADO la première carte géologique du Portugal au 1/500 000.

B) Les travaux de PAUL CHOFFAT (1878-1919)

En 1878, au Congrès géologique international de Paris, C. RIBEIRO invita le géologue suisse P. CHOFFAT au Portugal. Ce dernier accepta, pensant profiter de ce séjour pour examiner les formations jurassiques du pays. Il y resta 40 ans et y mourut en juin 1919 après avoir étudié tous les terrains mésozoïques et une grande partie du Cénozoïque.

CHOFFAT complèta et transforma profondément les travaux de D. SHARPE et de C. RIBEIRO.

Excellent observateur, scrupuleux et consciencieux, il fut le premier à décrire les terrains avec une certaine précision. Il établit des listes de fossiles pour toutes les formations secondaires, débrouilla la question des faciès que C. RIBEIRO n'avait qu'entrevue et put ainsi fournir des bases pour l'établissement des échelles stratigraphiques qui, jusqu'alors, attachaient beaucoup trop d'importance aux caractères lithologiques.

Il publia des études stratigraphiques générales, dont une, consacrée uniquement au Crétacé supérieur, des monographies paléontologiques et de nombreuses notes parfois très importantes sur des sujets divers.

Pour dater les terrains, CHOFFAT n'utilisa que la macrofaune. Outre les matériaux accumulés par ses prédécesseurs dans les collections de l'École Polytechnique et de la Commission de Géologie, il recueillit lui-même de nombreux fossiles et en fit ramasser un grand nombre par des collecteurs, méthode évidemment très commode pour avoir un matériel d'étude abondant. On peut s'étonner d'une telle pratique de la part d'un géologue que l'on dit très scrupuleux.

Il dut surmonter de très grandes difficultés dans ses recherches paléontologiques et n'y parvint pas toujours. Dans ce but il sollicita le concours de H. DOUVILLÉ, P. de LORIOU, O. HEER, W. de LIMA, DE SAPORTA, W. E. SAUVAGE, C. SCHLUMBERGER, MUNIER-CHALMAS. Il se plaignit d'être isolé et de n'avoir à sa disposition qu'un matériel de comparaison insuffisant. La macrofaune ne se trouve en général qu'à l'état de moules ce qui complique le travail et rend douteuses de nombreuses déterminations.

D'autre part, les faunes portugaises renferment beaucoup d'espèces locales ne fournissant pas de bons éléments de parallélisme.

CHOFFAT est souvent indécis dans ses déterminations et de nombreux noms d'espèces sont précédés des préfixes pseudo ou sub ou des mots affinité et variété. Il dut créer aussi un grand nombre d'espèces nouvelles.

La rareté des bons fossiles stratigraphiques (Ammonites principalement) l'ont amené à créer des étages locaux qu'il ne place avec certitude dans aucune échelle stratigraphique internationale. S'il a trouvé quelques exemplaires de *Neolobites vibrayanus* et de *Placenticeras (Knemiceras) uhligi*, d'autres fossiles sont uniques: *Turrillites costatus*, *Mortonicerias (Pervinqueria) inflata* par exemple. On peut donc se demander jusqu'à quel point leur détermination peut être acceptée sans réserve.

CHOFFAT n'a jamais cherché la microfaune complètement inutilisée à cette époque et ne mentionne que les Foraminifères visibles à l'œil nu.

Sa première étude sur le Crétacé date de 1885 et concerne les contrées de Sintra, Belas et Lisbonne.

CHOFFAT admet trois groupes: le Néocomien ou «groupe inférieur» (de l'Infravalanginien au Barremien inclus), le «groupe moyen», comprenant les «couches d'Almargem» et le «Bellasiens»¹ qui correspondent à des couches de position stratigraphiquement douteuse et enfin un «Cénomaniens calcaire» formé par le «Rotomagin» et le «Carentonin» à Rudistes.

Quinze ans plus tard il publia sa deuxième étude sur le système Crétacé: «le Crétacique supérieur au Nord du Tage» (1900).

¹ De Belas (Bellas au temps de CHOFFAT), petite bourgade à 15 km environ au NO de Lisbonne.

On y trouve le tableau suivant résumant la stratigraphie du Crétacé portugais (p. 18):

Subdivisions	Remarques sur le parallélisme
Sénonien s. I. { C. à <i>Hoplites Marroti</i> . C. à <i>Hemitissotia</i> . Couches fluvio-marines. Graviers.	
Turonien..... { Calcaires à <i>Acteonella Grossouvrei</i> ou Marnes à <i>Biradiolites Arnaudi</i> . Couches à Ammonites ou récifs à <i>Caprinules</i> et <i>Sauvagesia Sharpei</i> . Couche à <i>Anorthopygus Michelini</i>	? Cénomanién.
Assise à <i>Neolobites Vibrayeanus</i>	Cénomanién incontestable. (Cénomanién partim?) Vraconnien et Albién? Aptien ou Albién. Partim Aptien?
Bellasién — Au Nord, grès sans fossiles marins. { 1 ^{er} niveau de <i>Pterocera incerta</i>	
Niveau de <i>Ostrea pseudo-africana</i>	
Niveau de <i>Polyconites sub-Verneuili</i>	
Couches d'Almargem.....	
Groupe néocœnomien. { Barrémién (Urgonien)	
Hauterivién. Valanginién. Infravalanginién.	

En 1904, il précisa que les «couches d'Almargem» représentent l'Albién en entier, le niveau à *Placenticeras (Knemiceras) uhligi* étant vraconnien et le niveau à *Polyconites subverneuili* se rattachant au sommet du Vraconnien. Il ne précise pas à propos du Vraconnien s'il s'agit de l'Albién supérieur ou du Cénomanién basal. Il le considère comme un étage à part entière entre l'Albién et le Cénomanién, au sens originel de RENEVIER.

Le «Bellasién» forme d'après CHOFFAT un groupe local plus ou moins marneux, à divisions floues, dont la faune présente beaucoup d'analogie de la base au sommet.

La limite supérieure du niveau à *Placenticeras (Knemiceras) uhligi* est, dit-il, aussi incertaine que sa base car le niveau à *Polyconites subverneuili* qui lui succède est caractérisé par une faune de Rudistes qui n'est pas contemporaine en tous lieux. Le niveau à *Exogyra pseudo-africana* débute avec plus de netteté mais par contre le passage au niveau à *Pterocera incerta* est difficile à situer. Ce fossile, relativement fréquent aux portes de Lisbonne, manque totalement dans certaines régions.

En dessous des deux niveaux supérieurs du «Bellasién» qu'il attribue avec certitude au Cénomanién, CHOFFAT n'a jamais pu trouver de limites valables entre l'Albién et le Cénomanién, ni entre l'Albién et l'Aptien. Il suppose l'existence de l'Albién sous le Cénomanién, mais se garde bien d'affirmer avec certitude qu'il existe, et surtout de mentionner un niveau à partir duquel on passe de l'un à l'autre.

Le Turonien de CHOFFAT débute par deux niveaux cénomaniens: il explique cette réunion du Cénomanién supérieur et du Turonien, du fait de l'opposition très nette, sur le terrain, entre les calcaires compacts des niveaux à *Neolobites vibrayeanus* et *Anorthopygus michelini* et les calcaires argileux du «Bellasién».

Il écrit, d'autre part: «il est évident que si les limites stratigraphiques avaient été établies en premier lieu au Portugal, on n'aurait jamais songé à séparer l'assise à *Neolobites vibrayeanus* des couches qui la recouvrent» (1900, p. 187).

Ces observations sont exactes, mais comme l'écrit E. FLEURY dans son éloge à CHOFFAT (1920): «il faudra bien se résoudre un jour à régulariser cette situation.»

Les travaux de CHOFFAT sont parfois d'une interprétation difficile. Leur lecture laisse une impression de vague, d'imprécis. Il s'en dégage un manque de netteté dû aux nombreuses précautions qu'il prend avant d'émettre une opinion. Il donne l'impression de ne pas toujours savoir que faire de ses

niveaux et de ses fossiles. Pour appliquer au Portugal les échelles stratigraphiques utilisées à cette époque en Europe, il se rend compte qu'il devrait découper arbitrairement des unités qui forment manifestement un ensemble sur le terrain; cela l'ennuie, d'où hésitations et explications plus ou moins embrouillées. On relève finalement dans son œuvre de nombreuses contradictions internes et la faiblesse du support paléontologique dont il s'est servi pour définir son échelle stratigraphique apparaît souvent avec netteté. Le résumé qu'il donne à propos de la faune illustre bien ce problème: «En résumé, l'ensemble de la faune montre une grande analogie depuis les couches d'Almargem (probablement Aptien) jusqu'au Cénomaniens inférieur (Bellasiens supérieur) et bon nombre d'espèces passent jusqu'au Turonien, malgré la différence notable qui s'est produite dès le Cénomaniens supérieur (assise à *Neolobites vibrayeanus*) par suite de l'apparition de nombreuses formes nouvelles qui, pour la plupart, se maintiennent jusqu'au Turonien. La transition entre les assises est insensible lorsque l'on considère l'ensemble du pays et non pas une région restreinte» (1900, p. 187).

En dépit des erreurs et des incertitudes que contient son œuvre, CHOFFAT a fait progresser d'une manière décisive les connaissances de l'ensemble du Mésozoïque et du Cénozoïque du Portugal. En collaboration avec N. DELGADO, il publia en 1899 une carte au 1/500 000 du Portugal avec levers de terrain au 1/100 000 et au 1/50 000 dans de nombreuses régions. La légende pour le Crétacé est la suivante:

- | | |
|--|--------------|
| C ⁵ Depósitos de águas salobres (Garumiano) } | } Senoniano. |
| C ⁴ Depósito marino (Campaniano) } | |
| C ³ Turoniano, incluindo o tecto do Cenomaniano (nível com <i>Neolobites vibrayeanus</i>). | |
| C ² Bellasiano e camadas do Almargem; Cenomaniano (em parte), Albiano e Aptiano (?). | |
| C ¹ Neocomiano, incluindo o Barremiano. | |

Les contemporains de CHOFFAT se réfèrent souvent à ses descriptions paléontologiques, mais utilisent avec beaucoup de prudence ses conclusions stratigraphiques. Ils ne les admettent pas sans de sérieuses réserves.

En 1901, DE GROSSOUVRE, dans ses recherches sur la craie supérieure ne tente aucune corrélation avec le Portugal. Dans son tableau du «synchronisme des couches supracrétacées en Europe», il mentionne l'Espagne mais ignore le Portugal. Pourtant DE GROSSOUVRE connaissait les travaux de CHOFFAT qu'il cite en bibliographie et à propos de l'extension des *Sphaerulites*: «[. . .] *Sphaerulites (Savagesia sharpei)* à bandes plissées dont l'extension est fort remarquable puisqu'on les trouve en Portugal, dans le bassin de Paris et jusqu'en Angleterre, toujours vers la partie supérieure du Cénomaniens» (p. 369).

A. de LAPPARENT ne mentionne pas de Crétacé au Portugal dans l'édition de 1885 de son traité de Géologie. En 1900, la 2^e édition contient un aperçu des travaux de CHOFFAT sur le Crétacé dans son ensemble. C'est un résumé honnête, mais, à la différence de CHOFFAT, il place le niveau à *Anorthopygus michelini* dans le Cénomaniens supérieur.

Le Traité de Géologie de HAUG (1911) renferme un abrégé des travaux de CHOFFAT. En commentaire, HAUG émet l'avis suivant au sujet du Turonien supérieur du Portugal: «on n'y trouve pas encore d'Hippurites, et *Vascoceras gamai* y est encore représenté, de sorte qu'il paraît difficile d'attribuer ces couches au Turonien supérieur» (p. 1278).

C) Les progrès de la connaissance du Crétacé supérieur de 1920 à 1972.

Les publications relatives au Crétacé supérieur sont peu fréquentes depuis 1920.

C. TEIXEIRA a publié en 1948 et 1950 deux importants mémoires sur la flore mésozoïque du Portugal. O. da VEIGA FERREIRA (1961) et S. JONET (1963, 1964) ont décrit la faune ichthyologique du Crétacé supérieur. Plusieurs descriptions de fossiles animaux et végétaux sont dues à G. ZBYSZEWSKI C. TEIXEIRA, F. MOITINHO de ALMEIDA, J. CARRINGTON da COSTA. En 1966, parut une étude importante de C. TEIXEIRA sur l'évolution du Territoire Portugais. A. FERREIRA, SOARES et C. ROMARIZ ont revu le Crétacé de la région de l'embouchure du rio Mondego et de Soure.

Des travaux dépassant le cadre du Portugal ont été réalisés par des étrangers sur du matériel paléontologique du Crétacé supérieur: M. REICHEL (1936) s'intéressa aux Préalvéolines du niveau à *Neolobites*

vibrayeanus, W. MAYNC (1959) aux Orbitolines de Guincho, J. WIEDMANN (1959) aux Céphalopodes et J. et C. GROOT (1962) à la microflore.

Ces études disséminées de plusieurs auteurs s'intéressant à des problèmes différents, traitent rarement de la stratigraphie du Crétacé supérieur portugais.

Les notices explicatives des nombreuses cartes au 1/50 000 réalisées depuis la mort de CHOFFAT se réfèrent constamment à ses coupes stratigraphiques pour le Crétacé supérieur. De même, dans le Lexique stratigraphique (1958), G. ZBYSZEWSKI et F. MOITINHO DE ALMEIDA reprennent les travaux de CHOFFAT pour définir les différents termes du Crétacé supérieur portugais.

En l'absence de travaux de synthèse récents, les géologues qui se sont intéressés au Crétacé supérieur du Portugal ont interprété personnellement les travaux de CHOFFAT. Ces interprétations sont le plus souvent malheureuses à cause du caractère global, des incertitudes et des contradictions internes de son œuvre. Les travaux de CHOFFAT forment un ensemble, et fréquemment, au sujet d'un fossile par exemple, il se réfère à une coupe décrite dans une publication plus ancienne. L'inverse peut aussi se produire, dans une description de coupe il renvoie à des études paléontologiques ultérieures.

Après sa mort, en 1919, ses études paléontologiques, riches en formes nouvelles, connurent un grand succès à l'étranger. Les attributions stratigraphiques étant tenues pour exactes (les utilisateurs les modifiant plus ou moins suivant leurs intérêts).

Ainsi les points douteux de l'œuvre de CHOFFAT se muèrent en erreurs ou firent l'objet d'interprétations nettement divergentes.

À propos du «Bellasiens» de la région de Lisbonne, on peut ainsi relever ces deux interprétations:

Notices explicatives des cartes géologiques au 1/50 000 de la région de Lisbonne: à la suite, semble-t-il, d'ultimes améliorations apportées par CHOFFAT, le «Bellasiens» est employé comme synonyme de Cénomaniens; malheureusement les listes faunistiques contiennent toujours le *Mortoniceras (Pervinqueria) inflata* de l'Albien supérieur.

A l'étranger: la base du «Bellasiens» a toujours été attribuée à l'Albien; ainsi, J. WIEDMANN a publié le tableau suivant en 1963:

Cénomaniens inférieurs:

Niveau à *Tylostoma*, cf. *incerta*¹.

Niveau à *Turrillites costatus* et *Exogyra pseudo-africana*.

Vraconniens (Albien V):

Niveau à *Polyconites subverneuili* et *Caprines*.

Mortoniceratiens (Albien IV):

Niveau à *Knemiceras uhligi*, *Mortoniceras inflatum*.

Si le maintien de *Mortoniceras (Pervinqueria) inflata* dans le Cénomaniens peut surprendre, l'interprétation de J. WIEDMANN et des étrangers en général contredit sans justification les travaux de CHOFFAT.

L'âge de la base de la série varie finalement suivant les interprétations des auteurs de l'Albien moyen au Cénomaniens inférieurs.

À propos des Rudistes, le *Sauvagesia sharpei* est cité dans le traité de MOORE (1969) comme Turoniens au Portugal, alors que CHOFFAT l'attribuait au Cénomano-Turonien et qu'il est associé à *Caprinula boissyi* tenu habituellement pour Cénomaniens².

Il est curieux de constater, d'ailleurs, qu'une partie de la faune de ces calcaires à Rudistes, réputés turoniens, servit parfois à dater le Cénomaniens, l'autre partie étant utilisée pour dater le Turoniens.

Une révision du Crétacé supérieur devenait nécessaire pour résoudre ces problèmes stratigraphiques.

¹ Ce changement de nom du *Pterocera incerta* de CHOFFAT est regrettable, il s'agit d'un *Strombus*.

² Le gisement type, Fourtoux dans les Corbières, est d'âge Cénomaniens (M. BILOTTE, thèse 3^e cycle, Toulouse, 1970).

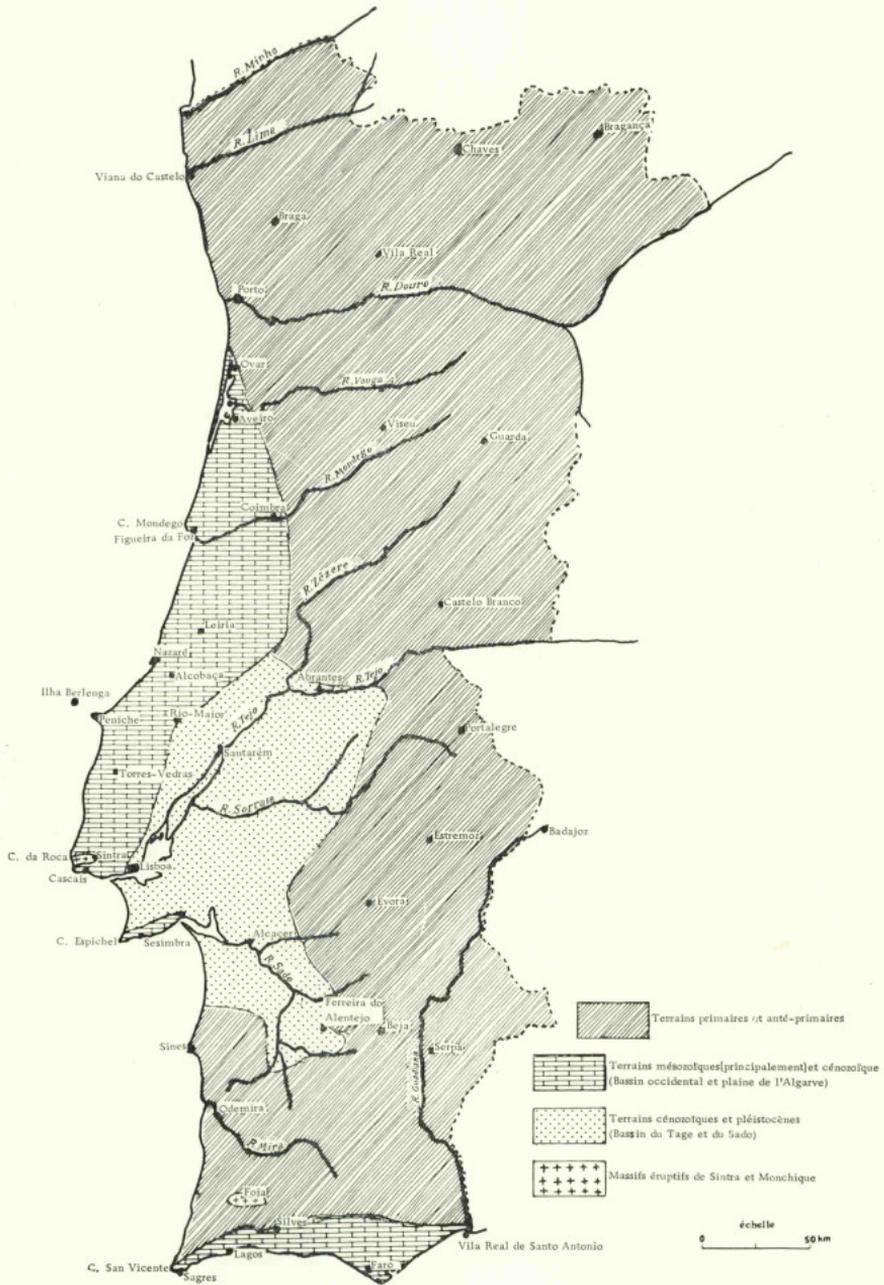


FIG. 1 — Esquisse géologique du Portugal

Principaux affleurements de Crétacé supérieur
entre Lisbonne et Leiria

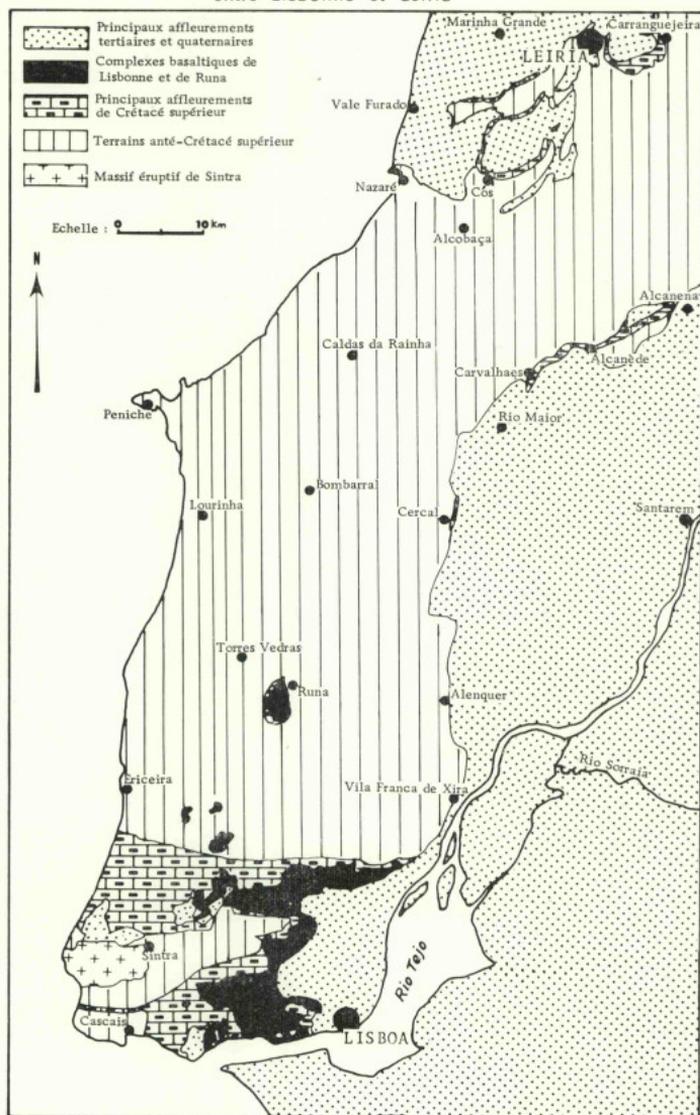


FIG. 2

CHAPITRE II

LE CÉNOMANIEN DE LA RÉGION DE LISBONNE

A) Introduction.

Le Cénomaniens de cette région est le plus complet de l'Estrémadure. Il est relativement épais (350 m à 400 m) et affleure largement sur les cartes au 1/50 000 de Lisbonne, Cascais, Sintra, Loures et sur la moitié sud de Torres Vedras.

Les terrains sont restés le plus souvent subhorizontaux et les petites ondulations que l'on y décèle ne bouleversent jamais la série stratigraphique. Ils ont été soulevés par le massif granitique de Sintra daté de -76 ± 5 MA (MENDES, 1968). Ce massif grossièrement elliptique (10 km sur 5 km) disparaît à l'ouest sous la mer et domine de ses 500 m d'altitude les terrains sédimentaires qui l'entourent.

Il a soulevé l'ensemble des terrains jurassiques et crétacés qui se présentent, vers le Sud, sous forme d'une série monoclinale dont les pendages atteignent 60° au voisinage du massif, mais décroissent très vite dès que l'on s'en éloigne. Les couches retrouvent presque leur horizontalité à 10 km au sud de Sintra.

Des accidents cassants semblent liés à la mise en place de ce massif. Ce sont de petits décrochements d'orientation radiale, et des failles d'effondrement est-ouest, parallèles au grand axe du massif, verticales ou peu inclinées, parfois assez profondes, semble-t-il. Ces failles ont joué ultérieurement. D'autres failles et décrochements ont aussi affecté la région à une époque plus récente.

Toutes ces cassures ont favorisé la mise en place de nombreux dykes et sills de roches endogènes, d'âges probablement différents les uns des autres mais difficiles à préciser actuellement. Ces venues éruptives traversent la série Cénomaniens, et provoquent des déformations et cassures locales.

Le massif éruptif de Sintra est le principal élément structural de la région de Lisbonne. Il est relayé vers l'est par l'anticlinal Sintra-Caneças orienté OSO-ENE (70°). L'ensemble formant la dorsale Sintra-Caneças.

Au nord de celle-ci s'étend la dépression de S. João das Lampas-Negrais, limitée au sud par les failles d'effondrement qui bordent le versant Nord de la dorsale.

Au SO, on trouve une succession d'anticlinaux et de synclinaux peu accentués, dont les axes ont une orientation voisine de celle de la dorsale, du Nord au Sud:

- Synclinal d'Alcabideche (direction 70°);
- Anticlinal de Cascais-Bicesse (direction 55°);
- Synclinal de Caparide (direction 55°);
- Anticlinal de Baforeira-Tires (direction 55°).

Au Sud s'étend la dépression de Lisbonne occupée essentiellement par le « complexe basaltique »; puis le bassin du Tage, domaine des terrains tertiaires et quaternaires.

À ces formations se sont superposés des réseaux de failles dont les mouvements, parfois très récents, ont compliqué la structure de la région. Ces accidents ont probablement favorisé la mise en place de venues hypovolcaniques qui s'accompagnent parfois d'une tectonique localement importante.

I. Le massif éruptif de Sintra et l'anticlinal Sintra-Caneças (dorsale Sintra-Caneças).



FIG. 3-a — Coupe géologique entre Bochechas et le Forte de Santo António

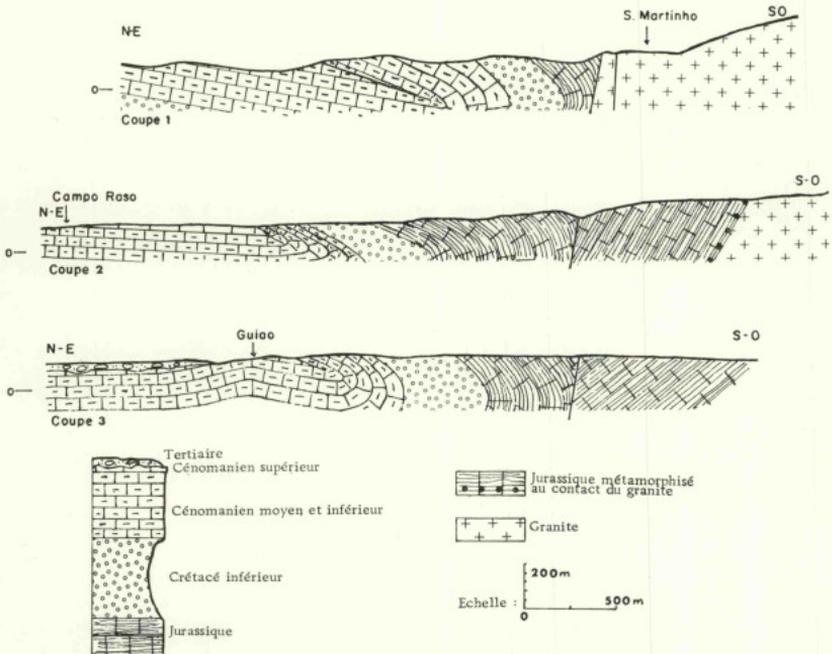


FIG. 3-b — Coupes géologiques de la région de Sintra-Algueirão

Depuis CHOFFAT (1885) on sait que le massif de Sintra s'est mis en place à la fin du Crétacé. Les études récentes de géochronologie absolue effectuées par F. MENDES (1968) ont confirmé les vues de CHOFFAT et ont permis de dater ce massif de 76 ± 5 MA, ce qui correspond à la fin du Crétacé dans l'échelle de chronologie absolue de HOLME (1964). On peut supposer que cette mise en place est liée à une phase de l'orogénèse laramienne.

Les roches endogènes ont métamorphisé par contact l'oxfordien supérieur (calcaires de São Pedro) et on peut considérer qu'à ce moment elles n'étaient recouvertes que par 2000 m de sédiments jurassiques et crétacés. Il est néanmoins fort probable que la dorsale de Sintra-Caneças se soit dessinée beaucoup plus tôt et qu'elle fut accentuée par la mise en place du massif éruptif de Sintra.

Il faut, d'ailleurs, souligner que, dans toute cette région, le Crétacé inférieur se termine par des grès conglomératiques à flore terrestre représentant l'Aptien supérieur et probablement l'Albien. Cet épisode continental permet de penser qu'il y a eu, au Portugal, des mouvements correspondants à la phase antécénomaniennne des Pyrénées.

La mise en place du massif éruptif au Sénonien s'est accompagnée de deux phénomènes distincts:

- L'accentuation de la dorsale Sintra-Caneças et des plis de la région de Cascais-Baforeira;
- La formation de failles d'effondrement importantes, parallèles à l'axe de la dorsale Sintra-Caneças et qui constituent peut-être le réseau le plus ancien dans le Mésozoïque de la région.

II. Les failles d'effondrements OSO-ENE à E-O.

Des failles appartenant à ce réseau peuvent être mises en évidence sur les flancs nord et sud du massif.

Sur le flanc sud, ces failles se sont produites à une certaine distance du massif; elles affectent le flanc nord du synclinal d'Alcabideche, entre Guincho et Alcabideche, où elles amènent la disparition de toute une partie du Crétacé inférieur terminal et du Cénomanienn inférieur.

Sur le flanc nord du massif, ces failles sont plus importantes que sur le flanc sud et affectent sans doute les terrains éruptifs. Elles sont à l'origine des différences importantes que l'on peut noter entre les bordures nord et sud du massif de Sintra.

Sur la bordure sud, entre la côte et Santa Maria (environs de la ville de Sintra), on peut faire les observations suivantes:

- Les terrains sédimentaires, soulevés par le massif au cours de sa mise en place, pendent vers le Sud; les pentages, forts au voisinage du massif, décroissent ensuite régulièrement;
- Les calcaires de São Pedro (Oxfordien supérieur) n'existent que dans cette région; ils sont métamorphisés au contact des terrains endogènes;
- Des dykes, parallèles à la courbure du massif, sont fréquents dans le Jurassique; ils s'arrêtent brutalement au parallèle de la ville de Sintra.

La bordure nord, entre la ville de Sintra et la côte, se présente différemment:

- Absence de pentages vers le Nord dans les terrains sédimentaires;
- Absence de la quasi-totalité du Jurassique et du Crétacé inférieur;
- Disparition des calcaires de São Pedro;
- Absence d'une auréole de métamorphisme de contact (encore visible au NE);
- Absence de dykes parallèles à la courbure du massif;
- Pendage anormal du Cénomanienn vers le Sud;
- Présence d'une série sédimentaire inversée entre Bochechas, Sintra et Algueirão-Mem Martins;
- Dans le massif éruptif lui-même, on constate la présence, sur ce versant nord, de gabbros et mafraïtes absents sur le versant sud.

Le contact normal entre la série sédimentaire et le massif éruptif doit être celui de la bordure sud, où existe l'auréole de métamorphisme de contact. L'absence de cette auréole sur la bordure nord permet de penser que le contact des calcaires du Kimmeridgien-Portlandien avec le massif est un contact anormal.

Ce contact anormal ainsi que les différences notées entre les bordures nord et sud du massif peut s'expliquer par la présence de failles d'effondrement parallèles à l'axe du massif: l'une de ces failles

passant à la limite du sédimentaire et de l'éruptif, une autre au moins, étant située un peu plus au nord. C'est, à mon avis, cette dernière qui est visible à l'extrémité sud de la plage de Praia Grande do Rodísio. Ces failles permettent d'expliquer la limite nord rectiligne du massif et l'arrêt sur une même ligne des dykes parallèles à la bordure du massif sur son flanc sud.

Tout le versant nord de la dorsale Sintra-Caneças est ainsi bordé de failles d'effondrement importantes qui se relaient d'ouest en est, et dont les rejets verticaux atteignent probablement 200 m à 300 m. Elles sont à l'origine de la formation de la dépression de São João das Lampas-Negrais. Elles sont recoupées par les failles NNE-SSO.

Il ne serait pas surprenant qu'elles se prolongent vers l'Ouest et qu'elles limitent le bord nord de la partie du massif de Sintra actuellement sous la mer.

La série sédimentaire renversée entre Bochechas, Sintra et Algueirão-Mem Martins (à l'est du massif) avait déjà été signalée par CHOFFAT et son existence a été confirmée depuis par C. TEIXEIRA (1962) et MATOS ALVES (1964).

La présence d'une série inverse est insolite dans une région où il n'y a pas eu de grands mouvements tangentiels mais essentiellement une tectonique cassante.

La mise en place du massif éruptif a certainement joué un rôle important et il est très probable que l'anticlinal primitif auquel il a donné naissance était déversé vers le Nord.

III. Les plissements au SO de la dorsale Sintra-Caneças.

Les anticlinaux de Cascais-Bicesse et de Baforeira-Tires semblent être les terminaisons périclinales de plis plus importants dont la plus grande partie est effondrée sous la mer.

La direction des axes de ces plis est sensiblement la même que celle des plis de la serra d'Arrabida (30 km plus au sud) orientés SO-NE. P. CHOFFAT (1908) et plus tard H. SEIFERT (1963) ont interprété cette serra comme étant l'extrémité NE d'un plissement qui se poursuivait vers le SO et qui doit être actuellement effondré sous la mer.

Sur le pourtour de ces anticlinaux se sont déposés à la fin du Cénomaniens inférieur des grès à *Orbitolina conica-plana* et cf. *conceva*, qui passent latéralement vers l'Est à des calcaires. L'existence de ce passage latéral de faciès semble indiquer que ces anticlinaux formaient des hauts-fonds à la fin du Cénomaniens inférieur à la suite de mouvements intra-Cénomaniens inférieur. Ces mouvements semblent être les derniers avant la mise en place du massif de Sintra.

IV. Les failles N-S à NNE-SSO (O à 22°).

Elles forment un réseau constitué d'un grand nombre de failles d'importance inégale mais dont certaines se suivent sur de grandes distances. Elles ont joué en donnant d'une part des décrochements dirigés principalement vers le S ou le SSO, d'autre part en provoquant des effondrements verticaux parfois relativement importants. Elles recoupent le réseau précédent (OSO-ENE à E-O). Quand on se dirige d'est en ouest, de la région de Lousã vers la mer, on descend ainsi par des gradins successifs, d'altitude décroissante qui se poursuivent peut-être en mer.

Les interférences entre ces failles essentiellement cisaillantes et les failles antérieures (OSO-ENE à E-O) sont à l'origine de la complexité de détail de la région de Pêro Pinheiro-Negrais (fig. 4.)

Ce réseau (NNE-SSO) est non seulement important pour la structure de cette région, mais aussi pour la structure générale du Portugal et même de la Péninsule ibérique dans son ensemble dont c'est l'une des directions des failles maîtresses. Il induit le cours de nombreuses rivières, dont le Tage, et la côte actuelle de l'Estrémadure lui est parallèle. Il semble aussi être à l'origine de la tectonique salifère dont les accidents sont allongés suivant une direction générale NNE-SSO, en particulier la «vallée typhonique» de Caldas da Rainha, et la structure diapirique profonde de Pinhal Novo.

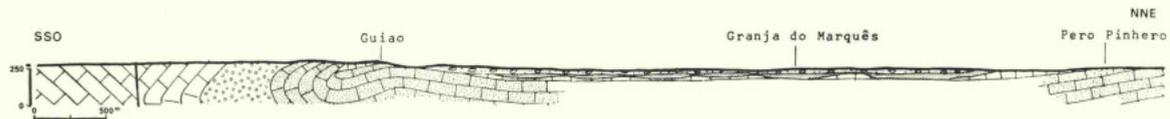
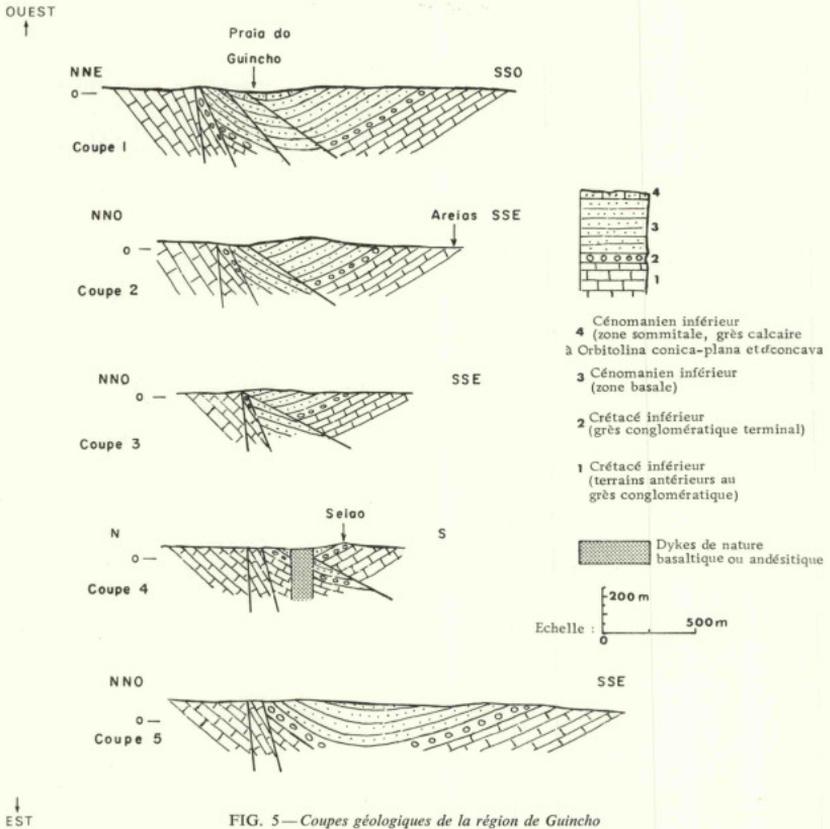


FIG. 4—Coupes géologiques de la région de Pêro Pinheiro (dépression au nord de la dorsale Sintra-Caneças)

V. Les failles NO-SE (135 à 140°).

Ce réseau est aussi important pour la structure de la région que les précédents. Ces failles semblent être les plus récentes, dans certains endroits. Ce sont plutôt des failles de cisaillement que des failles d'effondrement. Elles ont provoqué des décrochements dont le jeu principal se fait du SE vers le NO. Deux d'entre elles sont particulièrement importantes :

— La faille de Cascais-Guincho, qui provoque le chevauchement du flanc nord du synclinal d'Alcabideche par le flanc sud; donnant ainsi à la région de Guincho une structure relativement complexe (fig. 5);



— La faille de A da Beja-Dona Maria-Almargem do Bispo qui limite à l'ouest l'anticlinal de Camarões-Montemor et le synclinal d'Almargem do Bispo-A dos Cãos. Elle coupe la dorsale Sintra-Caneças et amène un décrochement du compartiment est, de 1 km environ vers le NO. Ce mouvement s'est accompagné de la formation de l'anticlinal de Camarões-Montemor, dont le flanc nord est légèrement chevauchant et de l'anticlinal du Monfire. Entre les deux se trouve le synclinal d'Almargem do Bispo-A dos Cãos, dont les flancs nord et sud sont probablement faillés. Il se prolonge vers l'Est, en s'élargissant, et prend le nom de dépression de Loures (fig. 6).

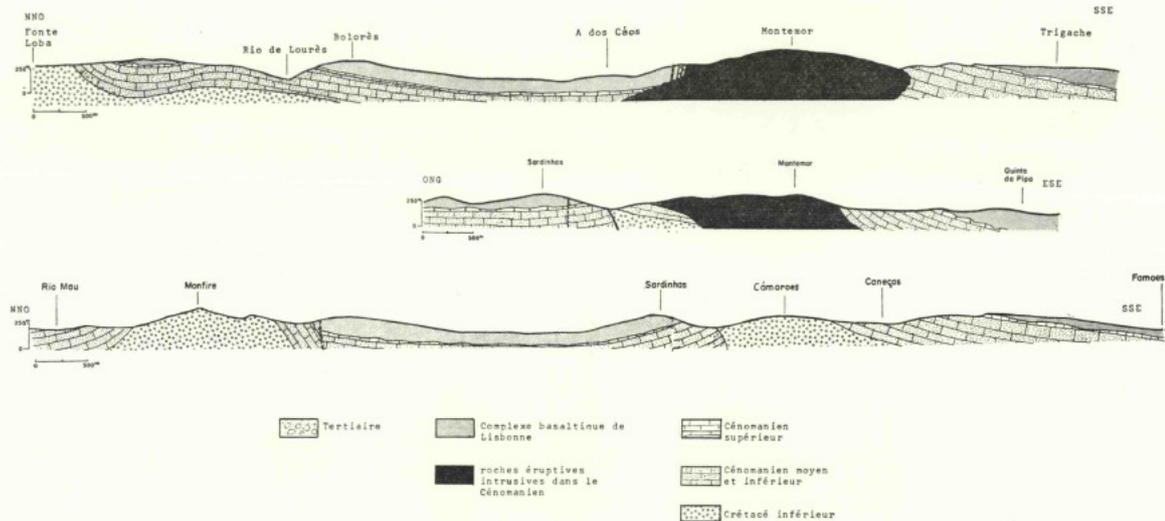


FIG. 6 — Coupes géologiques du synclinal d'Altagem do Bispo-A dos Cãos et de l'anticlinal de Camarões-Montemor

VI. Les autres failles.

En dehors des trois réseaux dont nous venons de parler, il existe aussi dans cette région des failles NE-SO fréquentes et parfois importantes, ainsi que d'autres, orientées NNO-SSE, E-O, ONO-ESE, plus rares et moins importantes, semble-t-il.

Il faut encore signaler la présence de petites cassures isolées, d'orientations quelconques qui sont des fractures secondaires de réajustement ou de tassement qui accompagnent les failles principales.

VII. La dépression de Lisbonne.

Limitée au Sud et à l'Est par le Tage, elle est occupée presque exclusivement par le «complexe basaltique». Les formations géologiques les plus anciennes sont limitées au Cénomaniens qui apparaît dans le Parc du Monsanto et dans les quartiers ouest de la ville. Le tertiaire forme la partie est de la dépression et le sous-sol de la majeure partie de la ville de Lisbonne.

Le «complexe basaltique», épaisse succession de coulées intercalées de matériel pyroclastique gêne considérablement les observations. Il est affecté par les failles des réseaux décrits précédemment.

Si on met à part la ville de Lisbonne, les failles sont rarement visibles dans la dépression. Néanmoins, le «complexe» est coupé de nombreuses vallées importantes qui semblent liées à des phénomènes tectoniques tout autant qu'à l'érosion. Les failles qui en sont à l'origine ont été ensuite oblitérées par le matériel pyroclastique.

Dans certaines vallées étroites et encaissées apparaît le Cénomaniens supérieur et parfois le sommet du Cénomaniens moyen. Les affleurements cénomaniens du Parc du Monsanto et des quartiers ouest de la ville correspondent plutôt à un horst complexe qu'à une voûte anticlinale. Ce horst est limité par les failles génératrices des dépressions suivantes: vallée d'Algés au NO, vallée de la rivière de Benfica au NE, vallée du Tage au S, Parc Edouard VII et Avenue de la Liberdade à l'E. Il est coupé par le graben de la vallée d'Alcântara, qui sépare les quartiers ouest de la ville, du Parc du Monsanto.

Ce horst est haché par des failles très nombreuses, de toutes directions, d'âges probablement différents et qui ont dû rejouer plusieurs fois. Il est difficile d'y reconnaître les failles principales des failles secondaires. Les constructions de la ville, les autoroutes d'accès au Pont Salazar, les routes et les plantations du Parc du Monsanto s'ajoutent au «complexe basaltique» pour compliquer l'étude de cette zone.

VIII. Le bassin du Tage.

Le Tage coule dans un bassin qui occupe une zone effondrée. Les failles qui le limitent sont les failles d'effondrement les plus importantes de la région. Des sondages effectués dans le lit du Tage ont retrouvé le basalte à — 35 m sous la pile sud (à 1012 m de la pile nord). Un autre sondage à Palença do Baixo (rive sud) a rencontré le basalte entre — 93 et — 147 m puis le Cénomaniens supérieur.

Le cours du Tage dans les terrains sédimentaires portugais est guidé par des failles. En amont de Lisbonne, elles appartiennent au réseau NNE-SSO à N-S et donnent au Tage et à la basse vallée du Zêzere un cours parallèle à la côte. Entre Lisbonne et São Julião da Barra le cours du fleuve devient presque E-O (80°), direction très probablement due à des failles d'effondrement qui se rattachent au réseau E-O à OSO-ENE, dont les rejeux récents ont détourné le Tage de son cours primitif.

IX. Les intrusions éruptives.

Les derniers éléments qui ont joué un rôle important dans la structure du Cénomaniens de la région sont les formations hypovolcaniques: filons, dykes, sills et laccolithes de nature pétrographique variée allant de la basanite à la rhyolite. Ils abondent surtout dans le Cénomaniens inférieur. L'âge de ces formations est difficile à préciser. Certaines semblent liées au massif de Sintra, d'autres au «complexe basaltique» de Lisbonne, d'autres enfin le recoupent et sont donc encore plus récentes.

L'abondance de failles dans la région a dû faciliter la mise en place de ces formations hypovolcaniques.

Filons, dykes et sills n'amènent généralement aucun bouleversement au sein des séries qu'ils traversent. Les laccolithes, par contre, soulèvent, repoussent, gauchissent les strates du Cénomanien en se mettant en place, provoquant des accidents locaux parfois notables, ou accentuant, modifiant, faisant rejouer des accidents plus anciens. Des sills très importants se trouvent au Montemor, au Condado, près de Magoito, près d'Idanha. Les sills d'Anços et de Montelavar se suivent sur plusieurs kilomètres. La région de Tires est l'une de celle où l'action de ces intrusions est la plus notable, à cause, entre autre, de la présence d'un important laccolithe de nature rhyolitique, le massif de Bicesse, qui mérite une attention particulière (BERTHOU-TREILLET, 1967) (fig. 7).

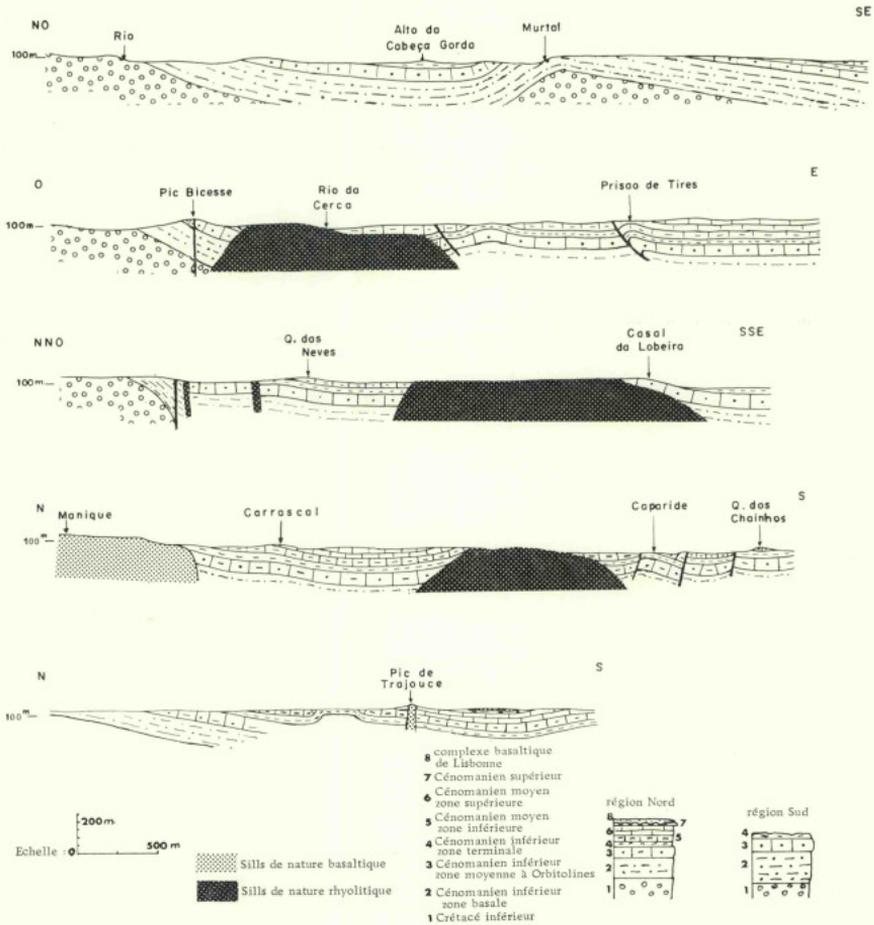


FIG. 7 — Coupes géologiques de la région de Tires

X. Le massif de Bicesse.

Bien que peu étendu, le massif rhyolitique de Bicesse-Casal do Clérigo provoque dans la topographie un accident nettement marqué; il domine les dépressions formées par les calcaires argileux du Cénomanién. Le sommet du pic de Bicesse est constitué de grès, faillé, amenant la rhyolite en contact avec les terrains qui sont habituellement inférieurs aux sills.

Les déformations provoquées par la mise en place du massif de Bicesse, de l'important dyke basalitique de Manique et du sill de basanite de Quenena-Polima, ont amené la formation de la cuvette de Trajouce.

Sans préjuger de son âge, la roche s'est ici mise en place dans le Cénomanién inférieur et moyen du synclinal qui sépare les anticlinaux de Cascais-Bicesse et de Baforeira-Tires d'axes SO-NE.

Elle provoque un rebroussement des couches et la formation de petits synclinaux et anticlinaux secondaires d'axes perpendiculaires aux deux axes principaux. Elle repousse par endroits les argiles et provoque de nombreuses failles locales bien visibles, surtout près de Caparide.

Des sills, partant du laccolithe principal, se sont mis en place dans les terrains sédimentaires, en général entre les argiles et les grès de la fin du Cénomanién inférieur. On suit l'un d'entre eux, à partir du Pic de Bicesse, sur 1 km vers le Nord, puis 1 km vers l'Est en direction de Manique de Baixo; il recoupe le basalte du Pic de Manique. L'affleurement extrême est situé près du Casal do Clérigo, en Trajouce.

L'examen attentif des contacts du laccolithe avec les terrains sédimentaires avoisinants montre que les roches traversées ont été localement modifiées. Elles sont légèrement transformées par cuisson sur une faible épaisseur. Ce léger pyrométamorphisme partout présent, est particulièrement bien visible près de la Quinta dos Pesos et du Casal do Clérigo.

À la Quinta dos Pesos on trouve des argiles cuites, des calcaires marneux très compactés, de couleur brune ou noire, parfois affectés de microplissements, dont la calcite a recristallisé. Ils sont toujours très enrichis en silice.

Au Casal do Clérigo on trouve un grès argileux recristallisé.

En lame mince, on voit du quartz très abondant, de rares petits cristaux de biotite, des plages de minéraux argileux non déterminables et, par places, de petits agrégats finement cristallisés, probablement argileux, subautomorphes, de biréfringence très faible, biaxes, à extinction nettement oblique et dont le relief est très légèrement supérieur à celui du quartz.

Les diagrammes de rayons X, effectués sur des poudres, montrent des raies correspondant aux écarts réticulaires du quartz, associés à celles de minéraux argileux du groupe de la kaolinite, dont les raies, difficiles à séparer au début, deviennent plus distinctes par la suite. Les valeurs des écarts réticulaires permettent de penser qu'il s'agit de kaolinite et de dickite. Écarts réticulaires observés, en angströms:

Kaolinite:	7,15	4,46	4,34	4,17	3,83	3,73	3,56	3,36	3,09	2,74	2,33	2,18	1,86	1,58
	1,48	1,42;												
Dickite:	7,15	4,43	4,36	4,15	3,95	3,79	3,58	3,09	2,93	2,32	2,20	1,85	1,56	1,50
	1,39	1,31.												

Dans les minéraux du groupe de la kaolinite, seule la dickite semble correspondre à la fois aux propriétés optiques des petits agrégats de cristaux observés en lame mince et aux écarts réticulaires fournis par les rayons X.

La région de Lisbonne est connue pour sa sismicité élevée et ses sources thermominérales. Elles témoignent de l'activité encore actuelle des réseaux de failles et permettent de penser que les failles principales, même si elles ne présentent pas toujours des rejets importants, sont probablement très profondes. Les zones de plus haute intensité sismique montre d'autre part que ce sont essentiellement les failles des réseaux NNE-SSO à N-S et OSO-ENE à E-O qui jouent simultanément.

La succession des événements qui affectèrent cette région depuis la fin du Crétacé inférieur a été probablement la suivante:

— Mouvements antécénomaniens marqués par un épisode continental à l'Aptien Sup.-Albien, puis intra-Cénomaniens inférieurs amenant la formation de plissements peu marqués dans les contrées de Sintra et Cascais;

— Emersion post-cénomaniennne;

— Mise en place du massif éruptif de Sintra (-76 ± 5 MA.) et émission pénécotemporaine du «complexe basaltique» de Lisbonne (épaisseur 400 m environ);

— Mise en place de formations hypovolcaniques dont l'âge est difficile à fixer. Certaines paraissent contemporaines du massif de Sintra et du «complexe basaltique» de Lisbonne, d'autres leur sont incontestablement postérieures;

— Formation des différents réseaux de failles, ou rajeunissement de réseaux plus anciens¹.

L'âge de ces différents réseaux est difficile à fixer par suite de leurs mouvements permanents au cours du Tertiaire, du Quaternaire et encore actuels. Une chose paraît certaine, c'est après la mise en place du massif de Sintra et l'émission du complexe basaltique que l'activité des failles est devenue importante. Il est très probable que certaines d'entre elles préexistaient, notons en particulier pour le réseau OSO-ENE à E-O que sa direction correspond à celle de la faille du Guadalquivir ainsi qu'à la direction de nombreuses rivières portugaises pendant leur parcours sur les terrains précambriens ou paléozoïques (Zêzere, Mondego, Douro, Lima, haut Tage).

Les premières failles importantes qui affectèrent le Cénomaniens furent celles de ce réseau, ensuite se formèrent les failles NNE-SSO qui recoupent les précédentes puis les failles NO-SE qui semblent dans certains cas recouper ces deux réseaux. L'activité de ces réseaux de failles s'est poursuivie jusqu'à nos jours avec un paroxysme à la limite Tertiaire-Quaternaire, époque à partir de laquelle paraît s'accroître l'effondrement du bassin du Tage.

On a donc dans la région de Lisbonne comme dans le reste du Pays une phase d'activité tectonique panto-plioquaternaire nettement marquée.

B) Coupes lithostratigraphiques détaillées de la région de Lisbonne.

Au sud de la dorsale Sintra-Caneças, les affleurements du Cénomaniens sont continus depuis la côte jusqu'à Montemor (30 km plus à l'est). Le plus souvent le Cénomaniens apparaît en position normale sur les derniers niveaux du Crétacé inférieur.

La dépression au nord de la dorsale montre un Cénomaniens reposant normalement sur le Crétacé inférieur, de Foz de Falcão (17 km au nord de Sintra) jusqu'au Monte Servas (30 km à l'est). Sur le bord sud de cette dépression le Cénomaniens est en contact anormal avec le Crétacé inférieur, de Praia Grande do Rodízio à Almargem do Bispo (15 km plus à l'est).

Dans toute la région les variations de faciès à l'intérieur d'un même niveau sont faibles. C'est sur la côte que l'on rencontre le Cénomaniens le plus inférieur. À l'ouest d'une ligne Sintra-Tires le Cénomaniens inférieur et moyen affleure largement; à l'est de cette ligne se situent les affleurements du Cénomaniens supérieur. Ils sont particulièrement bien développés dans la région de Pêro Pinheiro-Negrais et dans les environs immédiats de Lisbonne.

J'ai effectué des coupes aussi complètes que possible avec prélèvements d'échantillons dans tous les niveaux. Elles débutent en général à la limite supérieure des «grès d'Almargem» Crétacé inférieur et se terminent à la surface topographique actuelle ou au «complexe basaltique» de Lisbonne.

¹ Dislocations «tardi-hercyniennes» dont le rôle important dans la structure de la Péninsule ibérique et de son plateau continental atlantique est maintenant bien connu (FREIRE DE ANDRADE, 1933, 1937; PARGA, 1969; BOLLLOT et al., 1971, 1972, 1973).

I. Localisation de ces coupes. Limites stratigraphiques. (Fig. 8)

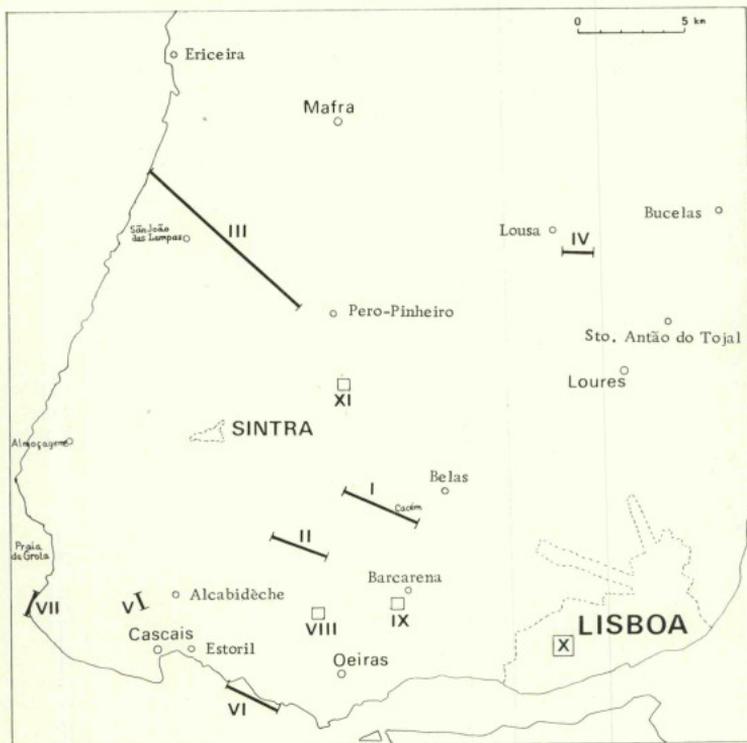


FIG. 8 — Localisation des lithostratigraphiques

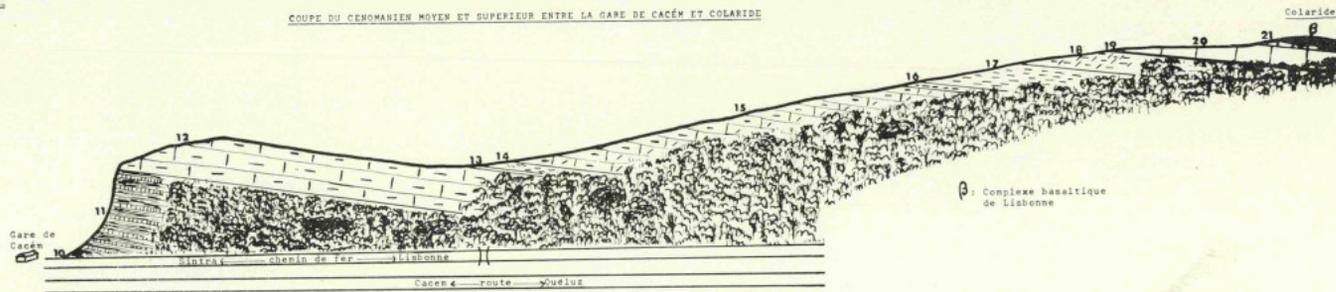
Quatre coupes montrent tous les niveaux du Cénomaniens :

- I — Coupe de Rio de Mouro (route nationale n° 249) au sommet de la colline de Cacém (Colaride);
- II — Coupe du Casal dos Bernardos en Manique do Baixo à Cabra Figa, en Trajouce;
- III — Coupe de la Praia da Vide (Assafora) à Lameiras, en passant par São João das Lampas;
- IV — Coupe de Lousa (Torre Pequena) au Salemas pour le Cénomaniens inférieur et moyen; coupe du flanc sud du Monte Servas (Santa Olaia) pour le Cénomaniens supérieur.

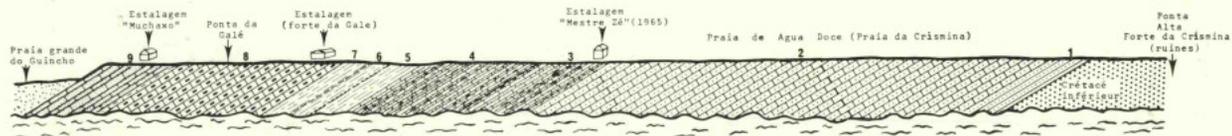
Trois autres coupes n'intéressent que le Cénomaniens inférieur :

- V — Coupe sur la rive gauche du ribeira das Vinhas, du village de Cabreiro (en Alcabideche) au nord, à la carrière de Carrascal (en Alcabideche) au sud;
- VI — Coupe de la côte entre l'anse de Baforeira au nord-ouest et la plage de Carcavelos au sud-est;
- VII — Coupe de la côte entre le vieux Fort de Crismina au sud et la plage de Guincho au nord.

COUPE DU CÉNOMANIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR ENTRE LA GARE DE CACÉM ET COLARIDE



COUPE DU CÉNOMANIEN INFÉRIEUR DE LA POINTE PORTANT LE FORT DE CRISMINA À LA PLAGE DE GUINCHO



COUPE DU CÉNOMANIEN INFÉRIEUR DE L'ANSE DE BAFUREIRA À LA PLAGE DE CARCAVELOS

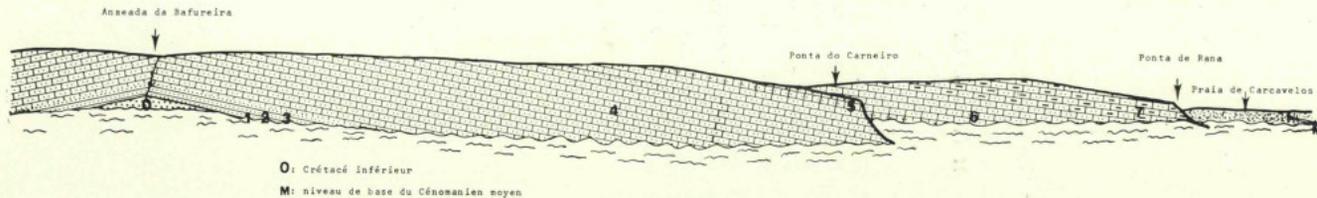


FIG. 9

Enfin, quatre dernières coupes ne montrent qu'une partie du Cénomaniens moyen et le Cénomaniens supérieur:

- VIII — Coupe du ribeira do Laje (en Polima) au cimetière de Tires;
- IX — Coupe des carrières de Barcarena;
- X — Coupes sur les flancs du val d'Alcântara, à Lisbonne;
- XI — Coupe de la colline de Cortegaça.

La microfaune est relativement rare, éparse et inégalement répartie dans ces dépôts.

Pour pallier cet inconvénient, j'ai fait de nombreux prélèvements hors coupes qui se sont souvent montrés fructueux. Ainsi, une partie de la microfaune citée en conclusion peut ne pas apparaître dans les descriptions de coupes.

II. Les coupes lithostratigraphiques.

Coupe I — Route nationale n° 249-colline de Cacém (Colaride) (15 km au NO de Lisbonne).

Cette coupe débute de long de la route Lisbonne-Sintra (n° 249), 500 m avant le carrefour du chemin de Paiões, en se dirigeant vers Lisbonne. Elle se termine au «complexe basaltique» de Lisbonne qui forme le sommet de la colline de Cacém.

Les grès et conglomérats avec lesquels s'achèvent les «couches d'Almargem» (Aptien-Albien) forment un niveau bien reconnaissable sur le terrain. La coupure est très nette avec les grès friables fins de la base du Cénomaniens.

Cénomaniens inférieur.

- 1 — Grès plus ou moins argileux suivant les bancs (30 m environ). L'examen sédimentologique de ces grès et la présence dans certains bancs de moules de Lamellibranches et de Gastéropodes prouvent leur origine marine. Ils marquent le début de la transgression cénomaniens.
- 2 — Marne gréseuse dure, ocre jaune, en bancs plus ou moins riches en faune, à *Dosinia inelegans*, *Cardium cf. hillanum*, *Exogyra boussingaulti*, *O. praelonga*, *Panopea*, *Cyprina*, *Tylostoma*, *Glauconia*, *Pholadomia*. La microfaune y est rare et difficilement déterminable: *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*. Algues assez fréquentes: *Neomeris cretacea*, *Permocalculus sp.*, *Halimeda-Boueina* (8 m à 10 m).
- 3 — Niveaux gréseux comprenant de bas en haut:
 - a) Grès argileux verdâtre à blanchâtre, azoïque (7 m);
 - b) Grès fin azoïque (2,5 m);
 - c) Marne gréseuse brunâtre à verdâtre contenant des débris de Lamellibranches (0,50 m) (total, 10 m).
- 4 — Marne sableuse plus ou moins compacte, contenant une macrofaune identique à celle du niveau 2. Ce niveau est recoupé par un filon de roche éruptive (total, 27 m):
 - a) Calcaire argilo-gréseux, organogène, noduleux, en deux bancs séparés par une couche de marnes à Huitres. Plus gréseux au sommet qu'à la base. En lames minces: *Hemicyclammina sigali*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Neomeris cretacea*, *Neomeris buduense*, *Permocalculus sp.* Algues du groupe *Halimeda-Boueina*, nombreuses sections de Mollusques, d'Echinides et de Miliolidés (12 m);
 - b) Argile rouge-verdâtre à débris d'Huitres, coupée de deux lits de calcaire argilo-gréseux (10 m);
 - c) Calcaire argileux, bioclastique et marnes à Orbitolines indéterminables probablement remaniées. *Pseudocyclammina rugosa*, *Trocholina lenticularis*, Miliolidés, tubes d'Annélides, Algues (5 m).

- 5 — Bancs de grès marneux friables et d'argiles gréseuses vert-jaunâtres à rougeâtres, livrant de nombreux débris de Lamellibranches (20 m).
 6 — Grès marneux ocre-jaune, marne vert-jaunâtre et calcaire argileux ocre. Azoïque à la base, ce niveau s'enrichit en Huitres au sommet (10 m).

Après cette zone (niveaux 1 à 6), où l'élément grossier domine, on passe à une masse de calcaires argileux et de marnes où les apports détritiques grossiers diminuent un peu.

- 7 — Épaisse assise de marnes et calcaires argileux parfois très durs dont certains bancs sont pétris d'*Exogyra pseudo-africana* (total, 65 m):

- a) Marne gréseuse plus ou moins compacte. Azoïque à la base elle livre au sommet de rares débris de Mollusques et d'Echinides (3 m);
- b) Marne compacte faiblement gréseuse à sections de Mollusques, d'Echinides, d'Ostracodes et d'Algues (2 m);
- c) Calcaire argileux, noduleux, un peu gréseux, bioclastique. Sections abondantes de Lamellibranches, Gastéropodes, radioles et tests d'Echinides, Algues, tubes d'Annélides; cette strate est recoupée par un filon de roche éruptive basaltique (30 m);
- d) Calcaire argileux, bioclastique, de dureté variable, ocre-jaune à marron-clair souvent bleuté en profondeur. Certains bancs sont noduleux; d'autres contiennent des grains de quartz épars pouvant atteindre 2 mm de diamètre. L'un des bancs centraux contient des travées dolomitiques. À la surface de certains bancs on observe des plaques de débris de poissons. Les nombreux débris de Mollusques et d'Echinides que l'on y trouve sont fréquemment roulés (30 m).

Dans les niveaux c) et d) de cette assise, on rencontre en quantité variable: *Orbitolina conica-plana*, *Orbitolina cf. concava*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Dicyclina schlunbergeri*, *Trocholina arabica*, *Trocholina sp.*, *Lituola sp.*, *Cuneolina cf. conica*, *Daxia cenomana*, Miliolides, Textulariés, Rotaliidés, Trochamidae, des Algues dont *Halimeda-Boueina*, *Neomeris cretacea*, *Neomeris budaense*, *Permodaculus walnutense*, *Heteroporella lepina*, *Marinella lugeoni*. Les sections de Polypiers sont assez fréquentes. Les lavages ont livré des Foraminifères: *Orbitolina cf. concava*, *Orbitolina conica-plana*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Daxia cenomana*; des Ostracodes: *Platycythereis aff. excavata*, *Cythereis aff. oertlii*, *C. aff. reticulata*, *C. soriensis*, *C. aff. rawashensis*, *Fabanella sp. A*, *Baiardia pseudoseptentrionalis*, *Asciocythere sp.*, *Kriithe sp.*, *Paracypris sp.*, *Macrocypris sp.*, *Cytheropteron sp.*, *Cytherella sp.*, *Orthonotacythere sp.*, *Brachycythere sp.* On récolte dans ce niveau de nombreux moules de Gastéropodes et Lamellibranches divers généralement indéterminables et parfois quelques fossiles bien conservés: *Exogyra pseudo-africana*, *Exogyra boussingaulti*, *Ostrea praelonga*, *Polyconites subverneuilli*, *Apricardia laevigata*, *Apricardia carantonensis*, *Nerinea titan*, *N. Olisiponensis*, *N. d'almeidai*.

- 8 — Épaisse couche d'argile azoïque vert-jaune (15 m).
 9 — Marne brunâtre et calcaire argileux à *Exogyra pseudo-africana* très abondantes. La microfaune, assez rare est semblable à celle du niveau 7.

C'est avec ce niveau 9 que se termine le Cénomaniens inférieur.

Cénomaniens moyen.

- 10 — Calcaire argileux dur, bioclastique, beige-rosé à bistre-clair, à *Praealveolina iberica*, *Praealveolina simplex*, rare, *Ovalveolina ovum*, très rare, *Pseudedomia drorimensis*, *Nummoloculina heimi*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Dicyclina sp.*, *Cuneolina sp.* Algues. Les sections de Gastéropodes, Lamellibranches et Echinides sont fréquentes (1,5 m).

11 — Masse de calcaires argileux plus ou moins bioclastiques et de marnes en lits d'épaisseur variant de quelques centimètres à 3 m, très riches en *Exogyra pseudo-africana* et en Ostracodes (35 m environ). Les Ostracodes: *Bronsteiniana galba* (?) et *Fabarella* sp. A sont de loin les plus abondants; on trouve aussi: *Cythereella ovata*, *Baiardia pseudoseptentrionalis*, *Platycythereis aff. excavata*, *Amphicytherura sexta*, *Centrocythere aff. concentrica*, *Planileberis* sp., *Krithes* sp., *Asciocythere* sp., *Cythereis* sp., *Brachyocythere* sp. Les Foraminifères sont rares dans les lavages et limités à *Pseudocyclamina rugosa* et *Daxia cenomana*. Dans les niveaux marneux, on peut récolter: *Exogyra pseudo-africana*, en abondance, *Dosinia inelegans*, *Corbula bellasensis*, *Cyprina oblonga*, *Mytilus aff. ornatus*, *Glauconia renauxiana*, *Anisocardia hermitei* et des Spatangidés. Les plaques minces de certains niveaux durs montrent, en plus des Ostracodes, des Algues, des Miliolidés, des tubes d'Annélides parfois fréquents, ainsi que des sections de *Charentia cuvillieri*, de *Pseudocyclamina rugosa*, de *Daxia cenomana*, de *Lituola* sp. et d'*Haplophragmoides* sp.:

- a) Calcaire argileux brun-clair, formé par un amas d'Ostracodes et contenant de rares débris d'Echinides et d'Huitres (0,50 m);
- b) Calcaire argileux ocre-jaune, dur, à Huitres, Ostracodes et débris d'Echinides (3 m);
- c) Marne bleuâtre à débris d'Huitres et d'Ostracodes (0,80 m);
- d) Calcaire argileux bleuté à Huitres et rares Ostracodes (0,80 m);
- e) Calcaire argileux ocre-jaune à débris d'Huitres, radioles de Cidaridés et très rares Ostracodes (1,80 m);
- f) Calcaire argileux, ocre-jaune, à grain fin, compact, c'est un amas d'Ostracodes (2 m);
- g) Calcaire argileux dur (0,20 m), puis masse de marnes bleuâtres à *Exogyra pseudo-africana* abondantes. Ces marnes contiennent aussi des radioles de Cidaridés et de très rares débris d'Ostracodes (3 m);
- h) Marne finement litée, à débris d'Ostracodes, spicules de Cidaridés et efflorescences de gypse (0,40 m);

Les éboulis masquent de plus en plus les niveaux h) à l);

- i) Calcaire argileux ocre-jaune où l'on reconnaît de nombreuses sections d'Huitres et d'Ostracodes (0,40 m);
- j) Banc de calcaire argileux à *Glauconia* sp. (0,15 m) puis masse de calcaire argileux à *Exogyra pseudo-africana* et spicules de Cidaridés (2,50 m);
- k) Marne brune finement litée avec, par endroits, des lits de calcaire argileux. On y trouve de rares débris organiques, Huitres, Ostracodes, spicules d'Oursins et de très fréquentes efflorescences de gypse (0,50 m);
- l) Calcaires argileux, brun, très dur, à Huitres (1,50 m);
- m) Calcaires argileux bleuté à Huitres (0,15 m);
- n) Calcaire argileux en plaquettes séparées par des lits de marnes de 0,10 m d'épaisseur environ. On y trouve de nombreux Spatangidés plus ou moins bien conservés, des *Dosinia inelegans*, des débris d'*Exogyra pseudo-africana*, des spicules de Cidaridés et des Ostracodes (3,50 m);
- o) Calcaire argileux bleuté à Ostracodes, débris d'Huitres sections de *Lituola* sp., *Daxia cenomana* (0,70 m);
- p) Marne brune feuilletée à débris d'Huitres abondants contenant par endroits des efflorescences de gypse (0,10 m);
- q) Calcaire argileux bleuâtre à Lamellibranches (0,70 m);
- r) Calcaire argileux dur, bleuté, à Lamellibranches (0,30 m);
- s) Marne gris-noire, litée à Ostracodes, contenant des lentilles de calcaire argileux à Huitres et Ostracodes (0,80 m).

Au milieu de cette couche se trouvent des lentilles (0,08 m) de marne noire, compacte. Les Ostracodes y sont bien conservés et très fréquemment pyritisés en surface. Ces lentilles contiennent aussi de nombreux petits cubes de pyrite et des amas d'azurite et de malachite;

- r) Calcaire argileux brunâtre, c'est un amas d'Ostracodes (0,10 m);
- u) Calcaire argileux dur, bleuâtre, en petits bancs (0,80 m);
- v) Calcaire argileux bleuté à Lamellibranches, moins compact que le précédent (0,50 m);
- w) Calcaire argileux dur, bleuté, à Lamellibranches (0,50 m);
- x) Marne brune très feuilletée à nombreux débris d'Huitres et gypse fibreux (0,15 m);
- y) Calcaire argileux dur, bleuté, à Lamellibranches (0,20 m);
- z) 1 — Calcaire argileux et marne brun-clair, essentiellement formée d'Ostracodes, associés à de rares débris d'Huitres et de Gastéropodes. Rares efflorescences de gypse (0,10 m);
- 2 — Même calcaire argileux mais contenant une très grande quantité de débris d'Huitres et de très rares Ostracodes (0,15 m);
- aa) Calcaire argileux brun-clair, compact et dur. C'est un amas d'Ostracodes (0,20 m);
- ab) Marne brune très feuilletée à Ostracodes avec quelques efflorescences de gypse (0,10 m);
- ac) Calcaire argileux beige à Huitres et très nombreux Ostracodes, en bancs de 0,15 m environ, séparés par des lits de marnes à Ostracodes en bon état et efflorescences de gypse (3 m);
- ad) Assise de calcaire argileux, bleuté, constitué de la manière suivante:

Au sommet: banc de 0,40 m de calcaire argileux très dur, très riche en *Exogyra pseudo-africana*;

En dessous: quatre couches de calcaire argileux à Huitres séparés par des lits de marnes dures de 0,10 chacun (1,60 m);

- ae) Calcaire argileux brun-clair en plaquettes, contenant des Huitres, des Lamellibranches divers et des Ostracodes. Les plaquettes sont séparées par de petits lits de marnes brunâtres (3,5 m).
- 12 — Bancs compacts ou noduleux de calcaire argileux ocre-jaune à beige, à débris de Mollusques, Echinides, Ostracodes, Algues et à *Pseudocyclammina rugosa* et *Charentia cuvillieri*.
Les bancs sommitaux, très noduleux (4 m environ) sont pétris d'*Exogyra pseudo-africana* (15 m).
- 13 — Calcaire argileux à débris de Gastéropodes, Lamellibranches, Echinides, Algues, sections de *Praealveolina iberica*, *P. iberica* var. *pennensis*, *Praealveolina simplex*, rare, *Praealveolina cretacea* cf. *debilis*, rare, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., Miliolidés.
La base de ce niveau est un calcaire argileux jaune-clair pauvre en Préalvéolines (1,30 m); le sommet (0,20 m) est un calcaire argileux, rougeâtre à rouille, très riche en Préalvéolines (total, 1,50 m).
- 14 — Calcaire argileux friable, ocre-jaune clair, azoïque (4 m).
- 15 — Masse essentiellement dolomitique, constituée comme suit de la base au sommet:
- a) Calcaire argilo-gréseux fin à dolomite microcristalline, ocre-jaune à beige, contenant des débris de Mollusques (6 m);
Marne jaune-clair à Huitres (1 m);
Calcaire argileux dolomitique un peu gréseux (1 m);
 - b) Calcaire argilo-gréseux à granules de quartz abondants et rares débris d'Huitres (0,40 m);
Calcaire argilo-gréseux fin à Huitres rares (0,60 m);
 - c) Marne jaune (1 m);

Masse de calcaire argileux, dolomitique, à dolomite microcristalline, ciment de calcite cryptocristalline et rares géodes de calcite cristalline. Azoïque à la base, on y remarque des fantômes de Lamellibranches et de Gastéropodes au sommet.

Cette masse se présente en bancs compacts, parfois un peu noduleux ou en plaquettes, entrecoupés de niveaux de marnes jaunâtres ou verdâtres-clairs de 0,50 m à 1 m d'épaisseur (total du niveau, 15:50 m).

16 — Argile verdâtre-clair, sans macrofaune, à rares débris d'Ostracodes (2 m).

17 — Masse marneuse (14 m):

- a) Marne dure, ocre-brune, se débitant parfois en plaquettes, à débris de Mollusques et d'Echinides (8 m);
- b) Calcaire argilo-dolomitique se débitant en plaquettes (4 m);
- c) Marne à structure trabéculaire; les trabécules sont formées de calcite fibreuse rayonnante associée parfois à de la dolomite, azoïque (2 m).

18 — Masse calcaréo-dolomitique (8 m):

- a) Calcaire argilo-dolomitique, bistré à ocre-jaune, en rognons ou bancs compacts. Rares débris de Mollusques et d'Echinides, rares sections de Miliolidés; petits rhomboédres de dolomite bien formés mais assez rares (6 m);
- b) Calcaire dolomitique un peu gréseux, jaunâtre, formé de microcristaux de dolomite cimentés par de la calcite cryptocristalline. Très rares sections de Miliolidés et de Lamellibranches (Inocérames ?) (2 m).

Cénomaniens supérieur.

19 — Calcaire argileux bioclastique, dur, beige, à sections très abondantes de *Nummoloculina heimi*, de *Biconcava bentori*, de *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *conica*, de *Dicyclina schlumbergeri* et de *Rhapydionina dubia*. Abondants débris roulés de Mollusques et d'Echinides (1,50 m).

Ce niveau constitue la base des calcaires de l'Assise à *Neolobites vibrayeanus*.

20 — Calcaire plus ou moins argileux, dur, blanchâtre, en rognons ou compact suivant les bancs, bioclastique. Débris de Mollusques et Echinides plus ou moins roulés fréquents, Miliolidés, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *C. conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Praealveolina cretacea tenuis*, très abondantes, *Praealveolina simplex*, assez fréquentes, *Ovalveolina ovum*, rares, *Rhapydionina casertana*, *Pseudedomia drorimensis*, Algues (8 m).

21 — Calcaire cristallin, parfois un peu argileux, à sections de Rudistes, très abondantes, recristallisées (visible sur 2 m).

Le «complexe basaltique» de Lisbonne recouvre ce niveau lapiazé.

Coupe II — Casal dos Bernardos-Cabra Figa.

Cette coupe est située à 3 km à l'ouest de la précédente.

Elle commence au dessus des calcaires gris «urgoniens» à proximité du Casal dos Bernardos, entre Manique de Cima et Manique de Baixo, et se termine au village de Cabra Figa, en Trajouce, en passant par le Casal do Marmelo sur le flanc est du pointement basaltique de Manique. Au dessus de l'«Urgonien» on observe les «couches d'Almargem», derniers dépôts du Crétacé inférieur.

Le Cénomaniens est formé des niveaux suivants de la base au sommet.

Cénomaniens inférieur.

1 — Bancs de grès marins, le plus souvent fins, contenant des moules de Mollusques marins. Ce niveau est mal découvert (15 m environ).

2 — Masse épaisse allant du grès calcaire au calcaire argileux très peu gréseux (100 m environ):

- a) Calcaire argilo-gréseux, bioclastique, noduleux, bleuâtre à marron, coupé de deux bancs de grès azoïques de 2 m chacun. Nombreuses sections de Mollusques, Echinides, Algues dont *Neomeris cretacea*, *Pseudocyclammina rugosa* rare, *Orbitolina* sp. rare, *Cuneolina* sp. rare (50 m);
- b) Calcaire argilo-gréseux, plus ou moins compact suivant les bancs, bistre à ocre-jaune, bioclastique. Débris abondants parfois roulés de Mollusques et d'Echinides, *Cuneolina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Orbitolina conica-plana*, *Orbitolina* cf. *concava*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana*, *Halimeda-Boueina*, *Neomeris cretacea*, *Permocalculus budaense* (50 m), *Nevinea Olisiponensis*, *N. d'almeidai*, *N. titan*.

3 — Calcaire argileux, bioclastique, en bancs durs, beige à ocre-jaune. Certains bancs contiennent des grains de quartz épars, roulés, dont le diamètre peut atteindre 2 mm. Les débris de coquilles et de tests sont généralement petits et roulés.

Comme dans la masse précédente, la macrofaune, rare, est difficile à extraire. À quelques mètres du sommet on note un niveau de *Nerinea titan* *N. olisiponensis*, *Polyconites subverneuilli*. La microfaune est relativement abondante: *Orbitolina conica-plana*, *Orbitolina* cf. *concava*, très abondantes dans certains lits, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Trocholina arabica*, *Trocholina lenticularis*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina* sp., Miliolidés, *Marinella lugeoni*, *Neomeris* sp., *Permocalculus* sp., *Halimeda-Boueina* (50 m).

- 4 — Calcaire argileux, un peu gréseux, faiblement bioclastique, riche en Ostréidés à la base, plus dolomitique au sommet. Microfaune rare: *Orbitolina* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., Miliolidés (20 m).
- 5 — Argile parfois un peu calcaire, azoïque, verte à ocre-jaune, dont certains bancs présentent une structure particulière: des septa d'argile dure, jaunâtre à marron, dessinent un réseau de losanges de taille variable (environ 25 cm sur 15 cm), dont l'intérieur est constitué par des ovoïdes d'argile gréseuse, plus ou moins dolomitique, dure, ocre-jaune (20 m).
- 6 — Calcaire argileux un peu gréseux et marne pétrie d'*Exogyra pseudo-africana*, contenant également des moules de Lamellibranches et de Gastéropodes divers. On y trouve les mêmes Ostracodes que dans le niveau 8 de la coupe 1 et *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana* (15 m).

Cénomancien moyen.

- 7 — Calcaire argileux, bioclastique, beige-foncé à bistre-clair à *Praealveolina iberica*, fréquentes, *P. simplex*, rares, *Ovalveolina ovum*, très rares, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., Miliolidés, débris de Mollusques et d'Echinides, Algues (1,80 m).
- 8 — Ce niveau de calcaires argileux et de marnes à Ostracodes et *Exogyra pseudo-africana* correspond au niveau 11 de la coupe 1, la faune y est identique. Il s'agit toujours d'une succession de calcaires argileux et de marnes en bancs d'épaisseur très variable. Je l'ai subdivisé comme suit, sur 36 m, environ:
 - a) Calcaire argileux plus ou moins dur, beige-clair à brunâtre, à Ostréidés, Ostracodes rares, *Pseudocyclammina rugosa*. Algues (15 m);
 - b) Petits bancs de calcaire argileux durs, bleuté, à Ostréidés, de 5 cm à 20 cm d'épaisseur, séparés par des lits marneux de 1 cm à 2 cm. Les Ostracodes abondent partout et particulièrement au milieu de ce niveau (10 m).

La carrière étant en voie de remblaiement, ce niveau est de moins en moins dégagé;

- c) Bancs de calcaire argileux, parfois dolomitique, séparés par des lits de marnes de 10 cm, environ. Les Ostracodes abondent dans les marnes; les calcaires sont riches en *Exogyra pseudo-africana* et pauvre en Ostracodes (2,50 m);
 - d) Marne compacte, bleuâtre à noirâtre, à nombreux débris de Mollusques et d'Ostracodes (0,10 m);
 - e) Marne bleuâtre à verdâtre souvent teintée de rouille, à Ostracodes. À la base on trouve un lit de 3 cm de gypse fibreux, visible par place (0,60 m);
 - f) Calcaire argilo-dolomitique brun-bleuté à Ostracodes (0,50 m);
 - g) Bancs de calcaire argileux séparés par de fins lits de marnes, Ostréidés et Ostracodes fréquents, Algues, Foraminifères: *Charentia cuvillieri*, *Pseudocyclamina rugosa* (1,50 m);
 - h) Marne feuilletée grise à verdâtre à Ostracodes rares (0,30 m);
 - i) Lits de calcaire argilo-dolomitique de 5 cm à 15 cm d'épaisseur séparés par des intercalations de marnes de 8 cm à 10 cm d'épaisseur. Ostracodes rares (1,50 m);
 - j) Calcaire argileux peu gréseux, dolomitique, ocre-jaune, pauvre en débris de Mollusques, Echinides, Ostracodes (0,60 m);
 - k) Marne brune à Ostréidés abondants et Ostracodes (0,50 m);
 - l) Calcaire argileux brun-clair à Lamellibranches divers, *Exogyra pseudo-africana* plus ou moins abondantes et Ostracodes (2 m).
- 9 — Calcaire argileux, bioclastique, crème-clair à beige-grisâtre. Débris roulés de Mollusques fréquents, *Pseudocyclamina rugosa*, *Praealveolina iberica*, *P. simplex*, *Ovalveolina ovum*, très rares *Dicyclina sp.*, *Cuneolina sp.*, *Textularia sp.*, grands *Lituolidés* identiques à ceux du Cénomanién d'Aquitaine (Cuvillier, 1951) (15 m).
- 10 — Calcaire argileux, brun-verdâtre, dolomitique, à fantômes de macrofaune. Le niveau médian, moins dolomitique, montre des sections de Mollusques, d'Echinides, de *Pseudocyclamina rugosa*, de *Cuneolina sp.*, de *Miliolidés* et des débris de *Praealveolina sp.* On note quelques grains de quartz épars dans le banc sommital (10 m).
- 11 — Calcaire argilo-dolomitique, beige-jaunâtre-clair, bioclastique, présentant parfois un litage fin, en bancs plus épais au sommet qu'à la base. À 1 m du sommet on note un banc de 60 cm à nombreuses géodes de calcite atteignant 8 cm de diamètre et qui sont, dans certains cas, d'anciens fossiles. Cette assise est quasi-azoïque (30 m).
- 12 — Calcaire argilo-dolomitique jaunâtre, azoïque, à structure trabéculaire (7 m), puis calcaire dolomitique compact (5 m). Comme dans la coupe 1, le Cénomanién moyen se termine par un niveau dolomitique (total, 12 m).

Cénomanién supérieur.

- 13 — Calcaire argileux, bioclastique, beige-clair, dur, à *Nummoloculina heimi*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.* (1 m).
- 14 — Calcaire argileux à *Praealveolina cretacea tenuis* abondantes et *Neolobites vibrayeanus* (7 m environ), de bas en haut:
- a) Calcaire argileux, bioclastique, blanchâtre, débris souvent roulés et sections de Mollusques et Echinides, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Praealveolina cretacea tenuis*, très abondantes, *Praealveolina simplex* et *Ovalveolina ovum*, *Stomiosphaera sp.*, Foraminifères planctoniques indéterminables (0,80 m);
 - b) Calcaire argileux beige-rougeâtre, compact ou noduleux suivant les bancs, peu organogène et surtout très pauvre en *Praealveolina cretacea tenuis* (1,80 m);
 - c) Calcaire argileux, rose par endroits, pauvre en *Praealveolina cretacea tenuis*, mais contenant de nombreuses Nérinées (0,80 m);

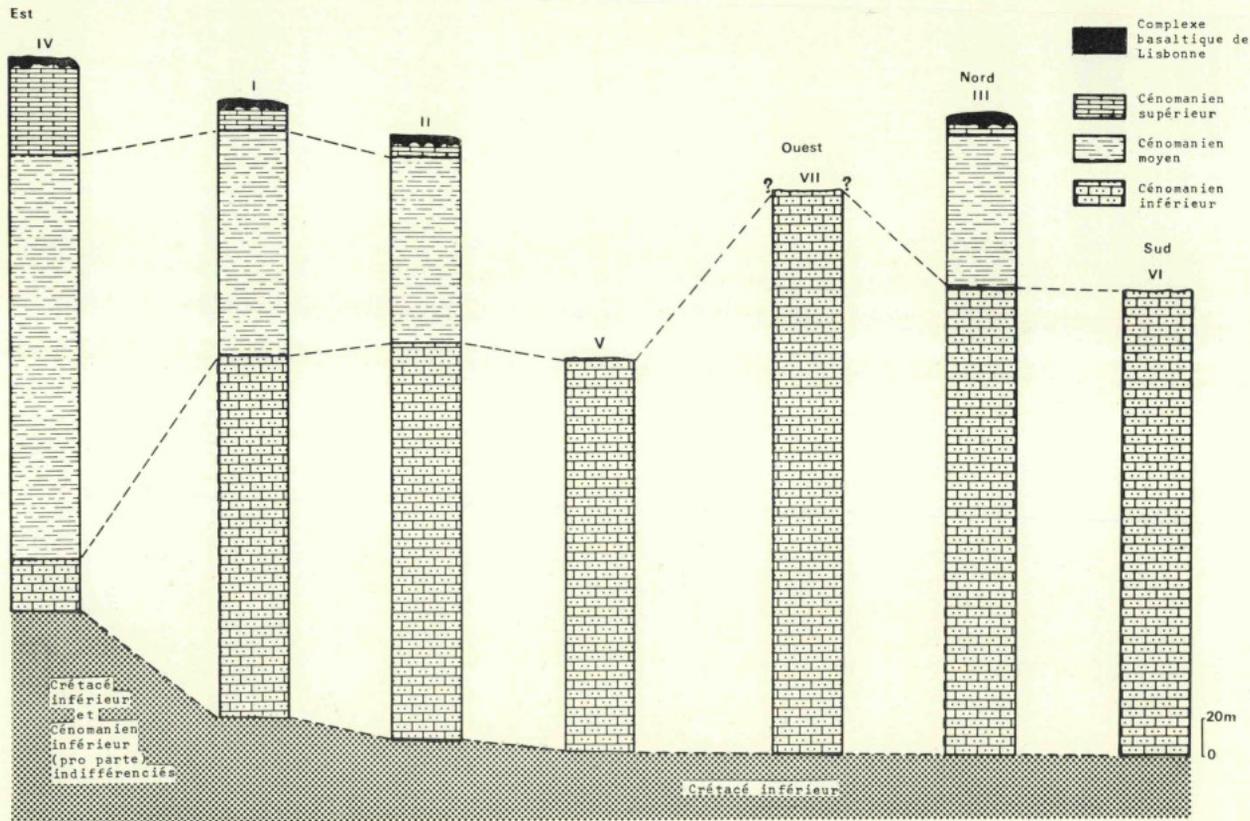


FIG. 10 — Variations d'épaisseur de la série cénomaniennne dans la région de Lisbonne

- d) Calcaire argileux à sections parfois recristallisées de Lamellibranches, très peu organogène, à rares *Praealveolina cretacea tenuis* et Foraminifères planctoniques indéterminables et peu abondants (2 m);
- e) Calcaire argileux, gris-foncé, dur, très homogène, à petits débris de Mollusques et Echinides roulés: *Stomiosphaera sp.*, *Calcsisphaerula sp.* et Foraminifères planctoniques indéterminables (1,50 m).

Le «complexe basaltique» de Lisbonne recouvre ce niveau qui a été cuit. Mais le contact n'est pas visible ici. On trouve dans les champs des calcaires à lits noirs, puis en s'approchant du basalte ces lits s'individualisent de mieux en mieux donnant un calcaire recristallisé finement lité: noir, rouge, jaune; des tâches ferrugineuses existent à la limite de chacun des lits.

Coupe III — Praia da Vide-Lameiras (30 km au NO de Lisbonne).

Cette coupe débute le long de la côte entre le Foz de Folcão et la Praia da Vide pour se continuer par Assafora, São João das Lampas, Terrugem (fin de la première partie), le pied du Bagulho (ribeira Fervença) et se terminer à 1 km à l'ouest de Lameiras.

Première partie.

Après les derniers bancs de grès d'Almargem, moins grossier qu'au voisinage de Sintra, le Céno-manien débute par un niveau de marne gréseuse de faible épaisseur, auquel fait suite une épaisse série de calcaire argileux. Les «couches d'Almargem» se terminent par un lit de grès durci, ferrugineux et mamelonné correspondant vraisemblablement à un hard-ground.

Céno-manien inférieur.

- 1 — Masse de marnes gréseuses (4,5 m);
- a) Marne gréseuse noirâtre, à trainées jaunes et touffes de gypse (0,20 m);
- b) Calcaire argilo-gréseux, dolomitique par place, rouge-verdâtre, azoïque (4 m);
- c) Marne noirâtre à petites tâches rouille et traces végétales indéterminables (0,30 m).
- 2 — Calcaire argilo-gréseux, jaune-rosé à Ostréidés (2 m).
- 3 — Calcaire argileux, finement gréseux et marnes bleuâtres à Mollusques, Echinides, Algues, *Pseudocyclammina rugosa* (3 m).
- 4 — Marne gréseuse rougeâtre à Ostréidés abondants à la base, puis marnes noires (2,50 m).
- 5 — Masse épaisse de calcaire argileux, bioclastique, bleuâtre, noduleux, plus gréseux à la base qu'au sommet, dolomitique par places. Les bancs sommitaux sont souvent recristallisés. Les Ostréidés abondent, les Lamellibranches divers sont fréquents, les Gastéropodes et les Echinides sont plus rares. Les lames minces montrent des débris souvent roulés de Mollusques et d'Echinides, des Foraminifères: *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana*, *Orbitolines* remaniées; des Algues: *Neomeris cretacea*, *Neomeris sp.*, *Permolculus sp.*, *Halimeda-Boueina* (100 m à 120 m).
- 6 — Bancs de grès et d'argile gréseuse avec intercalations de calcaire argileux à Ostréidés. De la base au sommet j'ai noté (sur 24 m environ):
- a) Grès ferrugineux (3,5 m);
- b) Calcaire argileux à Mollusques et Echinides (1,50 m);
- c) Grès fin lité, à stratifications entrecroisées (2,50 m);
- d) Marne brune fossilifère (1 m);

- e) Calcaire argileux (3 m);
- f) Marne gréseuse noirâtre (3 m);
- g) Marne gréseuse à Ostréidés (8 m);
- h) Grès ferrugineux azoïque (1,50 m).

La partie superficielle de ces grès est durcie et mamelonnée; il s'agit probablement d'un nouveau hard-ground.

- 7 — a) Marne gréseuse rougeâtre, puis marne jaunâtre (3 m);
- b) Calcaire argileux dur, brunâtre à bleuté, riche en Ostréidés, avec *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*. Algues (6 m).
- 8 — Grès jaunâtre-ferrugineux par endroits (5 m).
- 9 — Calcaire argileux, parfois gréseux, dur, ocre-jaune-clair et lits de marnes ocre, bioclastiques à débris de Mollusques et Echinides, Foraminifères indéterminables; Ostracodes, Algues (35 m).
- 10 — Calcaire plus ou moins argilo-gréseux, bioclastique, à Mollusques et Echinides parfois en débris roulés, à Foraminifères: *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Lituola sp.*, *Daxia cenomana*, Textulariés, Miliolidés et à Algues: *Neomeris sp.*, *Halimeda-Boueina*, *Permocalculus walnutense* (40 m).
- 11 — Masse de calcaire argilo-gréseux (19 m), de bas en haut:
 - a) Calcaire argileux, plus ou moins gréseux, bioclastique, à géodes de calcite de petite taille et *Pseudocyclammina rugosa* (4 m);
 - b) Calcaire argileux, bioclastique, sublithographique, à *Lituola sp.*, Miliolidés, rares Orbitolines remaniées, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Praealveolina iberica*, *P. simplex*; *Neomeris cretacea*, *Halimeda-Boueina*, *Permocalculus sp.* (10 m);
 - c) Calcaire argileux, ocre, dolomitique par places, peu organogène (5 m).

Deuxième partie.

Cénomancien moyen.

12 — Masse de calcaire argileux plus ou moins bioclastique et de marnes à Ostracodes. Ce niveau correspond au niveau 11 de la coupe I et au niveau 8 de la coupe II.

En l'absence du niveau à *Praealveolina iberica*, *Praealveolina simplex* et *Ovalveolina ovum*, mal caractérisé au nord de Sintra, ce niveau à Ostracodes abondants marque la base du Cénomancien moyen. L'Ostracode le plus abondant est toujours *Bronsteiniana galba* (?).

Les calcaires argileux, bioclastiques, contiennent des Ostréidés abondants, des Lamellibranches divers, des Gastéropodes, des Echinides, des Foraminifères: *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana*, *Lituola sp.*, des Algues: *Halimeda-Boueina*.

Les niveaux marneux sont plus fréquents à la base qu'au sommet. Les bancs de calcaire argileux étant plus épais au sommet et les *Exogyra pseudo-africana* y abondent (35 m).

Un sill de roches éruptives de 3 m, environ, est intercalé entre le niveau 12 et le niveau 13.

13 — Masse de calcaire argileux et marne. Sur 31 m, environ, de bas en haut, j'ai noté:

- a) Calcaire argileux plus ou moins bioclastique, noduleux, blanchâtre à débris, parfois roulés de Mollusques et Echinides, de Foraminifères et d'Algues (15 m);
- b) Calcaire argileux compact, blanchâtre à gris-clair, bioclastique, à débris divers et *Praealveolina iberica*, *P. simplex*, *Ovalveolina ovum*, très rare, *Praealveolina gr. cretacea*, rare, *Cuneolina cf. conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Pseudomia drorimensis*, *Rhapydionina dubia*.

- c) Calcaire argileux, bioclastique, blanchâtre à jaunâtre, à gros Miliolidés très abondants (4 m);
- d) Calcaire argileux, un peu gréseux, parfois graveleux, bioclastique, compact, ocre jaune-clair (8 m);
- e) Marnes brunes à Ostréidés abondants (1 m).

14 — Calcaire argileux compact, plus ou moins dolomitique, à rares débris de Mollusques et d'Echinides, puis marnes dolomitiques dont certains niveaux ont une structure trabéculaire (20 m).

Cénomaniens supérieur.

- 15 — Calcaire argileux bioclastique à *Nummoloculina heimei* très abondantes, *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rhapydionina dubia* (1 m).
- 16 — Calcaire argileux, bioclastique, moduleux ou compact suivant les bancs, à *Neolobites vibrayeanus* et *Praealveolina cretacea tenuis* (abondantes dans certains bancs), *Praealveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, rares, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Dicyclina sp.*, *Pseudedomia drorimensis*, *Rhapydionina casertana*, *Rhapydionina dubia*; *Permocalculus sp.*, *Neomeris sp.*, *Heteroporella lepina* (7 m).

Le sommet du Cénomaniens supérieur n'est pas représenté dans cette coupe; le «complexe basalitique» de Lisbonne recouvrant directement le niveau 16.

Coupe IV — Lousa-Monte Serves (25 km au nord de Lisbonne).

Cette coupe a été levée en deux parties faciles à raccorder. Elle débute au pont de Torre Pequena à 1 km au sud de Lousa, se poursuit le long du flanc ouest du Salemas (premier tronçon) et se termine par la coupe des carrières de Santa Olaia sur le flanc sud du Monte Serves (deuxième tronçon).

Le sommet des «couches d'Almargem» est représenté dans cette contrée par un banc de sable moyen.

Cénomaniens inférieur.

1 — De bas en haut:

- a) Calcaire argileux, peu gréseux, parfois dolomitique, ocre roux, compact, à débris de Mollusques et d'Echinides et grands Lituolidés (1 m);
- b) Calcaire argileux dur, ocre, à Ostréidés abondants (5 m);
- c) Calcaire argileux, peu gréseux, souvent dolomitique, bioclastique (1,50 m);
- d) Calcaire argilo-gréseux, ocre, friable, bioclastique, riche en Ostréidés à la base; débris abondants de Mollusques et d'Echinides: *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Lituola sp.*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, *Praealveolina iberica* sporadiques, Orbitolines remaniées rares; *Halimeda-Boueina* (2,50 m).

2 — De bas en haut:

- a) Calcaire argilo-gréseux, parfois dolomitique, jaunâtre, en bancs de 0,50 m avec une intercalation de marne rouge-jaunâtre de 0,80 m; faune très rare (10 m);
- b) Calcaire argileux jaunâtre en petits bancs de 0,20 m à 0,40 m séparés par des lits de marnes à Ostréidés (6 m);
- c) Calcaire argileux dur, en plaquettes de quelques centimètres, séparées par des petits lits de marnes jaunes. La formation est azoïque. Le fin litage de ces calcaires est souligné par de petits lits irréguliers de sablon de quartz (3 m).

Cénomaniens moyen.

3 — De bas en haut:

- a) Calcaire argileux, dur, à Mollusques, Echinides et Ostracodes. Ce calcaire est en partie recristallisé: cette recristallisation affecte surtout les sections de coquilles de Lamellibranches (6 m);
- b) Calcaire argileux massif, bioclastique, et marne jaune; puis calcaire argileux en plaquettes, recristallisé par places, séparés par de petits lits de marne. Ces plaquettes au litage net, sont riches en Mollusques, Echinides et Ostracodes. Certains niveaux sont des amas d'Ostracodes (20 m à 23 m environ).

4 — De bas en haut:

- a) Calcaire argileux, noduleux, dur, à Ostréidés, Lamellibranches divers, Gastéropodes, Echinides, *Pseudocyclammia rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Lituola sp.*, *Halimeda-Boueina* (2 m);
- b) Calcaire argileux fin, bioclastique, en bancs assez réguliers à litage plus ou moins net. Abondance variable de débris de Mollusques et d'Echinides parfois roulés. Les Ostracodes partout présents sont très fréquents dans certains niveaux. On trouve aussi *Pseudocyclammia rugosa*, *Charentia cuvillieri*; *Neomeris cretacea*, *Permocalculus sp.* *Halimeda-Boueina* (25 m).

5 — Base: calcaire argileux en gros bancs à *Exogyra pseudo-africana* abondantes, séparés par des marnes gréseuses;

Milieu: les bancs de calcaire argileux deviennent moins épais, ils sont dolomitiques par places, parfois finement gréseux; certains bancs présentent un début de litage. On y trouve des lits ferrugineux. Ces calcaires argileux sont plus ou moins riches en Mollusques, Echinides et Ostracodes.

Sommet: calcaire argileux bioclastique en gros bancs, un peu dolomitique par endroits, à *Exogyra pseudo-africana* abondantes, rares Ostracodes et *Pseudocyclammia rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana*; *Neomeris cretacea*, *Permocalculus sp.*, *Halimeda-Boueina* (épaisseur totale de ce niveau, 35 m, environ).

- 6 — Calcaire argileux, bioclastique, plus ou moins dur et noduleux. Les différents bancs sont séparés par de petits lits de marne. Les Ostracodes ont presque disparu, on trouve: *Pseudocyclammia rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.* Algues (35 m).
- 7 — Calcaire argileux, bioclastique, parfois un peu gréseux, de dureté variable suivant les bancs, Mollusques et Echinides abondants, *Pseudocyclammia rugosa*, *Lituola sp.*, *Cuneolina sp.* *Dicyclina sp.*, *Miliolidés*, *Praealveolina iberica*; *Pianella dinarica*, *Permocalculus sp.*, *Neomeris sp.* (25 m).
- 8 — Calcaire argileux en plaquettes, parfois gréseux, plus ou moins dolomitique suivant les bancs, parfois très recristallisé, bioclastique. L'abondance des débris organogènes souvent roulés est très variable suivant les bancs. L'ensemble montre une tendance au litage, certains bancs étant plus lités que d'autres. La dureté des bancs est variable, leur épaisseur croît en s'élevant dans le niveau, partant de la plaquette de quelques centimètres d'épaisseur, on arrive à des bancs de 1 m à 1,50 m. En plus des débris roulés de Mollusques et d'Echinides, on note des débris de Foraminifères arénacés, d'Ostracodes et d'Algues (40 m).
- 9 — De bas en haut:
 - a) Calcaire argileux bioclastique et marne. Débris de Mollusques, Echinides, Algues, Foraminifères: Miliolidés et Textulariés assez fréquents, tubes d'Annélides, Ostracodes rarissimes;
 - b) Marne dolomitique à structure trabéculaire azoïque (10 m).

Cénomaniens supérieurs.

- 10 — Calcaire argileux dur, bioclastique, à *Nummoloculina heimi* abondantes, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Cuneolina cf. conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rhapydionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Biconcava bentori* (1 m).
- 11 — Calcaire argileux bioclastique plus ou moins noduleux suivant les bancs, à débris souvent roulés de Mollusques et Echinides, *Praealveolina cretacea tenuis*, *Praealveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudocyclammina rugosa* et *Charentia cuvillieri* rares, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Stomiosphaera sp.*, *Pseudedomia drorimensis*, *Rhipidionina casertana*, *Rhapydionina dubia*, *Calcisphaerula sp.*, Globotruncanidés indéterminables, surtout abondants au sommet de la formation (7 m).
- 12 — De bas en haut (sur 20 m, environ):
- Calcaire argileux à débris de Rudistes;
 - Calcaire argileux blanchâtre à rosé, bleuté en profondeur, pétri de Rudistes, très compact dans les premiers mètres, il devient ensuite plus friable. On y trouve de très rares *Nummoloculina heimi*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudolituonella sp.*
- 13 — Calcaire argileux faiblement bioclastique et marnes (3,80 m).
De bas en haut:
- Marne bleutée (0,80 m);
 - Marne rouge (0,20 m);
 - Calcaire argileux, jaunâtre, noduleux, dur, peu organogène (2 m);
 - Marne jaunâtre litée (0,80 m).
- 14 — Calcaire argileux blanchâtre à Rudistes, de bas en haut:
- Calcaire argileux plus ou moins friable, bioclastique à Rudistes fréquents (7 m);
 - Calcaire compact, bioclastique, à Rudistes plus rares, nettement gréseux par endroits (5 m);
 - Calcaire compact, blanchâtre, bioclastique, plus ou moins recristallisé. Les Rudistes y sont assez fréquents. Au sommet, sur 1 m, environ, des diaclases de ce calcaire montrent des placages de calcite bien recristallisée en scalénoèdres. En plaques minces les Textulariidés et les Miliolidés sont assez fréquents (5 m).
- 15 — Calcaire argileux et marne à Rudistes isolés, de bas en haut:
- Calcaire argileux, un peu gréseux, bioclastique, à débris de Rudistes et *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, Miliolidés, Textulariidés (1 m);
 - Calcaire argileux, dur, bioclastique, à rares fragments de Rudistes (0,50 m);
 - Marne jaune et calcaire argileux mal consolidé; bioclastique (1 m);
 - Calcaire argileux, noduleux, jaunâtre, bioclastique, à Mollusques abondants et Echinides, fréquents Rudistes isolés: *Durania cf. arnaudi*, *Durania arnaudi*, *Sauvagesia sharpei*. Les plaques minces contiennent de nombreuses *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, Miliolidés, Textulariidés. Algues tant dans le calcaire que dans les moules internes des Rudistes (1 m).

Cette couche forme la surface topographique actuelle, quand elle n'est pas recouverte par le «complexe basaltique» de Lisbonne.

Coupe V: Flanc nord du synclinal d'Alcabideche (25 km à l'ouest de Lisbonne).

La coupe a été levée sur la rive gauche de la ribeira das Vinhas, du village de Cabreiro, en Alcabideche, à la carrière de Carrascal, en Alcabideche. Elle n'intéresse que le Cénomaniens inférieur. Les premiers niveaux du Cénomaniens inférieur présentent un pendage de 55° vers le sud.

Les «couches d'Almargem» et les tous premiers niveaux du Cénomaniens sont affectés de failles directionnelles.

Cénomaniens inférieur.

- 1 — Grès marins, fins, blancs et niveaux marneux rougeâtres ou cendrés. Ce niveau mal visible, faillé, est difficile à étudier en détail. Son épaisseur actuelle peut être évaluée à 10 m, environ.
- 2 — Puissante assise de calcaire argileux plus ou moins gréseux et de marnes. La macrofaune assez abondante est la même que celle du Cénomaniens inférieur des coupes 1 et II; de bas en haut, on note sur 80 m, environ:
 - a) Grès calcaire grossier et marne à sections fréquentes de Lamellibranches, plus rares de Gastéropodes et *Pseudocyclamina rugosa* (20 m);
 - b) Marnes gréseuses jaunâtres à Mollusques, Echinides et Algues (3 m);
 - c) Grès fin rouille à blanchâtre (3 m);
 - d) Marne vert-jaunâtre avec, près de la base, un banc de calcaire argileux de 0,50 m (2 m);
 - e) Calcaire argileux rognonneux ou compact, jaunâtre-clair, peu gréseux, bioclastique, à Mollusques et Echinides: *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana*, Miliolidés; *Neomeris cretacea*, *Halimeda-Boueina* (5 m);
 - f) Marne brune à Lamellibranches, dont *Anisocardia hermitei* et *Exogyra pseudo-africana*, Gastéropodes et Echinides rares (0,80 m);
 - g) Calcaire argilo-gréseux, bioclastique, rognonneux, jaunâtre à Mollusques et Echinides, *Orbitolina conica-plana*, *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Lituola sp.* Algues (4 m);
 - h) Deux bancs de grès calcaires argileux à Ostréidés, de 1 m chacun, séparés par 1 m de marne verdâtre (3 m);
 - i) Marne jaunâtre et calcaire argileux bioclastique (4 m);
 - j) Grès calcaire à Ostréidés (1,5 m);
 - k) Calcaire argileux, parfois finement gréseux, bioclastique plus ou moins dur (6 m);
 - l) Marne jaune-verdâtre feuilletée (2 m);
 - m) Grès friable, un peu argileux, jaunâtre (1 m);
 - n) Calcaire argilo-gréseux, bréchoïde, bioclastique de dureté variable suivant les bancs, à débris souvent roulés de Mollusques et Echinides; *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Lituola sp.*, *Halimeda-Boueina*, *Neomeris sp.*, *Permocalculus budaense* (25 m).
- 3 — Masse de calcaire argileux et de marne, ne se distinguant de la précédente que par la plus grande dureté de ses calcaires argileux et l'absence de grès. Sur 84 m environ, on note, de bas en haut:
 - a) Calcaire argileux bioclastique, plus ou moins dur suivant les bancs, à petits grains de quartz épars; débris abondants et souvent roulés de Mollusques et Echinides, sections de Miliolidés, Textulariés, *Orbitolina conica-plana*, *Orbitolina cf. concava*, *Pseudocyclamina rugosa*: *Halimeda-Boueina*, *Neomeris cretacea*, *Permocalculus walmutense* (12 m);
 - b) Bancs de calcaire argileux plus ou moins bioclastique, marron à gris, de 0,50 m à 0,80 m d'épaisseur, intercalés avec des couches de marne (20 m);
 - c) Argile jaunâtre à vert-rougeâtre (6 m);

- d) Calcaire argileux dur, bioclastique avec deux niveaux marneux de 0,50 m à la base. Il contient au sommet de nombreux Ostréidés et des *Nerinea titan* (16 m);
- e) Marne blanchâtre (10 m, environ);
- f) Bancs de calcaire argileux, bioclastique plus ou moins dur, marron à ocre-jaune, à Miliolidés et débris de Mollusques, d'Echinides et de Foraminifères divers (20 m).
- 4— Calcaire argileux et calcaire argilo-dolomitique, de bas en haut, on note sur 45 m:
- a) Calcaire argilo-gréseux, dolomitique, brun-clair, faiblement bioclastique, fantômes d'Orbitolines (10 m);
- b) Calcaire argileux, bioclastique très gréseux dans certains bancs; de couleur variable, blanc-jaunâtre parfois zébré bleu et marron. Abondants débris souvent roulés de Mollusques et Echinides; *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Orbitolina conica-plana* rares *Orbitolina cf. concava* abondantes dans certains lits; *Neomeris sp.*, *Halimeda-Boueina* (7 m).
- c) Calcaire argilo-dolomitique à rares Orbitolines (6 m).
- 5— Calcaire argileux à passées dolomitiques, bioclastique, ocre-jaune, à Ostréidés et débris de Mollusques et Echinides, rares *Orbitolina cf. concava* (visible sur 5 m).
- Ce calcaire argileux forme le sol du fond du synclinal d'Alcabideche.
- Les tout derniers niveaux du Cénomaniens inférieur manquent dans cette coupe.

Coupe VI—Anse de Baforeira.

Coupe côtière, de l'anse de Baforeira au nord-ouest, à la plage de Carcavelos au sud-est (18 km ouest de Lisbonne). Les couches ont un pendage de 8° à 10° vers l'est-sud-est.

Le Crétacé inférieur n'est représenté, au centre de l'anse, que par le conglomérat terminal.

Cénomaniens inférieur.

- 1 — Grès marin et calcaire argileux bioclastique à *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*. Algues (10 m).
- 2 — Calcaire argilo-gréseux, grains de quartz anguleux, et travées dolomitiques, puis marne brune à Lamellibranches et Gastéropodes (5 m).
- 3 — Grès argileux azoïque (2 m).
- 4 — Masse de calcaire argileux, de bas en haut (100 m):
- a) Calcaire argileux bréchoïde, bioclastique, à Mollusques et Echinides entiers et en débris parfois roulés, à *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana*, *Lituola sp.*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, *Praealveolina cf. iberica*, *Praealveolina sp.*, *Neomeris sp.*, *Marinella lugeoni*, *Halimeda-Boueina*. Dès la base on trouve des niveaux à *Apricardia laevigata*, *A. carentonensis*, *Nerinea olisiponensis* (53 m) et *N. titan*;
- b) Calcaire argileux finement gréseux, bioclastique et marnes ocre-jaunes, à Mollusques et Echinides, Polypiers, Algues et *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri* (40 m);
- c) Marne verte (1 m);
- d) Calcaire argileux dur, beige, bioclastique à rares grains de quartz roulés et débris roulés de Mollusques, Echinides; sections de *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Praealveolina iberica* rare, *P. simplex* très rare, *Pseudedomia drorimensis*, *Orbitolina conica-plana* rare, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.* Algues: *Halimeda-Boueina*, *Neomeris cretacea*, *Permoalculus sp.* (3 m);
- e) Marne verte azoïque (3 m).

- 5 — Calcaire argileux, bioclastique, rognonneux, beige, très peu grésieux, à débris roulés de Mollusques et d'Echinides, Ostracodes, Miliolidés, *Pseudocyclammina rugosa*, *Praealveolina iberica*, *P. simplex* rare, *Pseudedomia drorimensis*, *Orbitolina conica-plana*, *Orbitolina cf. concava* fréquentes, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina schlumbergeri*. Algues: *Lithocodium aggregatum*, *Permocalculus sp.*, *Neomeris sp.*, *Dissocladella unilata*, *Halimeda-Boueina* (15 m).
- 6 — Calcaire argilo-gréseux, bioclastique, compact, à petits grains de quarts roulés et plages de calcite cristallisée. On y trouve *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Orbitolina cf. concava* fréquentes, *Orbitolina conica-plana* rares, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Dicyclina schlumbergeri*, des Algues, des Ostracodes, des Ostréidés dont *Exogyra pseudo-africana*, des Lambellibranches divers, des Gastéropodes, des Echinides mal conservés et *Nerinea titan* (40 m).
- 7 — Calcaire argileux, bioclastique, très peu gréseux, à zones dolomitiques. *Exogyra pseudo-africana* fréquentes, *Pseudocyclammina rugosa*, *Orbitolina cf. concava* et *conica-plana*, Ostracodes, *Charentia cuvillieri*. Algues: *Marinella lugeoni*, *Lithocodium aggregatum*, *Heteroporella lepina*, *Neomeris sp.*, *Acicularia sp.*, *Halimeda-Boueina* (45 m environ).

Cette couche est recouverte en partie par le sable de la plage de Carcavelos. Le niveau de base du Cénomaniens moyen à *Praealveolina iberica*, *Praealveolina simplex* et *Ovalveolina ovum* est cependant visible sur la plage, à marée basse, à 100 m au SE de la Punta de Rana, où se trouve le niveau 7.

Coupe VII — Guincho (flanc sud du synclinal d'Alcabideche) (35 km à l'ouest de Lisbonne).

Coupe de la série côtière entre le Vieux Fort de Crismina au sud et la plage de Guincho au nord. Elle n'intéresse que les terrains du Cénomaniens inférieur, qui se présentent avec un pendage de 25° à 30° vers le nord.

Le Crétacé inférieur se termine par les calcaires «urgoniens», auxquels font suite des grès plus ou moins calcaires avec des niveaux marneux. Vient ensuite une épaisse formation de calcaires argileux et de marnes à Orbitolines, puis un grès à passées conglomératiques.

Cénomaniens inférieur.

1 — De bas en haut, on note:

- a) Grès marins fins coupés par un banc de 2 m d'argile verdâtre (10 m);
- b) Grès argileux à Ostréidés (2 m);
- c) Marne verdâtre (2 m).

2 — Calcaires argilo-gréseux et marnes. Sur 120 m, environ, on note de bas en haut:

- a) Calcaire argilo-gréseux avec un niveau de marne violacée près du sommet, bioclastique à Mollusques et Echinides, tubes d'Annélides, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana*, Miliolidés, Textulariidés, *Halimeda-Boueina*, *Neomeris cretacea* (18 m);
- b) Marne gréseuse, organogène, à Ostréidés, Lamellibranches divers, Echinides, Gastéropodes, Orbitolines rares, indéterminables, remaniées, *Daxia cenomana*, *Halimeda-Boueina*, *Permocalculus sp.*, *Heteroporella sp.*, *Neomeris cretacea* (22 m);
- c) Grès assez grossier, rares débris de faune (5 m);
- d) Calcaire argileux bioclastique et marne ocre-jaune à Mollusques et Echinides, Orbitolines indéterminables remaniées, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*. Près du sommet on trouve un petit lit de grès (0,20 m) (16 m);
- e) Grès calcaire bioclastique à Mollusques, Echinides et débris d'Algues (3 m);

- f) Calcaire argilo-gréseux bioclastique, à *Orbitolina conica-plana*, *Orbitolina sp.* remaniées, Miliolidés, Ostracodes. Algues. Ce niveau passe par endroits à des calcaires gréseux ou à des marnes sableuses à débris de Mollusques et Echinides (35 m);
- g) Calcaire argileux, peu gréseux, marron-clair, dur, bioclastique à *Orbitolina conica-plana*, Orbitolines remaniées, *Trocholina sp.*, *Pseudocyclammina rugosa*, Miliolidés, Ostracodes. Algues: *Neomeris sp.* (25 m).
- 3 — Masse de calcaires argileux et marnes où les éléments détritiques ont beaucoup diminué, de bas en haut:
- a) Calcaire argileux, bioclastique, en bancs séparés par de fins lits de marne, à Ostréidés, Lamellibranches divers, Gastéropodes, Orbitolines indéterminables;
- b) Calcaire argileux dur, bioclastique (11 m), puis marne noirâtre à débris d'Ostréidés abondants et Ostracodes (1 m) et calcaire argileux dur, bioclastique au sommet. Les calcaires argileux contiennent, outre les débris abondants de Mollusques, Echinides et Algues, de rares Ostracodes, des *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Trocholina gr. arabica*, *Trocholina lenticularis*, *Orbitolina conica-plana*, *Cuneolina sp.* *Dicyclina sp.*, des Miliolidés (total, 15 m).
- 4 — Marne et calcaire argileux, dolomitique par endroits, ocre-jaunes à verdâtres. On observe successivement sur 40 m de bas en haut: marne vert-jaunâtre, calcaire argileux fossilifère, marne jaune, puis verte, calcaire argileux ocre-jaune, puis verdâtre, calcaire argileux jaune-clair, argile jaune-verdâtre avec deux petits lits de calcaire argileux de 0,15 m, calcaire gris-jaune. Tous ces calcaires argilo-dolomitiques plus ou moins bioclastiques sont finement gréseux (40 m).
- 5 — Calcaire argileux, bioclastique, plus ou moins dur suivant les bancs, beige-foncé, plus gréseux au sommet qu'à la base, à Ostréidés et Mollusques divers, Echinides, *Orbitolina conica-plana*, *Orbitolina cf. concava*, *Trocholina sp.*, *Trocholina gr. arabica*, *Charentia cuvillieri*, *Pseudocyclammina rugosa*, Miliolidés, rares Ostracodes. Algues: *Halimeda-Boueina*, *Neomeris cretacea* (12 m).
- 6 — Calcaires argileux bioclastiques peu gréseux et marnes à Ostréidés abondants, surtout au sommet de la formation. On note de la base au sommet: marne jaunâtre (3 m), calcaire argileux, cendré, compact (2 m), calcaire argileux à Ostréidés abondants (1 m), marne jaunâtre à structure trabéculaire (2 m) (total, 8 m).
- 7 — Grès marneux friable, gris-jaunâtre, plus dur au sommet qu'à la base, à Ostréidés, autres Lamellibranches et Gastéropodes (7 m).
- 8 — Masse de calcaires argileux, bioclastiques, marron-clair à ocre-jaune. Les différents bancs sont séparés par de petits lits de marnes de 0,50 m d'épaisseur au plus. Les calcaires argileux contiennent des Mollusques et des Echinides rares, *Orbitolina cf. concava* abondantes à très abondantes suivant les bancs, *Orbitolina conica-plana*, Orbitolines remaniées *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Trocholina gr. arabica*, *Trocholina lenticularis*, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Cuneolina cf. conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, Miliolidés, *Lituola sp.*, Hedbergelles rares. Algues: *Halimeda-Boueina*, *Neomeris cretacea*, *Marinella lugeoni*, *Permalcalculus sp.*, *Acicularia sp.* Certains bancs ont des passées dolomitiques (60 m).
- 9 — Grès calcaires plus ou moins grossiers, grisâtres, parfois un peu dolomitiques et marnes dolomitiques jaunâtres. Les marnes contiennent, en plus des débris de Mollusques, de très nombreuses *Orbitolina cf. concava*. Les grès, bioclastiques, à débris usés, sont riches en *Orbitolina cf. concava* on y rencontre aussi *Orbitolina conica-plana*, *Trocholina gr. arabica*, *Trocholina lenticularis*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri* et des débris d'Algues (visible sur 2 m, environ).
- Ce niveau constitue le soubassement de la plage de Guincho.

Coupe VIII — Ribeira da Laje-Tires (20 km à l'ouest de Lisbonne).

La coupe suivante commence très près du niveau de base du Cénomaniens moyen. Elle débute dans la Ribeira da Laje au niveau du village de Polima et se termine au cimetière de Tires.

Cénomaniens moyen.

- 1 — Alternance de niveaux de marnes et de calcaires argileux brunâtres, bleuâtres ou gris. Les Ostéridés (dont *Exogyra pseudo-africana*), d'autres Lamellibranches, les Gastéropodes, les débris d'Echinides abondent dans les niveaux marneux ainsi que les Ostracodes. Les calcaires argileux, parfois un peu dolomitiques, contiennent de nombreux débris de Mollusques et Echinides, *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Lituola sp.*, *Daxia cenomana*, des Miliolidés, des Ostracodes, des Algues: *Halimeda-Boueina*, *Neomeris cretacea*. Les Ostracodes, très abondants, forment dans certains cas la totalité de la roche. Ce sont les mêmes genres et espèces que ceux des niveaux 11 de la coupe I et 8 de la coupe II (40 m).
- 2 — Calcaire argileux, bioclastique et marne dure à *Exogyra pseudo-africana* abondantes, Ostracodes, débris de Mollusques divers et d'Echinides. Algues (10 m).
- 3 — Calcaire argileux, plus ou moins bioclastique, blanchâtre à beige ou ocre-jaune-pâle, bleuté en profondeur, compact, dur, à grain fin parfois sublithographique. Il se présente en bancs de 0,10 m à 1 m, séparés par des lits de marne dure de quelques centimètres. Certains bancs sont affectés de poches d'altération remplies d'argile rouge (kaolinite). La macrofaune y est très rare, les débris de Mollusques et d'Echinides sont plus ou moins abondants et souvent usés. Certains bancs présentent un litage assez net, souligné par des débris usés, mêlés de sable de quartz. On y rencontre: *Praealveolina iberica*, *P. simplex*, *P. cretacea cf. debilis*, *Ovalveolina ovum*, très rare, *Pseudedomia drorimensis*, *Rhapydionina dubia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *conica*, des Miliolidés; *Neomeris sp.*, *Heteroporella lepina*, *Permocalculus sp.*, *Acicularia sp.* (30 m).
- 4 — Masse de calcaire argilo-dolomitique à grain fin, ocre-jaune-clair, terminée par un banc de marne blanche (0,50 m). Ces calcaires, azoïques à la base et au sommet, contiennent dans les bancs médians de rares *Praealveolina iberica*, *P. simplex*, *Dicyclina sp.*, *Cuneolina sp.*, des Algues et des fantômes de Lamellibranches. Le dernier banc contient de petites géodes de calcite qui sont souvent des moules internes de Lamellibranches ou de Gastéropodes recristallisés (10 m).

Cénomaniens supérieur.

- 5 — Calcaire argileux, bioclastique, blanc-jaunâtre, noduleux, puis compact, à débris usés de Mollusques et Echinides, *Nummoloculina heimi*, très abondantes, *Rhapydionina dubia*, *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, débris d'Algues (2 m).
- 6 — Assise à *Neolobites vibrayanus* et *Praealveolina cretacea tenuis*, de la base au sommet:
 - a) Calcaire argileux compact, blanchâtre, bioclastique, à débris souvent usés de Mollusques et Echinides, *Praealveolina cretacea tenuis* très abondantes, *P. cretacea cf. debilis*, *P. Simplex* et *Ovalveolina ovum*, *Pseudedomia drorimensis*, *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, Miliolidés, rares *Nummoloculina heimi*; *Halimeda-Boueina*, *Neomeris sp.*, *Permocalculus sp.*, nombreux Globotruncanidés indéterminables (2 m);
 - b) Calcaire argileux moins bioclastique que le précédent, contenant la même microfaune et microflore mais moins abondante, les Nérinées y sont fréquentes (1,50 m);
 - c) Calcaire argileux blanchâtre à rosé, plus ou moins rognoneux suivant les bancs, les *Praealveolina cretacea tenuis* y sont rares, les *Praealveolina simplex* et *Ovalveolina ovum* quasi absentes, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, *Stomiosphaera sp.* Les Globotruncanidés deviennent abondants, mais restent indéterminables (3 m).

7 — Calcaire plus ou moins argileux, blanc, cristallin, à fragments et sections de Rudistes abondants, restes de Microfaune benthique indéterminables (3 m de visible).

Le «complexe basaltique» de Lisbonne recouvre ce calcaire lapiazé.

Coupe IX — Barcarena (10 km à l'ouest de Lisbonne).

La coupe suivante a été levée dans les carrières de Barcarena; elle ne montre que le Cénomaniens supérieur.

Cénomaniens supérieur.

- 1 — Calcaire argileux, bioclastique, dur, blanchâtre, compact, sublithographique. Débris de Mollusques et Echinides abondants, débris d'Algues, *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rhapydionina dubia*, *Nummoloculina heimi* très abondantes, autres Miliolidés fréquents (2,6 m).
- 2 — Calcaire argileux, bioclastique, dur, blanchâtre, à débris roulés de Mollusques et Echinides; *Praealveolina cretacea tenuis* très abondantes, *P. gr. cretacea*, *P. simplex* et *Ovalveolina ovum* plus rares, *Cisalveolina fallax*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina schlumbergeri*; *Halimeda-Boueina*, *Neomeris sp.*, *Permocalculus sp.* Foraminifères planctoniques rares et indéterminables (0,80 m)

Les calcaires argileux suivants sont nettement moins riches en débris, et les Préalveolines y deviennent de plus en plus rares, les Foraminifères planctoniques deviennent abondants, ce sont des Globotruncanidés indéterminables (4 m). Ce niveau se termine par un calcaire argileux, noduleux, blanchâtre à rosé, dont la base contient de rarissimes *Praealveolina cretacea tenuis* (2,50 m, environ).

- 3 — Calcaire plus ou moins argileux, blanc, parfois cristallin, bioclastique, formé presque exclusivement de débris de Rudistes et montrant parfois des sections de Rudistes recristallisés (25 m).

Le «complexe basaltique» de Lisbonne s'est épanché sur les lapiés formés au cours de la période d'érosion de ces calcaires.

Coupe X — Val d'Alcântara et Parc du Monsanto, à Lisbonne.

Les affleurements de cette région sont constitués par le sommet du Cénomaniens moyen et le Cénomaniens supérieur. C'est une zone hachée de failles importantes.

Le Cénomaniens moyen se termine par des calcaires argileux, parfois dolomitiques.

Dans certains niveaux, bioclastiques, la microfaune et la microflore peuvent être assez abondantes: *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Lituola sp.*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*; *Cythereis sp.*, *Bairdia sp.*; *Halimeda-Boueina*, *Acicularia sp.*, *Heteroporella lepina*, *Neomeris cretacea*, *Permocalculus sp.*, *Ptanela dinarica*, *P. melitae*.

Sur la rive gauche du val d'Alcântara, une petite falaise (100 m environ avant l'entrée du Viaduc Duarte Pacheco, sur le côté gauche de l'Avenue Duarte Pacheco en allant vers Estoril) montre de bas en haut:

Cénomaniens moyen.

- 1 — Calcaire argileux parfois dolomitique, compact, ocre-jaune rosé par places, à débris de Miliolidés. L'érosion met en évidence des lits irréguliers, épais de 1 mm à 2 mm, ferrugineux, constitués essentiellement de fins grains de quartz (4 m de visible).

Cénomannien supérieur.

- 2 — Calcaire argileux, bioclastique, beige, compact. Les débris de Mollusques, d'Echinides et d'Algues sont abondants ainsi que *Nummoloculina heimi*, on y rencontre aussi *Rhapydionina dubia*, *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, des Miliolidés; *Praealveolina simplex* y est très rare (1,50 m).
- 3 — Calcaire argileux, bioclastique, blanchâtre, compact. On peut y distinguer une zone supérieure de 0,60 m extrêmement riche en Préalvéolines et une zone inférieure un peu moins riche. À côté des débris de Mollusques et Echinides souvent roulés, on y rencontre: *Praealveolina cretacea tenuis*, très abondantes (avec formes de passage à *cretacea lata*), *Praealveolina simplex* abondantes, *Ovalveolina ovum* rares, *Pseudedomia drorimensis*, *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rhipidionina casertana*, *Rhapydionina dubia*; Algues: *Halimeda-Boueina*, *Marinella lugeoni*, *Heteroporella lepina*, *Permocalculus sp.*, rares sections de Polypiers et très rares Ostracodes, *Stomiosphaera sp.*, Globotruncanidés assez fréquents mais indéterminables (1,50 m).
- 4 — Calcaire argileux, bioclastique, blanchâtre à rosé, rognonneux à Préalvéolines rares, *Stomiosphaera sp.*, *Calcisphaerula sp.*, Globotruncanidés fréquents mais indéterminables (1,50 m).
- 5 — Calcaire argileux, compact, dur, finement diaclasé, faiblement bioclastique à Préalvéolines très rares et Globotruncanidés abondants (0,80 m).
- 6 — Calcaire argileux, bioclastique, blanc-jaunâtre à rosé, noduleux, en bancs de 0,80 m à 1 m séparés par de petits lits de marne dure. Les débris de Mollusques et Echinides sont souvent roulés, les Préalvéolines très rares (4 m, environ). Dans les niveaux 3, 4, 5, 6, CHOFFAT a trouvé *Neolobites vibrayeanus*, dont il a donné le nom à cette masse de calcaire. Dans une plaque mince préparée à partir d'un échantillon de *Neolobites vibrayeanus* provenant du val d'Alcântara, j'ai trouvé plusieurs sections de *Praealveolina cretacea tenuis*.

Un des nouveaux quartiers ouest de Lisbonne est construit directement sur ces calcaires (recouvert ailleurs par le «complexe basaltique»), ce qui nous prive définitivement de certains gîtes fossilifères décrits par CHOFFAT. Les travaux de construction des accès au Pont Salazar ont également oblitéré des gisements décrits par CHOFFAT, en particulier celui de la Quinta da Pimenteira.

Coupe de la carrière d'Ajuda près du Bairro Salazar, sur la rive droite du val d'Alcântara.

De bas en haut, on note:

Cénomannien supérieur.

- 1 — Calcaire argileux, bioclastique, rognonneux, à débris souvent usés de Mollusques et Echinides, *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. simplex* et *Ovalveolina ovum* rares, *Pseudedomia drorimensis*, *Rhipidionina casertana*, *Rhapydionina dubia*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nummoloculina heimi* rares, Miliolidés, *Stomiosphaera sp.* Algues (3 m de visible, sommet de l'assise à *Neolobites vibrayeanus*).
- 2 — Bancs de calcaire plus ou moins argileux, bioclastique, à débris de Rudistes. La richesse en débris de Rudistes est variable suivant les bancs. Rares débris de Mollusques et Echinides. Microfaune réduite à quelques Miliolidés et *Nummoloculina heimi* dans les bancs les moins riches en débris de Rudistes (10 m).
- 3 — Calcaire peu argileux, blanc à rougeâtre, plus compact à la base qu'au sommet, à fragment de Rudistes et Rudistes en position physiologique. Les Rudistes font corps avec le calcaire et sont très difficiles à extraire. La moitié supérieure de ce niveau contient des zones de calcaire silicifié formant des lits de 10 cm à 15 cm d'épaisseur. Certains niveaux moins riches en Rudistes contiennent *Chrysalidina gradata* et de rares *Nummoloculina heimi*, ainsi que des débris de Mollusques, d'Echinides et d'Algues (30 m).

- 4 — Calcaire argileux bioclastique mal consolidé, rougeâtre, riche en Rudistes bien conservés: *Ichthyosarcolithes cf. dublieri*, *Sauvagesia charpei*, *Durania arnaudi*, *Caprinula sp.*, assez pauvre en fragments de Rudistes. Les Rudistes sont associés à des Lamellibranches et des Gastéropodes; *Chrysalidina gradata* est assez fréquente dans le calcaire et à l'intérieur même des Rudistes, *Pseudolituonella sp.* et *Pseudolituonella reicheli* sont plus rares (2 m).
- 5 — Marne ocre-jaune et calcaire argileux friable, bioclastique, à Rudistes isolés et nombreux Ostréidés, Lamellibranches divers, Gastéropodes et rares Echinidés (visible sur 4 m).

Les habitations du Bairro Salazar sont construites sur ce niveau, recouvert habituellement par le «complexe basaltique» de Lisbonne.

Coupe XI — Cortegaça (25 km au NO de Lisbonne).

Coupe du flanc Nord de la colline de Cortegaça. Les couches du Cénomanien supérieur ont un pendage de 50° vers le nord-nord-ouest.

Au dessus des derniers niveaux du Cénomanien moyen on note de bas en haut:

Cénomanien supérieur.

- 1 — Calcaire argileux, bioclastique, blanchâtre, compact, à débris souvent usés de Mollusques et Echinidés, *Nummoloculina heimi* abondantes, *Rhapydionina dubia*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, Miliolidés. Algues (1,80 m).
- 2 — Calcaire argileux compact ou rognonneux, blanc à jaunâtre, bioclastique, à débris plus ou moins usés de Mollusques et Echinidés, *Praealveolina cretacea tenuis* particulièrement abondantes dans le banc médian, *Praealveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudedomia drorimensis*, *Cisalveolina cf. fallax*, *Rhapydionina casertana*, *Rhapydionina dubia*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, Miliolidés, *Nummoloculina heimi* rares, *Stomiosphaera sp.*, Globotruncanidés. Algues, dont *Permocalculus sp.* (7 m).
- 3 — Calcaire argileux blanc-rougeâtre, compact, à Rudistes de plus souvent brisés. Les bancs les moins riches en Rudistes contiennent de très rares *Nummoloculina heimi*, *Dicyclina sp.*, *Cuneolina sp.* (5 m).
- 4 — Calcaire compact plus ou moins argileux, blanc à jaune-clair, ou bleuté, à Rudistes abondants. On rencontre parfois de petits bancs de 20 cm à 30 cm de calcaire sublithographique, formé d'une purée de débris de Rudistes; la microfaune est réduite à quelques très rares Miliolidés (22 m).
- 5 — Calcaire argileux en petits bancs et marne ocre, bioclastique, à débris de Rudistes moins abondants. *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudolituonella sp.*, *Nummoloculina heimi*, Miliolidés, Textulariidés (5 m).
- 6 — Calcaire argileux, blanchâtre, bioclastique, à débris de Rudistes peu abondants, nombreuses Nérinées, gros Gastéropodes (*Trochacteon*), *Chrysalidina gradata* fréquentes, *Nummoloculina heimi*, *Pseudolituonella reicheli* rare, Miliolidés, Textulariidés, Globotruncanidés, assez abondants. Algues (2 m).
- 7 — Calcaire argileux, dur, blanchâtre, bioclastique. Les fragments de Rudistes redeviennent assez nombreux: on y trouve toujours, mais plus rarement, *Chrysalidina gradata*, *Nummoloculina heimi*, des Miliolidés, des Textulariidés (3 m de visible).

Ce niveau est recouvert par le «complexe basaltique» de Lisbonne.

C) Échelle stratigraphique proposée.

Les coupes stratigraphiques les plus complètes débutent au-dessus du dernier niveau de grès des «couches d'Almargem», dont l'âge Crétacé inférieur était déjà acquis au temps de CHOFFAT. Elles correspondent donc au «Bellasién» et au Turonien de celui-ci.

J'ai rapporté (1968, 1971) au seul Cénomaniens des terrains encore attribués au Vraconnien, au Cénomaniens et au Turonien.

Cette nouvelle interprétation a des incidences sur des fossiles découverts et décrits pour la première fois au Portugal, en particulier *Knemiceras uhligi* CHOFFAT.

I. Le Cénomaniens inférieur.

1 — La limite de l'Albien et du Cénomaniens:

- a) Rappelons que le «Bellasiens» constitue un ensemble bien individualisé sur le terrain, pour lequel CHOFFAT admettait les équivalences suivantes avec l'échelle stratigraphique alors en vigueur:

«Bellasiens» supérieur:

Niveau à *Pterocera incerta*. Cénomaniens.

Niveau à *Exogyra pseudo-africana*. Cénomaniens.

«Bellasiens» inférieur:

Niveau à *Polyconites subverneuili*. Sommet du Vraconnien.

Niveau à *Placenticeras (Knemiceras) uhligi*. Vraconnien.

Vraconnien est employé ici dans son sens originel: étage intermédiaire entre l'Albien et le Cénomaniens, dont l'Ammonite caractéristique est *Schloenbachia inflata* SOW.

Le «Bellasiens» a été interprété ensuite de deux manières divergentes:

Dans le fascicule «Portugal» du *Lexique Stratigraphique International* (1958), G. ZBYSEWSKI et F. MOITINHO de ALMEIDA font du «Bellasiens» un Cénomaniens *pro-parte* en se référant à CHOFFAT. Ils citent néanmoins *Pervinqueria inflata*, ammonite Albienne dans la faune de ce Cénomaniens. Sur les cartes géologiques au 1/50 000 des environs de Lisbonne, le «Bellasiens» est considéré comme «Cénomaniens» à l'exclusion des couches à *Neolobites vibrayanus*, ce qui correspond à l'interprétation précédente. Le Vraconnien est donc pris ici dans le sens de Cénomaniens basal.

Dans les interprétations réalisées par des étrangers, le «Bellasiens» inférieur a suivi l'évolution du terme Vraconnien en France au cours de ces dernières années; il est devenu synonyme du sommet de l'Albien supérieur.

- b) À propos de *Schloenbachia inflata* SOW var. *lampasense* CHOFFAT et de *Knemiceras uhligi* CHOFFAT.

La présence de *Schloenbachia inflata* SOW est l'unique argument de CHOFFAT pour maintenir le niveau à *Knemiceras uhligi* dans le Vraconnien.

Il en a recueilli un exemplaire près de Caneças à la base du «Bellasiens». C'est d'après lui un *Schloenbachia inflata* SOW typique, mais il omettra de le faire figurer dans ses études paléontologiques (1898).

Le deuxième fragment provient d'anciennes récoltes faites au nord de São João das Lampas¹) dans le niveau de base du «Bellasiens»; c'est celui qui figurera en 1898 sous le nom de *Schloenbachia inflata* SOW var. *lampasense* CHOFFAT. C'est un fragment fruste, dont la ligne de

¹ Cette localisation est peu précise et le Crétacé inférieur affleure à peu de distance au nord de São João das Lampas. Ce village se trouve sur une plateforme structurale d'altitude 130 m environ; 150 m à 200 m de terrains la séparent du sommet des «couches d'Almargem» (Crétacé inférieur). À ce niveau on rencontre des Préalévolines dans certaines localités.

suture est invisible et qui manque aussi de clarté en ce qui concerne les tubercules. À propos de la répartition stratigraphique de *Schloenbachia inflata* SOW, il écrit qu'il «est surtout abondant dans le Vraconnien que plusieurs auteurs considèrent comme la base du Cénomannien, mais il apparaît déjà dans l'Albien et passerait au Cénomannien proprement dit» (1898, p. 80). Aucun nouveau fragment de cette Ammonite n'a été trouvé depuis CHOFFAT.

H. DOUVILLÉ (1898) cite cette *Schloenbachia inflata* SOW sous le nom de *Mortoniceras inflatum* (p. 140), puis de *Mortoniceras rostratum* (p. 386) et la considère comme caractéristique de la partie supérieure de l'Albien. Notons que CHOFFAT ne tiendra jamais compte de cette interprétation.

Plus récemment, M. BREISTROFFER et L. F. SPATH se sont intéressés à *Schloenbachia inflata* SOW var. *lampasense* CHOFFAT. M. BREISTROFFER (1939) l'appelle *Pervinqueria lampasensis* et émet l'avis suivant : «espèce paraissant assez éloignée des *Pervinqueria* (*Durnovarites*) du Vraconnien et qui ne saurait guère être rapprochée que des *Pervinqueria* s. st. du groupe *communis* SPATH indiquant le Pervinquérien sup. (anté-Vraconnien)». L. F. SPATH (1922), croit pouvoir la rapprocher, en dépit d'une apparence inhabituelle, de certaines espèces d'*Inflatoceras* qu'il décrit en Angola. Ces deux spécialistes ne sont pas entièrement d'accord et restent, en somme, dubitatifs et évasifs.

E. BASSE DE MENORVAL m'a confirmé (1967) qu'il s'agissait bien d'une Ammonite du groupe des *Mortoniceras* de l'Albien supérieur au sens large, mais il lui paraît également impossible de préciser à quelle zone elle appartient.

Il est surprenant que l'on n'ait jamais trouvé un seul bel exemplaire de cette Ammonite. À mon avis, il y a de grandes chances pour que les deux fragments de *Mortoniceras* cités par CHOFFAT soient ramaniés.

Il me paraît inutile de continuer des discussions spéculatives au sujet de ce fragment d'Ammonite en mauvais état, qui n'a pas été trouvé en place par CHOFFAT, et dont aucun autre exemplaire n'a été trouvé. Il est net que l'on ne peut pas se baser sur ce *Mortoniceras* indéfini, au gisement précis inconnu, pour dater le niveau de base du «Bellasién» de CHOFFAT.

Par contre cette Ammonite permet de supposer la présence d'Albien marin, plus à l'ouest, sous la mer.

Devant l'unicité de *Schloenbachia inflata* (SOW) et de sa variété *lampasense*, CHOFFAT donna au niveau de base du «Bellasién» le nom d'une Ammonite nouvelle, un peu moins rare : *Sphenodiscus uhligi* CHOFFAT (1885) ¹.

En 1886 il l'appelle *Placentoceras uhligi* à cause de l'antériorité de ce nom, puis il la mentionne comme *Placentoceras* (*Cnemoceras*) *uhligi* (1903). C'est sous le nom de *Cnemoceras uhligi* qu'elle est actuellement citée dans la littérature.

Les plus beaux échantillons proviennent de l'ancienne récolte faite au nord de São João das Lampas. Trois d'entre eux sont figurés sur la planche II des Céphalopodes dans le mémoire de CHOFFAT, 1886, l'exemplaire de la planche IV du mémoire de 1898 a été trouvé par CHOFFAT à Azenhas do Mar. L'exemplaire que je figure a été ramassé par un géologue portugais sur la plage entre Falcão et Praia da Samarra. Tous ces exemplaires, même les plus beaux, sont nettement usés. Je n'en ai personnellement jamais trouvé.

Il s'agit donc encore d'une faune d'Ammonites rares dont on ne connaît jamais les gisements avec précision. Cette rareté est parfaitement réelle, car la région d'où proviennent les exemplaires connus a été parcourue par de nombreux géologues et, s'il existait une strate bien précise à *Cnemoceras uhligi* abondants, elle aurait été déjà signalée.

La plupart des exemplaires proviennent des affleurements les plus occidentaux du Crétacé qui forment les falaises de la côte au nord du massif de Sintra, entre celui-ci et la foz de Falcão. Au sud de Sintra

¹ Un exemplaire provient du niveau à *Polyconites subverneuili* de Baforeira où l'on trouve *Apricardia carentonensis* et *A. laevigata*, Rudistes du Cénomannien des Charentes et de Provence (déterminations J. PHILIP).

ils paraissent encore plus rares. Vers l'est ils ne dépassent pas la région de A da Beja, où l'on a récolté 2 ou 3 fragments d'Ammonites rapportés par CHOFFAT à *Knemiceras uhligi*. Aucun des exemplaires provenant des terrains au sud et à l'est de Sintra n'a été figuré.

La répartition verticale de cette Ammonite est difficile à évaluer.

D'après les exemplaires récoltés par CHOFFAT *Knemiceras uhligi*, semble être épars dans les premiers 50 m du «Bellisien».

H. DOUVILLÉ (1916) donna le nom de *Knemiceras uhligi* CHOFFAT à une Ammonite de l'Albien du massif du Moghara (Sinaï, Égypte), créant ainsi une regrettable confusion; cette Ammonite étant nettement différente du type portugais de CHOFFAT.

Cette erreur de détermination a été signalée dès 1939 par M. BREISTROFFER, qui en 1942 proposa de l'appeler *Knemiceras douvillei* (nomen nudum).

En 1967, E. BASSE DE MENORVAL, après avoir comparé des échantillons de *Knemiceras uhligi* du Portugal et du Sinaï, que je lui avais soumis, m'a confirmé qu'il s'agissait bien de deux espèces de *Knemiceras*. L'espèce du Sinaï, décrite par H. DOUVILLÉ 1916, étant plus accessible que celle décrite par CHOFFAT (elle est conservée dans les collections de l'École des Mines de Paris) a servi de base pour la détermination d'un certain nombre de *Knemiceras* d'Afrique du Nord et du Moyen Orient, prenant ainsi le pas sur le type portugais.

En 1955 et 1956 sont parus des travaux importants sur les *Knemiceras*: I. GAMAL EL DIN MAHMOUD (1955) et S. ARNOULD SAGET (1956). Ils rénovent les travaux de E. BASSE (1937, 1940).

I. GAMAL EL DIN MAHMOUD (1955) décrit, sous le nom de *Knemiceras aegyptiacum*, le *Knemiceras uhligi* de H. DOUVILLE (1916).

S. ARNOULD SAGET (1956) confirme cette nouvelle détermination et place en synonymie avec *Knemiceras aegyptiacum* G. MAHMOUD les *Knemiceras (Placentceras) uhligi* CHOFFAT qui suivent:

Placentceras (?) uhligi — PERVINQUIÈRE (1907), p. 198.

Knemiceras uhligi — DOUVILLE H. (1916), pp. 124-128, pl. xvi, fig. 5, 6.

Knemiceras uhligi — BASSE (1937), pp. 173-174.

Knemiceras uhligi — BASSE (1940), pp. 431-432, pl. iv, fig. 3-a, b.

Elle conclut qu'il est probable que la plupart des citations de *Knemiceras uhligi* CHOFFAT en Afrique du Nord et au Moyen Orient se rapportent à *Knemiceras aegyptiacum* G. MAHMOUD, en particulier les citations de L. GLANGEAUD (1932), p. 222, et R. LAFFITTE (1939), p. 163, E. Basse (1937), 1940. Il en est probablement de même du *Placentceras uhligi* cité par PERON (1898) dans l'Albien d'Algérie, et du *Knemiceras uhligi* cité par EMBERGE (1960) dans la partie terminale de l'Albien des monts des Oulad Nail.

M. COLLIGNON (1965) cite *Knemiceras* sp. aff. *uhligi* dans l'Albien supérieur du Tebaga de Kebili (il lui semble plus proche de l'espèce de CHOFFAT que du *Knemiceras aegyptiacum* de G. MAHMOUD).

Knemiceras douvillei (nomen nudum) BREISTROFFER (1942) tombe en synonymie avec *Knemiceras aegyptiacum* G. MAHMOUD.

S. ARNOULD SAGET (1956) rapporte encore à *Knemiceras douvillei* BASSE (1940) les *Knemiceras uhligi* CHOFFAT suivants:

Knemiceras uhligi — DOUVILLÉ H. (1916), p. 125, pl. xvi, fig. 4.

Knemiceras uhligi var. *douvillei* — BASSE (1940), p. 431, pl. iii, fig. 1.

D'après cet auteur, la discrimination *douvillei-aegyptiacum*, basée uniquement sur l'ornementation, restera toujours tributaire de l'état de conservation des fragiles tubercules ombilicaux des échantillons et, par la même, très artificielle.

Pour E. BASSE (1940), le *Knemiceras uhligi* CHOFFAT, in H. DOUVILLÉ (1930), p. 13, pl. i, fig. 2-a, b, peut tout au plus être attribué au genre *Placentceras* sans plus de précision.

Elle rapporte à *Engonoceras jullieni* BASSE (1940), le *Placentceras uhligi* CHOFFAT in PERVINQUIÈRE (1910) (pro parte) et à *Engonhoplitoides kenchelaense* BASSE (1940), l'autre partie des *Placentceras uhligi* CHOFFAT in PERVINQUIÈRE (1910).

Elle rapporte à *Engonhoplitoïdes vicorpense* BASSE (1940) le *Placenticerias uhligi* CHOFFAT in R. DOUVILLÉ (1906), p. 68, et l'*Engonoceras* sp. de H. DOUVILLÉ (1911) (il s'agit là du *Placenticerias uhligi* de la Muela de Vicorp, conservé à l'école des Mines, et cité par Choffat dans son ouvrage de 1886 à la suite d'une lettre de H. DOUVILLÉ).

J. WIEDMANN (1963), p. 820, tab. I, rapporte à *Engonoceras vicorpense* les *Knemiceras uhligi* CHOFFAT in MENGAUD (1920).

D'après M. BREISTROFFER, le *Knemiceras uhligi* CHOFFAT provenant du Pérou et cité in H. DOUVILLÉ (1898) est inutilisable, il aurait été cité à tort dans ce pays.

En 1931, BRINKMANN voulut mettre en synonymie *Knemiceras attenuatum* HYATT et *Knemiceras uhligi* CHOFFAT, il ne fut pas suivi. D'après S. ARNOULD SAGET (1956), *Knemiceras uhligi* CHOFFAT fait partie du groupe de *Knemiceras compressum* avec les *Knemiceras* persans qui montent dans le Cénomanien.

Cette revue bibliographique des *Knemiceras uhligi* cités dans la littérature fait apparaître qu'il n'existe que les exemplaires portugais qui puissent être rapportés avec certitude à *Knemiceras uhligi* CHOFFAT. L'espèce de CHOFFAT semble ne jamais avoir été retrouvée avec certitude en dehors du Portugal.

La répartition stratigraphique des *Knemiceras* est relativement étendue. Ils débent dans l'Apvien supérieur et montent dans le Cénomanien.

Se basant sur la présence de *Mortonicerias inflatum*, la plupart des auteurs ont considéré que *Knemiceras uhligi* CHOFFAT appartenait, au Portugal, à l'Albien supérieur (anté-Vraconnien). Conclusion hâtive, et inexacte.

M. BREISTROFFER et L. F. SPATH sont par contre plus prudents et font remarquer qu'il existe un problème.

M. BREISTROFFER (1939) arrive à la conclusion qu'au Portugal même, *Knemiceras uhligi* CHOFFAT est d'un âge encore imprécis.

L. F. SPATH (1922) écrit à propos de *Knemiceras uhligi* CHOFFAT: «Maintenant le problème intéressant est de savoir si les faunes à Ammonites, telles que *Hypengonoceras warthi* dans l'Inde ou *Knemiceras uhligi* au Portugal, représentent les équivalents de notre Albien supérieur ou du Cénomanien inférieur où si elles vécurent pendant un intervalle de temps durant lequel il n'y eut pas de dépôts dans le Nord-Ouest de l'Europe.» Il pense que *Knemiceras uhligi* a été rattaché par erreur à l'Albien inférieur aussi bien qu'au Cénomanien et qu'il est simplement caractéristique du «Bellasiens» zone I (dont on ignorait complètement l'âge à cette époque). Il montrait bien ainsi le caractère particulier et très local de cette Ammonite. Il souligne le problème que pose l'âge de la zone I du «Bellasiens» de CHOFFAT: ce n'est plus de l'Albien, mais on n'y trouve pas encore une belle faune cénonomienne.

L'absence de localisation exacte des échantillons de *Knemiceras uhligi* récoltés jusqu'à présent, leur grande rareté, leur éparpillement dans les 50 premiers mètres de la série transgressive, réduisent beaucoup leur intérêt stratigraphique. D'autre part, l'hypothèse d'un remaniement ne peut pas être totalement écartée.

En conclusion de cette étude critique des deux Ammonites trouvées dans le niveau de base du «Bellasiens», il ressort qu'en aucun cas elles ne peuvent être utilisées pour dater ce niveau dont l'âge reste donc à préciser.

c) Caractères généraux de la macrofaune du «Bellasiens» inférieur.

α) Les Céphalopodes:

La faune d'Ammonites du niveau à *Knemiceras uhligi* a-t-elle des affinités avec l'Albien supérieur (Vraconnien) ou avec le Cénomanien. La limite supérieure de l'étage Albien a fait l'objet de nombreuses contestations depuis la création du Vraconnien par RENEVIER en 1867. Certains auteurs, dont E. HAUG et A. de LAPPARENT, l'ont rattaché au Cénomanien. Plus tard, suivant l'avis de De GROSSOUVRE, on a reconnu que cette manière de voir était erronée et contraire à la définition du

Cénomaniens donnés par d'ORBIGNY, puisqu'il n'y a pas de Vraconniens au Mans. Les affinités de la faune vraconnienne sont essentiellement albiennes, surtout en ce qui concerne les Ammonites, qui y sont encore très abondantes. Les *Lyelliceratidae*, les *Dipoloceratidae* et surtout les *Hoplitidae*, famille typiquement albienne, restent encore richement représentées dans le Vraconnien, qui possède néanmoins des espèces caractéristiques permettant d'y distinguer deux zones:

Zone inférieure — *Stoliczkaia blancheti* (incl. *gardonica*), *Paraturrites gresslyi*, *Turrilitoides hugardianus*.

Zone supérieure — *Stoliczkaia dispar*, *Pervinqueria (Durnovarites) perinflata*, *P. (Durnovarites) quadrata*, *Paraturrites bergeri*, *Pleurohoplites substuderi* — existe dans les deux zones.

Le Vraconnien diffère du Cénomaniens par une absence complète d'*Acanthoceratidae*, de *Forbesiceratidae* et presque totale de *Schloenbachiiidae*. Par sa faune d'Ammonites il fait donc partie intégrante de l'Albien. Le Vraconnien très fossilifère, avec ses deux zones bien caractérisées, existe en Suisse, en Espagne, aux Indes, en Iran en Tunisie, en Angola, en Algérie, à Madagascar, au Texas, en France, en Grande-Bretagne. Il n'y a aucune raison, a priori, pour qu'il soit mal caractérisé au Portugal. En fait, les caractères faunistiques de la zone à *Knemiceras uhligi* ne correspondent absolument pas à ce que l'on devrait trouver dans du Vraconnien.

Caractères généraux des faunes d'Ammonites cénomaniennes:

J. SORNAY écrit dans le Colloque du Crétacé supérieur (1959):

Lorsqu'on étudie les faunes d'Ammonites du Jurassique et du Crétacé en France, il est peu de changements aussi marqués que celui qui s'observe quand on passe de l'Albien au Cénomaniens. Il se produit d'abord une diminution considérable du nombre des individus dans les gisements, diminution en relation à la fois avec un changement dans les conditions de milieu et dans celles de la fossilisation. Mais il y a aussi un amoindrissement de la faune en genres et en espèces. Modéré au Cénomaniens, il ira en s'aggravant jusqu'à la disparition des Ammonites à la fin du Sénomien. Avec l'Albien s'éteignent en effet les *Douvileiceratidae*, les *Ptychoceratidae*, et parmi les genres on voit disparaître, entre autres, ceux qui donnent sa physionomie la plus caractéristique à l'Albien: *Hoplites*, *Anahoplites*, *Sonneratia*, *Hysterocheras*, *Dipoloceras*, *Mortoniceras*, *Turrilitoides*, etc. . .

Les caractères généraux des faunes d'Ammonites du Cénomaniens peuvent s'appliquer à la faune du niveau de base du «Bellasiens», pauvre en individus et en espèces.

β) Les *Lamellibranches* et *Gastéropodes*:

Il y a une coupure faunistique très nette entre les derniers niveaux du Crétacé inférieur («Urgonien») et «couches d'Almargem») et le «Bellasiens» inférieur. Elle avait déjà attiré l'attention de CHOFFAT. Les faciès étant voisins, il s'attendait à retrouver un grand nombre d'espèces du Crétacé inférieur dans les niveaux de base du «Bellasiens», il constata qu'elles n'étaient que onze (sur soixante, environ) et considéra que seules les espèces sui-

vantes étaient importantes: «*Glauconia kefersteini* (?), *G. strombiformis* (?), *Panopae rostrata*, *Cardium miles*, *Cardium cf. hillanum* (?) et *Requienia lonsdalei*» (1885, p. 24).

Si l'on excepte les douze fossiles qui apparaissent bien avant le niveau à *Knemiceras uhligi* et qui se poursuivent au dessus dans le Cénomarien certain, on ne trouve que quatre formes, débutant avant ce niveau et s'y éteignant, pouvant donc permettre son rattachement au Crétacé inférieur. Par contre, 37 espèces de Lamellibranches et Gastéropodes apparaissent dans ce niveau et s'épanouissent plus haut dans le Cénomarien: cette faune nouvelle est donc cénomarienne et permet de considérer le niveau à *Knemiceras uhligi* comme tel. *Apricardia carentonensis* et *Apricardia laevigata*, Rudistes cénomariens apparaissent dans ce niveau ainsi que *Nerinea titan* et *N. olisiponensis*.

γ) Les Echinodermes

P. de LORIOU (1888), après une étude très détaillée des Echinides, arrive à la conclusion que leur présence démontre très clairement que «des couches supérieures à l'étage 'Urgonien' commençant à la zone à *Sphenodiscus uhligi* et finissant aux calcaires d'Alcântara (c'est-à-dire 'Bellasien' et Assise à *Neolobites vibrayeanus*) appartiennent à l'étage cénomarien». À côté d'espèces nouvelles, P. de LORIOU cite, dans le niveau à *Knemiceras uhligi*, les espèces suivantes déjà connues dans le Cénomarien de France et d'Afrique du Nord: *Pseudodiadema schluteri* COTTEAU, *Pseudodiadema guerangeri* COTTEAU, *Pseudodiadema macropygus* COTTEAU, *Diplopodia variolaris* COTTEAU, *Holectypus cenomanensis* GUERANGUER et *Heterodiadema libycum* COTTEAU, espèce importante que l'on trouve uniquement dans le Cénomarien sur tout le pourtour de la Méditerranée. Ces espèces n'apparaissent qu'à partir du niveau à *Knemiceras uhligi*. Parmi les espèces nouvelles apparaissant dans ce niveau, il en est trois qui se poursuivent dans le Cénomarien certain: *Plesiodiadema insignitum* P. de L., *Diplopodia lusitanicus* P. de L., *Salenia lusitanica* P. de L. La coupure faunistique entre le complexe «Urgonien-Couches d'Almargem» et le niveau à *Knemiceras uhligi* est encore plus marquée pour les Oursins que pour les Gastéropodes et Lamellibranches. Seul *Heteraster* (*Ennalaster*) *delgadoi* P. de L., espèces des couches inférieures, est présent dans ce niveau: il présente peu d'intérêt car il existe aussi plus haut, dans le Cénomarien à *Turrillites costatus*. A. DEVRIES (1960) a revu les travaux de P. de LORIOU. Il rapporte aux *Heteraster*, les *Toxaster* de P. de LORIOU et groupe dans un seul genre *Heteraster* et *Ennalaster*, ce dernier devenant un sous-genre (dont il garde le nom, car la distinction est facile à faire sur la morphologie). Les *Heteraster* sont pour lui uniquement Crétacé inférieur, ils sont d'ailleurs fréquents dans l'Urgonien portugais. Il fait une exception pour *Heteraster lepidus*, mais ne semble pas avoir remarqué qu'il en était de même pour *Heteraster delgadoi*.

δ) Les données des microfossiles:

Les lavages ne livrent qu'une microfaune pauvre et peu abondante: les Ostracodes sont relativement fréquents mais mal conservés, les Foraminifères sont rares mais en bon état. Les plaques minces m'ont fourni par contre d'assez nombreuses sections de microfossiles.

Dès les premiers bancs du niveau à *Knemiceras uhligi*, les Foraminifères benthiques sont représentés par des espèces considérées comme typiquement céno-maniennes: *Pseudocyclamina rugosa* est présente dès la base dans toute la région de Lisbonne. *Hemicyclamina sigali* apparaît peu après; *Praealveolina simplex* et *P. iberica*, très rares, débutent un peu plus tard.

On y rencontre des formes moins caractéristiques mais ayant encore un grand développement au Cénomanien: *Charentia cuvillieri*, *Trocholina gr. arabica*, *T. lenticularis*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Daxia cenomana*, *Cuneolina cf. concava*, *Orbitolina conica-plana* n'est présente que dans l'Ouest de la région de Lisbonne.

Les Algues sont assez fréquentes en plaques minces, on rencontre en particulier les espèces suivantes, dont le niveau principal est le Cénomanien: *Neomeris budaense*, *Permocalculus walnutense*, *Permocalculus budaense*, *Dissocladella undulata*.

Il n'y a pas de changement radical dans les faunes d'Ostracodes entre l'Albien et le Cénomanien inférieur. Les formes présentent dans les lavages ne permettent pas de trancher en faveur de l'un ou de l'autre. Néanmoins on note déjà une prédominance des *Baiardia* et des *Cytherella*, caractère assez général des faunes d'Ostracodes du Crétacé supérieur (OERTLI, 1963). Les espèces suivantes ont été reconnues¹:

Platycythereis aff. excavata, *Cythereis aff. oertlii*, *C. aff. reticulata*, *C. soriensis*, *C. aff. rawashensis*, *Fabanella sp. A*, *Baiardia pseudoseptentrionalis*, *Asciocythere sp.*, *Krithe sp.*, *Paracypris sp.*, *Macrocypris sp.*, *Cytheropteron sp.*, *Cytherella sp.*, *Orthonotacythere sp.*

e) Résumé et conclusions.

Dans le niveau de base du «Bellisien», il n'y a aucun élément en faveur de l'Albien supérieur ou d'un niveau plus ancien du Crétacé inférieur, et en particulier aucune faune typiquement albienne. L'ensemble de la faune fournit par contre des arguments qui prouvent l'âge céno-manien de ce niveau:

La rareté des Ammonites (en supposant qu'elles ne soient pas remaniées) est un caractère plutôt céno-manien. La macrofaune de Mollusques et d'Echinodermes, nettement différente de celles des niveaux inférieurs, à un caractère foncièrement céno-manien. La microfaune contient des Foraminifères typiquement céno-maniens: *Hemicyclamina sigali*, *Pseudocyclamina rugosa*, *Praealveolina iberica*, *Praealveolina simplex* associées à des formes dont le niveau principal est le Cénomanien: *Charentia cuvillieri*, *Trocholina gr. arabica*, *Orbitolina conica-plana*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina cf. conica*, accompagnée par des Algues qui sont elles aussi surtout céno-maniennes: *Neomeris cretacea*, *N. budaense*, *Permocalculus budaense*, *Permocalculus walnutense*, *Dissocladella undulata*.

Aux preuves paléontologiques s'ajoute encore un argument d'ordre paléogéographique: le Crétacé inférieur se termine par des couches régressives fluvio-marines à continentales, le niveau à *Knemiceras uhligi* débute par des sédiments marins transgressifs. C'est le début d'un nouveau cycle sédimentaire, la mer amenant une faune marine nouvelle maintenant céno-manienne.

¹ Je remercie Mme. DAMOTTE qui a bien voulu les déterminer.

Ces conclusions (BERTHOU, 1968; 1971) ont été adoptées par J. REY dans sa thèse (1972). Les «Couches d'Almargem» se terminent par un complexe argilo-gréseux à passées conglomératiques qu'il attribue à l'Aptien supérieur (Gargasien) d'après la microflore. Il conclut que l'Albien est, soit absent, soit représenté par un niveau non encore identifié au sommet des grès d'Almargem M. de SA-PORTA (1894) et C. TEIXEIRA (1950) attribuaient ces dépôts fluvio-continentaux à l'Albien d'après la flore.

Il apparaît qu'il est bien difficile de donner un âge précis aux dépôts compris entre l'Aptien inférieur et le Cénomanién. Un fait paraît certain: il n'y a pas d'Albien (y compris le Vraconnien) fossilifère bien caractérisé dans la région de Lisbonne.

Les grès supérieurs d'Almargem, et peut-être même les premiers mètres de la série transgressive, représentent l'Aptien supérieur et la totalité de l'Albien y compris de Vraconnien.

2 — *Les subdivisions du Cénomanién inférieur, dans la région de Lisbonne.*

D'après les preuves paléontologiques et paléogéographiques et en tenant compte des variations latérales de faciès, je propose la coupure suivante entre le Crétacé inférieur (Albo-Aptien) et le Cénomanién:

- a) *Crétacé inférieur*: il se termine par les grès continentaux du sommet des «couches d'Almargem»;
- b) *Cénomanién inférieur*: premiers dépôts de la transgression cénomaniénne. Dans la région de Cacém-Belas, ce sont des grès fins, marins, à moules internes de Mollusques. Ils passent latéralement à des calcaires gréseux dans les régions de Praia da Vide (coupe III), Lousã (coupe IV), Guincho (coupe VII).

a) *Dans le Cénomanién inférieur on peut distinguer deux zones.*

Elles correspondent à une évolution de la lithologie et à l'apparition d'une microfaune partiellement nouvelle dans le niveau le plus élevé, amenant des microfaciès différents. Le passage de l'une à l'autre est plus ou moins net sur le terrain suivant les contrées. Je n'ai pas pu mettre en évidence un niveau constant à partir duquel on passe de l'une à l'autre, ce passage est progressif.

Zone inférieure: La microfaune y est sporadique et dans l'ensemble peu fréquente. Elle est caractérisée par la présence de *Pseudocyclamina rugosa*, *Hemicyclamina sigali*, *Charentia cuvillieri*, *Trocholina lenticularis*, *Trocholina gr. arabica*, *Orbitolina conica-plana*, rare. *Praealveolina simplex* et *P. iberica* y sont rares ainsi que les Cunéolines et les Dicyclines. Les Algues y sont plus fréquentes que les Foraminifères. Les dépôts sont surtout des calcaires, plus gréseux qu'argileux. Les bancs de grès sont assez fréquents et les niveaux azoïques ou à rares débris de Mollusques et Echinodermes sont les plus communs. À l'extrême ouest, sur la côte, entre Baforeira (au sud du massif de Sintra) et la foz de Falcão (au nord du massif de Sintra), les premiers niveaux de la série transgressive ne contiennent comme microfaune cénomaniénne que *Pseudocyclamina rugosa* associée à *Charentia cuvillieri*, *Trocholina lenticularis*, *T. gr. arabica*, *Daxia cenomana* et de nombreuses Algues. En Arrábida (au sud du Tage) ces niveaux de base contiennent d'après J. REY (1972, p. 255) *Mesorbitolina texana* ROEMER, *Neiraquia convexa* DAN. et *Cyclolina* sp. qui indiquent un âge Albien terminal à Cénomanién inférieur.

Je me suis refusé à distinguer ces premiers mètres de la série transgressive sous le vocable d'Albien terminal (?) par suite de l'absence totale de macrofaune et de microfaune exclusivement albienne et d'un niveau lithologique permettant ensuite de faire la coupure avec le Cénomanién inférieur. La série sédimentaire transgressive qui fait suite aux «couches d'Almargem» ne présente pas de discontinuités et l'apparition de la faune cénomaniénne se fait progressivement à des niveaux plus ou moins élevés suivant les lieux.

La base de la série transgressive cénomaniennne la plus occidentale de l'Europe correspond donc à des terrains dont le caractère cénomanienn de la faune n'est pas encore bien affirmé. Ils semblent plus récents que l'Albien supérieur (Vraconnien) mais sont antérieurs au Cénomanienn inférieur à *Praealveolina simplex*. Ils représentent probablement des dépôts inférieurs aux niveaux les plus bas de la série de l'île Madame (Charentes, France).

Cette interprétation rejoint l'idée contenue dans l'avis de L. F. SPATH (1922) à propos du *Knemiceras uhligi* CHOFFAT, trouvé à la base cette série transgressive mais dont il faut attendre de nouvelles découvertes pour le considérer comme une Ammonite caractéristique de l'extrême base du Cénomanienn.

Zone supérieure: Elle peut être caractérisée par l'apparition de *Pseudodomia drorimensis*, *Rhapydionina dubia*, l'abondance de *Praealveolina iberica* et la présence dans l'ouest de la région de Lisbonne de *Orbitolina cf. concava*. *Heteroporella lepina*, *Lithocodium aggregatum*, *Mariella lugeoni*, *Pianella dinarica* apparaissent à ce niveau. Les *Praealveolina simplex*, les *Cuneolines*, les *Dicyclines* sont fréquentes de même que les *Trocholina gr. arabica* et *lenticularis*. Les niveaux azoïques ont quasiment disparu. Les Mollusques, en particulier les Ostréidés et les débris d'Echinodermes sont abondants. La roche est en général un calcaire plus argileux que gréseux, dur et compact.

Ces subdivisions sont relativement nettes dans l'ouest de la région de Lisbonne. Les deux zones sont d'épaisseurs voisines, la zone inférieure paraissant plus épaisse, et les Orbitolines sont abondantes dès le milieu de la zone supérieure. Elles sont moins nettes au nord de la serra de Sintra (coupe III), du fait de l'absence des Orbitolines, d'une série moins gréseuse dans l'ensemble et d'une microfaune caractéristiques extrêmement rare.

Dans la contrée nord-est (Lousã, coupe IV), le Cénomanienn inférieur est limité à quelques mètres et seule la zone supérieure est présente. La zone inférieure, constituée de grès azoïques, est indiscernable du Crétacé inférieur.

§) Dans la région de Cascais, le Cénomanienn inférieur se termine par des niveaux argileux (coupe I, n.°s 8 et 9, coupe II, n.°s 5 et 6).

II — Cénomanienn moyen.

Entre les derniers niveaux de la zone supérieure du Cénomanienn inférieur et le niveau de base du Cénomanienn supérieur à *Praealveolina cretacea tenuis* et *Neolobites vibrayeanus*, il y a 150 m à 200 m de couches. La série sédimentaire devient argileuse à argilo-dolomitique avec une disparition presque complète des apports détritiques grossiers. La microfaune y est rare. On voit apparaître les premières *Praealveolina gr. cretacea* et *Ovalveolina ovum*. Les Orbitolines disparaissent. La coïncidence de la disparition des Orbitolines et de l'apparition de *Ovalveolina ovum* a déjà été signalée par M. NEUMANN à l'île Madame (Charentes) et par P. FEUILLEE au Pays Basque (1967).

J'attribue l'ensemble de ces niveaux au Cénomanienn moyen.

Le Cénomanienn moyen débute par un calcaire bioclastique à *Praealveolina iberica*, fréquente, *Praealveolina simplex*, rare, et *Ovalveolina ovum*, très rare. Il semble que ce soit un peu au dessus de ce niveau que CHOFFAT trouva l'unique *Turrillites costatus* rencontré au Portugal.

Ce calcaire argileux basal, sblithographique, de couleur unie (marron, beige ou gris plus au moins noir), épais de 1,2 m à 1,8 m, est suffisamment dur pour former des saillants et de petits abrupts dans le relief. Il existe dans toute la région autour de la serra de Sintra. Son lever cartographique a permis de préciser les déformations tectoniques subies par la série.

À ce calcaire argileux succède une couche de 36 m environ formée de lits de calcaires argileux et de marnes. Les Ostracodes abondent dans cette couche, et lui donnent son caractère le plus remarquable. Certains lits sont de véritables amas d'Ostracodes. Les espèces principales sont *Bronsteiniana galba* (?) MANDELSTAM et *Fabarella sp. A.* VAN DEN BOLD. D'autres bancs sont pétris d'*Exogyra pseudo-*

africana. Dans les régions où le calcaire argileux à *Praealveolina iberica* est mal caractérisé, cette masse de calcaires argileux à Ostracodes permet de fixer la base du Cénomaniens moyen. Le Cénomaniens moyen est constitué ensuite par une succession de calcaire argileux, de marnes et de calcaires argilo-dolomitiques. Il se termine par un calcaire argilo-dolomitique à structure trabéculaire.

Au-dessus de ce niveau se trouve le premier calcaire du Cénomaniens supérieur.

Dans la région de Cascais on peut diviser le Cénomaniens moyen en une zone inférieure et une zone supérieure. Cette dernière débutant avec un niveau à *Praealveolina iberica*, *P. iberica* var. *pennensis*, *P. simplex*, rare, *P. cretacea* cf. *debilis*, rare, et *Ovalveolina ovum*, rare (coupe I, n° 13, coupe II, n° 9), qui n'est bien individualisé et repérable que dans cette région.

III. Le Cénomaniens supérieur.

Le Cénomaniens de la région de Lisbonne débute par des calcaires cristallins branchâtres à *Praealveolina cretacea tenuis* et *Neolobites vibrayeanus* (assise à *Neolobites vibrayeanus*), auxquels succèdent des calcaires à Rudistes. Ces derniers, érodés et lapiazés, sont recouverts par la nappe basaltique de Lisbonne.

I — De l'âge cénomaniens des calcaires à Rudistes.

a) Étude critique de l'attribution des calcaires à Rudistes au Turonien par CHOFFAT (1897-1900).

α) L'évolution des idées de CHOFFAT:

1885: CHOFFAT appelle Cénomaniens calcaire les bancs durs qui font suite aux calcaires argileux du «Bellasiens» (Cénomaniens inférieur et moyen). Il fait apparaître ainsi le groupe naturel que représentent les calcaires qui forment la partie supérieure du Crétacé portugais.

Il distingue deux zones: à la base, le Rotomagin¹ (assise à *Neolobites vibrayeanus*), au sommet, le Carentonin (calcaires à Rudistes).

Remarquons qu'il insiste sur l'erreur que l'on commettrait en rattachant les calcaires à Rudistes au Turonien: «Dans le Carentonin, dit-il, on rencontre partout *Sphaerulites (Savagesia) sharpei*, qui est le fossile le plus caractéristique de cette assise. Ce fossile ayant été souvent confondu avec *Radiolites (Biradiolites, Durania) cornupastoris*, dont il a la forme extérieure, a porté plusieurs géologues à considérer les calcaires d'Alcântara comme Turonien» (CHOFFAT, 1885).

1895: A. de GROSSOUVRE publie les premiers résultats de ses recherches sur la «craie supérieure». Il critique les étages de COQUAND et considère le Carentonin comme un faciès particulier, le faciès à Rudistes de la craie de Rouen. Il conclut qu'il ne peut être maintenu dans la nomenclature pas plus que l'étage Rhotomagien.

1897-1900: À la suite des travaux de GROSSOUVRE, CHOFFAT va modifier son schéma stratigraphique de 1885.

Il supprime les termes de Rotomagin et de Carentonin. Il remplace Rotomagin par «Assise à *Neolobites vibrayeanus*» et attribue au Turonien les calcaires à Rudistes du Carentonin en les subdivisant en inférieur, moyen et supérieur.

¹ Rotomagin et Carentonin sont des termes de Mayer EYMAR, ils désignent les mêmes niveaux que les termes de Rhotomagien et Carentonien définis originellement par COQUAND.

β) La série sédimentaire de la région du rio Mondego¹:

Pour justifier l'attribution des calcaires à Rudistes au Turonien, CHOFFAT va se baser sur les résultats de l'étude de la série sédimentaire de l'embouchure du rio Mondego (180 km au nord de Lisbonne), qu'il vient de terminer et où il a trouvé une faune d'Ammonites turoniennes accompagnées de formes nouvelles: les *Vascoceras*. Il attribue une partie de cette série sédimentaire au Turonien et il va considérer les calcaires à Rudistes de la région de Lisbonne comme un faciès latéral de ce Turonien à Ammonites.

Il donne la coupe suivante du Turonien de la région de l'embouchure du rio Mondego (1900):

Turonien supérieur:

- M — Calcaire à micas et grains de quartz;
- N — Calcaire blanc à *Acteonella grossouvrei*.

Turonien moyen:

- L — Couches à *Inoceramus labiatus* (= *Inoceramus* cf. *pictus*²) et *Leonicerus* (*Pseudotissotia*) *barjonai* (CHOFFAT); avec *Pachydiscus peramplus* MANTELL, var. *beyrensis* CHOFFAT (= *Pachydesmoceras* SPATH^{3, 4}), *Pachyvascoceras douvillei* (CHOFFAT), *Olcostephanus superstes* KOSSMATT (= *Fagesia superstes* [KOSSMATT]⁴), *Mammites* cf. *thevestensis* PERON (= *Fagesia thevestensis* [PERON]⁴) et des *Vascoceras globuleux*;
- K — Calcaire jaunâtre;
- I-J — Calcaire dolomitique et marno-calcaire rognonyeux;
- G-H — Calcaires blancs à Polypiers styliformes avec des *Vascoceras globuleux* et *Acanthoceras* cf. *footeanum* STOL. (= *Pseudaspidoceras footeanum* [STOL]⁴), *Acanthoceras* (?) *pseudonodosoides* CHOFFAT (= *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* [CHOFFAT]⁴), *Puzosia* cf. *gaudama* FORBES (= *Puzosia orientalis* MATSUMOTO⁴), *Fallotites subconciatum* (CHOFFAT).
- F — Couches à *Vascoceras gamai* CHOFFAT et *V. munda* CHOFFAT, accompagnée de *Exogyra columba major*, *Ostrea biauriculata*, *Heterodiadema libycum*.

Turonien inférieur:

- E — Couches à *Exogyra columba major*; elles contiennent aussi *Vascoceras gamai* CHOFFAT et *V. munda*, CHOFFAT. *Exogyra columba* var. *media*, *Exogyra flabellata*, *Ostrea biauriculata*, *Anorthopygus orbicularis*, *Puzosia* cf. *planulata*, (SOW). *Heterodiadema libycum* (la seule différence entre les couches E et F est la plus grande abondance de *Vascoceras* dans la couche F);

¹ Depuis 1972, cette région fait l'objet d'études stratigraphiques détaillées de la part de l'auteur et de J. LAUVERJAT en collaboration avec le Professeur A. FERREIRA SOARES, de Coimbra.

² Détermination J. SORNAY à partir de l'exemplaire de *Inoceramus labiatus* déposé dans la collection des Services géologiques du Portugal.

³ D'après M. COLLIGNON cette Ammonite est voisine de *Pachydesmoceras denisonianum* SPATH.

⁴ Les noms entre crochets sont de J. SORNAY et M. COLLIGNON après examen des échantillons de CHOFFAT déposés à la collection des Services géologiques du Portugal en 1972. Je les remercie vivement pour leurs déterminations et leurs conseils.

D — Couche (oolithe) à *Anorthopygus michelini* avec *Exogyra columba major* et *media*, *Exogyra flabellata*, *Anorthopygus orbicularis*, *Puzosia* cf. *planulata* (SOW) des *Acanthoceras* spécifiquement indéterminables et des *Neolobites* différents des *Neolobites vibrayeanus* (D'ORB).

Bellisien et Cénomaniens :

C — Assise à *Neolobites vibrayeanus*. (4 m) Calcaire rognonneux à *Heterodiadema ouremense*, *Hemiaster lusitanicus* et *Neolobites vibrayeanus* (D'ORB), rare.

B — Marno-calcaires à *Pterocera incerta* (10 m à 14 m).

A — Grès sans fossiles marins.

Dans cette interprétation il contredit ses écrits de 1898 (p. 53), où il considérait les niveaux D, E, F, comme pouvant appartenir au Cénomaniens. Le niveau G représentant le Turonien certain.

Le Crétacé supérieur a été révisé par A. FERREIRA SOARES (1966 paru 1969) un peu à l'est de l'embouchure du rio Mondego. Les *Vascoceras* ont fait depuis CHOFFAT l'objet de révision, à la suite de leur découverte en France et en Afrique, de la part de plusieurs auteurs et en particulier PERVINQUIÈRE (1907), FURON (1935), FARAUD (1940), WIEDMANN (1959), COLLIGNON (1957, 1965), BARBER (1957), REYMENT (1955), FREUND et RAAB (1969), MATSUMOTO (1959). Ces divers travaux permettent une étude critique de la macrofaune récoltée par CHOFFAT et de l'attribution des niveaux de l'embouchure du Mondego au Turonien.

Le niveau à *Anorthopygus michelini* est actuellement rapporté au Cénomaniens par FERREIRA SOARES (1966), le niveau à *Exogyra columba major* où l'on trouve aussi *Puzosia* cf. *planulata*, *Anorthopygus orbicularis*, *Heterodiadema libycum* représenterait peut-être le sommet du Cénomaniens.

D'autre part, on rencontre encore jusqu'au sommet des couches à *Vascoceras gamai* et *munda*, l'*Heterodiadema libycum*, oursin caractéristique du sommet du Cénomaniens en Afrique du Nord.

Ce n'est qu'à partir du niveau G, que l'on rencontre une faune à caractère nettement plus Turonien avec les *Pachyvascoceras* et les *Fagesia*. CHOFFAT a donc attribué abusivement au Turonien des niveaux dont la faune présente des caractères nettement Cénomaniens. Le passage latéral intégral qu'il admet entre son Turonien de l'embouchure du Mondego et les calcaires à Rudistes de la région de Lisbonne apparaît ainsi des plus douteux.

Aux observations paléontologiques on peut encore ajouter les deux faits suivants :

Il est impossible de suivre sur le terrain le passage latéral du faciès à Ammonites au faciès à Rudistes ;

Tous les niveaux diminuent d'épaisseur entre Lisbonne et le rio Mondego ; en particulier le niveau à *Neolobites vibrayeanus* est trois fois moins épais à l'embouchure du rio Mondego qu'à Lisbonne. Le Turonien de l'embouchure du Mondego présente par contre une épaisseur voisine de celui de Lisbonne ; il est donc peu probable que ces terrains soient exactement synchrones ; les calcaires à Rudistes ne correspondent probablement qu'à la base de la série du Mondego.

b) La macrofaune des calcaires à Rudistes de la région de Lisbonne.

CHOFFAT n'a jamais récolté de fossiles turoniens typiques dans les calcaires à Rudistes. En les attribuant au Turonien il va écrire les phrases les plus contradictoires de son oeuvre. Ainsi, après avoir affirmé que seuls les Echinides et les Ammonites lui permettent de faire des comparaisons avec l'étranger, il écrit : « La faune échinologique du Turonien portugais a un faciès essentiellement cénomaniens. » Il ne parvient pas à justifier la présence dans le Turonien d'*Anorthopygus michelini*, *Anorthopygus orbicularis* et *Heterodiadema libycum*.

Il signale la présence de rarissimes *Biradiolites* (*Durania*) cf. *cornupastoris* DESM, alors qu'il la niait auparavant.

À la suite de la découverte d'un échantillon de *Vascoceras* au sommet des couches à Rudistes du Monte Servès, il écrit: «C'est le seul échantillon de *Vascoceras* trouvé dans la région méridionale, malheureusement son état de conservation ne permet pas de le déterminer avec certitude.» Il en fait cependant un *Vascoceras cf. gamai* et en profite pour le considérer comme une preuve incontestable de l'appartenance des calcaires à Rudistes au Turonien. Il place le niveau où il trouva ce *Vascoceras cf. gamai* dans le Turonien sup. Rappelons que E. HAUG (1911) trouvait déjà cette attribution abusive. Ce *Vascoceras* a été trouvé sur la dernière couche (1,5 m d'épaisseur) de la coupe du Monte Servès. Il lui permettait, au mieux, de placer les terrains postérieurs à ce niveau dans le Turonien inférieur, la masse de calcaires à Rudistes restant dans le Cénomaniens. De toute évidence, il est peu probable que les calcaires à Rudistes appartiennent au Turonien. J'ai montré à C. DECHASEAUX (1967) l'un des très rares *Biradiolites cf. cornupastoris* trouvé par CHOFFAT. C'est à son avis un *Sauvagesia* et probablement *Sauvagesia sharpei*, Rudiste le plus fréquent de ces calcaires. Dans une lettre, en 1971, J. PHILIP¹ conclut «que l'ensemble de cette faune de Rudistes est tout à fait comparable à celle qu'il a étudiée dans le Cénomaniens supérieur de Provence... et que d'autre part les faunes de Rudistes des Cénomaniens provençal et lusitanien présentent d'incontestables affinités».

c) Les données des microfossiles.

La microfaune est rare dans les calcaires à Rudistes. Ceux-ci sont très recristallisés et les lavages ne fournissent aucun Foraminifère déterminable; on y rencontre quelques Ostracodes appartenant au genre *Baiardia* et *Cytherella*, plus rarement au genre *Cythereis*.

En plaque mince, les calcaires des premiers niveaux à Rudistes contiennent encore de très rares *Praealveolina cretacea tenuis*, *Praealveolina simplex*, *Nummoloculina heimi*, *Rhapydionina dubia* et des Algues: *Permocalculus sp.*, *Neomeris cretacea*, qui les rattachent au Cénomaniens.

Dans les derniers bancs au dessus de la masse principale des Rudistes j'ai trouvé une microfaune plus abondante, non remaniée, typiquement cénomaniens: *Chrysalidina gradata*, y est accompagnée de *Pseudolituonella reicheli*, de *Rhapydionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Hemicyclammina sigali*, *Nummoloculina heimi*, et d'Algues: *Neomeris cretacea*, *N. budaense*, *Dissocladella undulata*, *Permocalculus budaense*, *P. walnutense*, *Heteroporella lepina*. Cette microfaune existe non seulement dans la gangue mais aussi dans les sédiments remplissant les Rudistes.

Il n'y a plus de doute possible, les calcaires à Rudistes de la région de Lisbonne appartiennent au Cénomaniens supérieur. Il y a un accord remarquable entre les données des Foraminifères, des Rudistes et des Echinodermes.

2 — *Subdivisions du Cénomaniens supérieur de la région de Lisbonne.* L'établissement du faciès à Rudistes commande la subdivision en deux zones principales:

a) Zone supérieure (45 m, environ): formation calcaire à Rudistes. On peut y reconnaître deux sous-zones:

Au sommet: Des calcaires argileux et des marnes à *Sauvagesia sharpei* abondants, *Durania arnaudi*, *D. arnaudi* var. *intermedia*, *Radiolites lusitanicus*, *R. peroni*,

¹ Je remercie beaucoup J. PHILIP d'avoir accepté de déterminer les Rudistes du Portugal.

Apricardia carentonensis, *A. laevigata*, des Caprinules plus au moins fréquentes: *Caprinula boissyi*, *Caprinula doublieri*, *C. brevis*, *C. d'orbigny*; *Pseudolituonella reicheli*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Biconcava bentori*, *Rhapydionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Nezzazata sp.*, *Hemicyclammina sigali*, «*Valvulammina*» cf. *picardi*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonia-parva*, *Nummoloculina heimi*, des Algues et des Ostracodes. Les *Chondrodonta gr. joannae*, les *Nerinea schiosensis*, *N. olisiponensis* sont très abondantes dans cette sous-zone.

À la base: Des calcaires argileux où les mêmes espèces de Caprinules abondent accompagnées de *Sauvagesia sharpei* et de *Radiolites sp.*, les Nérinées sont plus rares; la microfaune est réduite à de rares *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. gr. cretacea*, *Praealveolina simplex*, *Nummoloculina heimi*, *Rhapydionina dubia*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, *Permocalculus sp.*, *Neomeris cretacea*.

b) Zone inférieure (8-9 m, environ):

Calcaires à *Neolobites vibrayeanus*, *Nerinea schiosensis*, *N. olisiponensis*, et microfaune abondante: *Praealveolina cretacea tenuis*, *Praealveolina gr. cretacea*, *Praealveolina cretacea cf. debilis*, *Cisalveolina fallax* rares, *Ovalveolina ovum*, *Praealveolina simplex*, *Biconcava bentori*. *Pseudocyclammina rugosa* rares, *Pseudedomia drorimensis*, *Rhapydionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Globotruncanidés*, *Stomiosphaera sp.*, *Pithonella sp.*, *Heteroporella lepina*, *Neomeris cretacea*, *N. budaense*, *Dissocladella undulata*, *Permocalculus budaense*, *P. walnutense*, *Pianella dinarica*, *Marinella lugeoni*.

À propos de la répartition de ces microfossiles, on remarque que les deux tiers inférieurs de cette zone sont nettement plus riches en Foraminifères et en Algues que le dernier tiers. *Nummoloculina heimi* est très abondante à la base sur 1,5 m, environ; un peu au dessus se trouve une zone de 0,80 m où les Préalvéolines pullulent, puis leur proportion diminue rapidement et progressivement. Elles sont rarissimes dans les derniers bancs où les Foraminifères planctoniques deviennent plus fréquents.

D'après les variations de la répartition de la faune dans cette zone inférieure, on peut arriver à reconnaître plusieurs niveaux bien caractérisés par l'abondance de certaines espèces:

Sommet:

- 4 — Niveau à Foraminifères planctoniques fréquents et *Praealveolina gr. cretacea* et *P. simplex*, rares (2 m, environ);
- 3 — Niveau à *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. gr. cretacea*, *P. simplex* et *Neolobites vibrayeanus* (4 m, environ);
- 2 — Niveau à *Praealveolina cretacea tenuis* extrêmement abondantes, *P. gr. cretacea*, *P. simplex*, très abondantes, *Ovalveolina ovum*, *Rhipidionina casertana* (1,50 m).

Base:

- 1 — Niveau à *Nummoloculina heimi*, très abondantes, *Dicyclina schlumbergeri*, *Biconcava bentori* (1,50 m).

Les caractères lithologiques des différents niveaux du Cénomaniens supérieur sont constants dans l'ensemble de la région de Lisbonne. Les variations latérales de faciès sont minimales. Il apparaît donc que les conditions de dépôts des sédiments deviennent de plus en plus uniformes en passant du Cénomaniens inférieur au Cénomaniens supérieur.

Cénomanien de la région de Lisbonne

IV — Tableau résumé de l'échelle stratigraphique et position des niveaux de CHOFFAT par rapport à cette nouvelle échelle

BERTHOU (1971)		CHOFFAT (1900-1904)	
Cénomanien supérieur.	Zone supérieure: Calcaire à Rudistes.	Calcaire à Rudistes.	Turonien supérieur, moyen, inférieur.
	Zone inférieure: Calcaire à <i>Praealveolina</i> <i>cretacea tenuis</i> .	Assise à <i>Neolobites vibrayanus</i> .	Cénomanien sup.
Cénomanien moyen	Calcaire argilo-dolomitique.	Zone IV à <i>Pterocera incerta</i>	BELLASIEN
	Calcaires argileux et marnes à Ostracodes.	Zone III à <i>Exogyra pseudo-</i> <i>africana</i> .	
Cénomanien inférieur	Niveau <i>Praealveolina iberica</i> , <i>P. simplex</i> , <i>Ovalvolina ovum</i> .	Zone II à <i>Polyconites sub-</i> <i>verneuilli</i> .	Cénomanien.
	Zone supérieure à <i>P. simplex</i> , <i>P. iberica</i> , <i>Orbitolina cf. concava</i> .	Zone I à <i>Knemiceras uhligi</i> .	Vraconnien sup.
	Zone inférieure à <i>P. simplex</i> , <i>P. iberica</i> . <i>Pseudocyclammina rugosa</i> , <i>Charentia cuvillieri</i> .		Vraconnien.

CHAPITRE III

LE CÉNOMANIEN AU NORD DE LA RÉGION DE LISBONNE

A) Introduction

L'érosion n'a laissé subsister, au nord de la région de Lisbonne, que des affleurements très réduits de Crétacé supérieur, isolés les uns des autres par de grandes étendues de Crétacé inférieur et de Jurassique.

I. Région d'Alenquer et de Bombarral.

Le Cénomaniens est conservé dans le bassin d'effondrement de Runa. Il est faillé et parfois basculé. Ainsi, au Barrigudo, il se présente sous forme d'une série monoclinale pendant à 55° vers le SSE.

Sur la carte de Bombarral, on trouve, dans la région de Cercal, des restes du Cénomaniens. Celui-ci a été complètement haché par des failles NNE-SSO et NO-SE, qui ont fait disparaître la plus grande partie de la série. Le long de ces failles, des venues hypovolcaniques importantes ont achevé d'oblitérer le Cénomaniens.

Coupe sur le flanc ouest du Barrigudo (50 km au nord de Lisbonne).

II. Région d'Alcanede.

Il n'existe qu'un seul affleurement dans cette région, sur le flanc est de la serra dos Candeeiros, anticlinal diapirique allongé NNE-SSO. Il débute près de Carvalhais et se prolonge vers l'est, par Alcanede, jusqu'à Alcanena. Il est assez étendu et a été épargné par les accidents qui limitent plus à l'est le bassin du Tage.

Coupe à Carvalhais sur le flanc ouest du Lavradio, puis à canal près de Monsanto (80 km au nord de Lisbonne).

III. Région d'Alcobaça et de Marinha Grande.

La carte d'Alcobaça présente deux zones d'affleurements, l'une est réduite au promontoire de Nazaré (du Sítio au phare), l'autre, plus étendue, forme l'ossature du synclinal très plat d'Alpedriz-Porto Carro et se prolonge sur les cartes de Marinha Grande et de Leiria.

L'affleurement de Nazaré pend à 30° vers l'ONO. Il est limité au nord par des failles OSO-ENE parallèles à celles qui ont provoqué le graben de la vallée sous-marine de Nazaré.

Ces failles sont d'ailleurs fréquentes le long de la côte, plus au nord, sur la carte de Marinha Grande, où elles limitent au moins un graben assez large qui correspond à la plage de Nossa Senhora da Vitória jusqu'à Canto de Azeche.

Le synclinal d'Alpedriz-Porto Carro, très peu accentué, est limité au sud par les terrains jurassiques de la serra dos Candeeiros et au nord par ceux de l'anticlinal diapirique de Maceira.

Sur le flanc nord de ce synclinal, le Cénomaniens ne correspond qu'à la base de celui du flanc sud. Le Paléogène recouvre le Cénomaniens en discordance.

Il apparaît nettement que l'érosion anté-Paléogène du Cénomaniens a été plus intense sur le domaine correspondant à l'anticlinal de Maceira que dans le synclinal d'Alpedriz-Porto Carro.

Coupe de la pointe du phare de Nazaré et du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro entre Cós et Montes (110 km au nord de Lisbonne).

IV. Région de Leiria.

Le Cénomaniens, prolongement des affleurements de la région de Maceira, y est peu épais et très disloqué.

Une tectonique salifère importante affecte la région de Leiria. On y note deux formations diapiriques principales, celle de Monte Real et celle de Parceiros-Leiria, orientées N-S et NE-SO, ainsi qu'une structure diapirique profonde à Vermoil. Les deux premières sont séparées par une dépression importante d'origine tectonique: la dépression de Gândara dos Olivais.

La tectonique de la région comprise entre Leiria, la mer et Pombal, plus au nord, est dominée par des structures diapiriques et des fossés d'effondrements. Ces accidents ne permettent pas de suivre sur le terrain le passage latéral des calcaires à Rudistes aux couches du Crétacé supérieur à Ammonites de la région de Figueira da Foz.

À l'est de Leiria, la région de Vila Nova de Ourém, montre par contre un Cénomaniens quasi-horizontale (pendage 5° ouest).

Coupe de la vallée de Caranguejeira (130 km au nord de Lisbonne).

Pour compléter l'étude des échantillons provenant de ces coupes j'ai effectué de nombreux prélèvements dans les lambeaux de Cénomaniens, très restreints, souvent tectonisés, que l'on rencontre fréquemment (en particulier dans la région de Cercal). Les études de microfaciès m'ont ensuite permis de relier ces prélèvements épars aux niveaux identifiés dans les coupes. J'ai pu ainsi avoir une vision plus complète du Cénomaniens dans la région au nord de Lisbonne.

B) Coupes lithostratigraphiques des principaux affleurements au nord de la région de Lisbonne.

I. La région d'Alenquer et de Bombarral.

a) Le bassin de Runa (carte au 1/50 000 d'Alenquer).

Le bassin de Runa est situé dans le quart nord-ouest de la carte au 1/50000 d'Alenquer.

Dans ce bassin d'effondrement, au milieu de terrains jurassiques, le Crétacé supérieur, un complexe basaltique et des terrains tertiaires ont été conservés.

Ce bassin est affecté par de nombreuses failles dont les principales sont orientées NNO-SSE et NNE-SSO.

La meilleure coupe se situe sur le flanc ouest du Barrigudo. Les terrains pendent à 55°-60° vers le SSE. La coupe débute dans le rio Sizandro près du pont de la route Runa-Torres Vedras, où affleurent les grès du Crétacé inférieur et se poursuit sur le flanc du Barrigudo. Elle se termine sous le complexe basaltique paléogène. De la base au sommet, j'ai noté:

Cénomaniens moyen.

- 1 — Grès calcaires, jaunâtres, plus au moins friables, alternant avec des bancs de sable argileux à débris d'Ostréidés abondants. Les derniers bancs, moins gréseux que le reste de la formation contiennent des Algues: *Neomeris cretacea*, *Halimeda-Boueina* (30 m).
- 2 — a) Calcaire argilo-gréseux et marne un peu gréseuse à Ostréidés, Lamellibranches divers, Gastéropodes, tubes d'Annélides, Ostracodes, *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, Algues (20 m);
b) Calcaire argilo-gréseux, faiblement bioclastique et marne pauvre en débris de Mollusques, d'Echinides et d'Ostracodes (15 m).
- 3 — Bancs de calcaire argileux parfois gréseux et calcaire très gréseux, bioclastique, à débris plus au moins usés de Mollusques et d'Echinides. Algues et Ostracodes rares (3 m).
- 4 — Calcaire argileux, parfois un peu gréseux, lité par endroits, bioclastique, plus au moins recristallisé, se présentant en petits bancs. Les filonnets et les plages de calcite cristalline ne sont pas rares. Les Ostréidés sont particulièrement abondants à la base. Le dernier banc (1 m) est lité; les lits grossiers sont formés de petits grains (0,5 à 1 mm de \varnothing) de quartz et de débris roulés de Mollusques et d'Echinides; les lits fins sont essentiellement argileux avec un peu de sablon de quartz. Si les débris sont abondants, la microfaune y est rare: *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Lituola sp.*, Ostracodes, Algues (60 m).

Cénomaniens supérieur.

- 5 — Calcaire argileux à *Nummoloculina heimi* abondantes (1 m).
- 6 — Calcaire argileux, noduleux, dur, blanchâtre, bioclastique, à *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. gr. cretacea*, *P. simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Pseudedomia dromimensis*, *Cisalveolina fallax*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rhipidionina casertana*, *Rhapydionina dubia*, *Nummoloculina heimi*, *Globotruncanidés* fréquents indéterminables; Algues: *Neomeris sp.*, *Permocalculus sp.*, *Halimeda-Boueina* (5 m).
- 7 — Calcaire argileux, bioclastique, à débris souvent usés de Mollusques et Echinides, *Exogyra columba*, fréquentes, *Praealveolina cretacea tenuis* (moins fréquente que dans le niveau 5), *P. gr. cretacea*, *P. simplex* et *Ovalveolina ovum*, rares, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.* Algues (3 m).
- 8 — Calcaire argileux, bioclastique, cendré à jaune-rougeâtre, silicifié par places, d'où les Préalveolines sont absentes et à *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina schlumbergeri*, Algues: *Neomeris sp.* (7 m).

Les différentes teintes de ce niveau dessinent sur certains bancs de grandes mailles qui lui donnent un aspect bien reconnaissable.

- 9 — Masse de calcaire argileux à Rudistes en bancs de 0,80 m à 1 m. La formation est irrégulièrement riche en Rudistes. A côté de bancs constitués presque exclusivement de Rudistes non extractibles, on trouve surtout à la base des bancs à grains fins formés entièrement par l'accumulation de débris de Rudistes. Dans la partie médiane certains bancs sont silicifiés. Au sommet de la formation il existe des cavités remplies de sable récent, dont certaines atteignent 0,60 m sur 0,20 m. Les filonnets de calcite sont très fréquents, les cavités sont tapissées de calcite cristallisée.
- 10 — Calcaire argileux, bioclastique, noduleux, ocre-rouge, plus au moins dur, présentant encore par places des petits filonnets de calcite et quelques géodes moins importantes que dans le

niveau 8. Les Rudistes y sont rares, les débris de Rudistes moins abondants. On y rencontre, en plus des débris de Mollusques et d'Algues: *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Rhapydionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Nummuloculina heimi*, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Dicyclina sp.*, des Miliolidés, des Textulariidés (6 m).

- 11 — Calcaire argileux rougeâtre, faiblement bioclastique, à petites géodes et filonnets de calcite cristalline, fossiles entièrement recristallisés, Rudistes rares, Globotruncanidés indéterminables, Miliolidés (1 m).
- 12 — Calcaire argileux, bioclastique, noduleux, jaunâtre, friable, se terminant par un lit de calcaire argileux rougeâtre (0,10 m). *Rhapydionina dubia*, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *C. cf. conica*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Nezzazata sp.*, *Trochospira sp.*, «*Valvulamina*» *cf. picardi*, Miliolidés, Globotruncanidés indéterminables (1,20 m).
- 13 — Calcaire argileux, bioclastique, noduleux, en petits bancs séparés par des lits de marne d'épaisseur variable, jaunâtre à rosé, à *Durania arnaudi* var. *runaensis* assez fréquents; *Pseudolituonella reicheli*, *Rhapydionina dubia*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, *Trochospira sp.*, *Nezzazata sp.*, «*Valvulamina*», *cf. picardi*, *Spirolina sp.*, Miliolidés (5 m de visible).
- Ce niveau est recouvert par le «complexe basaltique» de Runa, portant des cultures.

b) *Les affleurements de la carte au 1/50 000 de Bombarral.*

Cette feuille est située immédiatement au nord de celle d'Alenquer.

Le Crétacé supérieur n'y est représenté que par des lambeaux de superficie très réduite, disloqués par les failles qui limitent le bassin du Tage et le Jurassique de la région de Montejunto. Ces lambeaux de Crétacé supérieur sont groupés autour de Cercal. J'ai fait des prélèvements isolés dans ces terrains, mais il est impossible d'y lever une coupe précise. Les principaux affleurements s'étirent des moulins de Cercal à Vale de Ouregas et du Silheira au Bairro Miguel. Au Zambujeiro on trouve un autre pointement de Crétacé supérieur.

Tous les prélèvements concernent le Cénomaniens supérieur. Les microfaciès sont les mêmes que dans la région de Runa; *Cisalveolina fallax* est fréquente dans les calcaires argileux de la base du Cénomaniens supérieur à *Praealveolina cretacea tenuis* et *Neolobites vibrayeanus*.

II. La région d'Alcanede (cartes au 1/50 000 de Caldas da Rainha et Alcanede).

Le Crétacé supérieur forme un affleurement continu du Costados (NE de Rio Maior) à Alcanena, en passant par Alcanede. Cet affleurement est situé sur le flanc est de la serra dos Candeeiros. La série sédimentaire présente un pendage de 5° à 8° vers le SE. Elle est recouverte par les grès de Carvalhais, d'âge incertain, Paléogène ou peut-être Sénonien terminal.

J'ai levé la coupe de cette série en deux tronçons:

Cénomaniens moyen: Sur le flanc ouest du Livradio, près du village de Carvalhais;

Cénomaniens supérieur: Aux environs du village de Canal, près d'Alcanena.

Au dessus des derniers bancs de sable et de grès du Crétacé inférieur, on trouve:

Cénomaniens moyen.

- 1 — Marne gréseuse et calcaire argilo-gréseux plus au moins friable, bioclastique, à débris usés de Mollusques et Echinides, Ostréidés, Ostracodes, tubes d'Annélides (5 m).
- 2 — Masse de grès, d'argiles gréseuses et de calcaires gréseux, de bas en haut:
- a) Grès jaune-rougeâtre (1 m);
- b) Grès jaune fin (1 m);

- c) Grès jaune finement lité (1,50 m);
- d) Marne jaune feuilletée (2 m);
- e) Calcaire argilo-gréseux, jaune-rougeâtre à débris d'Ostracodes (0,20 m);
- f) Marne rouge feuilletée (0,50 m);
- g) Marne jaunâtre noduleuse (0,50 m) (total, 6,70 m).

3 — Calcaire argilo-gréseux plus au moins bioclastique et marne à Ostréidés, formant une petite falaise et donnant un replat dans la topographie, de bas en haut:

- a) Calcaire argileux, finement gréseux à coquilles de Mollusques recristallisées (0,20 m);
- b) Marne jaunâtre (0,20 m);
- c) Calcaire argileux, un peu gréseux, bioclastique, à Ostracodes (1 m);
- d) Marne jaune à Ostréidés (0,80 m);
- e) Calcaire argileux compact, bioclastique, à débris parfois roulés de Mollusques et d'Echinides, rares plages de calcite cristalline (0,40 m);
- f) Calcaire argileux gris-beige. Il présente de fins lits de 0,5 mm à 1 mm d'épaisseur constitués par du sablon de quartz et des débris d'Ostracodes (0,20 m);
- g) Marne brune à Ostréidés (1 m);
- h) Calcaire argileux, peu gréseux, plus au moins recristallisé, bioclastique, à débris de Mollusques et d'Echinides, tubes d'Annélides, rares Ostracodes (0,50 m);
- i) Calcaire argileux compact à Ostréidés et rares Ostracodes (2 m);
- j) Calcaire argileux finement gréseux, bioclastique, en petites plaquettes. Il est finement lité. Les lits sont formés de débris usés de coquilles de Mollusques et de sablon de quartz (0,30 m);
- k) Calcaire argileux compact, azoïque (1,50 m) (total, 8,10 m).

4 — Masse de calcaire argileux, de bas en haut:

- a) Calcaire argileux, un peu gréseux, bioclastique, compact, blanc, pauvre en Ostréidés, riche en débris divers de Mollusques et Echinides parfois recristallisés, tubes d'Annélides, Algues, *Pseudocyclammina rugosa*. Certains bancs sont constitués par un calcaire argileux compact où les Globotruncanidés sont abondants mais indéterminables (10 m);
- b) Calcaire argileux en plaquettes de 1 cm à 10 cm alternant avec des bancs de calcaire argileux à Ostréidés; au sommet existent des niveaux de marne blanche.

Les calcaires argileux en plaquettes sont lités, bioclastiques. Dans les lits de 0,5 mm à 1 mm d'épaisseur abondent les débris usés de Mollusques et Echinides et les petits grains de quartz. Le niveau se termine par un calcaire argileux en plaquettes, bioclastique, où les Ostréidés sont fréquents (10 m).

5 — Calcaire argileux, blanc-jaunâtre, un peu rosé par places, bioclastique, parfois riche en Ostréidés, à plages de calcite cristallisée fréquentes, *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Daxia cenomana*, Algues, Ostracodes (5 m).

À Carvalhais, ce niveau est karstifié; les poches du karst sont remplies par les grès rouges de Carvalhais, d'âge imprécis, mais qui appartiennent probablement au Paléogène.

Cénomaniens supérieurs.

6 — Calcaire argileux blanc-jaunâtre, parfois légèrement dolomitique, à grains de quartz épars, bioclastique. Débris de Mollusques et Echinides peu abondants, Globotruncanidés indéterminables fréquents, *Cuneolina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*, *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. gr. cretacea*, *P. simplex*, *Ovalveolina ovum*, rares, *Pseudedomia drorimensis*; Algues: *Halimeda-Bouëina*, *Neomeris cretacea*, *Permocalculus* sp., *Heteroporella lepina*, *Acicularia* sp. (4 m).

- 7 — Calcaire argileux à Rudistes affleurant dans des conditions qui ne permettent pas de donner le détail de la masse. La roche la plus fréquente est un calcaire argileux à débris de Rudistes abondants et sections de Rudistes recristallisées, plages de calcite cristalline et microfaune rarissime: *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Nummoloculina heimi* (15 m).

Tertiaire probable:

Les calcaires argileux à Rudistes sont recouverts directement, semble-t-il, par un calcaire argileux blanc, légèrement dolomitique, à veines de calcite (5 m), passant après une zone un peu plus friable (2 m) à des calcaires argileux, pseudo-bréchiques, pseudo-oolithiques, dolomitiques, à veines de calcite cristallisée (5 m).

III. La région d'Alcobaça et de Marinha Grande.

Sur la carte au 1/50 000 d'Alcobaça, le Crétacé supérieur affleure en deux zones.

Un petit affleurement correspond à la pointe de Nazaré, il pend à 30° vers l'ouest-nord-ouest et s'ennoie dans la mer. La deuxième zone d'affleurement est beaucoup plus grande, elle correspond au synclinal d'Alpedriz-Porto Carro. Le Cénomaniens est particulièrement bien développé sur le flanc sud du synclinal d'Alpedriz. Sur le flanc nord, la série, nettement moins épaisse, correspond seulement à la base de la série du flanc sud. Le Cénomaniens est recouvert par les formations détritiques continentales correspondant probablement au Sénonien et au Paléogène.

a) *La coupe de Cós.*

J'ai levé une coupe du Crétacé supérieur le long de la route qui va de Cós à Montes. On trouve la succession suivante au-dessus des sables qui terminent le Crétacé inférieur.

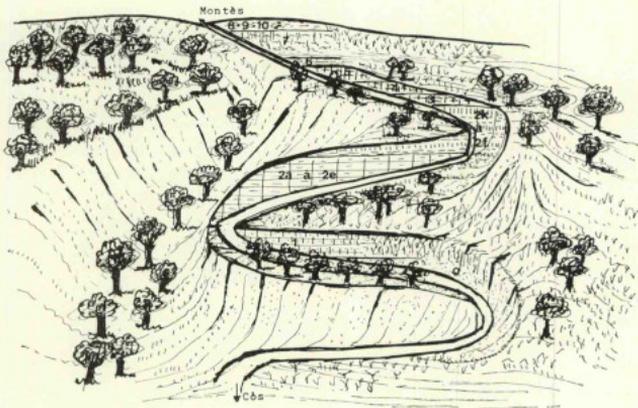


FIG. 11 — Croquis de la coupe en bord de route entre Cós et Montes.

3 à 10 — Cénomaniens supérieur.

1 et 2 — Cénomaniens moyen.

0 — Crétacé inférieur et Cénomaniens inférieur indifférenciés.

Cénomaniens moyen.

- 1 — a) Grès friable, marron-clair, fossilifère à Ostréidés (0,50 m);
 b) Grès à ciment calcaire, jaunâtre, et calcaire bioclastique à Mollusques et Echinides (1,50 m);
 c) Marne gréseuse brune à Ostréidés (1 m).

2 — Masse épaisse de calcaire argilo-gréseux, parfois en plaquettes et de marne plus au moins dure de couleur marron à ocre-jaune clair. De bas en haut on peut subdiviser cette masse comme suit:

- a) Calcaire argilo-dolomitique (2 m);
- b) Marne brune litée à Ostréidés (1 m);
- c) Marne blanche (2 m);
- d) Calcaire argileux, marron-clair, bioclastique, parfois un peu gréseux, à débris de Mollusques, d'Echinides et d'Algues, souvent recristallisés. Cette masse se présente en petits bancs (7 m);
- e) Alternance de lits de calcaire argileux ocre-jaune, bioclastique, plus au moins compact, très recristallisé à Mollusques et Echinides (6 m);
- f) Calcaire argileux un peu gréseux, plus au moins compact, et marne très riche en Ostréidés (2 m);
- g) Calcaire dolomitique jaune (0,20 m);
- h) Marne rose litée et petits bancs de calcaire argileux (0,50 m);
- i) Calcaire argileux bioclastique à Mollusques, Echinodermes, *Dicyclina sp.*, *Cuneolina sp.*, *Charentia cuvillieri*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Praealveolina simplex*. Algues (1,50 m);
- j) Grès fin (0,50 m);
- k) Calcaire argileux, bioclastique, lité, et marne en bancs d'épaisseur variable, à rares débris de faune. Les Ostracodes sont fréquents (2 m).

Cénomaniens supérieurs.

- 3 — Calcaire argileux, plus au moins modulaire suivant les bancs, parfois dolomitique. Il contient dans toute sa masse et particulièrement à la base: *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. gr. cretacea*, *P. simplex* et *Ovalveolina ovum*, rares, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Rhipidionina casertana*. Algues (7 m).
- 4 — a) Calcaire argileux, bioclastique, noduleux ou compact, blanchâtre à jaune-rosé, à plages et veines de calcite cristallisée, *Charentia cuvillieri*, *Praealveolina gr. cretacea*, rares; Algues: *Neomeris cretacea*, *Heteroporella lepina*, *Marinella lugeoni*, *Halimeda-Boueina* (2 m);
b) Calcaire argileux, bioclastique, jaune-rosé, à microfaune identique à la précédente, mais plus rare et *Exogyra columba* (2 m).
- 5 — Calcaire argileux, bioclastique, jaunâtre, à Rudistes abondants recristallisés, débris divers, filonnets et plages de calcite cristallisée (15 m).
- 6 — a) Calcaire argileux blanchâtre et marne en plaquettes cachée en partie par les cultures, à rares débris de Mollusques et Echinides, avec *Hemicyclammina sigali* (3 m, environ);
b) Grès rouge difficile à voir (1 m, environ).
- 7 — Calcaire argileux, bioclastique, blanchâtre, noduleux ou compact suivant les bancs, parfois crayeux, à *Cuneolina cf. pavonia-parva* et *Dicyclina sp.*, abondantes, Algues. Au sommet certains bancs contiennent de gros *Trochacteon* et des Actéonelles (6 m).
- 8 — Marne blanche contenant de rares *Durania sp.* (0,5 m).
- 9 — Calcaire argileux, bioclastique, compact, cristallin, sublithographique à débris abondants de Mollusques et d'Echinides parfois roulés, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, Algues, Miliolidés, Textulariidés, débris de Rudistes (0,20 m).
- 10 — Marne et calcaire argileux, bioclastique, brunâtres à blanchâtres, recristallisés par places, à débris souvent roulés et très usés de Mollusques et d'Echinides; à *Nezzazata sp.*, «*Valvulamina*» cf. *picardi*, *Trochospira sp.*, *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, Miliolidés, Textulariidés; Algues: *Durania arnaudi*, *Durania arnaudi* var. *cós* fréquents.

L'épaisseur de cette formation est difficile à apprécier (2 m, environ), car elle forme le sommet de la colline de Montes et porte des vignobles. Elle est recouverte par les dépôts grésio-conglomératiques probablement continentaux attribués au Paléogène.

b) *L'affleurement de Nazaré.*

En dehors du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro, le seul lambeau de Crétacé supérieur intéressant constitue la falaise de Nazaré. Les couches pendent à 30° vers l'ONO et sont difficilement accessibles.

Au dessus des sables qui terminent le Crétacé inférieur, on trouve :

Cénomaniens moyen.

1 — Masse de calcaire argilo-gréseux que l'on peut décomposer de bas en haut :

- a) Grès calcaire parfois dolomitique, jaunâtre à bleuâtre, à Ostréidés, passant à des calcaires argileux parfois un peu gréseux, bioclastiques, à débris de Mollusques souvent perforés, Echinodermes, *Pseudocyclamina rugosa*, Ostracodes; Algues: *Neomeris sp.*, *Permocalculus sp.*, *Halimeda-Boueina*. Les Ostracodes sont extrêmement abondants dans certains lits (10 m);
- b) Calcaire argileux, un peu gréseux, bioclastique, compact, à Ostréidés abondants, débris de Mollusques divers et d'Echinides, Algues (20 m).

2 — Calcaire argileux gris-bleuté, en bancs séparés par des lits marneux peu épais. Ce calcaire-bioclastique, à débris assez rares, est parfois très recristallisé, on y rencontre des Ostracodes: *Pseudocy, clammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, des Algues (20 m).

Cénomaniens supérieur.

- 3 — Calcaire argileux, bioclastique, à *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. simplex*, *Ovalveolina ovum*, rares, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *Dicyclina schlumbergeri*, Textulariidés, Miliolidés, Rotaliidés; Algues: *Neomeris sp.*, *Marinella lugeoni*, *Heteroporella lepina* (6 m, environ).
- 4 — Calcaire argileux, bioclastique, à Rudistes plus au moins abondants suivant les bancs, rougeâtre à jaunâtre. Certains lits sont plus au moins silicifiés. Les calcaires argileux sont plus noduleux à la base qu'au sommet et sont très recristallisés par endroits. Certains bancs peu épais (0,30 m à 0,50 m) très compacts et très durs, sublithographiques, sont constitués uniquement de débris de Rudistes. Les niveaux les plus pauvres en débris contiennent de rares Polypiers: *Cuneolina sp.*, *Dicyclina sp.*, des Textulariidés, des Miliolidés, des Rotaliidés, des Algues; *Pseudocyclamina rugosa*, *Rhipidionina casertana*, *Rhapydionina dubia* (40 m).

Turonien inférieur probable.

- a) Calcaire gréseux, jaunâtre à rosé par places, parfois silicifié, plus au moins grossier suivant les bancs; les bancs les plus fins étant riches en mica blanc. Les Gastéropodes usés, les Polypiers, les Rudistes entiers remaniés et en débris sont fréquents ainsi que les fragments de calcaire du niveau sous jacent (5 m). Cette couche est donc constituée de calcaires à Rudistes remaniés et d'apports détritiques sableux cimentés par de la calcite interstitielle. L'analyse sédimentologique montre qu'il s'agit de sable de plages marines.

Ces calcaires gréseux s'infiltrèrent dans les fissures du calcaire à Rudistes dont le sommet est érodé à la suite d'une érosion qui fût peut-être, en partie, aérienne. L'absence de sol résiduel ou de produit d'altération ne permet pas de conclure formellement.

Il y a néanmoins un changement très net dans la sédimentation et ce niveau représente le début d'un nouveau cycle sédimentaire séparé du précédent par une importante discontinuité liée à une phase d'érosion importante.

C'est dans ce niveau que CHOFFAT a trouvé un Inocerame qu'il rapporte avec doute à *Inoceramus labiatus*.

En dehors de la faune *remaniée*, je n'y ai trouvé aucun microfossile nouveau;

- b) Sable marin grésifié, moyen à grossier, à stratification entrecroisée où l'on trouve encore, mais en moins grande abondance des débris *remaniés* des calcaires à Rudistes (10 m);
- c) Sable blanc sans stratification entrecroisée, marin, azoïque, feldspathique, se terminant par un niveau d'argile sableuse rougeâtre (4 m).

L'ensemble de cette formation est unique dans l'Estremadure.

Tertiaire.

Conglomérat à ciment argilo-sableux rougeâtre, fluvio-continental, en discordance faible sur les sables sous-jacents qu'il ravine. Les galets de roches jurassiques y sont abondants, ceux de Crétacé supérieur, étant plus rares mais de plus grandes dimensions. On y rencontre aussi des galets de schistes paléozoïques. J'y ai trouvé un galet à *Microcodium*.

Ce fait est intéressant, les niveaux à *Microcodium* étant inconnus à l'affleurement au Portugal. Il indiquerait, peut-être, l'âge Paléogène de ce conglomérat.

Cette formation représente encore un nouveau cycle de sédimentation, difficile à dater, vu l'absence de faune, mais qui paraît devoir être rattaché au Paléogène ou à la fin du Sénonien.

c) La région de la carte de *Marinha Grande*.

Sur la carte au 1/50 000 de *Marinha Grande*, les affleurements les plus importants de Crétacé supérieur sont localisés dans le quart sud-est. Ils se situent sur le pourtour de l'anticlinal diapirique de *Maceira*. La bande de Crétacé supérieur du flanc sud de cet anticlinal étant le prolongement des affleurements du flanc nord du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro.

La série sédimentaire de cette contrée est plus réduite que celle du flanc sud du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro. Par rapport à la région de *Cós*, on constate, à partir d'Alpedriz, une réduction rapide de l'épaisseur du Cénomaniens. Au niveau de *Pisões de Baixo*, le Cénomaniens moyen est réduit à 20 m d'épaisseur, environ. On retrouve, au dessus des sables conglomératiques terminaux du Crétacé inférieur, des niveaux de calcaires argilo-sableux, plus au moins bioclastiques, dont les faciès sont très voisins de ceux décrits dans la coupe de *Cós-Montes*. On peut considérer que le Cénomaniens de *Pisões de Baixo* correspond aux niveaux 1 à 2-*i*) de la coupe de *Cós-Montes*.

Les formations de la base du Tertiaire recouvrent donc un Cénomaniens moyen assez bas. Dans certains cas, elles recouvrent directement les sables du Crétacé inférieur.

Cette diminution d'épaisseur du Cénomaniens sur le pourtour de l'anticlinal de *Maceira* semble due à une érosion plus importante du Cénomaniens dans cette zone, en liaison, probablement, avec les mouvements diapiriques générateurs de l'anticlinal de *Maceira*. Il paraît difficile de supposer que la partie supérieure manquante du Cénomaniens ne se soit pas déposée ici, alors que la sédimentation était tout à fait normale 6 km plus au sud.

En dehors de la zone de l'anticlinal de *Maceira*, le Crétacé supérieur n'est représenté que par de rares lambeaux de superficie très restreinte.

Sur la côte, entre *Canto de Azeche* et *Vale Furado*, à l'extrémité sud de la plage de *Nossa Senhora da Vitória*, la carte géologique, suivant l'avis de CHOFFAT, signale la présence de Crétacé supérieur. J'ai étudié ce lambeau, il paraît difficile de lui attribuer un âge cénomaniens. Je n'y ai rencontré aucune microfaune susceptible de dater les 30 m de calcaire qui constituent l'affleurement. Ces calcaires sont recouverts par une puissante série sableuse correspondant à la base du Tertiaire. Il est impossible de les suivre vers l'intérieur des terres, d'importantes formations dunaires récentes recouvrant la région. D'autre part, cet affleurement est situé à proximité de l'accident diapirique de *Canto de Azeche*, qui remonte les calcaires bitumineux et les marnes de l'Infralias.

IV. La région de Leiria.

a) Les collines à l'est de Leiria.

Le Crétacé supérieur forme l'ossature des collines de la région de Leiria, Vila Nova de Ourém et Olival (cartes au 1/50 000 de Leiria et Vila Nova de Ourém). La série stratigraphique est quasi horizontale et identique dans toute cette région.

J'ai levé la coupe de cette série dans les carrières près du village de Caldelas, pour les niveaux de base, puis, pour les niveaux plus élevés, le long de la route qui va de Carangejeira à Leiria, entre le pont situé à 1 km de Carangejeira et le carrefour de la route de Souto do Meio.

Les calcaires argileux du Cénomaniens font suite à une masse de sables conglomératiques plus ou moins consolidés, représentant le Crétacé inférieur. De la base au sommet, j'ai noté:

Cénomaniens moyen.

- 1 — Calcaire argileux, plus ou moins gréseux, bioclastique, parfois très recristallisé, jaunâtre à bleuté, riches en Ostréidés et Mollusques divers, Echinidés, tubes d'Annélidés, Ostracodes, *Pseudocyclamina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, Algues.

Les bancs de calcaire argileux sont séparés par des lits de marne feuilletée à Ostréidés (20 m à 25 m).

Cénomaniens supérieur.

- 2 — Calcaire argileux, parfois un peu gréseux, bioclastique, blanchâtre, en bancs noduleux à la base et plus compact au sommet. Débris abondants et souvent usés de Mollusques et Echinidés, Globotruncanidés indéterminables, Miliolidés, Textulariidés, Rotaliidés, *Pseudocyclamina rugosa*, *Praealveolina cretacea tenuis*, rare, *Praealveolina simplex*, rare, *P. gr. Cretacea*, rare. Algues: *Neomeris cretacea*, *Heteroporella lepina*, *Permocalculus sp.*, *Halimeda-Boueina*. Le sommet de ce niveau contient quelques Rudistes isolés (7 m).
- 3 — Calcaire argileux et marne blanchâtre, noduleux, faiblement bioclastiques, à Algues et rares Miliolidés, Textulariidés, Rotaliidés (1 m), couche de calcite fibreuse ayant une structure en épis (0,20 m).
- 4 — Calcaire argileux, plus noduleux et plus argileux à la base qu'au sommet, rougeâtre à jaunâtre. Ce calcaire bioclastique parfois très recristallisé contient des débris de Rudistes abondants, de rares Miliolidés, Textulariidés et des Algues: *Halimeda-Boueina* (15 m).
- 5 — Calcaire argileux, bioclastique, blanchâtre à jaunâtre, plus compact que le précédent, surtout au sommet, à fréquents Rudistes recristallisés, rares Miliolidés, Textulariidés. Algues: *Permocalculus sp.*, *Halimeda-Boueina*. On y rencontre de fréquentes géodes de calcite cristalline souvent constituées par des Rudistes (20 m).

Ce niveau est lapiazé et recouvert par les sables conglomératiques du Tertiaire où l'on retrouve de nombreux éléments de ces calcaires. Toutes ces couches sont affectées d'un pendage de 3° à 5° vers l'ouest.

b) La région au nord et au nord-ouest de Leiria (Pombal, Vieira de Leiria, Marinha Grande).

1 — Les anticlinaux diapiriques:

L'étude du Crétacé supérieur de cette contrée est malaisée pour deux raisons:

- L'importance des terrains de recouvrement tertiaires et quaternaires;
- La présence de nombreux anticlinaux diapiriques d'orientation générale NE-SO, dont les mouvements se sont accompagnés de failles importantes, de laminages et de renversements de couches.

Les principaux anticlinaux diapiriques sont les suivants:

- À l'ouest: Canto de Azeche-São Pedro de Muel, anticlinal diapirique de forme grossièrement triangulaire allongé suivant un axe NNE-SSO, l'un des sommets du triangle étant situé en mer au large des Pedras Negras, l'autre plus au sud, à proximité de Canto de Azeche, et le dernier à mi-chemin, entre São Pedro de Muel et Marinha Grande. On trouve dans cette région de nombreuses failles d'effondrement dont certaines limitent le fossé correspondant à la plage de Nossa Senhora da Vitória, d'axe NE-SO;
- À sud: l'anticlinal diapirique de Maceira, orienté NE-SO, est relayé au NE par celui de Leiria-Parceiros, qui se prolonge, atténué, vers le NE, en direction de la structure diapirique de Vermoil, la structure de Maceira se raccorde au SSO à la «vallée typhonique» de Caldas da Rainha-Óbidos;
- L'anticlinal diapirique de Monte Real (d'axe N-S) séparé de celui de Leiria-Parceiros par la dépression de Gândara dos Olivais, prolongement probable du fossé de la plage de Nossa Senhora da Vitória. Cet anticlinal diapirique s'étend sur la carte au 1/50 000 de Leiria, par Regueira de Pontes, Souto da Carpalhosa, Amor et Serra de Porto do Urso et se prolonge sur la carte de Pombal au 1/50 000 jusqu'au voisinage de Monte Redondo et de Coimbra: Monte Real étant à peu près au Centre de la structure.

C'est une structure nettement dissymétrique, le flanc ouest étant nettement plus redressé que le flanc est. Il est accompagné de nombreuses failles. Une petite ondulation anticlinale (orientée NO-SE) existe à l'ouest de la lagoa d'Ervedeira (à l'ouest de la structure de Monte Real).

Ces structures diapiriques juxtaposées paraissent appartenir à un même ensemble beaucoup plus important, dont une partie seulement a été dégagée par l'érosion. On a des preuves du jeu de la tectonique salifère dès le Jurassique moyen (ZBYSZEWSKI, 1958) et des mouvements importants ont encore lieu à la fin du Pliocène (ZBYSZEWSKI, 1948).

Légèrement au sud de cet ensemble d'anticlinaux diapiriques, se situent les affleurements de Nazaré, Cós, Leiria-Caranguejeira, qui constituent la limite nord des calcaires à Rudistes du Cénomanién supérieur de l'Estrémadure.

2 — Les affleurements de Beijouca, Souto da Carpalhosa, Marinha Grande, Pombal.

a) Beijouca-Souto da Carpalhosa.

Près de Beijouca, petit village situé à l'est de Monte Redondo et au sud d'Água Formosa, c'est-à-dire, approximativement à mi-chemin entre Pombal et la mer, CHOFFAT (1900) leva une coupe difficile à retrouver actuellement. Elle commence à 800 m à l'ouest du signal de Beijouca (Bajouca sur le 1/50 000 de Pombal), en se dirigeant vers ce signal. Il avait reconnu:

«Bellasiem» (c'est-à-dire, Cénomanién moyen terminal):

- a) Sable ne permettant pas de voir la stratification;
- b) Grès alternant avec des bancs de marnes;
- c) Grès blanchâtres jaunâtres avec lit de quartzite de la grosseur d'un pois (7 m);
- d) Marnes jaunâtres avec lits arénacés (4 m);
- e) Sable fin jaunâtre, grès calcaire blanc et lentilles de sable blanc très fin (3,50 m);
- f) Alternance de marnes, de calcaires marneux gris-clair, en partie arénacés, en lits minces et de lits de grès fins calcaires. Vers le milieu de ce complexe un banc calcaire marneux contient des fossiles. Un lit de grès grisâtre contient des empreintes de bivalves

(*Dosinia inelegans*), des Lamellibranches de petite taille, *Avicula*, *Anomala*, *Ostrea* sp. (épaisseur totale difficile à évaluer: 7 m à 8 m peut-être).

Calcaire cénomano-turonien (pendage 45° est):

- g) Calcaire un peu marneux en fragments plus au moins arrondis. La partie supérieure est cachée. Ni Préalveoline, ni Rudiste. La roche est subcrayeuse, sauf un banc dolomitique qui en constituerait le toit.

Fossiles rares, à la base une petite Nérinée et *Hemiasiter tumidosus*. Autres fossiles dans les déblais: *Tylostona globosum*, *T. ovatum*, *Exogyra columba*, *E. flabellata*, *Ostrea biauriculata*, *Diplopodia variolaris* (épaisseur probable, 15 m).

À 500 m au SSO d'Água Formosa, au fond d'un ravin envahi par les sables pliocènes, se trouvait une petite carrière (10 m²) dans des calcaires plongeant vers l'est sous un angle de 70° (je n'ai pas trouvé cet affleurement), dans lequel CHOFFAT a reconnu de bas en haut:

- a) Calcaire grumeleux crayeux à *Vascoceras* cf. *mundae*, *Tylostoma globosum* et *ovatum*, *Janira laevis*, *Exogyra columba*, *E. flabellata* et *Hemiasiter scutiger* jeune;
 b) Calcaire crayeux blanc;
 c) Calcaire rognoneux jaunâtre dur.

On retrouve des lambeaux de Crétacé supérieur 5 km au sud de Beijouca près de Souto da Carpalhosa sur le flanc est de l'anticlinal diapirique de Monte Real. Suivant CHOFFAT, «les grès 'Bellasiens' s'intercalent entre les calcaires «turonien» et les dolomies liasiques en formant une bande étroite qui se perd avant l'extrémité méridionale des calcaires 'turonien», de sorte que ces derniers arrivent à reposer directement sur des dolomies liasiques».

CHOFFAT omet de préciser que cette région est très disloquée et que ce dernier contact (entre autres) est anormal.

Au nord de la vallée de Souto da Carpalhosa, la série suivante décrite par CHOFFAT est encore visible. Au dessus des grès «bellasiens» (Jurassique supérieur à Cénomaniens moyen).

De bas en haut:

- Argile grise ayant un mètre d'épaisseur;
- Calcaire argileux jaune-nankin, rose dans les parties les plus compactes, formant un banc de 0,20 m;
- Calcaires blanc-jaunâtre à *Exogyra columba* et Echinides, rognoneux, un peu crayeux, comme ceux des couches à *Neolobites vibrayanus* (visible sur 2 m);
- Calcaire blanc-rosé, très compact, à cassure esquilleuse, traces de Nérinées, de Tylostomes (?) et de bivalves. *Sphaerulites* au toit (puissance 3 m à 4 m);
- Calcaire rose, jaunâtre ou blanc, formant un banc compact. Ce banc a été exploité dans un fossé en partie comblé; on ne peut mesurer son épaisseur exacte mais le fossé correspond à 1,50 m; dans les déblais: *Acteonella grossourei* (?). Nérinée de taille moyenne et fragment d'Oursins indéterminables.
- Calcaire en fragments rognoneux, très dur, subcristallin, blanc ou rose avec masses sili- ceuses (puissance 0,50 m).

Les terrains décrits dans cette coupe appartiennent, d'après CHOFFAT, au Cénomano-Turonien. Leur épaisseur étant très faible, ils ne doivent correspondre qu'à la base du Cénomaniens supérieur.

L'intérêt principal de cette contrée est de montrer que le Cénomaniens moyen terminal est formé de grès et d'argiles avec de rares niveaux de marnes. Le Crétacé supérieur a subi une érosion intense avant le dépôt de couches attribuées sans preuves au «Tertiaire».

À Beijouca, c'est un grès argileux qui recouvre le Cénomaniens; à Souto da Carpalhosa, c'est un calcaire lacustre.

Il pourrait tout aussi bien s'agir de Turonien ou de Sénonien.

b) *Marinha Grande.*

CHOFFAT a visité Marinha Grande en 1883. Au milieu des recouvrements de sables (dunes et Pliocène), il avait trouvé deux petites carrières de calcaires à Rudistes situées entre 2,5 km et 3 km au SSO et au NNO du village. L'orientation de la ligne des deux carrières étant NNO et SSE et la distance entre elles de 500 m environ. À cette époque, dit-il, il n'étudiait pas le Crétacé et il s'est borné à récolter quelques fossiles. Ils prouvent la présence de calcaires à Rudistes avec rognons de silix et de couches immédiatement inférieures, niveau à *Anorthopygus michelini* et niveau à *Exogyra columba major*, sans que rien n'indique l'assise à *Neolobites vibrayeanus*. Je n'ai pas retrouvé ces carrières.

c) *Redinha et Pombal.*

D'après CHOFFAT, le Crétacé reprend au sud de Redinha, près du hameau d'Estrada et se poursuit jusqu'à Pombal. Il y a relevé deux coupes identiques au voisinage de Pombal, montrant «le fait singulier de la réduction extrême du Crétacique fossilifère» (CHOFFAT, 1900), de la base au sommet:

- c-1 — En discordance sur le Jurassique (qui n'est pas complet) se trouvent des conglomérats à cailloux roulés de très grande taille, parmi lesquels on voit des quartzites siluriques. Ces couches ont une grande puissance;
- c-2 — Grès grossiers, feldspathiques, verdâtres, surmontés de grès fins blanchâtres ou roses-clairs, le tout étant beaucoup moins puissant que le complexe précédent. Au sommet se trouvent des lentilles d'argile ayant fourni des végétaux en fort petit nombre et malheureusement indéterminables;
- c-3 — Calcaire à *Tylostoma*, *Janira laevis* et *Exogyra columba*; épaisseur: 1 m à 1,50 m;
- c-4 — Grès fins blancs et roses, par places kaolinifères, par places micacés; d'autres contiennent des quartzites roulés de la grosseur de la tête, soit isolés, soit formant des nids dans le grès fin. Vers la base ils contiennent aussi des bancs de quartzites analogues aux grès de Buçaco. L'épaisseur totale est de 20 m à 30 m. Le tout est recouvert par des graviers pliocènes.

Je ne vois pas, dit CHOFFAT, à quoi attribuer cette extrême réduction des couches fossilifères, sinon au fait que la partie supérieure très meuble a été enlevée par la dénudation avant le dépôt de la couche 4, que je considère comme miocène.

Dans toute cette région, il m'a été impossible de retrouver la couche fossilifère.

d) *L'affleurement d'Arranha, entre Pombal et Leiria.*

D'après CHOFFAT, au milieu des graviers pliocènes qui s'étendent entre Pombal et Leiria, pointent des affleurements de calcaires Cénomano-turonien formant une ligne presque ininterrompue sur 7 km de longueur, depuis le bord de la vallée à 4 km au SO de Pombal jusqu'à Meirinhas de Baixo.

Il distingue plusieurs affleurements entre Meirinhas de Baixo au SO (carte au 1/50 000 de Leiria) et Carrinhos au NE (carte au 1/50 000 de Pombal) en passant par Arranha de Baixo (Ranha de Baixo sur les cartes actuelles). D'après lui, c'est à Meirinhas de Baixo et à Palão (1,5 km au NE) que l'on trouve la série la plus complète du Crétacé supérieur, bien qu'elle soit moins découverte que plus au nord.

J'ai recherché les affleurements de CHOFFAT, en particulier aux alentours de Ranha de Baixo: j'ai trouvé des affleurements calcaires. Ils appartiennent au Crétacé supérieur et sont bien visibles à Venda Nova, près de Vermoil.

À Meirinhas de Baixo, la carte géologique de Leiria au 1/50 000 ne mentionne pas de calcaire du Crétacé supérieur dans une zone où CHOFFAT signale leur présence. Ce fait est étonnant mais l'épaisseur du recouvrement tertiaire peut l'expliquer facilement. Des blocs de calcaire du Crétacé supérieur sont visibles dans les murettes et leur importance suggère la présence d'anciennes exploitations dans cette localité.

e) *Résumé — Conclusions.*

Les affleurements de cette région sont actuellement nettement moins découverts que du temps de CHOFFAT.

Je n'y ai trouvé aucune microfaune typiquement turonienne. Les microfaciès sont semblables à ceux du *Cénomanien supérieur des régions de Nazaré-Cós-Caranguejeira* mais sans *Praealveolina cretacea tenuis*.

De la révision des quelques affleurements décrits par CHOFFAT dans cette région très disloquée on peut retenir les faits suivants:

- Le Cénomanien moyen terminal est gréseux;
- Le Cénomanien supérieur, très réduit en épaisseur, est recouvert par des séries continentales gréseuses ou lacustres;
- Des calcaires à Rudistes rares, très peu épais, n'existent qu'à Souto da Carpalhosa et à Marinha Grande.

3 — *Les sondages récents sur les cartes de Vieira de Leiria et de Marinha Grande (au 1/50 000).*

a) *La carte de Vieira de Leiria (NO de Leiria).*

La notice explicative de cette carte géologique (1965) signale la présence de Crétacé supérieur dans un sondage de la Compagnie des Pétroles Portugais (C. P. P.) (le MRW 8), situé au NO de Coimbrão, à 20 km au nord de Leiria.

Après avoir traversé un Néogène et Paléogène indifférenciés de 185 m d'épaisseur, puis un Paléogène et un Crétacé supérieur indifférenciés de 187 m d'épaisseur environ, on trouve entre — 388 m et — 441,35 m soit sur 53 m d'épaisseur une formation attribuée au Turonien.

Ce sont des calcaires massifs, compacts, gréseux, cryptocristallins, blancs, jaunes ou rosés, parfois dolomités avec des restes de Globorotalidés, de Textulariidés, de Miliolidés, d'Ophiurides, d'Echinides, d'Annélides, de Coraux, d'Ostracodes, de Mollusques, de Dasycladacées, etc. Les géologues portugais ont observé la présence d'un niveau à Gumbelines du Turonien moyen et d'une zone à *Praealveolina* du groupe *iberica*.

Le Cénomanien supérieur calcaire est représenté entre 441,35 m et 481 m de profondeur par un complexe d'environ 40 m d'épaisseur, constitué pour les 20 m supérieurs, par des calcaires dolomitiques et pour la base par des grès calcaires. Ce complexe a fourni des fragments de Mollusques, de tubes d'Annélides et quelques Ostracodes.

En dessous, on rencontre le Crétacé inférieur indifférencié, sous faciès gréseux: son épaisseur atteint 376 m.

À mon avis, il n'y a pas dans ces formations une faune suffisante pour attribuer la partie supérieure au Turonien. La présence de *Praealveolina gr. iberica* que l'on rencontre dans le Cénomaniens moyen de la région de Lisbonne permet de penser que la base au moins est cénomaniens. Notons l'absence de Rudistes dans les niveaux supérieurs.

b) *La carte de Marinha Grande.*

Elle couvre la région entre Leiria et l'océan. Les affleurements de Cénomaniens y sont très réduits. Outre les deux petites carrières citées par CHOFFAT, le Cénomaniens affleure sur les flancs de l'anticlinal diapirique de Maceira (au SE de la carte). On n'y trouve que les niveaux inférieurs au calcaire à Rudistes et souvent seulement quelques mètres de Cénomaniens moyen.

Un sondage de la C. P. P. (SPM 2) existe au NO de Marinha Grande. Dans la notice explicative de cette carte géologique, G. ZBYSEWSKI donne une description sommaire de ce sondage.

Entre — 292 m et — 328 m soit sur 36 m d'épaisseur, calcaire compact blanc ou rosé à minuscules Globorotalidés, *Praealveolina* du *gr. iberica*, fragments de bivalves et Echinodermes, entre autres quelques ophiurides. La présence de *Praealveolina iberica* permet de placer cet ensemble dans le Cénomaniens.

Entre — 328 m et — 370 m, sur 42 m, calcaire cendré plus au moins dolomitique gréseux à la base avec fragments de coquilles et d'Ostracodes, et marnes grises plus au moins dolomitiques.

A partir de — 370 m, grès de grain, moyen à gros, avec *Praealveolina iberica var. pennensis* et *Praealveolina simplex* (92 m).

Enfin 150 m de grès identique au précédent, mais sans fossiles. G. ZBYSEWSKI ne précise pas la position du niveau inférieur à *Praealveolina iberica var. pennensis* et *Praealveolina simplex* ni la localisation des microfossiles.

Je m'étonne de l'absence de *Praealveolina cretacea tenuis* dans le niveau supérieur calcaire, alors que ce niveau semble être l'équivalent latéral des calcaires à Rudistes du Cénomaniens supérieur de la région de Caranguejeira qui se trouve sur le même parallèle, mais 25 km plus à l'est.

Entre les deux niveaux à Préalveolines, le Cénomaniens moyen est nettement plus gréseux que dans la région de Caranguejeira et de Nazaré (20 km au sud).

4 — *Résumé et conclusions.*

Les affleurements décrits par CHOFFAT et les sondages récents n'ont pas une situation identique par rapport aux structures diapiriques :

- Les affleurements se situent dans des zones perturbées par les anticlinaux diapiriques;
- Les sondages sont situés à proximité des structures diapiriques mais à l'extérieur, vers le nord-ouest, dans des régions moins perturbées.

Les calcaires à Rudistes sont peu épais et il s'agit de calcaires à Rudistes épars et non de formations de bancs à Rudistes.

D'après la microfaune trouvée en sondage et les microfaciès que j'ai observés, ces calcaires sont cénomaniens.

Les séries sédimentaires à l'affleurement sont nettement moins épaisses que celles traversées par les sondages. Cette disproportion est probablement due en grande partie à l'érosion antépalaéogène; les affleurements actuellement visibles se trouvent tous dans les zones soulevées par le jeu des anticlinaux diapiriques, les deux sondages étant à l'écart de ces zones.

Il n'est pas impossible qu'à l'origine les séries sédimentaires aient été moins épaisses dans les zones actuellement soulevées; en particulier les calcaires à Rudistes s'y sont peut-être mal développés.

Dans toute cette région les calcaires du Cénomaniens supérieur sont nettement plus riches en matériel détritique que dans la région de Nazaré et de Cós; le Cénomaniens moyen étant franchement plus gréseux qu'à Nazaré et Cós. À cet accroissement d'apports continentaux correspond une nette diminution de la faune. Tout paraît indiquer que cet ensemble d'anticlinaux diapiriques formait un haut fond à la fin du Cénomaniens moyen et au cours du Cénomaniens supérieur.

Avant d'être envahi par la mer au Cénomaniens moyen terminal, l'ensemble des anticlinaux diapiriques de la région de São Pedro de Muel, Marinha Grande, Monte Real devait former, en liaison avec la serra de Sico, un relief séparant le bassin de l'Estremadura de celui du Beira littoral.

L'affleurement de Nazaré est situé sur la bordure sud de cet ensemble, un peu à l'écart des zones bouleversées.

Les sables grésifiés à *Inoceramus cf. labiatus* du Turonien inférieur probable pourraient fort bien être les équivalents latéraux du «Turonien gréseux» de la région de Soure (ROMARIZ, 1960). Le Turonien correspondrait donc à des formations de plages qui ont dû s'étendre sur l'ensemble de la zone des anticlinaux diapiriques; l'Estremadura étant déjà émergée à cette époque. L'émersion définitive de cette zone a dû se produire au cours du Turonien inférieur ou moyen.

C) La série stratigraphique de la région au nord de Lisbonne.

Les microfaciès de cette région restent très voisins de ceux de la région de Lisbonne. Il s'agit toujours de calcaires argilo-gréseux où les débris de fossiles plus au moins usés sont en proportion variable suivant les bancs, les microfossiles étant le plus souvent relativement rares. La disparition des *Chrysalidines* dans les calcaires à Rudistes au nord de Runa est le seul fait notable. À partir de Runa on constate aussi que les formations à Rudistes sont plutôt des calcaires à Rudistes épars que des calcaires édifiés par les Rudistes.

La diminution progressive de l'épaisseur du Cénomaniens, paléontologiquement bien défini, entre les régions de Lisbonne et de Leiria est liée à la paléogéographie de la fosse occidentale portugaise, dans laquelle la transgression cénomaniens a progressé du SSO vers le NNE.

Entre la région de l'embouchure du rio Mondego, où il les avait défini, et Runa, CHOFFAT distinguait, au dessus de l'Assise, à *Neolobites vibrayanus*, les niveaux à *Anorthopygus michelini*, puis à *Exogyra columba*, qu'il attribuait au Turonien inférieur. J'ai pu les identifier sur le terrain, en particulier dans la coupe de Cós (niveaux 4-a et 4-b). Ils contiennent les dernières *Praealveolina gr. cretacea* et *Praealveolina simplex*, qui permettent de les rapporter au Cénomaniens supérieur. À Runa ils forment le niveau 7, en dessous des couches à *Chrysalidina gradata* du Cénomaniens supérieur.

I. Le Cénomaniens inférieur.

La diminution d'épaisseur de l'ensemble Cénomaniens inférieur et moyen, que j'ai déjà souligné à Lousã, s'accroît, surtout, à partir des affleurements au nord de Runa. Elle s'accompagne de la disparition du niveau à *Praealveolina iberica*, *P. simplex* et *Ovalveolina ovum*, avec lequel je fais débiter le Cénomaniens moyen dans la région de Lisbonne et d'un accroissement du niveau à amas d'Ostracodes qui lui fait suite dans cette région, lui ôtant ainsi son caractère de niveau repère. On constate par contre la présence sporadique de *Praealveolina iberica*, *P. simplex*, *P. gr. cretacea* à un niveau quelconque dans les calcaires argileux au dessous du niveau à *Praealveolina tenuis*, base du Cénomaniens supérieur.

Dans le bassin de Runa, les «couches d'Almargem», qui marquent la fin du Crétacé inférieur, sont exclusivement détritiques. J. REY (1972) y distingue un ensemble inférieur formé de grès grossiers, mal classés, à nombreux ravinelements et un ensemble supérieur plus fin, mieux classé, avec des argiles. Se basant sur cette succession qui rappelle l'évolution relevée dans les «grès supérieurs d'Almargem» de la région de Lisbonne, il attribue les «couches d'Almargem» de Runa au Gargasien.

Cette interprétation sans support paléontologique me paraît trop restrictive. À Runa, les premiers dépôts cénomaniens représentent très probablement la base du Cénomaniens moyen; le Cénomaniens inférieur correspondant à un épisode continental. Une partie des «couches d'Almargem» du bassin de Runa devrait donc correspondre au Cénomaniens inférieur. En l'absence de documents paléontologiques permettant d'établir une stratigraphie précise de ces dépôts fluvio-continentaux, il me semble plus prudent et plus exact, pour le moment, de les considérer comme des dépôts marquant un épisode continental ayant une durée variable suivant les lieux. À Runa cet épisode correspond à l'Apvien, à l'Albien et au Cénomaniens inférieur.

En partant de Lisbonne et en montant vers le Nord, le laps de temps correspondant à ces dépôts gréseux continentaux devient de plus en plus grand. Ainsi, dans la région de Leiria ils sont post-portlandien et anté-Cénomaniens moyen terminal (le Cénomaniens moyen calcaire est réduit à 20 m, environ). Dans cette période, qui comprend l'ensemble du Crétacé inférieur et une grande partie du Cénomaniens, l'étude de la flore (C. TEIXEIRA, 1952) et de la microflore (J. J. et J. C. GROOT, 1962) ont permis de mettre en évidence des niveaux Albien et Cénomaniens inférieur. De nouvelles données permettront peut-être d'en établir la stratigraphie précise.

À partir de Runa, la série sédimentaire transgressive est donc réduite au Cénomaniens moyen (pro parte) et au Cénomaniens supérieur.

Le Cénomaniens inférieur et une partie plus au moins importante du Cénomaniens moyen se présente sous un faciès de dépôts fluvio-continentaux indiscernables de ceux du Crétacé inférieur.

Cette masse de dépôts continentaux constituée de grès à passées conglomératiques entrecoupés de niveaux argileux, est couramment désignée sous le nom de «Bellasiens».

II. Le Cénomaniens moyen.

Dans toute la région au nord de Lisbonne, les premiers niveaux de la série transgressive appartiennent au Cénomaniens moyen.

Ils contiennent de rares *Praealveolina simplex*, *P. iberica* et *P. gr. cretacea*. On y rencontre aussi, comme dans la région de Lisbonne: *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Rhapydionina dubia*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina cf. pavonia-parva*, *C. conica*, et de nombreuses Algues.

Les Orbitolines semblent manquer complètement.

Le premier niveau qui repose sur les grès continentaux Bellasiens est de plus en plus élevé dans le Cénomaniens moyen quand on va de Runa à Leiria. Pendant le Cénomaniens moyen, la transgression envahit donc progressivement le bassin occidental portugais, en progressant du SSW vers le NNE.

III. Le Cénomaniens supérieur.

Il est constitué comme dans la région de Lisbonne par une zone inférieure à *Praealveolina cretacea tenuis* et *Neolobites vibrayeanus*, à laquelle succèdent les calcaires à Rudistes de la zone supérieure. La microfaune de la zone inférieure est identique à celle de la même zone dans la région de Lisbonne. Si l'on retrouve toujours une couche à Préalveolines très abondantes, le niveau de base à *Nummoloculina heimi* est par contre moins net et les *Praealveolina cretacea tenuis* moins fréquentes. *Pseudocyclammina rugosa* et *Charentia cuvillieri* sont assez fréquentes ici, alors qu'elles sont rarissimes dans la région de Lisbonne à ce niveau.

À Runa, la présence, dans les calcaires à Rudistes, de *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli* et *Rhapydionina dubia*, permet de les rattacher au Cénomaniens supérieur.

Au nord de Runa cette microfaune disparaît. La base des calcaires à Rudistes contient parfois *Pseudocyclammina rugosa* du Cénomaniens, mais le sommet ne livre que de petits Foraminifères et des Algues cénomano-turonniennes. Les espèces de Rudistes, identiques à celles de la région de Lisbonne, les rattachent au Cénomaniens supérieur.

Dans tous ces affleurements, les calcaires à Rudistes sont moins compacts que dans la région de Lisbonne. D'un affleurement à l'autre, on constate des variations, non seulement dans la puissance de la formation, mais aussi dans son homogénéité et dans sa richesse en Rudistes. Les calcaires à Rudistes des régions d'Alcanede et d'Alcobaça sont moins riches en individus, moins résistants et moins épais que ceux de Nazaré ou de Carangejeira.

A) Zone supérieure à Rudistes (40 m à 50 m).

1 — À Runa, on peut mettre en évidence trois sous-zones basées sur les Rudistes, mais qui présentent aussi quelques différences dans la microfaune. De haut en bas :

a) Sous-zone à *Durania arnaudi* var. *runaensis*, *D. arnaudi* var. *expansa*, rare, et *D. arnaudi*, type rare. La microfaune est représentée par *Nezzazata* sp., «*Valvulammina*» cf. *picardi*, *Cuneolina conica*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp., *Trochospira* sp. À la base une micrite à livrée des sections de Globotruncanidés qui peuvent être rapportées soit à *Rotalipora* aff. *cushmani*, soit à *R.* aff. *imbricata*, formes cénomano-turonienues.

Chrysalidina gradata, *Sauvagesia sharpei*, *Chondrodonta joannae*, *Nerinea olisiponensis*, *N. schiosensis*, ainsi que les Caprinules ne sont plus représentées dans cette sous-zone. En l'absence de faune turonienne caractéristique j'ai maintenu cette sous-zone dans le Cénomaniens supérieur, mais il n'est pas impossible qu'il s'agisse de couches de passage au Turonien inférieur.

Cette sous-zone est recouverte par le complexe basaltique de Runa, son épaisseur visible actuellement n'excède pas 7 m et ses affleurements sont très restreints.

b) Sous-zone à *Caprinula boissyi*, *C. doublieri*, *C. brevis*, *C. orbigny*, *Sauvagesia sharpei*, *Apricardia carentonensis*, *A. laevigata*, *Durania arnaudi*, *D. arnaudi* var. *intermedia*, *D. arnaudi* var. *runaensis*, rare;

c) Sous-zone à *Caprinula boissyi*, *C. doublieri*, *C. brevis*, *C. orbigny*, *Sauvagesia sharpei*, *Radiolites lusitanicus*, *Durania arnaudi* var. *intermedia*, *D. arnaudi*, rare, *Apricardia* sp.

Dans les sous-zones b) et c), la microfaune cénomaniens est représentée par : *Chrysalidina gradata*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Pseudolituonella reicheli*, *Rhapydionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Nezzazata* sp., *Hemicyclammina sigali*. «*Valvulammina*» cf. *picardi*, *Nummoloculina heimi*, *Cuneolina pavonia-parva*, *Cuneolina* sp., *Dicyclina schlumbergeri*.

Chondrodonta joannae, *Nerinea schiosensis*, *N. olisiponensis* sont fréquentes.

Les sous-zones b) et c) de Runa correspondent à l'ensemble de la formation à Rudistes de la région de Lisbonne. La sous-zone a), un peu plus élevée stratigraphiquement, est absente dans la région de Lisbonne. Elle a probablement été érodée avant l'épanchement du «complexe basaltique».

2 — Au nord de Runa, et jusqu'à Leiria, les formations à Rudistes, moins importantes, sont plus pauvres en individus et en espèces.

Comme à Runa on peut mettre en évidence trois sous-zones, la plus élevée est limitée à la région de Cós-Montes sur le flanc sud du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro :

a) Sous-zone à *Durania arnaudi* et *D. arnaudi* var. *cós*. Microfaune limitée à *Nezzazata* sp., *Trochospira* sp., *Cuneolina* sp., *Dicyclina* sp.

Cette sous-zone a une épaisseur de deux mètres environ et forme le sol de la colline au sud de Montes.

Je maintiens ce niveau dans le Cénomaniens très supérieur, mais il n'est pas impossible qu'il représente des couches de passage au Turonien ou peut-être même l'extrême base du Turonien.

- b) Sous-zone à *Caprinula boissyi*, *C. brevis*, *Sauvagesia sharpei*, *Durania arnaudi*, *D. arnaudi* var. *intermedia*, rare, *Radiolites lusitanicus*, *R. peroni*, *Apricardia* sp.
 c) Sous-zone à *Caprinula boissyi*, *C. brevis*, *Sauvagesia sharpei*.

Dans les sous-zones b) et c), la microfaune cénomaniennne est représentée par *Pseudocyclamina rugosa*, *Rhapydionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Nezzazata* sp., *Trochospira* sp., *Cuneolina conica*, *C. pavonia-parva*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Hemicyclamina sigali*.

Remarquons la disparition complète de *Chrysalidina gradata* et de *Pseudolituonella reicheli*.

Exogyra columba devient fréquente accompagnée de *Exogyra flabellata* et *E. olisiponensis*. *Chondrodonta joannae* devient très rare. Moins fréquentes que dans les régions de Runa et de Lisbonne, les Nérinées sont représentées par *Nerinea olisiponensis*, *N. schiosensis* et *N. requieni*. Les Actéonelles sont fréquentes au sommet de la sous-zone b).

B) Zone inférieure (4 m à 6 m).

On y trouve la même macrofaune et la même microfaune que dans la région de Lisbonne. On note seulement un appauvrissement en individus qui s'accroît progressivement en se dirigeant vers le Nord. Les quatre niveaux définis dans la région de Lisbonne à partir des acméés des principales formes sont plus difficiles à délimiter. On peut néanmoins mettre en évidence les faits suivants: à Runa, les quatre niveaux de la région de Lisbonne subsistent. À partir de la région de Carvalhais, le niveau de base à *Nummoloculina heimi* n'est plus individualisé.

À Cós, le niveau 2 à *Praealveolina cretacea tenuis* abondantes perd de sa netteté.

Dans la région de Leiria-Caranguejeira on ne peut plus différencier le niveau 2 du niveau suivant à *Neolobites vibrayeanus*.

EST de la région de LISBONNE (coupe IV)

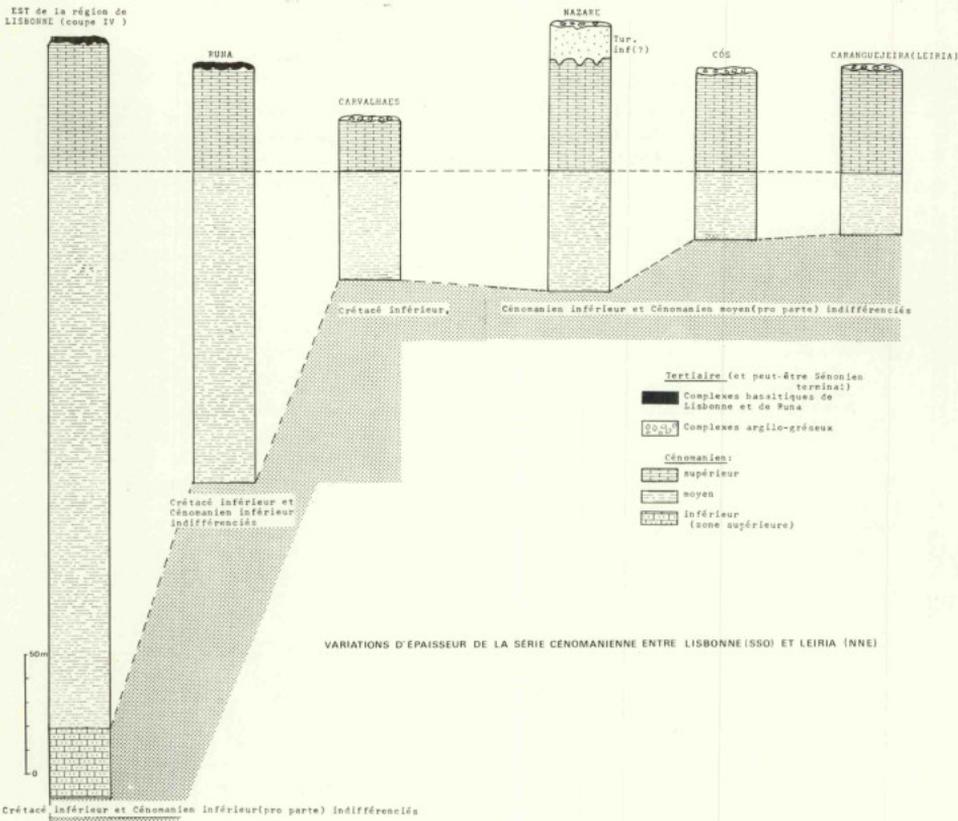


FIG. 12

CHAPITRE IV

CONCLUSION GÉNÉRALE DE LA STRATIGRAPHIE

L'étude stratigraphique du Crétacé supérieur de l'Estrémadure portugaise montre d'une part que celui-ci doit être rapporté entièrement au Cénomaniens, d'autre part qu'il faut considérer différemment la région de Lisbonne où ce Cénomaniens est épais de 400 m, environ, et la région au nord de Lisbonne, où son épaisseur diminue progressivement pour se réduire à 250 m dans la région de Runa, puis même à 70 m aux environs de Leiria.

A) La Région de Lisbonne.

Je subdivise le Cénomaniens de cette région de la manière suivante:

I. Cénomaniens inférieur.

- 1 — *Zone inférieure*: Ensemble de niveaux grossièrement détritiques où les grès calcaires plus ou moins argileux dominent: on y trouve *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Praealveolina iberica*, *P. simplex*, *Orbitolina conica-plana*, *Trocholina gr. arabica*, *Trocholina lenticularis*, *Hemicyclammina sigali*, *Daxia cenomana*, *Neomeris cretacea*, *Neomeris budaense*, *Dissocladella undulata*, *Permocalculus budaense*, *Permocalculus walnutense*; *Heterodiadema libycum*, *Apricardia laevigata*, *A. carantonensis*, *Nerinea titan*, *N. olisiponensis*, *Knemiceras uhligi* est limité à la base de cette zone.
- 2 — *Zone supérieure*: Le passage à cette zone est graduel; les niveaux sont moins gréseux; on retrouve les microfossiles de la zone précédente et on voit apparaître: *Nerinea d'almeidai*, *Pseudodoma drorimensis*, *Orbitolina cf. concava*, *Rhapydionina dubia*, *Marinella lugeoni*, *Heteroporella lepina*. *Pseudocyclammina rugosa* et *Charentia cuvillieri* sont plus rares que dans la zone inférieure. *Apricardia carantonensis* et *A. laevigata* existent encore.

II. Cénomaniens moyen.

Calcaires généralement très argileux, parfois dolomitiques, rarement gréseux, souvent azoïques surtout dans les niveaux supérieurs, et dont la microfaune est voisine de celle du niveau précédent. On y note la présence de très rares *Ovalveolina ovum*, de *Praealveolina iberica*, fréquentes, de *Praealveolina*

iberica cf. pennensis, de *P. simplex*, de *P. cretacea cf. debilis*, rares. C'est de ces niveaux que provient l'unique échantillon de *Turrilites costatus* du Portugal.

L'introduction d'un Cénomaniens moyen, peu utilisé actuellement, me paraît totalement justifiée dans cette région. Sa limite inférieure correspond au Portugal à la *disparition des Orbitolines* et à l'apparition de *Ovalveolina ovum*, ainsi qu'à une très nette diminution des apports détritiques grossiers dans la série sédimentaire. La présence sporadique et très localisée de Préalveolines du groupe *cretacea* est à mon avis très insuffisante pour justifier son abandon et son rattachement au Cénomaniens supérieur. Sa limite supérieure est donnée par les niveaux à *Nummoloculina heimi*, abondantes, et *Praealveolina cretacea tenuis* du Cénomaniens supérieur.

III. Cénomaniens supérieur.

1 — Zone inférieure:

Calcaires argileux à *Praealveolina cretacea tenuis*, très fréquente, *P. simplex*, *Ovalveolina ovum*, rare, *Cisalveolina fallax*, *Nummoloculina heimi*, *Rhipidionina casertana*, *Rhapydionina dubia* et *Neolobites vibrayeanus*.

Elle peut être subdivisée en quatre niveaux, de bas en haut:

- 1) Niveau à *Nummoloculina heimi* et *Biconcava bentori*;
- 2) Niveau à *Praealveolina cretacea tenuis*, très abondantes, *P. simplex*, *P. gr. cretacea*;
- 3) Niveau à *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. simplex*, *P. gr. cretacea*, *Neolobites vibrayeanus*;
- 4) Niveaux à foraminifères planctoniques indéterminables et *Praealveolina gr. cretacea* et *P. simplex*, rares.

2 — Zone supérieure:

Formations calcaires à Rudistes.

Elle peut être subdivisée en deux sous-zones:

À la base: Calcaires argileux à *Caprinula boissyi*, *C. brevis*, *C. doublieri*, *C. d'orbigny*, *Sauvagesia sharpei*, *Nerinea olisiponensis*, *N. schiosensis*, *Praealveolina gr. cretacea* et *P. simplex*, rares.

Au sommet: Calcaires argileux et marnes à Caprinules plus rares, *Sauvagesia sharpei*, abondants, *Durania arnaudi*, *D. arnaudi* var. *intermedia*, *Radiolites lusitanicus*, *R. peroni*, *Apricardia carentonensis*, *A. laevigata*, *Chondrodonta gr. Jaonnae*, *Nerinea olisiponensis*, *N. schiosensis*, *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudocyclammina rugosa*, *Biconcava bentori*, *Rhapydionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Nezzazata sp.*, «*Valvulammina*» cf. *picardi*, *Cuneolines*, *Dicyclines*, *Trochospira sp.*

B) Les affleurements au nord de la région de Lisbonne.

Ils s'étirent depuis le bassin de Runa jusqu'à la région de Leiria. Le bassin de Runa jouant le rôle d'une région de transition entre la région de Lisbonne et celle de Leiria. La série du Cénomaniens y est proche de celle de Lisbonne mais on voit apparaître de petites différences qui s'accroîtront au nord de Runa.

J'ai défini le Cénomaniens de cette région par rapport à celui de la région de Lisbonne qui est plus complet.

Le Cénomaniens, d'épaisseur plus réduite, débute ici directement par des niveaux sans Orbitolines, mais à *Praealveolina iberica*, *P. simplex*, rares et sporadiques. Je le divise comme suit :

I. Cénomaniens inférieur.

Il est impossible de le séparer du Crétacé inférieur terminal dont il présente le même faciès sableux.

Une partie du Cénomaniens moyen est inséparable du Crétacé inférieur dans les régions d'Alcobaça et de Leiria. Je considère que les derniers niveaux sableux du Crétacé inférieur sont les équivalents latéraux du Cénomaniens inférieur de la région de Lisbonne et, parfois, d'une partie du Cénomaniens moyen.

II. Cénomaniens moyen.

Calcaires argilo-dolomitiques à *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Praealveolina simplex* et *P. iberica*, rares, *Ovalveolina ovum*, très rares, *Neomeris cretacea*, *Neomeris budaense*, *Permocalculus budaense*, *Permocalculus walnutense*, *Pianella dinarica*, *Dissocladella undulata*.

III. Cénomaniens supérieur.

1 — Zone inférieure:

Calcaire argileux à *Praealveolina cretacea tenuis*, *P. simplex*, *Ovalveolina ovum*, rare, *Cisalveolina fallax*, *Rhipidionina casertana*, *Rhapydionina dubia*, *Neolobites vibreyanus*.

Les quatre niveaux définis dans la région de Lisbonne perdent de leur netteté mais sont encore identifiables à Runa.

Au nord de Runa, à partir de la contrée de Cercal-Carvalhais, le niveau de base n'est plus individualisé et l'on ne peut plus différencier le niveau 2 dans la région de Leiria-Caranguejeira.

2 — Zone supérieure:

Formations calcaires à Rudistes.

À partir de Runa on peut mettre en évidence trois sous-zones dans ces formations, la sous-zone supérieure n'étant représentée que par des affleurements ponctuels, à Runa et sur le flanc sud du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro (colline de Montes).

De la base au sommet:

Sous-zone 1: La faune de Rudistes est constituée par *Caprinula boissyi*, *C. brevis*, *Sauvagesia sharpei*, auxquels s'ajoutent à Runa: *Caprinula doublieri*, *C. d'orbigny*, *Radiolites lusitanicus*, *Durania arnaudi* var. *intermedia*, *Durania arnaudi*, rare, *Apricardia* sp.

Sous-zone 2: La faune de Rudistes est la suivante: *Caprinula boissyi*, *C. brevis*, *Sauvagesia sharpei*, *Durania arnaudi*, *D. arnaudi* var. *intermedia*, *Radiolites lusitanicus*, *R. peroni*, *Apricardia* sp.; à Runa s'ajoute *Durania arnaudi* var. *runaensis*, rare, *Apricardia carentonensis*, *A. laevigata*.

La microfaune est très voisine dans ces deux sous-zones: *Pseudocyclammina rugosa*, *Rhipidionina dubia*, *Rhipidionina casertana*, *Nezzazata* sp., *Trochospira* sp., *Cuneolina conica*, *C. pavonia-parva*, *Dicyclina schlumbergeri*.

À Runa s'ajoutent: *Chrysalidina gradata* et *Pseudolituonella reicheli*.

Sous-zone 3: La faune de Rudistes est constituée surtout par des variétés de *Durania arnaudi* (le type étant rare):

À Runa il s'agit de *Durania arnaudi* var. *runaensis*, *D. arnaudi* var. *expansa*.

À Montes il s'agit de *Durania arnaudi* var. *Cós*.

La microfaune est limitée à *Nezzazata sp.*, *Trochospira sp.*, «*Valvulammina*» cf. *picardi*, *Cuneolina pavonia-parva*, *C. conica*, *Dicyclina schlumbergeri*.

Le Cénomanien de l'Estrémadure portugaise est très voisin des séries cénomaniennes décrites en France (NEUMANN, 1963; BILLOTE, 1972; PHILIP, 1970; POURMOTAMED, 1971; SAINT MARC, 1964; JUIGNET, 1973), en Espagne (FEUILLEE, 1967; SOUQUET, 1967) et de toutes les séries du domaine périméditerranéen (Italie, Yougoslavie, Grèce, Liban, Israël, Egypte, Libye, Afrique du Nord).

L'apparition de *Praealveolina simplex* au cours du Cénomanien inférieur est conforme aux opinions émises par de nombreux auteurs.

La coupure entre le Cénomanien moyen et le Cénomanien inférieur, d'après la microfaune, est plus discutée. L'apparition de *Ovalveolina ovum*, le développement important des *Praealveolina* et en particulier du groupe de *P. cretacea*, sont des critères assez nets pour être retenus. La disparition des Orbitolines coïncidant avec l'apparition de *Ovalveolina ovum*, comme on le constate au Portugal et en Charentes, reste un critère secondaire et local.

Le Cénomanien supérieur est très bien caractérisé. La stratigraphie de détail de la partie inférieure du Cénomanien supérieur permet de préciser la position relative de *Praealveolina cretacea tenuis* et de *Neolobites vibrayeanus*, Ammonite typique de la base du Cénomanien supérieur. L'apogée de *Praealveolina cretacea tenuis* précède de peu l'apparition de *Neolobites vibrayeanus*.

Les calcaires à Rudistes représentent la partie supérieure du Cénomanien supérieur (BERTHOU, 1968, 1971). Cette nouvelle attribution, associée aux conclusions de J. PHILIP (1970), en Provence, permettent d'envisager sous un jour nouveau la limite du Cénomanien et du Turonien récifal dans le domaine mésogéen (BERTHOU-PHILIP, 1972).

La cénozone à *Durania arnaudi* var. *runaensis*, *D. arnaudi* var. *expansa*, *D. arnaudi* var. *cos* (où *Durania arnaudi* type est rare) représente l'ultime faunzone du Cénomanien supérieur à Rudistes au Portugal. Il n'est pas impossible qu'il s'agisse d'une zone de passage avec le Turonien inférieur.

La cénozone à *Sauvagesia sharpei*, *Radiolites lusitanicus*, *R. peroni*, *Durania arnaudi* type, *Durania arnaudi* var. *intermedia*, *Caprinula boissyi*, *C. brevis*, *C. doublieri*, *C. d'orbigny*, représente la dernière faunzone du Cénomanien à Rudistes incontestable. Elle s'observe sans décalage et sans perturbation au Portugal et en Provence, ce qui lui confère une valeur chronologique certaine.

Un parallélisme étroit peut être établi avec la province orientale. Au Liban, les niveaux à *Sauvagesia sharpei*, *Caprinules*, *Chondrodontes*, *Nérinées* et *Foraminifères* cités par H. DOUVILLÉ (1910) et P. SAINT MARC (1969, 1970) et attribués au Turonien sur la foi des travaux de CHOFFAT (DOUVILLÉ, p. 60) doivent, selon toute vraisemblance, être rapportés également au Cénomanien supérieur. En Istrie, d'après sa composition faunistique et micropaléontologique, la cénozone 2-a de POLSAK (1965) doit être rattachée au Cénomanien supérieur. Celui-ci la considérait d'ailleurs (1965, p. 497) comme une zone de transition entre le Cénomanien et le Turonien. Notons encore que les *Durania arnaudi* figurés par POLSAK (1967) proviennent de sa cénozone 3 (Turonien) et l'auteur précise qu'ils sont très voisins de la variété *runaensis* (les *Durania arnaudi* de la cénozone 2-a ne sont pas figurés par POLSAK). En Istrie, on retrouverait donc une zonation très voisine de celle observée au Portugal.

Le Turonien débiterait donc en Istrie comme au Portugal par l'apparition des *Vascoceras* s. 1. En Italie, à Rocca di Cave (Latium), F. CARBONE et al. (1971) décrivent dans le Cénomanien supérieur des faciès à Rudistes et *Nérinées* identiques à ceux du Portugal.

Soulignons que le type et les différentes variétés de *Durania arnaudi* n'ont pas la même répartition stratigraphique. *Durania arnaudi* var. *intermedia* fait partie de la cénozone à *Sauvagesia sharpei* et *Caprinules* du Cénomanien certain (où *Durania arnaudi* type est présente). *Durania arnaudi* var. *runaensis*, *D. arnaudi* var. *expansa* et *D. arnaudi* var. *cos* sont un peu haut et forment une cénozone d'où les *Sauvagesia sharpei*, les *Durania arnaudi* var. *intermedia* et les *Caprinules* ont disparu, et où les *Durania arnaudi* type sont rares.

Une discontinuité importante paraît exister dans tout le domaine mésogéen entre les formations récifales cénomaniennes et turoniennes. Cette discontinuité se situe au Turonien inférieur et se manifeste soit par un changement de régime sédimentaire (apparition d'un faciès terrigène par suite peut-être d'un

bouleversement climatique) qui entraîne la disparition des faunes de Rudistes, soit par une lacune du Turonien inférieur consécutive à des mouvements tectoniques. La sédimentation de type récifal ne revient qu'au Turonien supérieur (s. l.) avec l'apparition des *Hippuritidae*.

C) Tableau résumé du Cénomaniens de l'Estrémadure.

Région de Lisbonne	Région au nord de Lisbonne
Terrains post-cénomaniens.	Terrains post-cénomaniens.
Cénomaniens supérieur.	Cénomaniens supérieur.
Cénomaniens moyen.	Cénomaniens moyen.
Cénomaniens inférieur.	Cénomaniens inférieur et Crétacé inférieur indiscernables.
	Crétacé inférieur

D) Position du «Bellasiens» de CHOFFAT par rapport à cette échelle stratigraphique.

Le «Bellasiens» dans sa région type (la région de Lisbonne) devient maintenant un synonyme de Cénomaniens inférieur et moyen.

«Bellasiens»	IV — Niveau à <i>Pterocera incerta</i> .	Cénomaniens moyen.	Cénomaniens inférieur
	III — Niveau à <i>Exogyra pseudo-africana</i> .		
	II — Niveau à <i>Plyconites — subverneuili</i> .	Zone supérieure.	
	I — Niveau à <i>Knemiceras uhligi</i> .	Zone inférieure.	

Au nord de la région de Lisbonne, CHOFFAT avait constaté que le «Bellasiens» fossilifère devenait de plus en plus réduit, en particulier au nord du parallèle des Berlangas. Les premiers niveaux fossilifères correspondant au niveau III, puis au niveau IV du «Bellasiens» de la région de Lisbonne, qu'il considérait comme Cénomaniens à juste titre d'ailleurs.

Il affecta alors le terme de «Bellasiens» aux formations argilo-gréseuses fluvio-continentales qui séparent les derniers calcaires jurassiques de ce Cénomaniens. Le «Bellasiens» correspond donc dans ces régions à un intervalle de temps variable suivant le lieu; au nord de l'Estrémadure, dans la Beira littoral, les grès «bellasiens» sont compris entre le Jurassique moyen et le Cénomaniens moyen terminal; dans

le nord de l'Estrémadure (région au nord de Lisbonne) ils représentent des terrains compris entre le Jurassique supérieur et un niveau quelconque du Cénomaniens moyen.

Cette dualité d'interprétation du «Bellasiens» par son créateur mérite d'être soulignée. En effet, ce terme est encore couramment employé car il est très pratique dans la géologie locale. Il est d'ailleurs employé principalement dans son sens dérivé pour caractériser les formations continentales post-jurassiques et anté-cénomaniennes dans les régions au nord du parallèle des Berlengas.

Répartition des Foraminifères, des Algues, et des principales espèces de la macrofaune dans le Cénomanién de l'Estremadure.

	C É N O M A N I E N				
	INFÉRIEUR		MOYEN	SUPÉRIEUR	
	Z O N E I N F	S U P		Z O N E I N F	S U P
Knemiceras uhligi CHOFFAT.....					
Ostrea praelonga SHARPE.....					
Exogyra boussingaulti (COQ.).....					
Pseudocyclammina rugosa (D'ORB.).....					
Charentia cuvillieri NEUMANN.....					
Daxia cenomana CUVILLIER & SZAKALL.....					
Trocholina gr. arabica HENSON.....					
Trocholina lenticularis HENSON.....					
Haplophramoides sp.....					
Lituola sp.....					
Verneulinidés.....					
Textulariidés.....					
Miliolidae.....					
Neomeris cretacea STEINMANN.....					
Neomeris budaense JOHNSON.....					
Dissocladella undulata RAINERL.....					
Permocalculus budaense JOHNSON.....					
Permocalculus walnutense JOHNSON.....					
Halimeda-Boueina.....					
Neomeris sp.....					
Permocalculus sp.....					
Marinella lugeoni PFENDER.....					
Hemicyclammina sigali MAYNC.....					
Nerinea titan SHARPE.....					
Nerinea olisiponensis SHARPE.....					
Apricardia carentonensis (D'ORB.).....					
Apricardia laevigata (D'ORB.).....					
Polyconites subverneulli CHOFFAT.....					
Dicyclina schlumbergeri MUN-CH.....					
Orbitolina conica-plana D'ARCHIAC.....					
Praealveolina simplex REICHEL.....					
Praealveolina iberica REICHEL.....					
Cuneolina pavonia-parva HENSON.....					
Cuneolina conica (D'ORB.).....					
Orbitolina cf. concava LAMARCK.....					
Orbitolinidé nouveau.....					
Pseudedomia drorimensis REISS, HAM & ECK.....					
Rhapydionina dubia DE CASTRO.....					
Heteroporella lepina PRATURLON.....					
Neomeris pfenderae KONISHI & EPIS.....					
Permocalculus irenae JOHNSON.....					
Lithocodium aggregatum ELLIOT.....					
Acicularia sp.....					
Exogyra pseudo-africana CHOFFAT.....					
Ostrea biauriculata LAMARCK.....					
Nerinea d'almeidai BERTHOU & TERMIER.....					
Ichthyosarcolites triangularis DESM.....					
Turrilites costatus LAMARCK.....					
Pianella dinarica RADOICIC.....					
Pianella cf. melitae RADOICIC.....					
Acroporella radoicici PRATURLON.....					
Globotruncanidés.....					
Ovalveolina ovum D'ORB.....					
Praealveolina iberica cf. pennensis REICHEL.....					
Praealveolina gr. cretacea D'ARCHIAC.....					
Praealveolina gr. cretacea cf. debilis REICHEL.....					
Nummuloculina heimi BONET.....					
Biconcava bentori HAM, & ST. MARC.....					
Nerinea schiosensis PIRONA.....					
Praealveolina cretacea tenuis REICHEL.....					
Neolobites vibrayeanus (D'ORB.).....					
Exogyra columba (LAMARCK).....					
Exogyra olisiponensis (SHARPE).....					
Exogyra flabellata (SOW.).....					
Rhapydionina casertana DE CASTRO.....					
Cisalveolina fallax REICHEL.....					
Stomiosphaera sp.....					
Calcisphaerula sp.....					
Pithonella sp.....					
Nerinea sp.....					
Pseudolituonella reicheli MARIE.....					
Pseudolituonella sp.....					
Caprinula boissyi D'ORB.....					
Caprinula doublieri D'ORB.....					
Caprinula brevis SHARPE.....					
Caprinula d'orbigny SHARPE.....					
Chondrodonta joannae (CHOFFAT).....					
Sauvagesia sharpei (BAYLE).....					
Radiolites lusitanicus (BAYLE).....					
Radiolites peroni (CHOFFAT).....					
Durania arnaudi (CHOFFAT).....					
Durania arnaudi var. intermedia (CHOFFAT).....					
Nerinea requieni D'ORB.....					
Chrysalidina gradata D'ORB.....					
Spirolina sp.....					
Nezzazata sp.....					
Trochospira sp.....					
Valvulamina cf. picardi HENSON.....					
Hemicyclammina sigali MAYNC.....					
Durania arnaudi var. runaensis (CHOFFAT).....					
Durania arnaudi var. expansa (CHOFFAT).....					
Durania arnaudi var. cos (CHOFFAT).....					

CHAPITRE V

LES MICROFACIÈS DU CÉNOMANIEN DE L'ESTRÉMADURE PORTUGAISE

L'étude des micro-organismes a permis de mettre en place une stratigraphie de détail cohérente du Crétacé supérieur de l'Estrémadure portugaise. Les microfaunes et les microflores, rares dans l'ensemble, sont éparses dans des microfaciès lithologiquement très variées où elles ne constituent que rarement l'élément dominant. Le terme de microfaciès a été défini par J. CUVILLIER dans plusieurs publications (1945, 1951, 1952, 1956, 1961) et rappelé récemment par G. BIGNOT (1970). C'est l'ensemble des caractères paléontologiques et lithologiques d'une roche que l'on peut mettre en évidence par l'observation d'une section mince de cette roche au microscope optique. D'après J. CUVILLIER (1961), ce terme associe étroitement les caractères de la lithologie à ceux de la micropaléontologie; ces deux notions devant être précisées avec le même soin. Le trait important étant l'observation au microscope optique, il n'est pas nécessaire à mon avis que ces deux éléments soient présents pour caractériser un microfaciès. Si l'élément lithologique est toujours présent, l'élément micropaléontologique peut manquer. Il n'en reste pas moins vrai que les caractères de la roche ayant été défini au microscope optique, il s'agit d'un microfaciès. C'est dans cet esprit que je vais décrire les microfaciès du Cénomaniens de l'Estrémadure portugaise. Certains comprendront des microorganismes en abondance, d'autres des débris de faune et, enfin, il en est qui ne seront définis que par leur caractères lithologiques. Ces derniers peuvent être un guide très sûr dans la stratigraphie locale.

Il serait peut-être souhaitable d'introduire le terme de faciès micropaléontologique pour des microfaciès où les micro-organismes sont abondants et bien conservés et celui de faciès microlithologiques pour des microfaciès définis par leurs caractères lithologiques observés au microscope optique. Les faciès micropaléontologiques peuvent se retrouver en différents lieux et permettre ainsi des corrélations à grandes distances. Les faciès microlithologiques sont surtout utilisables dans une stratigraphie locale. L'extrême variété des microfaciès de la série, inhérente aux conditions de dépôts néritiques, rend nécessaire leur regroupement en quelques grands types à l'intérieur desquels on peut alors définir des cas particuliers, localement très utiles au stratigraphe. Ces microfaciès particuliers ne sont jamais très étendus et leurs variations très fréquentes, rapides ou progressives, rendent leur délimitation géographique aléatoire. Ils ne sont que la différentiation locale d'un microfaciès de type plus général auquel ils passent latéralement ou verticalement.

Dans les planches, après la description du microfaciès, je mentionnerai son nom d'après la classification de FOLK (1959, 1962). J'emploierai aussi les termes de calcarénite, biocalcarénite, calcirudite et biocalcirudite, tels qu'ils sont définis par CAROZZI (1960).

PRINCIPAUX TYPES DE MICROFACIÈS

On peut rattacher les microfaciès du Cénomaniens de l'Estrémadure aux grands types suivants:

- I — Microfaciès à éléments détritiques siliceux abondants;
- II — Microfaciès à éléments détritiques calcaires abondants;
- III — Microfaciès constitués essentiellement par l'accumulation d'organismes;
- IV — Microfaciès dont la particularité consiste en la présence de dolomite ou de silicifications secondaires.

I. Les microfaciès à éléments détritiques siliceux abondants.

1 — Les microfaciès à éléments détritiques siliceux grossiers (sable, gravier) abondants:

Cet ensemble de microfaciès comprend tous les intermédiaires entre les grès à ciment argileux ou marneux peu abondant et les calcaires argileux à grains de quartz épars représentant au moins 10 % de la roche. Ces grains de quartz atteignent parfois 10 mm à 15 mm de diamètre. Les restes de faunes et de flores que l'on rencontre dans ces microfaciès sont parfois remaniés sur place et souvent recristallisés. Les micro-organismes y sont sporadiques, la microfaune par contre peut être abondante et bien conservée.

Dans la région de Lisbonne, ces microfaciès sont fréquents dans le Cénomaniens inférieur et très rares dans le Cénomaniens moyen et supérieur. On peut considérer dans cette région que la présence de grains de quartz de 2 mm de diamètre en section dans un calcaire marque le Cénomaniens inférieur.

Dans le Cénomaniens de la région au nord de Lisbonne, et surtout au nord de Runa, ces microfaciès sont plus rares. À Runa ils sont principalement localisés à la base du Cénomaniens moyen, au nord de Runa, on les rencontre dans l'ensemble du Cénomaniens moyen.

Ils n'existent pas dans le Cénomaniens supérieur de l'Estrémadure.

Certains microfaciès particuliers se rattachent à ce type général sont utilisables localement en stratigraphie. Ils passent latéralement ou verticalement au type général d'une manière progressive.

Planches: 16, 17, 18, 39, 40.

2 — Microfaciès dans lesquels la fraction argileuse est abondante.

Ils sont de loin les plus fréquents et peuvent exister dans tous les niveaux, du Cénomaniens inférieur au Cénomaniens le plus supérieur.

Ce sont des calcaires argileux ou des argilites calcaires, parfois des shales ou des shales marneux (MILLOT, 1964). Ils renferment parfois du sablon de quartz et quelques intraclastes en faible quantité (inférieure à 10 %).

Les débris de faune et de flore (bioclastes) rarement usés sont le plus souvent identifiables. Les sections de Foraminifères y sont parfois assez fréquentes et bien conservées. La nature des débris et la présence de micro-organismes permet d'y distinguer des microfaciès particuliers très caractéristiques de certaines contrées ou de certains niveaux.

Planches: 19, 20, 21, 28, 29, 30, 31, 32, 35, 36 ph. 2 et 4, 41, 42, 43 ph. 1 et 2, 45, 46 ph. 1 et 2.

II. Microfaciès à éléments détritiques calcaires dominants.

Ce sont les microfaciès graveleux, intraclastiques. Les éléments détritiques calcaires sont représentés par des intralithoclastes et des intrabioclastes en proportion variable. Ils renferment parfois des quantités non négligeables de grains de quartz.

Le ciment est en général de la calcite cristalline (spathique). Les débris de calcaires et de faune, toujours roulés et usés, sont difficilement reconnaissables dans la plupart des cas. Ils sont par contre souvent bien triés. Cette usure et ce bon triage suggèrent un remaniement par des actions mécaniques non s'exerçant très probablement sur un estran. Les termes de calcarénite, biocalcarénite, calcirudite et biocalcirudite (CAROZZI, 1960) peuvent s'appliquer à ces microfaciès.

Ils forment des niveaux souvent peu épais (15 cm à 25 cm), présentant des aires de répartition parfois assez étendues. Ils sont principalement localisés à deux niveaux dans la région de Lisbonne: la zone supérieure du Cénomanién inférieur et le sommet des calcaires à Rudistes (Cénomanién supérieur). Dans la région au nord de Lisbonne on rencontre quelques microfaciès de ce type à la partie inférieure du Cénomanién moyen et au sommet des calcaires à Rudistes, en particulier à Nazaré, Cós et Caranguejira.

Planches: 23, 24, 25, 26, 44, 47, 48.

III. Microfaciès constitués essentiellement par l'accumulation d'organismes.

La plupart des fossiles y sont entiers et fort peu remaniés. On y rencontre des intrabioclastes et des intralithoclastes en faible quantité. Le ciment est le plus souvent argileux. Des grès fins ou des argiles plus au moins gréseuses constituent le ciment de ces microfaciès dans le Cénomanién inférieur de la région de Lisbonne et dans la partie inférieure du Cénomanién moyen de la région au nord de Lisbonne. On rencontre parfois des ciments de calcite cristalline.

Planches: 22, 33, 35 ph. 4, 36 ph. 1 et 3, 43 ph. 3 et 4, 46 ph. 3 et 4.

IV. Les microfaciès dolomitiques ou silicifiés.

1 — Les microfaciès dolomitiques.

Très rare dans la région au nord de Lisbonne, la dolomite est relativement fréquente dans les calcaires argileux de la région de Lisbonne, principalement au Cénomanién inférieur et moyen.

Selon la fréquence des rhomboèdres de dolomite on a des calcaires plus ou moins dolomitiques ou des dolomies calcifères. Dans un même banc on peut passer rapidement d'une dolomie calcifère à un calcaire dolomitique ou au calcaire argileux primitif non dolomitisé.

Au Cénomanién inférieur, dans les niveaux dolomités, la dolomite se présente le plus souvent en rhomboèdres bien développés, d'assez grande taille, épars dans la roche ou formant parfois de petits filonnets. C'est dans la zone supérieure du Cénomanién inférieur de l'ouest de la région de Lisbonne que ce type de calcaire dolomitique est le plus fréquent.

Au Cénomanién moyen on rencontre plutôt des dolomies calcifères dans lesquelles les rhomboèdres de dolomites toujours bien formés sont de faibles dimensions, abondants, mais néanmoins rarement jointifs. Au sommet du Cénomanién moyen ces dolomies calcifères peuvent former des bancs relativement épais (5 m à 10 m, environ).

Des fantômes de fossiles sont parfois visibles dans ces niveaux dolomités. On constate alors fréquemment que, dans les moules internes des fossiles, les cristaux de dolomite sont plus nombreux et de plus grande taille que dans le ciment. La coquille de ces fossiles étant généralement encore en calcite.

Planches: 26, 27, 34.

2 — Les silicifications.

Elles affectent principalement les calcaires à Rudistes dans toute l'Estrémadure. Ce sont généralement les bancs médians de la masse des calcaires à Rudistes qui ont été silicifiés, et plus rarement ceux du sommet ou de la base. On rencontre des bancs discontinus de calcaire silicifié d'épaisseur variable (au maximum 50 cm) et des rognons ovoïdes (chailles), aplatis, de 15 cm à 20 cm de long, répartis dans la masse des calcaires à Rudistes, et formant parfois des lits grossiers. Ces bancs et ces rognons sont souvent zonés.

Dans la plupart des cas, la silicification est imparfaite. La structure des Rudistes est encore reconnaissable, ainsi que la microfaune, quand elle existe.

La limite entre la zone silicifiée et la zone calcaire est tantôt floue, tantôt bien tranchée.

Planches: 38, 49.

CHAPITRE VI

CONDITIONS DE DÉPÔTS DES SÉDIMENTS—PALÉOGÉOGRAPHIE

A) Étude sédimentologique comparée des dépôts du Cénomaniens, du sommet du Crétacé inférieur et du Paléogène.

Le problème de base étant la stratigraphie, j'ai volontairement réduit l'étude sédimentologique des sédiments aux points suivants:

- Répartition des constituants principaux des sédiments;
- Étude de la fraction sableuse (0,035 mm à 2 mm) des sédiments ¹:

- Granulométrie;
- Morphoscopie des grains de quartz;
- Teneur en feldspaths;
- Minéraux lourds;

- Étude qualitative des minéraux argileux de la fraction fine (inférieure à 0,035 mm).

Les résultats obtenus ne seront pas présentés échantillon par échantillon, ni coupe par coupe, mais globalement pour l'ensemble du Cénomaniens ou d'une partie de celui-ci sur la totalité du bassin. Le caractère néritique de la série amène des variations de détail incessantes et seule une vue globale et statistique des résultats présente un certain intérêt.

Bien que limitée, cette étude donne néanmoins quelques précisions sur l'origine, la nature et les conditions de dépôts des sédiments. Elle permet de mettre en évidence les différences essentielles, d'une part entre les dépôts du Cénomaniens et ceux du Crétacé inférieur terminal, d'autre part entre les dépôts du Cénomaniens et les terrains qui le recouvrent, d'âge imprécis, fin Crétacé à Paléogène.

¹ J'adopte les coupures suivantes:

Argile et limon fin, dimension inférieure à 0,035 mm (35 μ)
Sable et limon grossier, dimension entre 0,035 mm et 2 mm;
Gravier, dimension entre 2 mm et 20 mm;
Galet, dimension entre 20 mm et 250 mm.

I. Répartition des constituants principaux des sédiments.

Ces éléments sont: le calcaire (nous éliminerons les niveaux dolomitiques qui restent des accidents), les éléments détritiques grossiers (diamètre supérieur à 0,035 mm), les éléments détritiques fins (diamètre inférieur à 0,035 mm).

Dans la région de Lisbonne, la diminution des apports détritiques grossiers quand on monte dans la série est rapide.

Dans l'ouest de la région de Lisbonne, on voit apparaître des niveaux grossièrement détritiques au sommet de la zone supérieure du Cénomaniens inférieur. On remarque une forte teneur en calcaire de la partie supérieure du Cénomaniens inférieur, niveau où les calcarénites sont fréquentes et où se développe timidement une faune de petits Rudistes (Polyconites, Requieridés) et de Nérinées. Les calcarénites elles-mêmes se présentent sous la forme de niveaux de calcaires plus ou moins gréseux, mais toujours fort peu argileux.

II. Étude de la fraction sableuse des sédiments.

1 — Granulométrie de la fraction détritique grossière (supérieure à 0,035 mm):

Le sable forme la plus grande partie de la fraction détritique grossière des échantillons, qu'ils soient calcaires ou non. Les graviers sont peu abondants et de petite taille (jusqu'à 10 mm). Seuls quelques rares niveaux présentent une fraction granulométrique notable entre 10 mm et 20 mm. Ils sont localisés à la base du Cénomaniens inférieur de la région de Lisbonne et à la zone supérieure du Cénomaniens inférieur de la contrée de Cascais (ouest de Lisbonne).

L'indice de triage (Qdphi) est le plus souvent compris entre 0,40 et 0,50. Il indique un triage dû à l'action de la mer, mais moins bon que celui que l'on observe sur des plages actuelles et qui se situent entre 0,20 et 0,30. Les plages actuelles de la région de Lisbonne présentent d'ailleurs un Qdphi de 0,30. On peut en déduire que la mer cénomaniens n'était pas ouverte face au large et que le brassage des sédiments n'y était pas très puissant.

J'ai fait quelques granulométries des sables terminaux du Crétacé inférieur à des fins de comparaison.

Les indices de classement présentent deux maxima, le plus important (Qdphi=0,40 à 0,50) est dû aux sables de la partie supérieure du Crétacé inférieur de la région au nord de Lisbonne. Le plus faible (Qdphi = 1 à 1,10) est dû aux sables de cette même région située 50 environ ou plus sous le Cénomaniens moyen fossilifère et aux sables conglomératiques de la fin du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne.

Dans la région de Lisbonne les indices de triages différencient bien les sables cénomaniens des sables du Crétacé inférieur terminal.

Dans la région du nord de Lisbonne, cette opposition est aussi nette pour les niveaux du Crétacé inférieur situé à 50 m au moins sous le Cénomaniens moyen. Le meilleur triage (Qdphi=0,40 à 0,50) des sables immédiatement sous-jacents au Cénomaniens dans cette région, identique à celui des sables cénomaniens, est probablement dû au remaniement sur place des sables du Crétacé inférieur par la transgression cénomaniens.

2 — Morphoscopie des grains de quartz.

Les grains de quartz du Cénomaniens sont tous, soit des grains non usés, soit des grains subanguleux luisants, à émoussés luisants ou ronds luisants.

À la dimension moyenne de référence de 0,7 mm de long, les grains de quartz sont subanguleux luisants dans une proportion de 0% à 60% suivant les niveaux, avec un pourcentage médian de 25%. Dans les calcarénites et les biocalcarénites, les quartz de 0,7 mm de long sont beaucoup plus usés, ce sont des grains émoussés luisants à ronds luisants qui dominent dans une proportion qui peut atteindre 85%. Les autres grains étant subanguleux luisants, les grains non usés devenant rares.

On note un léger accroissement de l'usure moyenne des grains de quartz quand on s'élève dans la série.

Par rapport au Crétacé inférieur terminal, la proportion de grains non usés est légèrement plus faible au Cénomaniens. Le Paléogène, par contre, présente des quartz nettement plus usés, les grains non usés étant pratiquement absents, la majorité des quartz de 0,7 mm sont émoussés ou ronds, luisants ou mats.

De cette étude morphoscopique on peut conclure qu'il semble que seule une fraction assez faible des grains de quartz du Cénomaniens est reprise des sables du Crétacé inférieur. Quant aux sables du Paléogène basal, il est très probable que la plus grande partie de leurs quartz sont repris aux formations sédimentaires antérieures.

3 — Teneur en feldspaths.

Les sédiments cénomaniens sont pauvres en feldspaths. Au Cénomaniens inférieur, les niveaux de grès plus ou moins argileux et de calcaire très gréseux peuvent contenir jusqu'à 15 % de feldspaths.

Au Cénomaniens moyen, certains niveaux de marnes gréseuses en contiennent des traces.

Ils sont totalement absents des niveaux très calcaires du Cénomaniens supérieur.

4 — Les minéraux lourds.

Les échantillons sur lesquels a été pratiqué la séparation au bromoforme de densité 2,9 entre les minéraux lourds et les minéraux légers, ont été répartis verticalement et horizontalement, afin d'avoir une vue d'ensemble aussi exacte que possible. Pour les niveaux meubles, j'ai choisi des échantillons dont les médianes étaient voisines et dont l'hétérométrie était faible. Je n'ai séparé qu'une fraction par échantillon, comprise entre 0,500 mm inclus et 0,050 mm inclus¹.

a) Teneur:

La teneur en minéraux lourds varie de 0,01 % à 1 % avec une médiane de 0,4 %. La majorité des échantillons contiennent entre 0,35 % et 0,54 % de minéraux lourds.

b) Usure:

Les résidus lourds sont généralement peu usés, les minéraux sont en éclat anguleux ou légèrement émoussés et les formes cristallines sont encore bien visibles dans la plupart des cas pour les zircons et les tourmalines. Bien que les résidus soient assez homogènes comme usure, on rencontre parfois des tourmalines et des zircons nettement plus usés que les autres et qui sont certainement repris de formations sédimentaires antérieures.

Le degré d'usure des minéraux lourds est nettement plus fort dans les différents niveaux de calcaires plus ou moins gréseuses que l'on rencontre à la fin du Cénomaniens inférieur de la région de Lisbonne, ainsi qu'au sommet des calcaires à Rudistes de la région de Cós en particulier.

Dans ces niveaux, les minéraux sont presque tous ovoïdes. Cette usure importante me paraît normale dans ces sédiments formés dans des zones fortement brassées par les vagues. C'est d'ailleurs dans ces mêmes niveaux que les quartz sont les plus émoussés.

c) Les minéraux opaques:

Ils représentent entre 10 % et 90 % des minéraux avec une médiane de 35 %.

Ces minéraux sont essentiellement de la pyrite, associée à de l'hématite et plus rarement à de la blende, de l'ilménite, de l'azurite et de la malachite.

Certains résidus montrent des cristaux de pyrite parfaitement formés, probablement authigènes et, dans ces échantillons la pyrite a parfois épigénéisé des microfossiles que l'on retrouve dans les résidus lourds. Ces cas sont relativement rares et limités stratigraphiquement à la base du Cénomaniens inférieur de la région de São João das Lampas, à certains lits du niveau à Ostracodes de la base du Cénomaniens moyen de la région de Lisbonne et à la base du Cénomaniens moyen de la région de Nazaré et de Leiria. Ces sédiments à pyrite authigène sont aussi riches en matières organiques; ils se sont déposés en milieu réducteur.

d) Les minéraux phylliteux:

Les minéraux les plus fréquents sont les micas et principalement la muscovite qui est souvent le seul mica présent, la biotite étant beaucoup plus rare. Les chlorites existent à l'état de traces.

¹ Suivant S. DUPLAIX, 1958, p. 3.

Dans l'ensemble du Cénomaniens, les niveaux riches en micas sont rares.

Les micas sont assez abondants dans les sables fins, peu argileux riches en pyrite et en matières organiques.

Si l'on considère le sable brut, la muscovite représente dans les meilleurs cas de 1 % à 5 % des grains de 0,1 mm à 0,7 mm de long, de 10 % à 20 % de ceux de 0,7 mm à 1 mm et souvent 90 % à 100 % des grains de plus de 1 mm de long. La présence de muscovite en forte proportion implique un dépôt de sédiment en milieu peu agité, où les courants sont particulièrement faibles. Elle indique aussi une origine des sédiments à partir de l'érosion de roches granitiques et cristallophyliennes.

Les niveaux riches en micas sont localisés dans le Cénomaniens inférieur de la contrée de São João das Lampas, dans le niveau à Ostracodes de la base du Cénomaniens moyen de la région de Lisbonne, dans le Cénomaniens moyen basal de Leiria, Nazaré et Cós.

La liaison avec l'établissement d'un milieu réducteur est nette. Il est probable que ces milieux réducteurs indiquent des époques où, dans les zones intéressées, les communications avec la haute mer devaient être contrariées amenant l'établissement d'un régime hydrodynamique faible. On peut supposer qu'ils sont liés à de petites régressions ou à des périodes de stagnation de la transgression.

Dans les résidus lourds, il y a de 0 % à 20 % de micas, la médiane étant de 1 %.

e) Les minéraux lourds transparents:

(Les pourcentages des différents minéraux sont rapportés à 100 minéraux transparents non phyliteux.)

On trouve le même cortège de minéraux dans l'ensemble du Cénomaniens et dans des proportions qui varient peu dans le temps et dans l'espace.

Tourmaline:

C'est le plus abondant des minéraux transparents, elle peut être brune à brune rougeâtre, verte, bleue ou incolore. La répartition de ces différentes variétés est la suivante (sur 100 tourmalines): tourmaline brune à brune-rougeâtre, 95 %, tourmaline verte, 4 %, et tourmaline bleue et incolore, 1 %.

Elle se présente en éclats aux angles parfois émoussés, plus rarement en grains ovoïdes repris, dans certains cas, de formations sédimentaires antérieures. Les prismes en bon état sont fréquents.

Zircon:

Il se présente en général sous forme de prismes pyramidés souvent zonés et présentant parfois des inclusions opaques. Les grains ovoïdes, hérités de sédiments antérieurs, sont plus rares que pour la tourmaline. La répartition de la tourmaline et du zircon dans les sédiments montre que la base du Cénomaniens de la région de Lisbonne est plus riche en zircons que le reste de la formation. Après la tourmaline et le zircon, les minéraux titanés sont les plus fréquents (rutil, anatase, brookite). Au total ils peuvent former jusqu'à 18 % des minéraux transparents. L'anatase est en moyenne plus abondante que le rutil, la brookite n'existe en général qu'à l'état de trace, sa teneur étant généralement inférieure à 0,5 %.

Andalousite:

Dans la région de Lisbonne elle représente au plus 4 % des minéraux lourds; au nord de Lisbonne elle est légèrement plus abondante et sa teneur peut atteindre 14 %. Elle est généralement sans inclusions charbonneuses et bien pléochroïque de rose-vif à incolore. C'est un minéral peu usé en général.

Staurotide:

Dans l'ensemble elle est plus abondante que l'andalousite. Sa teneur maximum est de 9 % mais sa présence est plus constante que l'andalousite. Elle se présente le plus souvent en éclat anguleux mais on rencontre aussi des grains très usés et arrondis.

Grenat:

Il est présent dans des proportions intermédiaires entre celle de la staurotide et celle de l'andalousite.

Disthène:

Il n'apparaît que sporadiquement et il est souvent absent. Sa teneur maximum est de 2 %.

Si l'on considère l'ensemble de ces quatre minéraux de métamorphisme, on constate qu'ils sont plus abondants au nord de Runa qu'au sud, cette différence étant nettement plus marquée pour l'andalousite que pour les trois autres.

Epidote:

L'épidote est assez constante dans les résidus lourds où sa teneur peut atteindre 4%.

Les minéraux suivants existent à l'état de traces, leur pourcentage global étant inférieur à 1%: sphène, apatite, corindon, hornblende verte. Je n'en ai pas tenu compte dans l'établissement des teneurs relatives des différents minéraux lourds transparents non phylliteux.

f) Conclusion:

La présence de minéraux très usés dans un stock de minéraux peu usés en général et la dominante très nette des minéraux très résistants et ubiquistes suggèrent un sédiment formé par la reprise d'un matériel sédimentaire plus ancien associé aux produits de l'érosion de roches granitiques et cristallophylliennes. Il est difficile d'évaluer la part du matériel ancien repris et celle du matériel neuf, mais celui-ci est nettement plus abondant.

L'association des minéraux lourds transparents non phylliteux reste constante au Cénomaniens, dans le temps et dans l'espace. Les teneurs relatives des différents minéraux varient peu. L'alimentation du bassin devait se faire à partir de terrains de même nature de tous côtés, l'accroissement de la proportion en minéraux de métamorphisme et surtout en andalousite au nord de Runa s'explique peut-être par la plus grande proximité des terrains granitiques et cristallophylliens de la méseta, en particulier, à l'ouest, les Berlangas (granite) et les Farihðes (micaschistes et gneiss) sont très proches. J'ai effectué quelques séparations dans les sables terminaux du Crétacé inférieur. Les résidus lourds sont voisins par l'aspect et l'association des minéraux transparents non phylliteux. On note néanmoins une prédominance encore plus nette de l'ensemble tourmaline-zircon qu'au Cénomaniens.

Les résidus lourds des terrains paléogènes immédiatement postérieurs au Cénomaniens apportent des renseignements intéressants. Si le problème de l'âge exact de ces terrains demeure toujours, les résidus lourds diffèrent nettement par plusieurs caractères de ceux du Cénomaniens:

Dans les couches de base les minéraux sont nettement plus usés que dans le Cénomaniens, surtout la tourmaline et le zircon; les minéraux en grains arrondis et ovoïdes dominent nettement sur les éclats peu usés et les minéraux ayant conservé leurs formes cristallines. Dans ces couches de base, l'association des minéraux lourds transparents non phylliteux reste voisine de celle du Cénomaniens.

Dès que l'on s'élève un peu dans ces terrains, l'association de minéraux lourds évolue rapidement et les minéraux de métamorphisme dominent les minéraux ubiquistes. Dans la région au nord de Lisbonne c'est l'andalousite qui devient le minéral le plus fréquent, dans la région de Lisbonne c'est le grenat. Les andalousites sont, de plus, plus riches en inclusions charbonneuses que dans le Cénomaniens. On note aussi dans ces terrains une augmentation sensible de la teneur en épidote par rapport au Cénomaniens.

5 — Les minéraux argileux.

L'association kaolinite-illite est dominante et constante de la base au sommet du Cénomaniens dans les régions de Lisbonne et au nord de Lisbonne. Suivant les niveaux, l'un ou l'autre de ces deux minéraux domine. J'ai rencontré des niveaux ne contenant presque que de l'illite, mais par contre aucune couche ne contient de la kaolinite seule.

Quelques niveaux montrent en plus de la sépiolite ou de la montmorillonite et plus rarement les deux. Il s'agit dans tous les cas de niveaux soit dolomitiques soit riches en matières organiques. Elles sont toujours nettement moins abondantes que l'illite et la kaolinite. La présence de montmorillonite est plus constante au Cénomaniens supérieur qu'au Cénomaniens inférieur et moyen.

Par rapport au Crétacé inférieur terminal la différence est nette. Celui-ci est beaucoup plus riche en kaolinite qu'en illite et les niveaux à kaolinite seule sont fréquents, quelques niveaux contiennent accessoirement de la montmorillonite et de la sépiolite.

L'accroissement de la teneur en illite au Cénomaniens peut être interprétée comme le résultat de la reprise de l'érosion des massifs anciens granitiques et cristallophylliens sous un climat modérément chaud et humide, moins chaud et moins humide que le climat de la fin du Crétacé inférieur où se forme surtout de la kaolinite.

Les minéraux argileux différencient aussi nettement le Cénomanien des terrains plus récents qui le recouvrent. Dans la région couverte par le complexe basaltique de Lisbonne, les premiers niveaux de tuf volcanique et d'argilite contiennent de la montmorillonite associée, dans les argilites, à des hydroxydes de fer (goéthite) et d'aluminium (boehmite ou diaspore).

Dans les régions non recouvertes par le «complexe basaltique», les argiles dominantes sont la montmorillonite et l'attapulgitite.

Les niveaux de Cénomanien altérés en sols rouges, mais non recouverts par le «complexe basaltique» où les dépôts paléogènes ne contiennent que le illite et de la kaolinite.

Les minéraux argileux permettent finalement de séparer avec une précision et une certitude très acceptable les sédiments cénomanien des dépôts du Crétacé inférieur terminal et de ceux qui le recouvrent.

6 — Résumé.

Les résultats de la sédimentologie renforcent les conclusions de la stratigraphie et de la micropaléontologie. La série sédimentaire du Cénomanien est bien individualisée. Ses principaux caractères sédimentologiques à eux seuls la distingue aisément des terrains immédiatement sous-jacents du Crétacé inférieur terminal aussi bien que de ceux qui la recouvre (Sénonien ou Paléogène).

Le principal intérêt de l'étude sédimentologique est de montrer le caractère homogène de cette série malgré les variations de la lithologie. Les calcaires argileux, les marnes et les argiles plus ou moins gréseuses du Cénomanien inférieur et moyen donnent des résultats identiques à ceux obtenus à partir des calcaires durs du Cénomanien supérieur exploités pour leur beau poli et utilisés en marbrerie. La seule différence est celle de la dureté, liée probablement à la diagenèse.

Le Cénomanien correspond à un cycle sédimentaire complet, débutant par une transgression et se terminant par une régression. Les conditions physico-chimiques principales qui ont présidé à l'élaboration de ces sédiments sont restées les mêmes pendant toute cette période, il n'y a eu que des variations de détail.

Quant à l'origine des sédiments, une partie des constituants des dépôts cénomanien est incontestablement reprise de formations sédimentaires antérieures, mais la part des apports nouveaux, provenant de l'érosion des terrains paléozoïques, granitiques et cristallophylliens, paraît néanmoins prépondérante. Ils sont sensiblement de même nature de tous côtés et appartiennent au Massif hespérique qui forme le socle de la fosse occidentale portugaise.

Par contre, les sédiments paléogènes sont formés essentiellement par la reprise du matériel des terrains sédimentaires précédents.

B) Milieux de sédimentation — Paléogéographie du Cénomanien.

I. Introduction.

Les données de la pétrographie sédimentaire et de la paléoécologie permettent de définir les milieux de sédimentation à partir desquels on peut reconstituer l'évolution paléogéographique d'une région.

Dans ce but, la paléoécologie, en particulier, est pleine de promesses, mais la transposition des résultats des travaux des écologistes marins aux biocoenoses fossiles reste encore difficile. Selon J. M. PERES (1961), l'intérêt des connaissances d'écologie actuelle pour la paléoécologie va en diminuant au fur et à mesure que la formation comparée est plus ancienne et à partir du Secondaire la part de l'hypothèse augmente considérablement, sauf pour quelques cas particuliers. La difficulté s'accroît encore s'il s'agit de dépôts côtiers, de faible profondeur, où les biocoenoses benthiques ont leur maximum de variété et où les phénomènes de transport par les courants de marées sont importants.

L'étude de la macrofaune et des Algues fournit de meilleurs résultats que celle des microfossiles. L'écologie actuelle des microfossiles est assez mal connue et l'on sait qu'ils sont très sensibles aux variations de la salinité et de la température de l'eau, ainsi qu'à celle de la nature du fond. De plus ils sont très facilement transportés et dispersés par les courants. Pour l'écologie des Foraminifères benthiques en

particulier, la température est l'un des facteurs les plus importants, or nos connaissances sur les températures des mers du Secondaire sont assez faibles. Dans ces périodes non glaciaires, les conditions de température n'étaient pas les mêmes qu'actuellement et les conclusions paléocéologiques tirées de l'utilisation directe des observations actuelles sont très souvent fausses (POKORNY, 1960).

Finalement les préoccupations du paléocéologue ne sont pas exactement les mêmes que celles de l'écologiste marin. L'un étudie l'influence des facteurs écologiques sur les peuplements, l'autre cherche à partir des peuplements et du sédiment à reconstituer les facteurs écologiques qui ont influé sur cette communauté (BABIN-GLEMAREC, 1970).

Quand on pense à l'immense variété des peuplements marins actuels et des facteurs écologiques qui interviennent, on voit que ce travail sera difficile et toujours douteux car dans de nombreux cas certains facteurs écologiques importants comme la salinité, n'ont pas laissé de traces dans les sédiments. En bref, le paléocéologue cherche entre autres la profondeur du dépôt (l'écologiste la connaît et n'en fait qu'un des facteurs écologiques agissant sur le peuplement). Pourtant, la paléocéologie n'a véritablement de sens et d'intérêt que si elle est liée à la paléogéographie d'une région.

Les dépôts cénomaniens sont constitués par un mélange de matériel terrigène plus ou moins grossier, d'Algues et d'organismes benthiques néritiques entiers, ou réduits à l'état de débris parfois usés.

L'épaisseur relativement faible de la série, les apports terrigènes grossiers abondants, les variations de faciès, latérales et verticales, rapides et fréquentes, sont autant de caractères de dépôts en milieu néritique. Dans ce milieu, les sédiments, extrêmement variés, résultent d'actions et de phénomènes physiques, chimiques et organiques, chacun d'eux étant dominant suivant le lieu et le temps. L'action des phénomènes écologiques (vagues et courants) est particulièrement nette sur les dépôts les moins profonds qui sont souvent repris, usés, et arrondis, en particulier les débris de coquilles.

Rien ne permet de penser que les sédiments aient été très déplacés après leur dépôt; leur aire de dépôt est sensiblement la même que leur aire de sédimentation. Les bancs contiennent généralement l'ensemble de la faune et de la flore qui vit dans une zone donnée, ce qui permet de penser qu'il s'agit essentiellement d'une succession de paléobiocoénoses. Les organismes ont été parfois remaniés sur place ou déplacés dans le même horizon stratigraphique: on est alors en présence de thanatocoénoses¹. Le Cénomanien correspond donc finalement à des dépôts effectués sur le plateau continental qui constitue du point de vue sédimentaire la province néritique.

On l'arrête habituellement au plan vertical correspondant à l'isobathe 200. Certains auteurs (PERES, 1961) pensent qu'il est plus exact de lui assigner comme limite le plan vertical passant par l'isobathe qui limite le plateau continental. Les eaux de la province néritique sont peu transparentes et peu pénétrables à la lumière à cause des éléments détritiques fins argileux en suspension dus à la proximité des terres émergées. Par contre l'agitation de l'eau et aussi sa richesse en substances minérales nécessaires aux végétaux permettent l'établissement d'une vie animale et végétale benthique riche.

La présence, dans la plupart des dépôts cénomaniens, de végétaux benthiques chlorophylliens, en place ou peu déplacés, indique qu'ils se sont formés et déposés en général dans la partie du milieu néritique correspondant au système phytal des écologistes marins (PERES, 1961).

Dans l'ordre des profondeurs croissantes, les quatre premiers étages des formations benthiques néritiques du système phytal sont les suivantes:

Étage supralittoral: où se localisent les organismes qui supportent ou exigent une émergence continue. Il n'est que très rarement recouvert par la mer. Ce sont les dépôts de haute plage, de cordon littoral; la faune y est peu abondante et souvent remaniée. Il s'agira surtout de thanatocoénose. Sédimentologiquement, c'est le domaine des sables, des galets, et des graviers, donc une zone qui donnera des conglomérats et des grès, bien triés, c'est finalement un étage plus continental que marin;

¹ Il paraît souhaitable d'employer le terme de symmigte (BABIN, 1970) en remplacement de celui de thanatocoénose telle qu'on l'entend généralement, c'est-à-dire: accumulation post-mortem de fossiles.

Étage médiolittoral : il est caractérisé par des peuplements qui supportent ou exigent des émer-sions quelque peu prolongées en tant que phénomène normal. Il correspond à la plus grande partie de l'étage «intertidal» (terme encore couramment employé), mais il a un sens plus restrictif, la base de l'étage intertidal étant rattachée à l'étage infralittoral. Il correspond à l'estran dans les mers à fortes marées (ou moyennes) et se divise assez facilement en deux sous-étages. Les dépôts de cet étage ont pu s'effectuer sous une lame d'eau de 0 m à 5 m, environ. Il est intéressant de noter dans le «médiolittoral inférieur» la présence des Moules et des Huitres.

Cette position est propre aux mers à marées moyennes ou fortes. Dans les mers à marées faibles, elles peuvent se prolonger dans les horizons les plus superficiels de l'étage infralittoral. Dans cet étage, en particulier à sa partie supérieure, l'action des vagues est forte et c'est dans cette zone que se formeront les bioclastes usés qui donneront les biocalcarénites à ciment de calcite cristalline. Les paléobiocoenoses existeront dans la partie inférieure. La partie supérieure sera plutôt le domaine des thanatocoenoses. C'est encore dans cet étage que vont se former les mud-cracks dans les mers à fortes marées. La partie supérieure de l'étage est encore le domaine du dépôt des sables, la partie inférieure est déjà celui des dépôts plus argileux.

Étage infralittoral : sa limite supérieure est le niveau à partir duquel les peuplements sont toujours immergés ou très rarement émergés. Sa limite inférieure est celle qui est compatible avec la vie des Zostéracées ou des Algues photophiles. Il est donc plus étendu en profondeur que les deux étages précédents. C'est un étage dont les dépôts sont franchement marins.

La limite de la vie des Algues photophiles est variable et dépend de la transparence de l'eau et de la hauteur du soleil au dessus de l'horizon. Actuellement, en Méditerranée, les Algues photophiles atteignent 35 m à 40 m de profondeur. La limite extrême peut être de 80 m. Il en est de même pour certains herbiers à *Thalassia* de quelques aires tropicales. Dans les hautes latitudes, la limite inférieure de l'étage infralittoral n'excède pas 20 m. Les dépôts du Cénomaniens s'étant effectués en milieu néritique riche en matières en suspension sous une latitude moyenne, on peut raisonnablement penser que les biocoenoses correspondant à l'étage infralittoral ne devaient pas excéder 40 m à 50 m.

Dans cet étage infralittoral, la vie benthique est très active, en particulier les Algues et les Mollusques y sont remarquablement abondants. C'est l'étage des sédiments riches en paléobiocoenose où les algues photophiles sont abondantes. La plupart de ces dépôts se sont formés dans un domaine où l'action destructrice des vagues est faible, mais elle se fait encore suffisamment sentir pour que les dépôts soient isotropes.

Au point de vue paléogéographique, il sera parfois difficile de distinguer les dépôts de l'étage infralittoral de ceux de l'étage médiolittoral inférieur, en particulier en l'absence d'Huitres.

Par contre, on peut assez facilement séparer les dépôts de l'étage supralittoral et médiolittoral supérieur de ceux de l'étage médiolittoral inférieur à infralittoral. Les premiers sont pauvres en faune : il s'agit le plus souvent de thanatocoenoses remaniées et roulées ; le ciment est peu argileux en général. Les autres sont plus riches en argiles, les faunes bien conservées y sont abondantes et en place (paléobiocoenoses), on y rencontre des débris, mais ils sont peu travaillés par la mer.

Étage circalittoral : Il s'étend depuis la limite extrême des phanérogames marines ou des Algues photophiles jusqu'à la profondeur marine compatible avec la vie des Algues les plus scia-philites. Il débute donc à une profondeur variable suivant la transparence de l'eau entre 30 m et 80 m et peut descendre jusqu'à la base de la province néritique. Les peuplements y sont moins abondants que dans l'étage précédent. L'on sait qu'en règle générale les peuplements benthiques décroissent très vite quand on s'enfonce et qu'en moyenne au dessous de 50 m ils sont rares. D'autre part, ce sont des fonds qui se situent le plus souvent hors du domaine d'action des vagues. Les aires de dépôts étant plus éloignées du continent, on aura surtout une sédimentation terrigène fine.

D'autre part, c'est dans ces fonds que l'on aura le plus de chance d'avoir des dépôts avec des lits grossiers marquant l'arrivée sur le fond de sédiments élaborés à la côte. Ces lits auront un *graded-bedding* plus ou moins accentué.

Finalement on peut surtout distinguer trois profondeurs dans les dépôts marins: des dépôts franchement littoraux, côtiers; des dépôts riches en faune et en flore allant de 0 m à 50 m environ; et, enfin, des dépôts pauvres en faune et en flore que leur mode de sédimentation permet de situer à une profondeur plus importante.

Malgré les difficultés et les incertitudes que peut présenter une étude de paléocéologie, on peut arriver à préciser les conditions de dépôts des sédiments dans une ancienne zone néritique en superposant les renseignements tirés de l'étude de la pétrographie sédimentaire et ceux de la paléocéologie, qui sont souvent complémentaires.

Dans le cas particulier du bassin de l'Estrémadure portugaise qui correspond à une région de plateforme peu tectonisée, ces études permettent d'arriver à une reconstitution détaillée des milieux de sédimentation du Cénomaniens et corrélativement à une meilleure connaissance de la paléogéographie détaillée de ce bassin au cours du Crétacé supérieur.

II. Conditions de dépôt et milieux de sédimentation au Cénomaniens dans l'Estrémadure portugaise.

1 — Conditions de dépôt et milieux de sédimentation au Cénomaniens inférieur et moyen dans la région de Lisbonne.

a) Cénomaniens inférieur.

Le Cénomaniens inférieur est constitué par une succession de termes lithologiques variés, parfois riches en matières organiques, de structure généralement isotrope, disposés sans ordre où les éléments clastiques siliceux grossiers sont toujours présents et constituent, surtout à la base du Cénomaniens, l'essentiel du dépôt.

Dans leur ensemble, ces sédiments peuvent être considérés comme des calcaires argilo-gréseux où l'élément détritico siliceux est toujours important et dont nous avons décrit précédemment les microfaciès les plus typiques.

La faune et la flore se présentent à la fois sous forme de débris généralement non usés et de fossiles en assez bon état, parfois abondants. On y trouve des Ostréidés, des Lamellibranches pélicypodes fouisseurs, des Gastéropodes divers (dont de nombreux Tylostomes), des Spatangidés, des Ostracodes marins, des Foraminifères benthiques généralement arénacés bien conservés, des Algues (Codiacées, Gymnocodiacées et Dasycladacées) abondantes et en bon état. Cet ensemble peut être considéré comme une biocoenose caractéristique d'un substratum meuble argilo-sableux et indique d'autre part un dépôt en eau peu profonde où la vie benthique est très riche.

On remarque dans cette formation des bancs d'Huîtres assez fréquents, fossilisés sur place.

Tous ces dépôts, et en particulier les bancs d'Huîtres, sont parfois couverts de réseaux de micro-cracks formés au cours d'émersions temporaires.

À la base du Cénomaniens inférieur, les éléments clastiques siliceux grossiers dominent et donnent naissance à des intercalations de calcaire gréseux où la faune est réduite à de rares débris plus ou moins usés. Ces grès contiennent parfois des débris de bois. Les concrétions ferrugineuses tubulaires, d'origine probablement pédologique, ne sont pas rares.

Quelques niveaux gréseux montrent à la fois une stratification entrecroisée et un granoclassement imparfait. Des calcarénites et des bioalcarénites apparaissent dans cette série, principalement au sommet du Cénomaniens inférieur de l'ouest de la région de Lisbonne, sur le pourtour des anticlinaux de Sintra, Cascais-Bicesse et Bafureira-Tires. Elles sont formées d'intraclastes calcaires, de fragments de faune et de flore souvent très usés et renferment parfois des grains de quartz bien émoussés. La microflore déterminable y est fort rare. Leur ciment est généralement de la calcite microcristalline très limpide. Elles sont peu épaisses (0,50 m, environ), fort bien triées en général, mais ne sont pas granoclassées.

Elles alternent souvent avec des calcaires argileux bioclastiques à biophase importante. La plus grande partie de leur fraction détritique organogène provient probablement de ces niveaux qu'elles remanient au cours de faibles variations négatives du niveau de la mer.

On peut admettre qu'elles se sont formées dans la zone de déferlement des vagues où le brassage mécanique est important. Les sédiments ainsi formés étant ensuite étalés sur l'estran. Ce brassage explique l'usure des débris et des grains de quartz, leur bon triage, ainsi que l'absence d'argiles dans le ciment. Celles-ci mises en suspension sont emmenées par les courants vers des zones plus calmes où elles peuvent se déposer.

Peu avant la fin du Cénomanién inférieur, on trouve une formation à *Orbitolina conica-plana* et *O. cf. concava* surtout bien visible dans la région de Guincho. On peut y faire les observations suivantes :

- À la base, cette formation est une accumulation d'Orbitolines en bon état, associées à des Lituolidés, des Trocholines et des Algues Codiacées et Dasycladacées;
- Des biocalcarénites s'intercalent ensuite dans cette masse; elles sont d'abord formées essentiellement d'Orbitolines remaniées, puis elles se chargent de plus en plus de grains de quartz émoussés;
- La formation se termine par un calcaire gréseux à Orbitolines remaniées, à ciment de calcite microcristalline limpide, et rhomboédres de dolomite fréquents par endroits.

Cette évolution traduit, à mon avis, une légère régression avec reprise d'érosion. La répartition de son dernier faciès en particulier, limité aux abords des futurs anticlinaux de Sintra, Cascais-Bicesse et Bafureira-Tires, suggère l'existence d'une phase tectonique intra-Cénomanién inférieur.

Enfin, signalons la présence très locale de Nérinées et de petits Rudistes (*Polyconites* et *Requienia*) vers le sommet de la zone inférieure du Cénomanién inférieur. Il y a eu, peut-être, à cette époque, une variation climatique dans le sens chaud et sec avec établissement pendant un court laps de temps d'un milieu aux conditions subarctiques.

Dans l'ensemble, il apparaît que les conditions les plus favorables à la formation et au dépôt de cet ensemble sédimentaire sont celles qui règnent dans une zone constituée de l'étage médiolittoral et de la partie supérieure, la plus éclairée, de l'étage infralittoral. La faible épaisseur de la tranche d'eau correspondant à cette zone rend les dépôts très sensibles aux variations, même minimes, du niveau de la mer qui sont toutes enregistrées par les sédiments. Ceux-ci peuvent présenter ainsi des variations de faciès rapides et fréquentes, verticales et latérales, qui traduisent, suivant les cas, des milieux sédimentaires plus continentaux ou plus marins.

b) Cénomanién moyen.

Au Cénomanién moyen, la disparition des apports de matériel clastique grossier abondant est un fait marquant. Les débris usés de coquilles de Mollusques et de tests d'Echinodermes se font aussi très rares. La macrofaune est moins abondante qu'au Cénomanién inférieur. Les bancs d'Huitres fossilisées sont beaucoup moins fréquents et nettement moins riches en individus qu'au Cénomanién inférieur. Si les restes de coquilles et de tests sont souvent recristallisés, le ciment qui les unit est très rarement constitué de calcite microcristalline limpide.

Les éléments détritiques ne sont plus représentés que par des argiles et plus rarement par de très fins débris de coquilles et de tests usés associés à du sablon¹ de quartz. Dans les niveaux argileux apparaissent de fins lits irréguliers, parfois granoclassés, de sablon de quartz et de débris organiques qui indiquent un apport saccadé de matériel détritique provenant d'une zone plus proche du continent. Ces niveaux lités sont quasi-azoïques. À la base du Cénomanién moyen, l'apparition de niveaux à Ostracodes lisses (*Fabanella* et *Bronsteiniana*) marque l'établissement d'un milieu margino-littoral. Ces Ostracodes sont liés à des niveaux riches en gypse qui forme parfois des lits de quelques centimètres, en pyrite, azurite, malachite qui épigénisent parfois les Ostracodes et en blende. Ces niveaux, riches en matière organique indiquent un milieu de sédimentation lagunaire, réducteur.

¹ Fraction granulométrique comprise entre 0,2 mm et 0,02 mm (CAILLEUX, 1959).

Les amas d'Ostracodes ne contiennent ni autre faune, ni flore. Dans les niveaux plus marins, les Ostracodes deviennent plus rares et, aux *Fabarella* et *Bronsteiniana*, viennent s'ajouter des *Cythereis*, des *Bairdia* et des *Cytherella*, ainsi qu'une faune d'Huitres de Lamellibranches divers, d'Echinodermes, de Lituolidés et d'Algues.

Cette zone à amas d'Ostracodes perd de son individualité à partir de la région de Lousa, ainsi que plus au nord.

La présence de ces niveaux lagunaires indique une stagnation temporaire de la transgression qui reprend ensuite avec des calcaires argileux à faune marine.

À l'ouest de la région de Lisbonne, au sommet du Cénomaniens moyen, se développe un faciès argilo-dolomitique, présentant par places des lits millimétriques constitués de sablon quartzeux et de grains de limonite. La nature litée de ce dépôt semble indiquer qu'il s'est sédimenté hors de son aire de formation. Ce niveau azoïque localisé dans les contrées de Lisbonne, Cacém et Polima passe vers l'est à des calcaires argileux dans lesquels se développent parfois des faciès à Codiacés et Dasycladacés.

Les variations latérales et verticales de faciès, moins fréquentes qu'au Cénomaniens inférieur, indiquent une stabilisation du milieu de sédimentation et une plus grande constance dans les facteurs physiques et biologiques commandant la nature du dépôt.

Cette stabilisation est peut-être la conséquence d'un approfondissement du milieu de sédimentation, mais je pense qu'elle est surtout due à l'éloignement des côtes consécutif à la progression de la transgression.

Dans l'ensemble, les conditions de dépôt de cette série à dominante argileuse pourraient se résumer ainsi :

- Fond de mer de l'étage infralittoral inférieur à circalittoral, peu accidenté, relativement peu éloigné des côtes, mais situé néanmoins à des distances suffisantes du rivage pour que les sédiments soient étalés sur le fond par les courants; l'absence de matériel détritique terrigène grossier permet de supposer des reliefs assez bas ou couverts de végétation. Dans cette série, les dépôts lités traduisent un apport saccadé matériel détritique plus grossier façonné sur le littoral; leur granoclassement paraît indiquer un dépôt en eau calme assez profonde. Le passage, verticalement, de niveaux lités à des niveaux isotropes bioclastiques est sans doute la conséquence de faibles variations bathymétriques.

2 — Conditions de dépôt et milieux de sédimentation au Cénomaniens moyen dans la région située au nord de Lisbonne.

En se dirigeant de Lisbonne (au sud) vers Leiria (au nord), on constate un décalage dans le temps des conditions de dépôts et des milieux de sédimentation définis dans la région de Lisbonne.

Ainsi, le milieu de sédimentation des premiers niveaux du Cénomaniens moyen dans les régions de Runa-Carvalhais et celui de l'ensemble du Cénomaniens moyen de Nazaré, Cós et Caranguejeira (plus au nord), est identique à celui du Cénomaniens inférieur dans la région de Lisbonne (médio à infralittoral supérieur).

Le milieu de sédimentation du Cénomaniens moyen de la région de Lisbonne (infralittoral inférieur et circalittoral) se retrouve à Runa et Carvalhais, mais les dépôts qui lui correspondent sont moins épais qu'à Lisbonne.

Ce déplacement des milieux de sédimentation indique une progression de la transgression vers le NNE, ce qui est ici en accord avec la diminution d'épaisseur de la série et avec l'évolution de l'âge relative des dépôts. L'aire de dépôts des sédiments argileux lités correspond, semble-t-il, à l'axe de ce golfe. Il paraît logique que cette zone soit la plus profonde, la plus éloignée des côtes et la plus calme.

3 — Conditions de dépôt et milieux de sédimentation au Cénomaniens supérieur dans l'Estrémadure portugaise.

a) Le Cénomaniens supérieur s'oppose nettement au Cénomaniens moyen et inférieur par ses caractères sédimentologiques et ses microfaciès.

La fraction organogène devient nettement plus importante que la fraction détritique terrigène. Celle-ci, réduite à l'argile, au sablon et au sable fin, représente parfois néanmoins 10% à 20% de la roche.

La coupure est particulièrement bien visible sur le terrain entre les calcaires durs du Cénomaniens supérieur qui forment des abrupts au-dessus des pentes marneuses du Cénomaniens moyen et inférieur, tant dans la région de Lisbonne que dans la région au nord de Lisbonne.

L'apparition de ces faciès très organogènes se fait brutalement. Il est difficile d'interpréter ce changement brusque de faciès et d'en découvrir les raisons.

Les conditions climatiques et marines deviennent favorables à l'édification de récifs comme en témoignent l'épanouissement d'une microfaune benthique littorale que l'on considère habituellement comme caractéristique d'un milieu subrécifal: Nummuloculines, Dicyclines, Préalveolines et d'une macrofaune où les Nérinées sont fréquentes. Si la mer s'étend maintenant entre Lisbonne et Leiria et atteint Figueira da Foz, il s'agit néanmoins d'une mer très peu profonde et ses dépôts correspondent toujours à la partie supérieure de la zone infralittorale où la luminosité permet le développement des Algues Codiacées, Gymnocodiacées et Dasycladacées abondantes.

La faible profondeur du dépôt est encore corroborée par la présence de biocalcarénites à Préalveolines remaniées, et débris usés de coquilles de Mollusques et d'Echinodermes que l'on rencontre assez régulièrement au dessus des niveaux à Préalveolines très abondantes. Elles semblent bien correspondre à un remaniement de ces horizons sous l'action des vagues, au cours de variations du niveau de la mer consécutives à de petites régressions.

La présence de rares Ammonites et d'une microfaune planctonique indéterminable, naine, paraissant avoir vécu dans un milieu défavorable à son développement, indiquent une ouverture plus grande vers le large de ce bassin intracontinental au Cénomaniens supérieur.

b) *Les calcaires à Rudistes.*

Ils succèdent aux calcaires à *Praealveolina cretacea tenuis*.

a) Les calcaires à Rudistes ne constituent pas une formation homogène de Lisbonne à Leiria. S'il s'agit toujours de calcaires argileux très durs, susceptibles de prendre un beau poli et activement exploités par les marbriers, la richesse en Rudistes varie beaucoup d'un point à un autre. Les variations latérales et verticales de faciès sont très nombreuses dans ces formations. De bas en haut, on peut y reconnaître trois zones plus ou moins nettes suivant les lieux. Elles correspondent aux trois stades de l'évolution de la faune de Rudistes; apparition progressive, épanouissement et déclin:

- Calcaires à Rudistes isolés et petits bancs de Rudistes;
- Calcaires à gros bancs de Rudistes abondants;
- Marnes et calcaires argileux à Rudistes isolés ou en groupe de 3 à 4 individus coalescents, en position physiologique; les Rudistes remaniés y sont fréquents; ils sont associés à des Lamellibranches et des Gastéropodes (en particulier des Nérinées); cette dernière zone a livré des restes de plantes terrestres et de Vertébrés.
- *Les bancs à Rudistes abondants:*

Les Rudistes s'y présentent en position verticale ou légèrement inclinée. Ils sont souvent coalescents. Ce sont les Sauvagésiinés qui constituent la fraction la plus importante du peuplement, ils sont associés à des Caprinidés, des Radiolitidés et de très rares Requiéniidés.

La part du ciment entre les Rudistes est importante. Ce ciment est constitué de débris de coquilles, d'argile, de sable de quartz et de calcite cryptocristalline. La microfaune en est généralement absente ainsi que tout autre macrofaune. On y rencontre des Algues Codiacées et Dasycladacées, mais toujours en faible quantité. Dans la région de Leiria-Carangejeira, certains de ces bancs montrent une association avec des Polypiers coloniaux. D'après le ciment qui les réunit, ces Rudistes paraissent vivre sur un substrat meuble dans lequel leur valve conique devait être enfoncée. Ils constituaient plutôt des bancs que de véritables récifs et paraissent avoir vécu constamment immergés.

— *Les marnes à Rudistes isolés ou en colonies de 2 à 3 individus coalescents:*

Dans ce faciès, la part du ciment est encore plus importante que dans le précédent. La microfaune réapparaît: *Pseudocyclammina rugosa*, *Nummolucina heimi*, *Rhapydionina dubia* Miliolidés. Les Préalveolines ont disparu; par contre on note l'apparition de *Chrysalidina gradata* et de *Pseudolituanella reicheli*. Les Algues Dasycladacées (*Dissocladella undulata*, *Heteroporella lepina*, *Pianella dinarica*), Codiacées (*Halimeda-Boueina*), Gymnocodiacées (*Permocalculus budaense*, *P. walnutense*) sont souvent abondantes. La macrofaune se développe: Ostréidés (Chondrodontes en particulier), Lamellibranches plécyropodes fouisseurs, Gastéropodes dont de fréquentes Nérinées, des Actéonelles et des Spatangidés. Ce faciès se rencontre principalement au sommet des formations de Rudistes. Il existe aussi mais plus rarement à l'intérieur de ces formations, soit séparant des bancs à Rudistes soit en passage latéral avec ces bancs. Dans la région au nord de Lisbonne, ces faciès à Rudistes isolés sont plus fréquents que ceux à Rudistes abondants.

Que les Rudistes soient abondants ou isolés, il faut souligner que la biophasse est toujours nettement moins importante que le ciment, celui-ci étant toujours très argileux.

— *Les niveaux à débris de Rudistes:*

Ce sont des calcaires constitués uniquement de débris de coquilles où il est impossible de distinguer la part des Rudistes de celles d'autres faunes, ces débris sont généralement très fins, donnant à ces niveaux un grain lithographique: le ciment y est quasi inexistant. Ce faciès forme des bancs peu épais.

— *Calcarénites, Biocalcarénites (ou calcaires intraclastiques):*

On trouve au sommet des formations à Rudistes, en particulier dans la région de Leiria, Caranguejeira, Cós et Nazaré, des calcarénites et des biocalcarénites à éléments très usés, arrondis, bien triés, réunis par un ciment de calcite cristalline. Elles contiennent parfois des fragments de Rudistes. Les éléments sont constitués par des calcaires à Rudistes brisés et remaniés sur place sous l'action des vagues. Ces faciès recouvrent en général des bancs à Rudistes abondants et s'infiltrent entre les colonies de Rudistes. Ils sont peu fréquents et beaucoup moins épais dans la région de Lisbonne. Ce faciès paraît toujours être un équivalent latéral des niveaux de calcaires argileux et de marnes à Rudistes isolés par lesquels se terminent, dans certains cas, les formations à Rudistes. Ils n'existent qu'au sommet de la formation à Rudistes. Le déclin des Rudistes paraît donc se traduire par deux faciès différents, indiquant tous deux une régression. L'un est une destruction des bancs par les vagues sur un estran, l'autre est un envahissement par des apports argileux et sableux abondants en milieu calme devenant lagunaire, à restes de plantes terrestres et de vertébrés.

(β) L'écologie et la paléobiologie des Rudistes ont déjà fait l'objet de travaux de la part de C. DECHASEAUX (1943, 1947, 1948, 1954, 1959), G. ASTRE (1957, 1968), B. MILOVANOVIC (1933), A. POLSAK (1967) et J. PHILIP (1970). Les Rudistes ne constituent pas un milieu biologique bien déterminé. Les conditions nécessaires à leur développement sont moins strictes que pour les Polypiers coloniaux avec lesquels ils sont parfois associés et

auxquels on les a souvent comparés. Les conditions favorables au développement des Polypiers coloniaux conviennent aussi aux Rudistes, mais la faune commensale habituelle des récifs à Polypiers n'est pas obligatoirement présente quand ils sont associés aux Rudistes.

Les Rudistes sont beaucoup plus tolérants que les Polypiers coloniaux à l'égard des facteurs abiotiques conditionnant leur développement. Ils peuvent vivre et prospérer dans des conditions inacceptables pour les Polypiers. En particulier, les apports d'éléments détritiques siliceux (sable ou argiles) abondants, n'empêchent pas leur développement. Néanmoins ils l'inhibent peut-être et peuvent expliquer le développement en bancs isolés des Rudistes de l'Estrémadure.

Le milieu de développement paraît quand même moins favorable au Portugal qu'en Provence où les Rudistes sont associés à des Polypiers coloniaux.

La faune est rare dans les bancs où ils abondent, elle prospère plus loin, hors de leur domaine; il semble que les Rudistes et en particulier les Radiolitidés «fassent le vide autour d'eux». Par rapport à la Provence, on note une absence de Corallinacées au profit des Dasycladacées, des Codiacées et Gymnocodiacées, ainsi que la présence d'une faune commensale beaucoup moins importante.

Au point de vue bathymétrique, la faune et la flore qui apparaissent dans les niveaux à Rudistes isolés, passant latéralement à des bancs à Rudistes, permettent de supposer qu'ils vivaient dans des eaux de faible profondeur correspondant à l'étage infralittoral, comme en Provence, d'après J. PHILIP (1970).

Les Rudistes se sont développés dans des mers chaudes. Les formations à Rudistes du Crétacé supérieur nécessitaient des conditions climatiques voisines de celles qui existent aujourd'hui dans les zones subtropicales (LOWENSTAM et EPSTEIN, 1956). Certains auteurs pensent que les coquilles épaisses des Rudistes les protégeaient contre les prédateurs, d'autres suggèrent qu'elles leur permettaient de résister à l'entraînement des courants de fonds et que les ornementsations, parfois abondantes, les retenaient aux substrats meubles sur lesquels ou dans lesquels ils vivaient. Elles jouaient, peut-être, ces deux rôles.

7) Le terme de récif convient-il pour dénommer les formations à Rudistes du Crétacé supérieur? Plusieurs auteurs en ont débattu. On a proposé les termes de «bancs à Rudistes» (C. DECHA-SEAUX et SORNAY, 1959), de récif entre guillemets, de «cardiobioherme» et «caudabioherme» (MARIE, 1959), de «formations coralligènes» (J.J. BLANC, 1963), de «pseudorécifs» (A. POLSAK, 1967), enfin, G. ASTRE (1968) a proposé le terme de récif en le limitant aux formations à *Hippurites* du Crétacé supérieur et J. PHILIP (1970) celui de «complexe récifal». Chacun de ces termes a été proposé par un auteur différent, travaillant sur des formations à Rudistes distinctes et convient pour la formation à Rudistes considérée. Je pense qu'il est difficile de trouver un terme pouvant s'appliquer à toutes les formations à Rudistes du Crétacé supérieur.

Le terme de récif, bien que tentant, paraît dangereux à appliquer à des Lamellibranches. Il est susceptible de faire naître une confusion car il implique, même inconsciemment, la présence de Polypiers coloniaux et, partant, de conditions de vie particulièrement stricte, de faune commensale bien connue et d'une morphologie en Bioherme. Il est probable, comme le fait remarquer J. PHILIP, que les formations à Rudistes du Crétacé supérieur occupaient la place qui est celle des formations récifales actuelles. Un certain nombre de points communs les rapprochent parfois de celles-ci et elles se développent très bien quand les conditions de vie nécessitées par les Polypiers coloniaux sont réalisées. Dans cet esprit le terme de récif pourrait être retenu. Il est par contre difficile d'appliquer aux formations à Rudistes de l'Estrémadure la définition des récifs des Anthozoaires des mers actuelles suivant H. J. BISSEL et G. V. CHILINGAR et dont J. PHILIP donne la traduction suivante (1970, p. 402): «Structures érigées par des organismes constructeurs ou agglutinateurs de sédiments. Structures caractérisées au moment du dépôt par une topographie telle qu'elle puisse résister à l'action destructrice des vagues (wave-resistant)».

En Estrémadure, les Rudistes se présentent comme des grosses Huitres dans leurs bancs. Rien ne prouve qu'ils aient eu une résistance particulière à l'action des vagues. La morphologie de leur mode de gisement n'évoque en rien un récif. D'autre part, les calcaires à Rudistes ne sont pas des calcaires construits, mais des calcaires d'accumulation. Le terme de «bancs à Rudistes» me paraît celui qui convient le mieux aux gisements du Cénomanién supérieur de l'Estrémadure portugaise.

- d) Le déclin des Rudistes est lié à l'émergence de la région. Les formations à Rudistes se terminent soit par des calcarénites à Rudistes *remaniés* soit par des niveaux à tendance lagunaire qui traduisent une régression par rapport à l'étage infralittoral marin où vivent normalement les Rudistes. Si l'on regarde la suite de l'évolution à Nazaré, on constate que les calcarénites et biocalcarénites sont recouvertes par des sables de plage, niveau encore plus régressif.

Cette émergence date probablement de la fin du Cénomanién supérieur.

On trouve des Rudistes indéterminables, usés, ainsi que des fragments de Rudistes dans le Turonien certain de la région du rio Mondego et de la Gândara. CHOFFAT les signalait déjà en s'étonnant de leur présence dans des régions aussi éloignées des formations à Rudistes. Ces rares Rudistes ont été repris des formations à Rudistes de l'Estrémadure, émergées au Turonien. Dans la région de Leiria, les formations à Rudistes se terminent aussi par des niveaux à Rudistes *remaniés* sur place. À Nazaré, ces Rudistes remaniés, associés à *Inoceramus cf. labiatus* (d'après CHOFFAT) existent dans la formation sableuse qui séparent les calcaires à Rudistes des conglomérats du Paléogène. Cette formation est le seul témoin de Turonien marin probable en Estrémadure.

Dans tous cas, s'il y a eu des dépôts turoniens en Estrémadure, et en particulier dans la région de Lisbonne, ils ont été principalement continentaux et tout a disparu par érosion. L'émergence des calcaires à Rudistes a dû débiter par la région de Lisbonne où ils ont été les plus réduits par l'érosion anté-Paléogène.

4 — Conclusion. Evolution de la série sédimentaire, paléogéographie.

Après l'épisode continental marquant la fin du Crétacé inférieur, la mer revient au Cénomanién et va progresser du SSO vers le NNE pour finalement envahir complètement, au Cénomanién supérieur, le bassin intracontinental portugais où s'est déjà développé la transgression jurassique.

Le territoire envahi, formé de grès, ne présentait probablement pas de relief important. Les dépôts détritiques siliceux grossiers sont finalement limités à la base de la série. Ceci est surtout net dans la région de Lisbonne, la première atteinte par la mer. Ils indiquent une reprise de l'érosion consécutive à cette arrivée.

Ces apports décroissent rapidement quand on monte dans la série sédimentaire. Cette diminution est probablement liée au faible relief du continent. Il y a une évolution des termes lithologiques particulièrement nette dans la région de Lisbonne. Remarquons toutefois qu'il ne semble pas y avoir d'arrangement en séquences mineures, moyennes ou majeures. La succession des bancs se fait sans ordre et la plupart des formations sont isotopes.

On peut considérer que le Cénomanién est constitué par une série de lithotopes sans discontinuités majeures du Cénomanién inférieur au sommet du Cénomanién supérieur inclus. Leurs faciès se succèdent dans un ordre quasi identique à la série virtuelle définie par A. LOMBARD (1956).

Après des microfaciès clastiques grossiers, puis de plus en plus fins, on passe à des argiles, à des marnes, parfois à des marno-calcaires (Cénomanién moyen), puis à des calcaires moins argileux (Cénomanién supérieur).

Cette série sédimentaire, mises à part de petites discontinuités de détail, correspond à l'évolution générale des faciès dans un milieu marin, sur un aire de plateforme intracontinentale dans des conditions normales de sédimentation, à partir des dépôts de base de transgression jusqu'aux phases marines franches.

Il ne faut pas en déduire que la mer s'approfondit beaucoup au cours de cette transgression.

La mer cénonomanienne n'a jamais été profonde. Je serais tenté de considérer les dépôts lités du sommet du Cénonomanien moyen comme les plus profonds, bien qu'ils ne correspondent pas à la plus grande extension de la mer qui se place au Cénonomanien supérieur.

Sur les bordures du bassin se déposent des sédiments formés dans des zones de haute énergie (supra, médio, infralittorale supérieure); au centre du bassin (régions de Runa-Cercal-Alcanede) on a des dépôts de milieu de faible énergie (infralittoral inférieur à circalittoral). On note l'arrivée par saccades dans cette zone interne des sédiments façonnés dans les zones externes du bassin. Dans un même niveau stratigraphique, on passe latéralement, en allant du Sud vers le Nord, de dépôts de basse énergie à des dépôts de haute énergie. Ce fait marque bien la progression de la transgression.

Dans le golfe lisbonnais, au cours du Cénonomanien inférieur, se sont individualisés les hauts fonds de la serra de Sintra, de Cascais-Bicesse (qui a peut-être émergé) et de Baforeira-Tires.

La fin du Cénonomanien inférieur voit donc un golfe accidenté de trois bombements, encadrés par deux dépressions, centrées sur les régions d'Assafora au nord et de Lisbonne au sud, et qui se rejoignent à l'est.

Après la stagnation de la transgression au début du Cénonomanien moyen, la progression reprend ensuite et sera rapide. La mer atteint Leiria avant la fin du Cénonomanien moyen. Elle couvre aussi la région de l'embouchure du rio Mondego. Au Cénonomanien supérieur les faciès sont semblables du Nord au Sud de l'Estrémadure, bien qu'ils se soient établis plus tôt à Lisbonne où ils sont plus épais que dans la région de Leiria (où ils sont nettement moins épais et un peu moins typiques).

À cette époque le golfe était peu profond et avait un fond plat, conditions qui paraissent nécessaires aux dépôts de sédiments correspondant tant à Lisbonne qu'à Leiria à la zone médiolittorale à infralittorale supérieure.

Tout indique dans ce golfe un milieu assez éloigné des influences franchement marines.

Les fréquentes intercalations lagunaires montrent que l'on est toujours à la limite du milieu margino-littoral et du domaine marin franc. Une faible variation du niveau de la mer suffisant à passer de l'un à l'autre. Les Foraminifères planctoniques (Globotruncanidés en particulier) sont le plus souvent absents et toujours indéterminables. Il n'y a pas de Mélobésiées, et l'abondance des Dasycladacées suggère encore un milieu peu agité, fermé.

L'absence de Polypiers dans les formations à Rudistes paraît aussi être l'indice d'un développement en milieu confiné, coupé des influences franchement marines du large.

L'émergence post-cénonomanienne de la région fait apparaître une terre émergée orientée NE-SO. La mer subsiste, au nord dans la région de Figueira da Foz et la Gândara, où se déposeront le Turonien à *Vascoceras* et le Sénonien à *Hoplitoplacenticeras marroti*, et aussi peut-être au sud dans le bassin du Tage, où des niveaux appartenant au Crétacé, peut-être très supérieur, ont été trouvés sous les dépôts tertiaires. Les îles Berlengas faisaient probablement partie de cette terre.

L'émergence a dû être longue car les couches à Rudistes ont été fortement lapiazées dans la région de Lisbonne avant le dépôt du «complexe basaltique». Cette érosion paraît moins importante dans la région au nord de Lisbonne, ce qui tendrait à prouver que la région lisbonnaise a émergé peut-être plus tôt.

Il n'existe aucune preuve formelle du dépôt du Turonien et du Sénonien au-dessus des massifs à Rudistes. Aucun élément de ces étages n'a été retrouvé remanié dans les couches continentales du Paléogène, ni dans le Miocène marin.

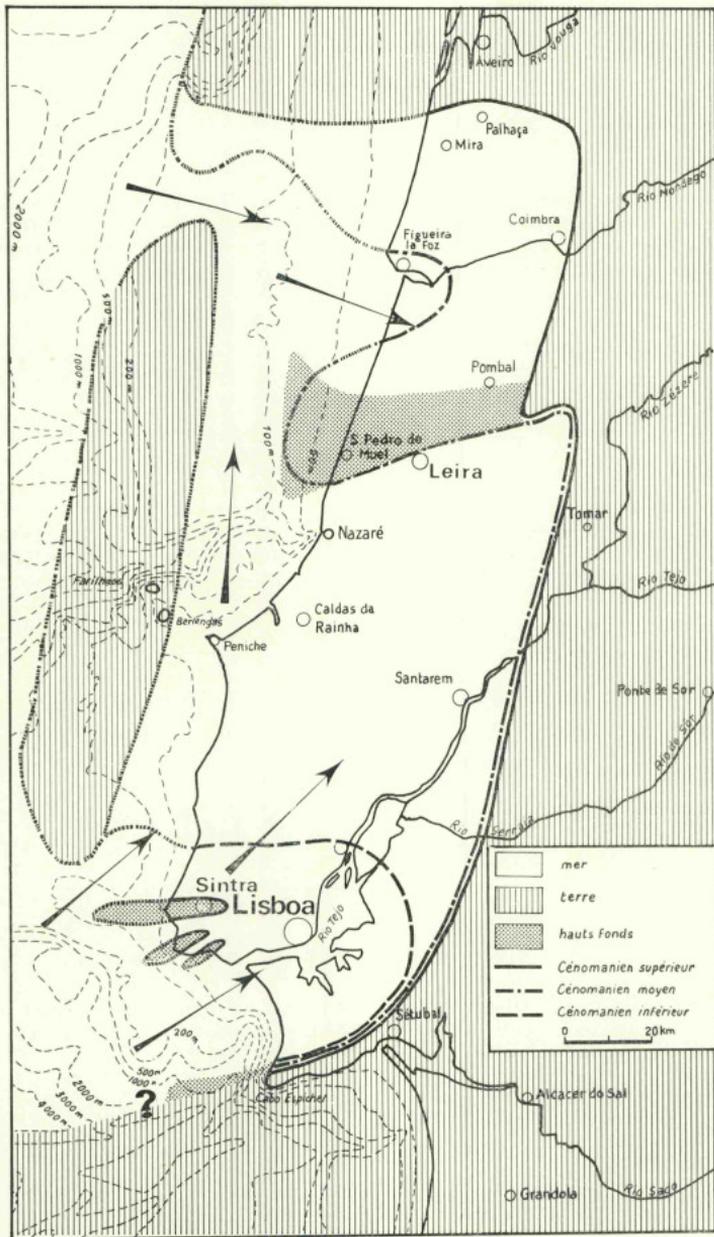


FIG. 13 — Schéma paléogéographique du Cénomanien

CHAPITRE VII

LE DÉMANTÈLEMENT DU CÉNOMANIEN — LE PASSAGE AU TERTIAIRE

A) Introduction.

Entre le Cénomaniens érodé et le Miocène marin existe un ensemble de terrains continentaux et lacustres attribués au Paléogène, mais dont les niveaux inférieurs appartiennent peut-être au Sénonien terminal.

Quand on peut distinguer deux séries dans cet ensemble, l'inférieure est appelée Eocène (en réservant une possibilité de Sénonien terminal pour la base) et la supérieure Oligocène. Si l'ensemble de la série paraît homogène, on la nomme Eocène-Oligocène indifférencié ou Paléogène. J'emploierai pour désigner ces terrains le terme de Paléogène sans préciser à chaque fois que la base peut appartenir au Sénonien terminal. C'est l'appellation que préconise GALOPIM de CARVALHO dans son travail sur le Tertiaire du Bassin du Tage (1968).

Je me suis intéressé au Paléogène pour plusieurs raisons:

- J'ai recherché un argument paléontologique susceptible de dater avec précision les premiers niveaux post-Cénomaniens, ainsi que des indices de dépôts turoniens ou sénoniens dans l'Estrémadure;
- L'étude de ces terrains apporte des renseignements intéressants sur le démantèlement du Cénomaniens et sur l'évolution du relief de l'Estrémadure avant l'Aquitaniens.

B) La Région de Lisbonne.

Elle est séparée du bassin de Runa situé un peu plus au nord par une zone d'affleurements jurassiques qui relie l'Atlantique (praia da Assenta) au Tage (Alhandra), en passant par Turcifal et Arruda dos Vinhos.

La dorsale Sintra-Caneças y sépare deux bassins:

- Au sud, la dépression de Lisbonne-Loures;
- Au nord, le petit bassin de Coutinho Afonso-Alfouvar, relayé au SO par la dépression au pied du versant nord de la serra de Sintra (en liaison avec les failles d'effondrement signalées précédemment sur ce versant).

I. Le «complexe basaltique» de Lisbonne.

Ce complexe est constitué par une succession de dalles de roches basaltiques séparées par des niveaux de matériel pyroclastique (tufs, cinérites, brèches volcaniques) et d'argiles. On y a trouvé des végétaux (*Cinammonum broteri*, *Frenelopsis sp.*, *Salix sp.*), des Mollusques terrestres [*Bulimus (Anadromus) carnaxidensis*, *B. (A) olisiponensis*, *B. (A) ribeiroi*, *Pupa tournoueri*, *Helix basaltica*] et des vertébrés (Crocodyliens, Tritonidés, Ranidés). L'âge de cette faune reste problématique.

L'épaisseur maximum de ce complexe, aux environs immédiats de la ville de Lisbonne, est de 400 m, environ; elle diminue quand on s'éloigne de la ville vers Sintra. Elle est réduite à quelques mètres pour les lambeaux les plus proches de Sintra. Malgré l'érosion que ce complexe a pu subir, il est fort probable que cette différence d'épaisseur existait à l'origine.

Des cheminées émétrices de ces basaltes sont connues aux environs de Lisbonne. L'une d'elle est, peut-être, effondrée sous la mer, face à l'embouchure du Tage, où une structure annulaire mise en évidence par la géophysique (anomalie magnétique) a été interprétée comme une intrusion de roches basiques présentant une structure analogue à celle de Sintra (ALLAN, 1965).

Il repose le plus souvent sur la surface érodée et lapiasée des calcaires à Rudistes du sommet du Cénomanien supérieur, parfois sur le niveau inférieur du Cénomanien supérieur et plus rarement sur le Cénomanien moyen terminal.

Le Cénomanien a donc subi avant les épanchements basaltiques une érosion aérienne différentielle importante.

Dans les niveaux de tufs et dans les argiles rouges que l'on trouve souvent au contact du calcaire, le seul minéral argileux présent est la montmorillonite; elle est associée dans les argiles rouges, à des hydroxydes de fer (goethite) et d'aluminium (boehmite ou diaspore). Ce résultat est intéressant car ces argiles ont souvent le même aspect extérieur que les terres rouges d'altération actuelle des calcaires qui contiennent de l'illite et de la kaolinite.

II. La «formation de Benfica» et ses équivalents latéraux probables.

Postérieurement au «complexe basaltique» de Lisbonne, on voit une formation sédimentaire essentiellement détritique (argilo-gréseuse-conglomératique) avec des intercalations de calcaires lacustres.

Ces terrains reposent en général sur le «complexe basaltique», mais il existe des contrées où ils recouvrent directement un niveau cénomanien.

Dans la dépression de Lisbonne-Loures, ils portent le nom de «formation de Benfica».

Aux environs de Benfica, on a, sur 425 m, environ, la succession suivante de haut en bas:

- Marnes et argiles rouges à orangées (60 m);
- Conglomérat avec blocs de calcaires (60 m);
- Marnes rougeâtres (200 m);
- Calcaire compact d'Alfornelos, surmonté d'un banc conglomératique (15 m);
- Marnes rougeâtres, avec petits cailloux roulés et quelques niveaux calcaires (90 m).

De par sa position stratigraphique supérieure au «complexe basaltique» (considéré par les géologues comme essentiellement Eocène), elle est attribuée à l'Oligocène sans aucun support paléontologique.

Cette formation est moins épaisse et moins conglomératique à la base, vers l'ouest et le nord qu'à l'est vers Santo Antão do Tojal. Le niveau le plus constant est le calcaire d'Alfornelos.

Dans la dépression de Coutinho Afonso-Alfouvar, des terrains sédimentaires principalement détritiques recouvrent aussi le «complexe basaltique». Ils ont été parallélisés avec la «formation de Benfica», de par leur faciès et leur position stratigraphique. Ils sont plus calcaires, moins conglomératiques et nettement moins épais.

Dans la dépression au pied du versant nord de la serra de Sintra, des terrains de faciès voisins des précédents, recouvrent directement le Cénomaniens moyen. Il se peut que le «complexe basaltique» ait été érodé avant leur dépôt, ce qui impliquerait qu'il était fort peu épais, mais je crois plutôt que les coulées basaltiques n'ont pas atteint cette région.

D'après C. TEIXEIRA (1966) et GALOPIM de CARVALHO (1968), il est possible que cette formation de piémont, épaisse de 100 m environ, ne corresponde pas exactement à la «formation de Benfica», mais qu'elle soit plus récente (fin Paléogène). La «formation de Benfica» et ses équivalents latéraux probables, contiennent tous, dès la base, des galets de calcaire jurassique, crétacé inférieur et cénomaniens, ainsi que des galets de basalte. Ces derniers étant plus rares. Les galets de calcaire jurassique supérieur sont particulièrement abondants dans la région de Santo Antão do Tojal (partie est de la dépression de Lisbonne-Loures).

Dans les dépôts au pied du versant nord de la serra de Sintra et dans le bassin de Coutinho Afonso-Alfouvar, on rencontre aussi de nombreux galets de roches éruptives provenant du massif de Sintra, qui a donc été rapidement soumis à une érosion active.

Ces dépôts sont très hétérométriques, ce qui traduit bien leur caractère continental.

Parmi les minéraux lourds, le grenat domine nettement; il provient sans doute de l'auréole de métamorphisme de la serra de Sintra. Les minéraux ubiquistes (tourmaline, zircon) sont en général très usés, ce qui indique qu'ils sont en majorité repris des formations mésozoïques. En ce qui concerne les argiles, la «formation de Benfica» contient, dans la dépression de Lisbonne-Loures et le bassin de Coutinho Afonso-Alfouvar, de l'attapulgite en abondance, en particulier dans les niveaux calcaires. Elle est associée à un peu de montmorillonite et plus rarement à de l'illite et à de la kaolinite en faible quantité. Celles-ci paraissent être plus fréquentes à la base de ces dépôts. La formation située au pied du versant nord de Sintra ne contient pas d'attapulgite, mais de la montmorillonite. La base comporte des niveaux à illite et kaolinite.

Pour expliquer le caractère à la fois détritique et chimique de cette sédimentation on peut concevoir la formation de ces dépôts, sous un climat chaud (tropical) avec de fortes précipitations séparées par des périodes de sécheresse, dans des bassins fermés (entourés de reliefs assez forts), où se constituent des mares temporaires dans lesquelles se développe un milieu de sédimentation chimique basique (GALOPIM de CARVALHO, 1968).

La présence de galets jurassiques dès la base de la «formation de Benfica» permet d'affirmer l'existence d'affleurements jurassiques limitant vers le nord et l'est la région de Lisbonne dès la fin du Crétacé (TEIXEIRA, 1966). Il est difficile de préciser s'il y eût des mouvements importants après l'émission du «complexe basaltique». La rareté des galets de basaltes dans la «formation de Benfica» incline à penser qu'il a été peu érodé et rapidement recouvert par les produits de l'érosion des reliefs jurassiques et crétacés.

Au sud-ouest de la région de Lisbonne (carte au 1/50 000 de Cascais), les dépôts semblables à ceux de la «formation de Benfica» sont pratiquement absents. Le Miocène recouvre le plus souvent directement le Cénomaniens moyen ou inférieur. Il est possible que le Paléogène («formation de Benfica») ait été enlevé par une érosion plus récente. Il est néanmoins certain que ces dépôts étaient peu épais comme l'indiquent les lambeaux conservés sous le Miocène. Les provinces d'origine de ces sédiments détritiques continentaux étaient situées plus à l'est, assez loin de cette région. Le faible apport de matériel provenant du massif éruptif de Sintra met en évidence le déversement de la structure anticlinale. Les produits de l'érosion s'accumulent principalement au pied du versant nord abrupt, une faible fraction étant entraînée de long du versant Sud en pente douce.

C) La Région de Runa.

Le bassin de Runa s'est individualisé en bassin endoréique fermé, probablement dès la fin du Cénomaniens: il n'est pas impossible d'ailleurs que l'émersion du Cénomaniens y soit plus tardive que dans la région de Lisbonne.

Le calcaire à Rudistes du Cénomaniens supérieur est recouvert par le «complexe basaltique de Runa», moins épais que celui de Lisbonne (60 m, environ), mais également constitué de dalles de roches basaltiques séparées par des niveaux de matériel pyroclastique et d'argiles rouges où seule la montmorillonite est présente. CHOFFAT y a trouvé les mêmes Gastéropodes terrestres qu'à Lisbonne. Ces deux complexes basaltiques sont considérés comme de même âge: Sénonien terminal-Eocène. Le «Paléogène indifférencié» de Runa recouvre le «complexe basaltique» et peut être subdivisé en deux séries:

— La série de base, essentiellement calcaire et argileuse (35 m à 40 m), débute par un niveau conglomératique à lits argileux, à galets de roches basaltiques et de calcaires cénomaniens, d'épaisseur variable suivant les lieux. Il contient de la montmorillonite associée à de l'illite et de la kaolinite en faible quantité. Des calcaires argileux azoïques, sans pollen ni Nannofossile, lui succèdent. Ils sont souvent pseudobréchiques et silicifiés secondairement (filonets et petites géodes d'opale, de calcédoine et parfois de quartz microcristallin). Dans ces calcaires argileux l'attapulгите apparaît et domine largement la montmorillonite. On rencontre parfois des vestiges d'illite et de kaolinite. Au-dessus de ces calcaires argileux, des niveaux d'aspect crayeux parfois silicifiés, donnent, à l'Alto Branco, des escarpements de 4 m, environ. Ils se sont révélés uniquement formés d'attapulгите.

Les minéraux lourds sont usés. Les tourmalines et le zircon dominant largement; les minéraux de métamorphisme sont rares;

— La série supérieure (30 m à 35 m d'épaisseur, environ), essentiellement détritique, est formée de sables conglomératiques et de grès avec de rares lits de calcaires gréseux. L'attapulгите y est remplacée par de la montmorillonite associée à de faibles quantités d'illite et de kaolinite, association qui rappelle celle des dépôts paléogènes du pied nord de la serra de Sintra. Les minéraux lourds y sont aussi usés, la proportion de minéraux de métamorphisme est légèrement supérieure à celle de la série inférieure. On n'y trouve aucun galet jurassique, mais des galets de quartz filonien, de grès et de quartzite comme au Crétacé inférieur terminal. Par rapport à la «formation de Benfica», le Paléogène de Runa présente des différences lithologiques très nettes, en particulier pour la base de la formation. Elles sont dues, à mon avis, à des différences dans l'alimentation de ces bassins. Le petit bassin intracontinental de Runa devait être entouré au Paléogène de reliefs peu marqués constitués de Cénomaniens essentiellement calcaire, ce qui explique la pauvreté en matériel détritico-siliceux de la série de base. Les eaux chargées de calcaire s'accumulaient au fond du bassin: le milieu de sédimentation confiné et basique favorisait la néoformation de l'attapulгите.

La série supérieure où abondent les éléments détritico-siliceux correspond à l'attaque par l'érosion du Crétacé inférieur. L'absence de galets jurassiques s'explique par l'éloignement des reliefs correspondants. Les produits de leur érosion devaient d'ailleurs être entraînés vers la dépression du Tage, déjà nettement dessinée.

D) Les Régions de Cercal et de Carvalhais-Alcanede.

Au parallèle de Runa, mais plus à l'est, le «Paléogène» est représenté par le «complexe de Cheganças et Casais», plus au nord c'est le «complexe d'Abrigada», puis celui de Cabos. Ce dernier voit sa base différenciée sous le nom de «grès rouges de Carvalhais».

Ces différents complexes sont tous constitués de la même manière: au-dessus de grès rougeâtres parfois conglomératiques à la base, on rencontre des calcaires plus ou moins gréseux, la série se termine par des niveaux de grès conglomératiques, avec de petits niveaux calcaires.

Aucun de ces niveaux n'est daté paléontologiquement.

— L'étude sédimentologique donne des résultats intéressants. Elle permet d'opposer les grès rougeâtres de la base au reste de la formation, la coupure principale coïncidant avec l'apparition des premiers niveaux calcaires.

Les minéraux argileux:

Les grès rouges de la base contiennent de la kaolinite accompagnée d'un peu d'illite. À Carvalhais, la montmorillonite apparaît avec les premiers niveaux calcaires, un peu avant l'attapulгите, qui devient rapidement le minéral argileux dominant dans les calcaires lacustres; les niveaux conglomératiques supérieurs sont par contre à nouveau riches en montmorillonite accompagnée d'illite et de kaolinite (ces dernières peuvent être seules présentes dans certains niveaux).

Cette zonation, nette à Carvalhais, paraît exister dans tous ces «complexes paléogènes».

Les minéraux lourds, les grains de quartz:

Dans les grès rouges de base, on retrouve, dans les mêmes proportions, les minéraux lourds du Cénomaniens et du Crétacé inférieur terminal. Ils sont seulement nettement plus usés. Les minéraux ubiquistes (tourmaline, zircon) dominent largement les minéraux de métamorphisme.

Dès les premiers niveaux calcaires et dans les conglomérats sommitaux les minéraux de métamorphismes (à Carvalhais, l'andalousite) deviennent nettement plus abondants.

Les grains de quartz des grès rouges sont aussi plus usés que ceux du Cénomaniens et du Crétacé inférieur terminal. Ils sont parfois corrodés. Les galets et les granules sont principalement du quartz filonien et du quartzite.

— En lames minces les calcaires sont souvent pseudobréchiques, parfois un peu silicifiés et contiennent souvent des pseudoolithes où, par attaque ménagée à l'acide chlorhydrique dilué, l'on peut mettre en évidence une trame végétale. Les restes paléontologiques sont fréquents, mais entièrement repris du Jurassique, on retrouve des *Pseudocyclammina sp.* du Jurassique, des *Trocholina cf. alpina*, formant souvent le centre de pseudoolithes, et des Algues du groupe *Cayeuxia* (Pl. 51).

Je n'y ai jamais rencontré de fossile du Tertiaire (ni un polen, ni un Nannofossile).

On peut déduire de ces observations que les grès rougeâtres sont essentiellement formés par la reprise des grès de Crétacé inférieur et les niveaux calcaires par celles des premiers calcaires jurassiques.

Ce «Paléogène» repose dans la région d'Alenquer (au parallèle de Runa) sur le Jurassique supérieur (Kimmeridjien-Portlandien). En remontant vers le NNE, on le trouve successivement, sur le Crétacé inférieur, sur le sommet du Cénomaniens moyen (à Carvalhais), puis sur le Cénomaniens supérieur, dans les contrées d'Alcanede et de Monsanto.

La région au sud de Montejunto, d'Alenquer à Arruda dos Vinhos et Alhandra, était donc privée de sa couverture crétacée. Un anticlinal séparait un bassin sud (Loures-Lisbonne) d'un bassin nord, plus important, correspondant à l'essentiel du bassin du Tage. Les serras au nord de Montejunto étaient encore recouvertes de grès du Crétacé inférieur que l'érosion va rapidement débayer.

Du Cénomaniens, il ne subsistait déjà plus qu'une succession d'affleurements discontinus s'étirant des environs de Cercal à Alcanena, au pied des serras de Montejunto, Candeeiros et Aire.

Quand l'érosion atteint le Jurassique de ces serras, une sédimentation chimique basique succède dans le bassin endoréique du Tage à la sédimentation détritique.

Fait curieux, le Jurassique de la région de Arruda dos Vinhos-Alhandra-Vila Franca fournit des galets dès la base de la «formation de Benfica» au sud et rien au nord, ni dans la base, ni dans les niveaux calcaires. Ceci semblerait indiquer que le drainage des produits de l'érosion de ces formations se faisait vers le SSO, direction actuelle du Tage.

Les corrélations exactes entre le «Paléogène» de cette région et celui des régions de Runa et de Lisbonne sont difficiles à exprimer, non seulement par l'absence d'arguments paléontologiques mais aussi par le manque de complexe basaltique dans cette région.

Les géologues portugais pensent que les grès rouges de la base de ces «complexes paléogènes» pourraient être contemporains du complexe basaltique» de Lisbonne. Il est possible aussi qu'ils correspondent aux dernières émissions de basaltes et à la base de la «formation de Benfica».

E) Les Régions de Nazaré, Cós et Leiria.

Les formations rapportées au Paléogène sont ici bien différentes des précédentes.

Les intercalations de calcaire argileux à attapulгите, si caractéristique plus au sud, n'existent plus.

Le Cénomaniens est recouvert, à Nazaré et sur le bord sud du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro (région de Cós), par des lits de conglomérats à ciment argilo-gréseux rougeâtre, à galets de calcaires essentiellement jurassiques et parfois cénomaniens. Ces lits de conglomérats (épais de 0,50 m à 2 m) sont séparés par des niveaux d'argiles. On y a retrouvé des *Bulimus* identiques à ceux du «complexe basaltique» de Lisbonne. Dans la région de Leiria des formations conglomératiques du même type recouvrent le Cénomaniens.

Sur le flanc nord du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro, ces formations sont moins épaisses que sur le flanc sud et un peu moins conglomératiques.

À Vale Furado, les formations continentales du «Paléogène» sont nettement moins conglomératiques qu'à Nazaré. Les minéraux lourds sont plus usés que ceux du Cénomaniens et du Crétacé inférieur. Dans l'ensemble, les minéraux de métamorphisme sont plus abondants que les minéraux ubiquistes. Les minéraux argileux sont de l'illite et de la kaolinite associées parfois à de la montmorillonite (celle-ci devient plus fréquente au sommet).

Sur les flancs des anticlinaux diapiriques de Maceira et de Leiria-Parceiros, le «Paléogène» recouvre la base du Cénomaniens moyen et parfois le Crétacé inférieur. Sur le bord sud du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro et à Caranguejeira, il repose sur un niveau du Cénomaniens supérieur.

Il y a parfois une discordance angulaire faible entre le Paléogène et le niveau qu'il recouvre. C'est le cas à Nazaré.

À Nazaré, les conglomérats «paléogènes» reposent sur des sables grésifiés, à Rudistes remaniés, représentant probablement le Turonien inférieur (Pl. 50).

Ces sables feldspathiques (5 % à 8 %) se distinguent facilement par leurs caractères sédimentologiques des dépôts paléogènes. Ce sont des sables marins, bien triés (Hé = 0,52 à 0,25), le triage des niveaux les plus fins étant meilleur que celui des niveaux les plus grossiers. Dans tous les cas il est nettement inférieur à celui du Paléogène (Hé = 0,64 à 0,70) fluvo-continental.

Les minéraux lourds sont plus usés que ceux du Paléogène, ainsi que les grains de quartz qui sont subangulaires à émoussés-luisants, ce qui est encore caractéristique d'une formation marine.

La tourmaline est plus abondante que dans le Paléogène et l'ensemble des minéraux ubiquistes dominant largement les minéraux de métamorphisme. C'est un spectre voisin de celui du Cénomaniens au nord de Runa.

Les minéraux argileux présentent l'association illite-kaolinite, la montmorillonite y est rare alors qu'elle est souvent présente dans le Paléogène.

L'érosion du Cénomaniens a été intense et différentielle avant le Paléogène. Les anticlinaux diapiriques de Maceira et Leiria-Parceiros ont fonctionné à cette époque ainsi que la «vallée typhonique» de Caldas da Rainha.

Les affleurements de Nazaré, du synclinal d'Alpedriz-Porto Carro et de Leiria, étaient probablement encore reliés. L'anticlinal de Santa Catarina da Serra-Espite isolait, peut-être, la région de Vila Nova de Ourém à l'est de Leiria.

Des reliefs jurassiques (Candeeiros, Aire) séparaient le Cénomaniens de ces régions des affleurements qui s'étendaient de Cercial à Alcanena.

Les éléments provenant de leur destruction au cours du «Paléogène» ont recouvert le Cénomaniens. Ces dépôts fluvo-continents de piémont sont plus grossiers à Nazaré, Alpedriz-Porto Carro et Leiria,

qui sont près de ces reliefs jurassiques que dans les régions plus éloignées, au nord de l'anticlinal de Maceira. Les mouvements des anticlinaux diapiriques paraissent plus tardifs ici, que dans les régions plus au sud (Alcanede et Runa).

Ils se sont poursuivis après le dépôt du Paléogène, qui a été parfois très érodé avant le dépôt de séries continentales attribuées au «Miocène». Ce «Miocène continental» recouvre directement le Cénomaniens, en particulier dans la région de Vila Nova de Ourém.

F) Résumé et conclusions.

Au moment de son émergence, le continent cénomaniens de L'Estrémadure présente un relief peu marqué. Il s'accroît peu à peu jusqu'au milieu du Sénonien, où une phase tectonique importante va le raviver. Le granite de Sintra se met en place (-76 ± 5 MA).

Il y a un regain d'activité diapirique qui s'était déjà manifesté au Jurassique moyen, mais qui n'était plus sensible au Cénomaniens. On note les premiers mouvements importants des réseaux de failles OSO-ENE et NNE-SSO.

À la fin du Sénonien, la région de Lisbonne est bordée au nord et au nord-est par un relief où affleure le Jurassique. Il rejoint Praia da Assenta à Alhandra et se prolonge probablement vers le sud en direction de l'Arrábida. Il sépare la dépression de la région de Lisbonne des dépressions situées plus au nord. Le bassin de Runa est nettement dessiné. Les hauteurs de Montejunto, Candeeiros et Aire séparent la dépression du Tage, en voie d'effondrement, de la région de Nazaré-Leiria-Vila Nova de Ourém.

La zone des anticlinaux diapiriques de Maceira, Leiria-Parceiros, Monte Real, Canto de Azêche, São Pedro de Muel forme probablement le rivage de la mer turonienne qui recouvre la Beira littoral. Je n'ai trouvé dans le Paléogène aucun élément turonien ou sénonien remanié.

Au début du Tertiaire, le démantèlement du Cénomaniens était déjà bien avancé et les principaux lambeaux isolés les uns des autres.

Pendant la période d'émergence de l'Estrémadure, qui s'étend de la fin du Cénomaniens au Miocène, on peut mettre en évidence deux modes d'érosion successifs du continent:

- Une érosion en période de biostasie, durant laquelle les calcaires à Rudistes du Cénomaniens supérieur ont subi une altération chimique amenant la formation de lapiés. Cette destruction, plus ou moins importante suivant les lieux, permet de penser que le continent présentait un relief de colines séparées par des dépressions;
- Une érosion intense en période de rhéostasie à laquelle correspondent les dépôts grossièrement détritiques à intercalations de calcaires lacustres que l'on attribue au «Paléogène». Ils se sont formés dans des bassins fermés, intracontinentaux, endoréiques, relativement isolés les uns des autres. Les corrélations sont difficiles entre ces dépôts de faciès variables suivant les bassins, azoïques ou sans fossiles utilisables, et dont l'isolement originel a été accentué par l'érosion subie depuis leur dépôt.

Le passage de la période de biostasie à la période de rhéostasie nécessite une rupture de l'équilibre biologique. Celle-ci semble liée aux phénomènes orogéniques correspondant à la phase principale de la mise en place du massif éruptif de Sintra au Sénonien.

Ces sédiments «paléogènes» sont nettement distincts de ceux du Cénomaniens:

- Leur hétérométrie est beaucoup plus importante;
- Les minéraux lourds ubiquistes y sont toujours plus usés et les minéraux de métamorphisme (grenat, andalousite) apparaissent en quantité importante;
- L'attapulgitite y abonde accompagnée de la montmorillonite; l'illite et la kaolinite surtout y sont rares et probablement héritées en grande partie, voire en totalité, des terrains mésozoïques.

La présence de dépôts à attapulгите au Tertiaire (de l'Eocène au Miocène) a déjà été soulignée par G. MILLOT (1964). De nombreux gisements sont connus en France et en Espagne à cette époque (LUCAS et al., 1963). Ils correspondent souvent à des dépôts dans des dépressions tectoniques occupées par des lacs temporaires où se constitue un milieu confiné basique favorable à la néoformation d'attapulгите. L'absence de niveaux à attapulгите dans le Paléogène des régions de Nazaré, Alpedriz-Porto Carro et Leiria mérite d'être soulignée. Il ne correspond, peut-être, qu'au sommet des séries d'Alenquer-Alcanede, de Runa et de la «formation de Benfica». Le Paléogène ne paraît avoir subi une érosion importante (anté-Miocène) que dans les régions des anticlinaux diapiriques de Maceira, Leiria-Parceiros et Monte Real. Elle est probablement liée aux mouvements de ces anticlinaux diapiriques à la fin du Paléogène. Leur période d'activité intense paraît d'ailleurs plus tardive que celle des structures plus méridionales du même type: Caldas da Rainha, Aire, Candeeiros, Montejunto et Matacães.

Tous les phénomènes géologiques importants (transgressions et mouvements tectoniques en particulier) paraissent, d'ailleurs, commencer dans la région de Lisbonne et se poursuivre ensuite vers le nord, avec un léger décalage dans le temps.

CHAPITRE VIII

ÉVOLUTION DE LA FOSSE DU PORTUGAL OCCIDENTAL DEPUIS LE MÉSOZOÏQUE

La fosse du Portugal occidental, appelée aussi fosse mésozoïque portugaise, s'est individualisée à la fin du Paléozoïque entre deux masses continentales: le Massif hespérique à l'est et une terre occidentale, dont les îles Berlengas et Farilhões sont actuellement les seuls témoins (TEIXEIRA, 1966). Cette fosse, orientée NNE-SSO, recoupe les axes des plis hercyniens. Elle est fermée au nord et se rétrécit progressivement en allant du sud vers le nord.

A) Les événements antécénomaniens. Quelques précisions sur la structure profonde de cette fosse.

I. Introduction.

Les premiers dépôts mésozoïques sont continentaux et datent de la fin du Trias (PALAIN, 1968, 1970).

À l'Hettangien, va se déposer un complexe essentiellement argilo-gypso-salifère, qui constitue avec des marnes gréseuses des intercalations de calcaires argileux et des calcaires dolomitiques, ce que l'on appelle le «complexe de Dagorda» (localité proche d'Óbidos)¹.

La transgression va se poursuivre pendant tout le Lias pour atteindre son apogée au Jurassique moyen. La mer forme à cette époque un golfe allongé du Sado au Vouga, en même temps qu'elle couvre une frange littorale en Alentejo et occupe la bordure méridionale de l'Algarve.

II. Les données des sondages et de la géophysique.

Le «complexe de Dagorda» a été atteint en sondage par les prospecteurs de la Compagnie des Pétroles Portugais. À partir de ces sondages, il est possible de préciser la structure profonde de la fosse

¹ Ces premiers dépôts, y compris le «complexe de Dagorda», sont souvent désignés sous le nom global d'Infralias.

mésozoïque portugaise. Il est nécessaire d'être très prudent, car ce «complexe de Dagorda» a une forte tendance au diapirisme et la profondeur à laquelle on le rencontre ne correspond pas toujours au plus profond de la fosse. D'autre part, il faut distinguer dans les sondages :

- Ceux qui ont été effectués dans le bassin du Tage actuel, en voie d'effondrement depuis le Paléogène ou le Sénonien terminal;
- Ceux qui ont été effectués dans l'Estrémadure calcaire qui joue le rôle de horst par rapport au bassin du Tage.

1 — Sondages effectués dans l'Estrémadure calcaire, à l'écart des structures diapiriques :

Montalegre (près de Vila Franca de Xira) — Situé en bordure du bassin du Tage actuel au SO de la carte au 1/50 000 d'Alenquer à la limite de la feuille de Loures.

La base du Dogger indifférencié se situe à 1705 m. L'Infralias a été traversé entre 1705 m et 1716 m, soit sur la faible épaisseur de 11 m. C'est le seul sondage qui ait atteint le socle à 1716 m. Jusqu'à 1749,5 m, on rencontre des schistes sériciteux attribués au Paléozoïque.

Torres Vedras 4 — Situé au NO du précédent. La base du Dogger est à 1993 m. L'Infralias a été traversé sur 285 m d'épaisseur entre 2055 m et 2340 m et des cailloux de Paléozoïque ont été rencontrés à partir de 2300 m. Il est donc fort probable que ce sondage soit descendu très près du socle paléozoïque.

Torres Vedras 1 — Des indices de pétrole ont été rencontrés à 2090 m, probablement dans l'Infralias.

Arruda dos Vinhos — Un peu au nord de Montalegre, à 2137 m on est dans le Jurassique gréseux continental.

Ramalhal — Ce sondage se trouve sur la carte au 1/50 000 de Bombarral, nettement au nord de Montalegre. Le Bajocien-Bathonien se trouve à 3190 m. À partir de 3521 m on rencontre le «complexe de Dagorda» : d'après la prospection sismique son épaisseur est de 1500 m : d'après les coupes de terrain il fait 1000 m ; le sondage l'a traversé pendant 1200 m sans en sortir.

Ces sondages mettent en évidence un approfondissement important du bassin à partir de Montalegre en se dirigeant vers le nord, ainsi qu'une très nette augmentation de la puissance de l'Infralias. Dans la région de Montalegre, il semble que la faible puissance de l'Infralias soit due à l'existence d'une bordure continentale toute proche.

2 — Les sondages effectués dans l'Estrémadure calcaire, à proximité d'anticlinaux diapiriques ; ils sont, de ce fait, moins intéressants.

L'Infralias a été atteint à des profondeurs variables parfois assez faibles.

Abadia 1 — Dans la région de Torres Vedras sur le flanc NE de l'anticlinal diapirique de Matacães. Le Lias a été traversé à 1384 m. Dans la région de São Pedro de Muel-Leiria, au nord de l'Estrémadure, le sondage *SPM2* (au NO de Marinha Grande) a traversé le Sinémurien entre 874 m et 1186 m de profondeur et le «complexe de Dagorda» entre 1186 m et 1507 m (sans le traverser complètement). Le sondage *MRW 8* au NO de Coimbra, près de Vieira de Leiria, a rencontré de nombreux *Hildoceras bifrons* du Toarcien moyen entre 1401 m et 1407 m.

Dans le sondage de *Vermoil 1*, au nord de Leiria, près de Carnaveira, entre les pics Calvaria et Neto, l'Hettangien a été reconnu entre 2246 m et 2309 m et l'Infralias à partir de 2309 m ; ce sondage débute directement dans le «Lusitanien».

D'après la notice explicative de la carte de Leiria au 1/50 000, les sondages dans cette région ont atteint 3000 m sans sortir des dépôts mésozoïques.

3 — Les données de la Géophysique sur les cartes au 1/50 000 de Caldas da Rainha et Alcobaça.

L'Infralias affleure bien dans la région, en particulier dans la grande «vallée typhonique» de Caldas da Rainha-Óbidos. La structure profonde serait une profonde fosse synclinale limitée à l'est comme à l'ouest par deux plateformes avec le substratum à faible profondeur. L'Infralias apparaît dans les deux anticlinaux diapiriques, qui limitent à l'est et à l'ouest la dépression centrale : l'anticlinal de la serra dos Candeeiros et la «vallée typhonique» de Caldas da Rainha. Ces structures se prolongent sur la carte d'Alcobaça, au nord.

4 — Les sondages effectués dans le bassin actuel du Tage (bas-Tage, péninsule de Setúbal).

Ils sont difficiles à interpréter à cause de la subsidence de ce bassin depuis le début du Tertiaire voire même dès la fin du Sénonien.

Pinhal Novo — C'est une structure anticlinale diapirique, à partir de 1676 m on atteint l'Infralias. Elle est située sur une faille N-S qui près de Setúbal limite le chevauchement de Palmela.

Montijo (au nord de Pinhal Novo) — L'Infralias apparaît à 2888 m.

Barreiro (à l'ouest de Montijo) — Dans une structure anticlinale, on a trouvé des indices de pétrole entre 2250 m et 2950 m; l'Infralias a été traversé à 3011 m, il est difficile d'évaluer son épaisseur, elle semble être de 200 m à 300 m.

Samora Correia — Un sondage intéressant, situé au parallèle de Vila Franca de Xira, 10 km environ plus à l'est, à proximité du sondage de Montalegre, mais dans le bassin du Tage actuel.

Après le Quaternaire et le Miocène, le Paléogène apparaît entre 780 m et 1077 m; il repose directement sur le Bathonien. L'Infralias apparaît à 1708 m et à 1810 m il n'a pas été encore traversé, semble-t-il.

L'Infralias est donc à une profondeur moins importante que plus au SO (Montijo et surtout Barreiro).

Il est aussi intéressant de constater que le Paléogène repose directement sur le Jurassique moyen comme dans certaines régions de la carte d'Alenquer; la structure jurassique qui limite au nord la région de Lisbonne paraît se prolonger sous le bassin du Tage et rejoindre les mêmes formations de l'Arrábida.

Dans ce bassin, qui a subi un effondrement récent, il est paradoxal d'atteindre l'Infralias plus tôt que dans l'Estrémadure centrale. On peut en déduire qu'à l'Infralias, puis au cours du Jurassique, la région de la péninsule de Setúbal, a toujours été moins subsidente que la région centrale de l'Estrémadure qui s'étend au nord de Torres Vedras jusqu'à Leiria.

III. Quelques conclusions à partir des résultats des sondages. L'évolution de la fosse au cours du Jurassique.

L'Infralias, le Lias et le Jurassique moyen n'existent pas aux environs de la serra de Sintra, dans la région de Lisbonne, alors qu'ils ont été reconnus en sondage sur la rive gauche du Tage et que l'Infralias affleure dans l'anticlinal de Sesimbra, dans l'Arrábida.

L'absence de diapirisme lié aux failles NNE-SSO confirme l'absence d'Infralias dans la région de Lisbonne.

Le golfe du Jurassique inférieur s'ouvrirait par l'ouest, et par la région de la péninsule de Setúbal à l'est de la région de Lisbonne. Jusqu'au Jurassique moyen inclus, la région de Lisbonne semble avoir été émergée.

À la fin du Callovien, naît un mouvement de régression qui va se poursuivre avec de petites oscillations durant le Jurassique supérieur et les premiers temps crétacés. La mer se retire progressivement vers le Sud. Le grand golfe du Jurassique moyen se réduit peu à peu et, au Jurassique supérieur, la mer ne forme plus qu'une baie dans les environs de Lisbonne. Ce n'est que dans la région de Sintra-Cascais-Arrábida qu'il existe une série marine où l'on peut observer un passage graduel du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.

Dans l'Arrábida, ces niveaux sont plus riches en matériel détritique que dans la région de Lisbonne. D'autre part, en allant d'ouest en est, on constate un passage rapide de couches marines à des couches de plus en plus continentales; aux calcaires argileux succèdent des grès argileux parfois conglomératiques, indice d'un continent proche à l'est.

C'est donc au cours d'une importante régression que la mer envahit la région de Lisbonne: le Jurassique supérieur, régressif au nord va être marin au sud. Il y a un déplacement de l'ouverture sud du golfe, consécutif à des mouvements du socle. Pendant la transgression, on peut situer cette ouverture entre le goulet du Tage actuel et le Sado; à la fin de la régression la mer subsistera plus à l'ouest, entre la contrée de Sintra et l'Arrábida.

À l'Infralias, au Lias et au Jurassique moyen c'est la région centrale de l'Estrémadure entre Torres Vedras et Leiria qui sera la plus fortement subsidente, la péninsule de Setúbal l'étant nettement moins. Pendant ce temps, la région de Lisbonne est peut-être une aire continentale.

Au Jurassique supérieur, la région centrale et le nord de l'Estrémadure vont devenir une aire continentale et c'est dans la région de Lisbonne à l'Arrábida que la mer subsistera.

À l'est, la limite approximative de la fosse peut être obtenue en joignant les affleurements du socle des environs de Tomar à ceux de l'Alentejo.

À l'ouest, il est probable qu'il existait une terre peu éloignée de la côte actuelle. Dans le Lias supérieur de Peniche, à 15 km au SE des îles Berlengas, on trouve des fragments de granite mal roulés dans des calcaires gréseux grossiers. La sédimentation devait être littorale à proximité d'une côte granitique. Des études géophysiques ont confirmé que le socle était peu profond dans cette contrée, qu'il se relève rapidement vers l'ouest et que le Lias supérieur le recouvre peut-être directement.

La fosse mésozoïque portugaise apparaît donc allongée (d'axe N-S), en liaison avec la haute mer par l'ouest (MOUTERDE et al., 1971) et par une ouverture relativement restreinte au sud-sud-ouest.

La région d'Alhandra-Arruda dos Vinhos, qualifiée de horst par les géologues portugais, se prolonge vers l'ouest par Turcifal jusqu'à Praia da Assenta. L'Infralias y est peu épais et c'est dans le sondage de Montalegre, effectué dans cette structure, que le socle a été rencontré à 1716 m.

Elle sépare la région subsidente du centre de l'Estrémadure, où le «complexe de Dagorda» est très épais, de celle de Lisbonne où il n'existe pas.

Cette structure profonde, et en particulier l'absence ou la présence du «complexe de Dagorda» en profondeur, va influencer sur la transgression cénomaniennne, puis sur le démantèlement du Cénomanienn. Dans la région de Lisbonne le démantèlement sera faible; dans la région au nord de Lisbonne il sera important, conséquence des mouvements diapiriques liés au «complexe de Dagorda» et décelables dès le Jurassique supérieur (ZBYSZEWSKI, 1958).

IV. Le Crétacé inférieur.

La régression s'accroît encore. Le Crétacé inférieur marin ne se rencontre plus que dans la contrée de Sintra-Cascais, où le sommet du Jurassique et la base du Crétacé sont formés de calcaires de faciès identiques, avec passage graduel de l'un à l'autre de ces systèmes. Dès que l'on s'éloigne un peu de cette contrée, le Crétacé inférieur perd son caractère marin et passe latéralement à des grès à Végétaux terrestres.

Dans l'ouest de l'Arrábida, le Crétacé inférieur est un peu moins marin que dans la contrée précédente et on passe très rapidement vers l'est à des niveaux continentaux.

Dans la région de Torres Vedras, les arénites du Crétacé inférieur succèdent à des roches identiques appartenant au Jurassique supérieur.

Au nord du parallèle des Berlengas, l'ensemble Néocomien semble disparaître, bien que le faciès gréseux se maintienne durant l'Aptien, l'Albien et une partie du Cénomanienn (TEIXEIRA, 1966). Ces sables, parfois très grossièrement conglomératiques, reposent sur des niveaux jurassiques variables, d'autant plus anciens que l'on progresse vers le Nord.

Dans la région de Sintra-Cascais, le faciès marin se maintient jusqu'à l'Aptien inférieur (REY, 1972), le sommet de ce complexe, Aptien supérieur (REY, 1972), étant constitué de grès conglomératiques de faciès continentaux à fluvio-marins avec des intercalations argileuses ayant fourni une flore terrestre. La série sédimentaire évolue de la même manière dans l'ouest de l'Arrábida (cap d'Espichel).

L'Albien marin n'est connu au Portugal que par deux fragments de *Pervinquiera* remaniés dans le Cénomanienn. À l'Albien, la mer s'est donc retirée encore plus au SSO, dans une zone actuellement située sous l'océan.

La portion de la fosse mésozoïque portugaise actuellement non effondrée sous l'océan, est donc libérée de toute mer à l'aurore du Cénomanienn.

Pendant cette émergence, se déposent d'épaisses séries détritiques continentales argilo-gréseuses à flore terrestre, parfois très grossièrement conglomératiques avec des épisodes lacustres isolés.

La période d'émergence aura été beaucoup plus longue au nord (d'où la mer commença à se retirer dès le Callovien et où elle ne reviendra qu'au Cénomanien supérieur) qu'au sud, où elle ne s'est définitivement éloignée qu'à l'Albien, pour revenir au Cénomanien inférieur.

B) La transgression cénomanienne.

La transgression cénomanienne est citée comme étant un phénomène mondial.

On peut appliquer à la transgression cénomanienne au Portugal le terme de «transgression bordière» (CIRY, 1954), puisqu'elle réoccupe un domaine antérieurement recouvert au Jurassique moyen.

Il ne s'agit en aucun cas d'une transgression progressive sur des domaines du socle.

La mer va envahir une fosse en partie comblée au cours de l'épisode continental précédent. Il me paraît plus exact de parler maintenant de bassin subsident au lieu de fosse.

La mer va recouvrir un continent gréseux. Au nord de Torres Vedras, il y a peut-être des reliefs liés à l'activité diapirique, qui se manifeste depuis de «Lusitanien». Ils sont, semble-t-il, fort peu accentués car aucune variation de faciès n'apparaît dans le Cénomanien à leur approche. Au sud, dans la région de Lisbonne, le bombement de Sintra est, peut-être, déjà esquissé.

Je n'ai pas eu l'occasion d'observer les classiques poudingues de base d'une transgression dont L. GLANGEAUD (1941) et R. CIRY (1949) ont bien montré le caractère exceptionnel. On peut dire avec R. LAFFITTE (1949, p. 251) que, dans le bassin portugais, au Cénomanien, il n'y a pas de différences d'altitude suffisantes pour créer le potentiel de gravité nécessaire à leur formation. Les sédiments sableux continentaux du substrat sont seulement remaniés et acquièrent le classement des sables marins.

La transgression cénomanienne au Portugal présente des caractères voisins de ceux qu'elle montre dans les régions comprises entre les Asturies et la Catalogne (P. FEUILLÉE, 1967 — P. SOUQUET, 1967), ainsi qu'en Provence (PHILIP, 1970).

Au Cénomanien inférieur, la mer envahit progressivement la région de Lisbonne-Arrábida. L'avancée de la transgression est saccadée avec de petites régressions de courte durée, limitées à des aires restreintes. La subsidence assez forte de la région permet le dépôt de séries relativement épaisses.

Au Cénomanien moyen, après une stagnation marquée par des dépôts à tendance lagunaire (à salure variable), la transgression reprend et la mer franchit la région de Praia da Assenta-Alhandra, qui limitait au nord et au nord-est la région de Lisbonne-Arrábida au Cénomanien inférieur.

Elle envahit l'Estrémadure centrale. La diminution du Cénomanien moyen fossilifère est progressive de Lisbonne à Leiria.

À la fin du Cénomanien moyen, la zone littorale devait se situer près des anticlinaux diapiriques de la région de Marinha Grande-Monte Real.

Cette région sépare le golfe de l'Estrémadure de celui de la Beira littorale, individualisé un peu avant la fin du Cénomanien moyen.

La mer envahit ce golfe par l'ouest, ce qui tend à montrer que la terre qui limite à l'ouest le bassin de l'Estrémadure est probablement peu étendue (une langue de terre ferme limitant un golfe).

Il faudra attendre le Cénomanien moyen terminal ou le début du Cénomanien supérieur pour que les golfes de la Beira littorale et de l'Estrémadure aient fait leur jonction.

La mer du Cénomanien supérieur n'a guère dépassé les limites de celle de la fin du Cénomanien moyen.

Le faciès des calcaires à *Praealveolina cretacea tenuis* s'établit presque simultanément dans les régions de Lisbonne et de Leiria. On note néanmoins une différence d'épaisseur du simple au double, entre Leiria et Lisbonne.

Le synchronisme n'est pas parfait entre le sud et le nord de l'Estrémadure, les faciès s'établissant plus tôt au sud.

Faute de plate-forme, la transgression du Cénomanién supérieur n'a pas été extensive comme en Espagne du Nord et en Afrique, mais elle est restée intracontinentale, il n'y a pas l'inondation généralisée que l'on constate à cette époque en Espagne (FEUILLÉE-SOUQUET, 1967).

Le territoire envahi est un golfe allongé et étroit bordé à l'est de reliefs trop importants pour que la mer les ait submergés. La relation plus ou moins continue du bassin des Asturies avec la mer recouvrant le Nord du Portugal, comme le suppose P. FEUILLÉE (p. 282), n'a jamais été établie.

Cette mer garde néanmoins le caractère «pelliculaire» déjà signalé en Espagne.

Les caractères lithologiques de ces calcaires sont semblables à ceux que décrit P. SOUQUET (1967, p. 216).

L'établissement du faciès à Rudistes à la fin du Cénomanién supérieur indique un milieu «subrécifal», bien que l'on n'y trouve que de rares associations avec des Polypiers coloniaux, dans la région de Leiria.

Les calcaires à Rudistes ont émergé à la fin du Cénomanién ou au début du Turonien. On rencontre des Rudistes remaniés dans le Turonien de la Beira littorale.

Le territoire envahi par la mer cénomaniénne au moment de sa plus grande extension sera voisin de celui recouvert par la mer au Jurassique moyen. Elle pénétrera un peu moins profondément vers le Nord, et il ne reste aucun lambeau de Cénomanién sur le socle. Il est possible que le Cénomanién ait été complètement érodé et que des lambeaux existent encore cachés sous les sédiments plus récents du bassin actuel du Tage.

C) Le continent cénomanién. L'Évolution post-cénomaniénne et anté-néogène de l'Estrémadure.

L'Estrémadure émerge à la fin du Cénomanién ou au tout début du Turonien.

Cette émergence est liée au jeu de la faille de Nazaré. Cet accident (SW-NE), parallèle au flanc sud du canyon, date probablement de la fin du Paléozoïque. Il commence à rejouer au Cénomanién terminal (BOILLOT et al., 1972a).

Il va séparer deux régions qui vont maintenant évoluer différemment; l'Estrémadure (au sud) va émerger, la Beira littorale (au nord) va s'affaisser progressivement.

Dans le golfe de la Beira littorale, transgressions et régressions vont se succéder au cours du Turonien, du Sénonien et du Tertiaire. Des dépôts marins sénoniens et éocènes (BOILLOT et al., 1972) ont été carottés à peu de distance de la plage actuelle de Nossa Senhora da Vitória où l'Éocène continental est connu (ZBYSZEWSKI-GINSBURG, 1964).

Des dépôts de ces âges existent, peut-être, aussi dans la région centrale du bassin du Tage sous les dépôts tertiaires et quaternaires. À Azambuja, un sondage a rencontré vers 510-511 m de profondeur une formation difficilement séparable du Paléogène, caractérisée par la présence de *Globigerina cf. pseudobulloïdes*, *Gumbelina striata*, *Gumbelina globulosa*, *Gumbelina globotruncana* (détermination J. MARTINS FERREIRA, 1968). D'après les Gumbelinae, il s'agit de Sénonien et probablement de Campanien comme à Mira.

Au sud du canyon de Nazaré, à une faible distance de la côte, le Mésozoïque affleure sous la mer (BOILLOT et al., 1972). L'absence de dépôts sénoniens ou tertiaires semble indiquer un effondrement récent de l'extrême ouest de l'Estrémadure après une longue émergence.

Le Cénomanién subira une érosion importante et inégale pendant cette période d'émergence. C'est aussi une période d'activité orogénique et tectonique intense, en particulier à partir de la phase majeure de la mise en place du massif éruptif de Sintra — 76 ± 5 MA (déclanchement du chronomètre géologique). L'émission du «complexe basaltique» de Lisbonne semble lui être pénécotemporaine. Les phénomènes diapiriques s'accroissent aussi à partir de ce moment. Les failles jouent amenant des décrochements et des effondrements importants dans le Cénomanién.

Finalement, au début du Paléogène, le Cénomanién ne subsiste plus qu'à l'état de lambeaux répartis sur le pourtour de la région centrale de l'Estrémadure, sur la bordure des structures diapiriques ou entre

les «vallées typhoniques». Les mouvements diapiriques de la région centrale de l'Estrémadure paraissent plus violents que ceux de la région nord (Marinha Grande-Monte Real-Leiria). Ils ont facilité le démantèlement du Cénomaniens. La distinction que j'ai faite dès le début de ce travail entre les affleurements de «la région de Lisbonne» et ceux de «la région au nord de Lisbonne», correspondent, d'ailleurs, exactement à la présence ou à l'absence en profondeur du «complexe de Dagorda» (Infralias), auquel est lié le diapirisme.

Région de Lisbonne — Pas de «complexe de Dagorda», pas de phénomènes diapiriques, affleurements étendus;

Région au nord de Lisbonne — «Complexe de Dagorda» très épais, phénomènes diapiriques importants, démantèlement très poussé du Cénomaniens.

Au cours du Paléogène, la partie centrale du bassin du Tage au nord de la région de Praia da Assenta-Alhandra commence à s'effondrer.

Il existait probablement à cette époque un paléo-Tage, qui se jetait dans la mer à l'est de l'Arrábida et qui a accentué le canyon sous-marin de Setúbal d'origine tectonique.

Dans la serra d'Arrábida, le Paléogène existe sur la côte sud dans la région du Portinho de Arrábida. Il renferme des galets de «grauwackes» semblables à ceux du Carbonifère de l'Alentejo. Au pied nord de l'Arrábida, le Paléogène est plus développé et mieux conservé à l'est qu'à l'ouest, il contient des galets de Jurassique et de quartz filonien, mais aucun de «grauwackes». Les plissements devaient être bien dessinés à cette époque et le Paléogène n'a pas tout recouvert.

Il est difficile de savoir, faute de sondages, si, au Paléogène, le Jurassique de la région de Praia da Assenta-Alhandra rejoignait celui de l'Arrábida isolant complètement un bassin formé de la région de Lisbonne-Loures et de la péninsule de Setúbal; cette hypothèse est, je crois, fort probable.

D) L'Évolution de la fosse occidentale portugaise au cours du Néogène et du Quaternaire.

I. Le Néogène et le Quaternaire.

Le Néogène a fait l'objet de nombreuses études en particulier de ROMAN et TORRES (1907), DOLFUSS et BERKELEY COTTER (1909), ZBYSZEWSKI (1940, 1943, 1958, 1959), CHOFFAT (1950, posthume), TEIXEIRA (1944, 1948, 1952), SOARES DE CARVALHO (1949, 1953), GALOPIM de CARVALHO (1964, 1968), FERREIRA SOARES (1966), HAGUENAUER (1967, 1968).

La mer franche ne revient au Miocène inférieur que dans la région de Lisbonne — Loures et dans la péninsule de Setúbal jusqu'au pied nord de l'Arrábida. Elle envahit aussi, mais plus timidement, la région centrale, en passant probablement par l'est de l'Arrábida. On trouve des intercalations marines rapportées au Miocène inférieur dans la région de Almeirim au milieu de séries continentales et lacustres.

Il faut attendre le Tortonien pour que la mer couvre le Jurassique dans la région de Alhandra, probablement en voie d'affaissement à cette époque.

Dans la région nord de l'Estrémadure et dans la Beira littorale le Miocène est continental et souvent difficile à séparer du Paléogène. Sur la côte ouest de l'Estrémadure actuelle, on ne connaît aucun lambeau de Miocène marin entre Nazaré et Azenhas do Mar, à quelques kilomètres au nord de la serra de Sintra. La côte était beaucoup plus à l'ouest au Miocène.

La transgression miocène a finalement une extension très faible, limitée à la région de Lisbonne-Arrábida.

Le Pliocène et le Quaternaire sont bien connus grâce aux travaux des auteurs précités, et en particulier la mise au point de G. ZBYSZEWSKI, en 1958. D'après cet auteur, au sud du rio Mondego, le Pliocène marin (Plaisancien-Astien) est fossilifère dans les régions de Pombal, Monte Real, praia da Nossa Senhora da Vitória, Famacilão, Salir do Porto, Nadadoiro, Olho Marinho, Caldas da Rainha, Óbidos.

En général, au-dessus de ce Pliocène marin existe une épaisse série de remblaiement continental qui a livré à Barracão, au nord de Leiria, des restes de *Glyptostromus europaeus*, *Osmunda strozzi*, *Juniperoxylon pachyderma*. Dans la région de Caldas da Rainha ce complexe comprend des lignites et des diatomites qui ont livré une flore de climat chaud et humide. Dans la péninsule de Setubal, le Pliocène marin est aussi suivi d'une série continentale à diatomites avec des végétaux fossiles. En résumé d'après ZBYSZEWSKI (1958, p. 185-186):

La transgression du Plaisancien-Astien fut donc suivie par une phase d'émersion suivie elle-même par une nouvelle transgression: la transgression calabrienne. Pour le littoral central comme pour le littoral nord il subsiste encore quelques doutes sur l'âge de certains affleurements de sables et de graviers sans fossiles que l'on trouve isolés vers 125-135 m (Encarnação, Açafora, Fonte Boa dos Nabos, Fontanelas, etc.), vers 190 m (Terrugem) et vers 220 m (Barreira Alva au nord de Mafra). Les dépôts les moins élevés (125-135 m) semblent devoir être rapportés au Calabrien.

Ce n'est donc qu'au Pliocène que la mer a atteint la côte ouest de l'Estrémadure, indiquant ainsi un effondrement de la terre qui formait la côte occidentale du golfe Cénomanien. Cela semble lié à des jeux de failles NNE-SSO parallèles à la côte et peut-être aussi au mouvement de la flexure continentale. L'envahissement est plus marqué dans la Beira littorale et l'extrême nord de l'Estrémadure.

La paléogéographie de l'estuaire du Tage au Pliocène a fait l'objet de travaux de plusieurs auteurs, dont E. FLEURY (1936), G. ZBYSZEWSKI (1943), GALOPIM de CARVALHO (1968).

Dans sa note sur les «couches supérieures d'Alfeite» (1943), G. ZBYSZEWSKI a montré que le vaste estuaire du Tage au Pliocène s'étendait des collines de Lisbonne au nord à l'Arrábida au sud et qu'il atteignait vers l'est les régions de Pinhal Novo et de Montijo. C'est en étudiant la répartition des gisements de *Solen* (Mollusques des sables vaseux des plages ou des bancs sablo-vaseux découvrant à marée basse) qu'il est parvenu à reconstituer d'une manière assez précise la paléogéographie de l'estuaire du Tage au Pliocène. Ce schéma est surtout exact à la fin du Pliocène. En particulier, la présence du bras à l'emplacement du goulet actuel n'est possible qu'à cette époque. En effet, au début du Pliocène, les «couches inférieures d'Alfeite» contiennent des galets de roches de la serra de Sintra et des environs de Lisbonne qui prouvent que le goulet du Tage n'existait pas à cette époque comme le fait remarquer G. de CARVALHO (1968, p. 148). L'établissement de l'estuaire du Tage dans cette région suppose l'effondrement du relief Jurassique entre Alhandra et la serra d'Arrábida.

Dans cette zone, G. ZBYSZEWSKI a aussi signalé une tectonique pliocène importante. Cette fracturation et l'effondrement important de la région du bas Tage rend impossible, faute de sondages nombreux, l'établissement d'une coupe nord-sud de Lisbonne à la serra d'Arrábida.

À l'heure actuelle, on connaît sur le littoral portugais les plages et les terrasses quaternaires suivantes (ZBYSZEWSKI, 1958, p. 188):

- Niveaux supérieurs à 100 m — Pliocène et Calabrien indifférenciés.
- Niveaux de 95-100 m et de 75-80 m — Sicilien I-a-b.
- Niveaux de 50-65 m — Sicilien II.
- Niveaux de 25-40 m — Tyrrhénien I.
- Niveaux de 12-20 m — Tyrrhénien II (Grimaldien).
- Niveaux de 6-8 m — Tyrrhénien III (Ouljien).
- Niveaux de plus ou moins 2 m — Dunkerquien.

D'après H. LAUTENSACH (ZBYSZEWSKI, 1958, p. 197), le niveau de la mer se serait fixé pendant le Würm aux environs de — 100 m. De cette façon, une zone littorale comprise entre la côte actuelle et l'isobathe de — 100 m se trouvait émergée.

Pendant les glaciations de Mindel et de Riss, la mer a pu se retirer encore plus vers le large.

En face de l'estuaire du rio Minho, la zone d'oscillations marines aurait eu environ 15 km de large. Plus au sud, en face du rio Lima, elle devait atteindre près de 30 km.

Entre les rias de Nazaré et de Albufeira le continent würmien se serait avancé en avant du cap da Roca, formant une péninsule de près de 30 km de large. Au sud du Sado, la zone d'oscillations ne devait avoir que 10 km de large.

Les temps postglaciaires sont marqués par le remblaiement progressif de certains estuaires au fur et à mesure de la remontée de la mer flandrienne.

II. Tectonique plio-quaternaire.

Après la transgression plaisancienne-astienne des mouvements déformants se sont exercés sur les dépôts de cet âge que l'on trouve fortement redressés à praia da Nossa Senhora da Vitória et dans la «vallée typhonique» de Caldas da Rainha.

Les dépôts à végétaux de la fin du Pliocène, mais anté-calabriens, sont redressés dans la vallée typhonique de Caldas da Rainha, à Rio Maior et à vale de Santarém. Des failles affectent les dépôts pliocènes en divers points du pays.

Il y eut donc une phase tectonique assez intense à la limite du Pliocène et du Quaternaire (ZBYSZEWSKI, 1958, p. 204-205).

Les exemples concrets de tectonique quaternaire sont rares. Il est cependant impossible de nier l'existence de ces mouvements.

La fréquence des séismes, spécialement dans la moitié sud du pays, permet de penser que les déformations se produisent encore de nos jours.

En parcourant la bibliographie, on remarque que déjà l'histoire fait mention de séismes en 370 et en 377 avant J. C.

CHOFFAT cite comme légende curieuse, que «selon Ammien MARCELLIN et Paul OROSE, un tremblement de terre du 4^e siècle (occupation romaine en Portugal) s'étendit sur la Sicile, la Grèce et la Palestine. Il aurait provoqué la séparation des rochers du cap Saint-Vincent, en Algarve, et la terre unissant les Berlengas au Portugal se serait effondrée» (1907, p. 32).

Il y en eût au Moyen Age en 1009, 1117, 1146, 1290 et 1356. Celui de 1531 fut marqué par des secousses qui se poursuivirent pendant plusieurs jours. Il y en eût deux autres, en 1575 et en 1597. Ce dernier a eu pour conséquence l'affaissement d'une partie de la colline de Santa Catarina, à Lisbonne. Les suivants se produisirent en 1598, en 1629 et en 1724. En novembre 1755 un grand tremblement de terre détruisit la plus grande partie de Lisbonne. À partir de cette époque et jusqu'au tremblement de terre de Benavente, en 1909, rares sont les années qui se sont passées sans séismes, si légers soient-ils.

L'épicentre de ce séisme se situait à Benavente même, au pied nord de la partie effondrée du relief Jurassique praia da Assenta-Alhandra.

E) Résumé. Le Cénomanien et la morphologie actuelle de l'Estrémadure.

La fosse du Portugal occidental n'est pas simplement un vaste sillon subsident s'étirant du Sado au Vouga, où les transgressions succèdent aux régressions sur un territoire figé. Elle est formée de compartiments qui s'élèvent ou s'abaissent donnant des aires de subsidence différentes dans le temps et dans l'espace. Ainsi, au Lias c'est le Centre et le Nord de l'Estrémadure qui s'affaissent; au Cénomanien c'est la région de Lisbonne-Arrábida; au Turonien et au Sénonien, c'est la Beira littorale; au Tertiaire c'est le centre du bassin actuel du Tage, la région de l'embouchure du Sado et la péninsule de Setubal. L'envahissement au Pliocène et au Quaternaire de la côte ouest de l'Estrémadure correspond à l'effondrement d'une terre occidentale dont l'existence est certaine jusqu'au Miocène inclus.

Pendant que certaines régions s'affaissent, d'autres se relèvent. Au Lias, c'est le bassin du Tage qui était en partie émergé; au Cénomanien inférieur, c'est l'ensemble de la fosse centrale et septentrionale qui est émergée; enfin, depuis le Turonien, l'Estrémadure est émergée.

Deux régions paraissent avoir subi moins de mouvements: la zone praia da Assenta-Alhandra et son prolongement vers l'Arrábida: charnière entre la région de Lisbonne et la région au nord de Lisbonne; la contrée des anticlinaux diapiriques de Marinha Grande-Monte Real. Cette dernière région paraît évoluer lentement, peut-être par suite de l'absence de failles profondes N-S, à moins que le «complexe de Dagorda» y soit moins épais et que le socle soit plus proche. Il est possible aussi que les mouvements de la tectonique salifère aient été compensés en partie par une subsidence générale de cette région qui se rattache plus à la Beira littorale qu'à l'Estrémadure.

Dans l'Estrémadure (entre Lisbonne et Leiria), le dernier terrain marin est le Cénomaniens. Son démantèlement actuel diffère peu de celui qu'il était au début du Tertiaire. Certaines régions ont perdu leur couverture de terrains tertiaires et le Cénomaniens y est soumis de nouveau à l'érosion. C'est le cas de la contrée d'Alfouvar-Negrais où les champs de lapiés visibles actuellement se sont accentués après l'érosion du «complexe basaltique». La surface lapiézée du Cénomaniens a été remise à jour et les phénomènes karstiques ont repris.

La topographie de l'Estrémadure est généralement conforme à la géologie, les zones déprimées correspondent à des synclinaux ou à des bassins d'effondrement, les serras correspondent à des anticlinaux diapiriques dans la région centrale, à des plis anticlinaux dans la région de Lisbonne, à des horsts, parfois de petite taille, limités par des failles, ou à des intrusions de roches éruptives (ceci est très fréquent sur l'ensemble de l'Estrémadure).

Sur les côtes, les plages actuelles correspondent à l'affleurement de roches tendres, grès peu consolidés, marnes, calcaires argileux, ou à des zones faillées, parfois aux deux réunis, par exemple la plage de Guincho: grès de la zone supérieure du Cénomaniens inférieur et failles. Les «grès d'Almargem» forment la plage d'Estoril et celle de Baforeira, le Miocène peu consolidé forme la plage de Carcavelos. Les côtes abruptes correspondent aux affleurements de masse de calcaire compact, calcaires du Crétacé inférieur de la région de cabo Raso, ou de granite (cabo da Roca).

Dans la péninsule de Setubal, la Costa da Caparica correspond au Tertiaire, le cap Espichel au Calcaire du Jurassique, sur la côte sud de l'Arrábida la plage de Sesimbra correspond à l'affleurement des marnes du «complexe de Dagorda» et celle du Portinho da Arrábida à un lambeau de Tertiaire.

L'allure rectiligne méridienne de la côte portugaise actuelle ne relève pas du même phénomène au nord et au sud du canyon de Nazaré.

Au nord, il s'agit d'un remblaiement qui a débuté au Crétacé supérieur. On a une côte sableuse plate et rectiligne où les dépôts quaternaires sont importants.

Au sud, ce sont des failles NNE-SSW qui limitent la terre actuelle (surtout de Peniche au cabo da Roca). Elles ont provoqués l'effondrement récent (fin Tertiaire) d'une terre émergée au Turonien. Des dépôts pliocènes et quaternaires existent encore entre Nazaré et Peniche, mais au sud de Peniche les falaises mésozoïques forment la côte actuelle.

Le réseau hydrographique paraît être en grande partie guidé par des fractures ou des failles; la circulation karstique est intense. Signalons enfin comme phénomène actuel intéressant, la formation à Guincho de cailloux éolisés identiques à ceux du Sahara, avec cupules et cannelures dans le sens du vent dominant. Les sables dunaires par contre ne montrent pas un accroissement des grains ronds mats par rapport au sable de la plage mais simplement un triage amélioré.

CHAPITRE IX

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les conclusions développées ici reprennent en les améliorant les résultats exposés dans ma thèse de Doctorat ès Sciences, commencée au cours de l'été 1964 et dont la rédaction a été achevée en décembre 1970.

Les derniers travaux importants sur le Crétacé supérieur dataient de la fin du siècle dernier. Ils étaient représentés principalement par les monographies stratigraphiques de P. CHOFFAT, accompagnées d'études paléontologiques concernant la seule macrofaune.

Après en avoir pris connaissance, je décidai de faire un travail en deux parties :

- D'une part la révision de l'échelle stratigraphique établie par CHOFFAT ;
- D'autre part l'étude de questions sur lesquelles n'existaient que des travaux fragmentaires : milieux de sédimentation, pétrographie sédimentaire et sédimentologie, tectonique, paléogéographie, position et devenir du Crétacé supérieur dans l'évolution générale du bassin du Portugal occidental.

A) La révision de l'échelle stratigraphique.

Dans ses publications (de 1883 à 1904), P. CHOFFAT établit une échelle stratigraphique du Crétacé supérieur portugais au support paléontologique très faible, à partir d'une macrofaune mal conservée et pauvre en espèces caractéristiques.

DE GROSSOUVRE, dans ses recherches sur la Craie supérieure (1901), DE LAPPARENT et HAUG dans leurs traités (1900, 1911), doutaient de son exactitude et ne l'admettaient pas sans de sérieuses réserves.

Après la mort de CHOFFAT, en 1919, ses études paléontologiques, riches en formes nouvelles, connurent un grand succès. Les attributions stratigraphiques étant tenues pour exactes (les utilisateurs les modifiant plus ou moins suivant leurs intérêts). Ainsi, les points douteux de l'œuvre confuse de CHOFFAT se muèrent en erreurs que l'on considéra longtemps comme vérités. Les calcaires à Rudistes «turoniens» de la région de Lisbonne devinrent l'un des exemples classiques de ce type de formation. Une partie de leur faune servant parfois, curieusement, à dater le Cénomaniens, l'autre partie étant utilisée pour dater le Turonien. L'âge de la base de la série varia suivant les auteurs de l'Albien moyen au Cénomaniens inférieur.

Pour aborder le problème sous un angle nouveau, j'ai entrepris la révision de l'échelle stratigraphique à partir de la microfaune et des microfaciès, inutilisés par CHOFFAT, et qui n'avaient fait, jusqu'à présent que, l'objet de peu d'étude. J'ai trouvé une faune de Foraminifères connus du Cénomanien de France (en particulier d'Aquitaine), d'Espagne, d'Italie, du Moyen Orient, de Grèce, de Yougoslavie, d'Afrique du Nord et du Mexique.

Je place dans le Cénomanien supérieur les calcaires à Rudistes du «Turonien» de CHOFFAT et je maintiens dans le Cénomanien inférieur la base de son «Bellasién».

La série stratigraphique se présente maintenant de la manière suivante:

I. Le Cénomanien dans la région de Lisbonne.

C'est entre le Tage et la serra de Sintra que l'on rencontre la série stratigraphique la plus complète, entre les grès conglomératiques de la fin du Crétacé inférieur et le «complexe basaltique» de Lisbonne (fin Sénonien-Paléogène).

Il faut souligner l'absence, de la base au sommet de la série, d'une microfaune planctonique déterminable (Globotruncanidés en particulier). Ceci paraît dû à de mauvaises conditions de vie, liées probablement à la faible profondeur du golfe cénomanien et à ses relations difficiles avec la haute mer.

1) Cénomanien inférieur.

a) Zone inférieure:

Calcaires argilo-gréseux, argiles et marnes plus ou moins sableuses à: *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri*, *Hemicyclammina sigali*, *Trocholina* gr. *arabica*, *T. lenticularis*, *Praealveolina simplex*, *P. iberica*, *Orbitolina conica*, *O. cf. concava*, *Daxia cenomana*, *Cuneolina conica*, *C. cf. pavonia-parva*; *Neomeris cretacea*, *N. budaense*, *Dissocladella undulata*, *Permocalculus budaense*, *P. walnutense*. *Knemiceras uhligi*, *Heterodiadema libycum*, *Apricardia carentonensis*, *A. laevigata*, *Polyconites subverneuli*, *Nerinea titan*, *N. olisiponensis*, débris d'Echinodermes, moules abondants de Gastéropodes et de Lamellibranches divers, Ostréidés abondants. Le passage à la zone supérieure est progressif.

b) Zone supérieure:

Les Foraminifères et les Algues du niveau précédent se retrouvent dans cette zone. On y rencontre encore des niveaux à *Apricardia* et *Nérinées*. On note l'apparition de: *Pseudedomia drorimensis*, *Rhapydionina dubia*, un Orbitolinidé nouveau; *Marinella lugeoni*, *Heteroporella lepina*, *Neomeris pfenderae*, *Permocalculus irenae*, *Pianella dinarica*; *Nerinea d'almeidai*. Les Ostréidés sont toujours abondants, accompagnés de nombreux moules de Gastéropodes et Lamellibranches divers.

2) Cénomanien moyen.

Calcaires argileux, un peu gréseux, parfois dolomitiques. Les Ostracodes abondent, à la base, dans certains lits. Notons la disparition des Trocholines et des Orbitolines. Apparaissent au Cénomanien moyen: *Ovalveolina ovum*, *Praealveolina iberica* var. *pennensis*, *P. gr. cretacea*, *P. cretacea* cf. *debilis*, *Nummoloculina heimi*; *Pianella melitae*, *Acroporella radoici*.

3) Cénomanien supérieur.

a) Zone inférieure:

Calcaires peu argileux avec à la base un niveau à *Nummoloculina heimi*, très abondantes, *Dicyclina schumbergeri*, *Biconcava bentori*, puis un niveau à *Praealveolina cretacea tenuis*, très fréquentes accompagnées de *Praealveolina simplex*, *Cisalveolina fallax*, *Rhapydionina casertana*; *Nerinea schiosensis*, *N. olisiponensis*. *Neolobites vibrayeanus*; *Pseudocyclammina rugosa*, *Charentia cuvillieri* rares, Algues fréquentes.

b) Zone supérieure (formation à Rudistes):

Les Rudistes sont plus ou moins bien conservés et abondants suivant les niveaux. À part de très rares gisements, ils sont très difficiles à extraire: *Sauvagesia sharpei*, *Caprinula boissy*, *C. d'orbigny*, *C. doublieri*, *C. brevis*, *Durania arnaudi* type et var. *intermedia*, *Apricardia carentonensis*, *A. laevigata*. On rencontre aussi: de nombreuses Algues et *Cuneolina pavonia-parva*, *C. conica*, *Dicyclina schumbergeri*, *Rhapydionina dubia*, *Rhapydionina casertana*, *Nummoloculina heimi*, *Nezzazata* sp., *Trochospira* sp., «Val-

vulamina» cf. *picardi*, *Biconcava bentori*, *Pseudocyclamina rugosa*, avec au sommet *Chrysalidina gradata*, *Pseudolituonella reicheli*, *Pseudolituonella sp.*, *Spirolina sp.* et de nombreuses *Nerinea schiosensis*, *N. olisiponensis*, *Nerinea sp.*, *Chondrodonta jaonnae*.

II. Variations latérales dans les microfaciès du Cénomanien au nord de la région de Lisbonne.

En allant du SSW (région de Lisbonne) vers le NNE (région de Leiria), on peut mettre en évidence les principaux faits suivants :

- Une diminution progressive de l'épaisseur de la série sédimentaire;
- Les premiers niveaux de Cénomanien marin calcaire ont un âge de plus en plus récent. À Runa, ils correspondent à la base du Cénomanien moyen; à Leiria, ils appartiennent au sommet du Cénomanien moyen. Le Cénomanien inférieur calcaire n'existe que dans la région de Lisbonne où il est mieux développé à l'ouest qu'à l'est. Au nord de Lisbonne il présente un faciès sableux et gréseux; je n'ai pas encore réussi à le différencier des sables et grès conglomératiques continentaux de la fin du Crétacé inférieur;
- Au Cénomanien inférieur, les Orbitolines disparaissent dès que l'on s'éloigne de l'extrême ouest de la région de Lisbonne;
- Les Foraminifères deviennent moins fréquents;
- Les Algues Codiacées, Gymnocodiacées et Dasycladacées sont plus abondantes;
- Disparition de *Chrysalidina gradata* dans les calcaires à Rudistes, au nord de Runa;
- *Cisalveolina fallax* devient plus fréquente, dans la zone inférieure du Cénomanien supérieur, à partir de Runa;
- Dans la région de Leiria, les *Cisalvéolines*, et les *Préalvéolines* (en particulier *Praealveolina cretacea tenuis*), se raréfient dans la zone inférieure du Cénomanien supérieur;
- Le niveau à *Nummoloculina heimi* (base du Cénomanien supérieur à Lisbonne) disparaît à partir d'Alcanede;
- À Runa, les calcaires à Rudistes se terminent parfois par un niveau (3 m à 5 m d'épaisseur) d'où les *Caprinules*, les *Sauvagesia*, les *Radiolites* et *Durania arnaudi* var. *intermedia* ont disparu, seuls subsistent: *Durania arnaudi* type (rare), *Durania arnaudi* var. *runaensis* (abondants), *D. arnaudi* var. *expansa* (rare);
- À Cós, près de Leiria, les formations à Rudistes se terminent aussi par un niveau (1 m, environ) ne contenant que *Durania arnaudi* type (rare) et une variété de celle-ci, appelée la «variété de Cós».

Des travaux récents, postérieurs à ma thèse, corroborent mes conclusions stratigraphiques.

J. REY dans sa thèse sur le Crétacé inférieur de l'Estrémadure (1972) confirme (pp. 225, 255, 269) l'âge cénomanien (BERTHOU, 1968, 1971) des premiers dépôts de la série transgressive du Crétacé supérieur dans la région de Lisbonne.

Les travaux que je poursuis actuellement sur les Rudistes (en collaboration avec J. PHILIP) montre que la faune portugaise est identique à celle du Cénomanien de Provence. Le Portugal ne fait plus exception. La cénozone à *Sauvagesia sharpei*, *Radiolites lusitanicus*, *R. peroni*, *Durania arnaudi* type et var. *intermedia*, *Caprinula boissyi*, *C. doublieri*, *C. brevis*, *C. d'orbigny*, s'observe sans perturbation et sans décalage du Portugal à la Provence, ce qui lui confère une valeur chronologique certaine. Elle représente la dernière faunizone des formations à Rudistes cénomaniennes. Cette interprétation permet également de meilleures corrélations avec les cénozones définies par A. POLSAK en Istrie et avec les formations à Rudistes du Moyen Orient.

Les premiers résultats d'études sur les Ostracodes attestent aussi l'âge cénomanien des calcaires à Rudistes. A côté de nombreuses espèces nouvelles, on trouve un grand nombre de formes connues du Cénomanien d'Aquitaine et de Provence.

Plus les travaux avancent et plus il apparaît que l'on a dans l'Estrémadure portugaise, et en particulier dans la région de Lisbonne, une série cénomaniennne très complète.

Les conséquences de la résolution des problèmes stratigraphiques du Crétacé supérieur de l'Estrémadure portugaise dépassent largement le cadre du Portugal. Il va falloir, maintenant, revoir sous un jour nouveau les séries sédimentaires du Crétacé supérieur du bassin méditerranéen datées en se référant uniquement au Portugal.

B) Milieux de sédimentation, pétrographie sédimentaire et sédimentologie, tectonique, paléogéographie, position et devenir du Crétacé supérieur dans l'évolution générale du bassin du Portugal occidental.

Le Cénomanienn est constitué par une série de lithotopes sans discontinuités majeures, du Cénomanienn inférieur au sommet du Cénomanienn supérieur inclus. La série sédimentaire, mises à part de petites discontinuités de détail, correspond à l'évolution générale des faciès dans un milieu marin, sur une aire de plateforme, dans des conditions normales de sédimentation, à partir des dépôts de base de transgression jusqu'aux phases marines franches.

Ils ne faut pas en déduire que la mer s'approfondit beaucoup au cours de cette transgression. Les sédiments correspondent à des dépôts des zones médio à infralittorales, rarement à la zone circalittorale.

Du point de vue sédimentologique, les données concernant la nature des argiles, les minéraux lourds, la granulométrie des sédiments renforcent les conclusions de la stratigraphie et de la micropaléontologie. La série sédimentaire du Cénomanienn est bien individualisée. Elle présente un caractère homogène, malgré les variations de la lithologie. Ses principales caractéristiques sédimentologiques la distinguent aisément, à eux seuls, des terrains immédiatement sous-jacents du Crétacé inférieur terminal aussi bien que de ceux qui la recouvrent (Sénonien-Paléogène). Les conditions physico-chimiques principales qui ont présidé à l'élaboration de ces sédiments ont peu varié pendant toute cette période. La prépondérance des dépôts carbonatés sur les apports détritiques indiquent probablement une érosion des aires continentales voisines, sous un régime de biostasie.

Une partie du matériel détritique des dépôts cénomaniens est reprise de formations sédimentaires antérieures, mais la part des apports nouveaux paraît néanmoins prépondérante.

La mer cénomaniennne a progressé du SSW vers le NNE, dessinant un golfe allongé, peu profond, limité à l'est par le Massif hespérique et à l'ouest par une terre, formée des mêmes terrains, dont il est difficile d'apprécier l'importance, mais qui était certainement plus étendue qu'une simple guirlande d'îles. C'était une langue de terre continue. Ce n'est qu'au Pliocène que la mer a de nouveau abordé la côte de l'Estrémadure par l'ouest.

La transgression cénomaniennne réoccupe un domaine antérieurement recouvert au Jurassique moyen; c'est une «transgression bordière».

Le domaine envahit était recouvert de sédiments détritiques siliceux fluvio-continentaux. On ne retrouve la trace d'aucun relief important dans la mer cénomaniennne au nord de la région de Lisbonne. Dans cette dernière, le bombement de Sintra se dessine au cours du Cénomanienn inférieur. L'activité diapirique qui s'était manifestée au «Lusitanien» et qui se manifestera encore au Crétacé terminal et au Tertiaire paraît en sommeil. La transgression se développe durant une période de calme orogénique.

Au Cénomanienn inférieur la mer envahit progressivement la région de Lisbonne-Arrábida. Son avancée est saccadée. Il y a de petites régressions de courte durée limitées à des aires restreintes. La subsidence assez forte de la région permet le dépôt d'une série relativement épaisse.

Au Cénomanienn moyen, après une stagnation marquée par des dépôts marginaux-littoraux, la transgression reprend et la mer va recouvrir la partie centrale de l'Estrémadure.

Faute de continent pénéplané sur lequel s'étendre, la transgression du Cénomanienn supérieur n'est pas extensive comme en Espagne du Nord ou en Afrique. Elle est restée intracontinentale et la mer ne semble

pas avoir dépassé les limites qu'elle avait atteintes à la fin du Cénomanien moyen. Il n'y a pas d'inondation généralisée. Cette mer présente néanmoins le caractère «pelliculaire» déjà signalé en Espagne et en Afrique.

L'apparition du faciès à Rudistes au cours du Cénomanien supérieur indique l'établissement de conditions de milieux subrécifales, bien que les associations avec les polypiers coloniaux soient rares.

Dès la fin du Cénomanien moyen, la terre s'affaisse au nord-ouest de l'Estrémadure et un golfe s'établit sur la région de la Beira littorale; la mer progressant d'ouest en est. La jonction de ce golfe avec celui, de l'Estrémadure se fera très probablement peu avant le Cénomanien supérieur.

L'émersion de l'Estrémadure se produit, peut-être, dès le début du Turonien. La mer se maintient sur la Beira littorale où se dépose le Turonien à *Vascoceras* puis le Sénonien.

Cette émersion correspond, sans doute, aux premiers rejeux d'une fracture ancienne du socle, orientée NE-SW, et qui borde le flanc sud du canyon sous-marin de Nazaré. Cet accident va maintenant séparer une aire continentale au sud d'une zone en voie d'affaissement au nord. Des études océanographiques récentes ont mis en évidence la présence d'Eocène marin sur le plateau continental de cette région.

L'Estrémadure ne sera plus recouverte par la mer (à part le sud de la région Lisbonne-Arrábida au Miocène inférieur).

Pendant la période qui va de la fin du Cénomanien au Miocène, on peut mettre en évidence deux modes d'érosion successifs du continent:

- Une érosion en période de biostasie, durant laquelle les calcaires à Rudistes ont subi une altération chimique intense avec formation de lapiés. Cette destruction, plus ou moins importante suivant les lieux, permet de mettre en évidence la formation de reliefs;
- Une érosion en période de rhéxiasie, à laquelle correspondent des dépôts azoïques (grès conglomératiques fluvio-continentaux à intercalations de calcaires lacustres) attribués au «Sénonien-Paléogène». Ils recouvrent directement le Cénomanien dans la région centrale de l'Estrémadure. À Lisbonne et à Runa, un «complexe basaltique» s'intercale entre le karst cénomanien et ces formations.

Cette modification radicale du système d'érosion est consécutive à des phénomènes orogéniques importants: mise en place du massif éruptif de Sintra (daté de -76 ± 5 MA), émission pénécotemporaine des «complexes basaltiques» de Lisbonne et de Runa, formations ou rejeux de réseaux de failles (WSW-ENE et SSW-NNE, en particulier), regain de l'activité diapirique favorisé par les failles.

Les failles du réseau SSW-NNE tiennent un rôle important dans la formation de ces structures diapiriques qui sont le plus souvent orientées suivant cette direction.

Dans le centre de l'Estrémadure, les phénomènes diapiriques vont donner des reliefs importants où affleure le Jurassique et dont la destruction fournira le matériel détritique du «Sénonien-Paléogène».

Pendant tout le Tertiaire les failles jouent activement et les mouvements d'origine diapirique se poursuivent. Ils continuent, probablement, encore, actuellement.

Au début du Tertiaire, le démantèlement du Cénomanien est bien avancé et les principaux lambeaux déjà isolés les uns des autres. Dans ses grandes lignes le relief de l'Estrémadure devait déjà être voisin de l'actuel.

L'étude des modalités de la destruction du Cénomanien m'a permis de démontrer que la curieuse répartition des affleurements actuels, signalée par certains auteurs, était déterminée d'abord par la présence ou l'absence, en profondeur, du «complexe de Dagorda» (calcaires et marnes à gypse et sel de l'Hettangien), auquel est lié le diapirisme. L'érosion météorique jouant un rôle secondaire.

Dans la région au nord de Lisbonne, ce complexe est épais, le diapirisme important, le démantèlement du Cénomanien très poussé.

Dans la région de Lisbonne il n'existe pas, pas de phénomènes diapiriques, affleurements étendus de Cénomanien.

Je n'ai retrouvé dans les dépôts du «Sénonien-Paléogène» aucun vestige de Turonien ou de Sénonien dûment daté. Aucun argument paléontologique qui me permette de préciser leur âge.

Par contre j'ai mis en évidence un profil inverse de sédimentation. Les grès siliceux de la base sont essentiellement repris du sommet du Crétacé inférieur. Au-dessus, les intercalations calcaires deviennent plus abondantes dès que l'érosion atteint les calcaires de la base du Crétacé inférieur et du Jurassique. En plus des galets, connus depuis longtemps, j'ai retrouvé des Foraminifères marins de ces terrains, dégagés de toute gangue et resédimentés dans les calcaires lacustres.

Les phénomènes orogéniques du «Sénonien-Paléogène», puis ceux de la phase «ponto-plio-quaternaire», nettement marquée au Portugal, ont amené des déformations parfois notables dans le Cénomanién. Dans la région de Lisbonne, en particulier, les interactions des failles, du massif éruptif de Sintra et des venues hypovolcaniques, sont la cause d'une structure complexe dans le détail.

À partir du Paléogène, la région centrale du bassin du Tage commence à s'effondrer.

Le relief Praia da Assenta-Alhandra-Arrábida la séparait d'un bassin plus petit, couvrant la région s'étendant de Lisbonne à l'Arrábida, et que la mer va envahir au Miocène.

Au cours du Pliocène, l'estuaire du Tage s'établit entre la ville de Lisbonne et l'Arrábida. Le goulet actuel ne se formera qu'à la fin du Pliocène.

C'est aussi au cours du Pliocène que la mer atteint l'Estrémadure par l'ouest, à la suite de l'effondrement de l'extrême ouest de l'Estrémadure, et de la terre qui, au delà, limitait vers l'ouest le bassin du Portugal occidental, peut-être depuis l'origine de sa formation à la fin du Paléozoïque.

L'activité tectonique importante qui a régné au Portugal à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire est la cause principale de la haute sismicité que l'on constate actuellement dans cette région.

BIBLIOGRAPHIE

Abréviations

- B. A. A. P. G. — *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists.*
B. M. L. M. G. F. C. U. L. — *Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.*
B. S. G. F. — *Bulletin de la Société Géologique de France.*
B. S. G. P. — *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal.*
C. R. A. S. — *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences de France.*
C. R. S. S. G. F. — *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France.*
C. S. G. P. — *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal.*
E. G. H. — *Eclogae Geologicae Helvetiae.*
G. S. I. — *Geological Survey of Israel.*
M. S. G. P. — *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal.*
P. M. L. M. G. U. C. e C. E. G. — *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e do Centro de Estudos Geológicos (Memórias e Notícias).*
P. M. L. M. G. F. C. P. — *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências do Porto.*
R. E. E. — *Revista de Educação e Ensino.*
R. F. C. L. — *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa.*
R. M. — *Revue de Micropaléontologie.*
T. L. G. F. S. U. G. — *Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble.*

Bibliographie Régionale

- ALLAN, T. D. (1965) — A Magnetic survey of the coast of Portugal, *Geophysics*, v. 30, fasc. 3, pp. 411-417.
BERKELEY-COTTER, J. C. (1901) — «Sur les Mollusques terrestres de la nappe basaltique de Lisbonne», *C. S. G. P.*, t. iv, pp. 127-146.
BERTHOU, P. Y. (1965) — «Une coupe dans le 'Bellasiens' de Cacém (Portugal)», *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 4, pp. 129-131.
BERTHOU, P. Y. (1966) — Quelques précisions stratigraphiques sur l'Albien et le Cénomaniens de la région de Lisbonne (Portugal), *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 13-14.
BERTHOU, P. Y. (1968) — «La limite Albien-Cénomaniens dans la région de Lisbonne (Portugal)» *C. R. A. S.*, t. CCLXVI, pp. 980-983.
BERTHOU, P. Y. (1968) — «De l'âge cénomaniens des calcaires à Rudistes de la région de Lisbonne (Portugal)», *C. R. A. S.*, t. CCLXVII, pp. 2069-2072.
BERTHOU, P. Y. (1968) — «Le Cénomaniens entre le Tage et la serra de Sintra (Portugal)», *C. R. A. S.*, t. CCLXVII, pp. 2264-2267.

- BERTHOU, P. Y. (1971) — Le Crétacé supérieur de l'Estremadure portugaise. Thèse ès Sciences, Paris, 472 p.
- BERTHOU, P. Y., POIGNANT, A. F. (1969) — «Aperçu sur les Algues cénomaniennes du Portugal», *C. R. A. S.*, t. CCLXVIII, pp. 2544-2547.
- BERTHOU, P. Y., TREILLET, M. (1967) — «Étude préliminaire du massif rhyolitique de Bicesse-Casal do Clérigo», *C. S. G. P.*, t. LI, pp. 283-289.
- BERTHOU, P. Y., PHILIP, J. (1972) — «La limite Cénomaniens-Turonien dans les formations récifales du domaine mésogéen». À paraître in *B. S. G. F.*, 1972.
- BERTHOU, P. Y., TERMIER, G. (1972) — «Les Nérinées du Cénomaniens de l'Estremadure portugaise». *C. S. G. P.*, LVI, pp. 73-84.
- BETHENCOURT FERREIRA, E. (1910) — «Esquisse géologique de la contrée de Cintra», *Bol. Soc. Geogr. Lisboa*, s. 8, pp. 237-246.
- BLEICHER, M. (1898) — «Contribution à l'étude lithologique, microscopique et chimique des roches sédimentaires secondaires et tertiaires du Portugal», *C. S. G. P.*, t. III, pp. 251-289.
- BOILLOT, G., BERTHOU, P. Y., DUPEUBLE, P. A., MUSELLEC, P. (1972) — «Géologie du plateau continental portugais au nord du cap Carvoeiro. La série stratigraphique», *C. R. A. S.*, t. 274, pp. 2748-2751.
- BOILLOT, G., MUSELLEC, P. (1972) — «Géologie du plateau continental portugais au nord du cap Carvoeiro. Structure au nord et au sud du canyon de Nazaré», *C. R. A. S.*, t. CCLXXIV, pp. 2852-2854.
- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P. A., HENNEQUIN MARCHAND, I., LAMBOY, M., LEPRETRE, J. P., MUSELLEC, P. (1973) — «Le rôle des décrochements 'tardi-hercyniens' dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la Péninsule ibérique. Réunion annuelle des Sciences de la Terre», Paris, 19-22, mars 1973 (à paraître in *Rev. géol. dyn.*, 1973).
- BONHOMME, M., MENDES, F., VIALETTE, Y. (1961) — «Âges absolus par la méthode au strontium des granites de Sintra et de Castro Daire au Portugal», *C. R. A. S.*, t. CCLII, pp. 3305-3306.
- BONNET, C. (1850) — «Algarve, description géographique et géologique de cette province. Lisbonne.», *Mem. Acad. Real. Sc.*, 2.^e s., t. II, 200 p.
- BOWDICH (1826) — *Excursions dans les Îles de Madère et de Porto Santo*. Paris.
- BRAK-LAMY, J. (1945) — «Nota prévia sobre o estudo do afloramento de traquito de Montemor (Caneças)», *B. M. L. M. G. F. C. U. L.*, s. 4, n° 13, pp. 99-114.
- BRAK-LAMY, J. (1956) — «Novos elementos para o conhecimento do complexo basáltico dos arredores de Lisboa», *B. S. G. P.*, v. 12, fascs. 1-2, pp. 39-76.
- CARRINGTON da COSTA, J. (1937) — *Neoceretácio da Beira Litoral*, P. M. L. M. G. F. C., Porto, s. 1, n° 5, 34 p.
- CARRINGTON da COSTA, J. (1940) — *Alveolinédeos do Cenomaniano de Portugal*, P. M. L. M. G. F. C., Porto, s. 1, n° 21, 14 p.
- CARRINGTON da COSTA, J. (1948) — Tectonique du Portugal. 18^e Cong. Géol. Int. London, pt. XIII, pp. 45-51.
- CARRINGTON da COSTA, J. (1950) — «Quelques remarques sur la tectonique du Portugal», *B. S. G. P.*, v. 8, pp. 5-18 et 193-206.
- CHOFFAT, P. (1882) — «Note préliminaire sur les vallées typhoniques et les éruptions d'Ophite et de Teschénite en Portugal», *B. S. G. F.*, s. 3, t. x, pp. 267-288.
- CHOFFAT, P. (1883) — «Notice nécrologique sur C. RIBEIRO» *B. S. G. F.*, s. 3, t. XI, pp. 321-329.
- CHOFFAT, P. (1884) — «Nouvelles données sur les vallées typhoniques et sur les éruptions d'Ophite et Teschénite en Portugal», *C. S. G. P.*, t. I, pp. 113-122.
- CHOFFAT, P. (1885) — «Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude. *Contrées de Cintra, Bellas et Lisbonne*», *M. S. G. P.*, pp. 1-68.
- CHOFFAT, P. (1885) — «Âge du granite de Sintra», *C. S. G. P.*, t. I, pp. 155-158.
- CHOFFAT, P. (1885) — «Sur quelques points importants de la géologie du Portugal», *Actes de la Soc. Helv. sc. nat.*, Neuchâtel, pp. 62-64.
- CHOFFAT, P. (1886) — «Recueil d'étude paléontologique sur la faune crétacique du Portugal», vol. I, *Espèces nouvelles ou peu connues*, 1^{er} série, *M. S. G. P.*, n° 17, pp. 1-40.
- CHOFFAT, P. (1887) — «Recherches sur les terrains secondaires au sud du Sado», *C. S. G. P.*, t. I, pp. 222-312.
- CHOFFAT, P. (1889) — *Étude sur le tunnel du Rocio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne*. *M. S. G. P.*, pp. 1-100.
- CHOFFAT, P. (1891) — «Note sur le Crétacique des environs de Torres Vedras, Peniche et Ceral», *C. S. G. P.*, t. II, pp. 171-215.
- CHOFFAT, P. (1892) — «Passeios geológicos nos arredores de Lisboa», *R. E. E.*, v. VII, n.° 8-9, pp. 337-342, 385-390.
- CHOFFAT, P. (1896) — «Sur les dolomies des terrains mésozoïques du Portugal», *C. S. G. P.*, t. III, pp. 129-144.
- CHOFFAT, P. (1896) — «Coup d'oeil sur les mers mésozoïques du Portugal», *Vierteljahr. naturf. Ges. Zurich*, v. XLI, pp. 294-317.
- CHOFFAT, P. (1896) — «Traits généraux de la géologie des contrées mésozoïques du Portugal», *Rev. de Obras Públicas e Minas*, t. XXVII, n° 316, pp. 133-161.
- CHOFFAT, P. (1897) — «Faciès ammonitique et faciès récifal du Turonien portugais», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XXV, pp. 470-478.

- CHOFFAT, P. (1897) — «Sur le Crétacique de la région du Mondego», *C. R. A. S.*, t. CXXIV, pp. 422–424.
- CHOFFAT, P. (1897) — «Parallélisme entre le Crétacique du Mondego et celui de Lisbonne. Le Garumnien au Portugal», *C. R. A. S.*, t. CXXIV, pp. 519–521.
- CHOFFAT, P. (1898) — «Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal», 2^{me} série, *Les Ammonoites du Bellasien, des couches à Neolobites vibrayanus, du Turonien et du Sénomien*, *M. S. G. P.*, pp. 1–46.
- CHOFFAT, P. (1900) — «Subdivisions du Sénomien (s. 1) du Portugal», *C. R. A. S.*, t. CXXX, pp. 1078–1080.
- CHOFFAT, P. (1900) — «Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique», 2^{me} étude, *Le Crétacique supérieur au nord du Tage*, *M. S. G. P.*, pp. 1–297.
- CHOFFAT, P. (1901) — «Dolomieu en Portugal (1778)», *C. S. G. P.*, t. IV, pp. 184–189.
- CHOFFAT, P. (1902) — «Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal», 3^{me} série, *Mollusques du Sénomien à faciès fluvio-marin*, 4^{me} série, *Espèces diverses*, *M. S. G. P.*, pp. 1–171.
- CHOFFAT, P. (1902) — *Sur le Crétacique de Conducia en Mozambique*, *B. S. G. F.*, s. 4, t. II, pp. 400–403.
- CHOFFAT, P. (1903) — *Le Crétacique de Conducia (Mozambique)*, *M. S. G. P.*, pp. 1–31.
- CHOFFAT, P. (1904) — «Les tremblements de terre de 1903 en Portugal», *C. S. G. P.*, t. V, pp. 279–306.
- CHOFFAT, P. (1904) — «Le Crétacique dans l'Arrábida et la contrée d'Ericeira», *C. S. G. P.*, t. VI, pp. 1–65.
- CHOFFAT, P. (1906) — «Espèces nouvelles ou peu connues du Mésozoïque portugais», II, «Espèces du Crétacique», *Journal de Conchyliologie*, s. 4, t. VIII, n° 54, pp. 33–41.
- CHOFFAT, P. (1906) — «Sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida entre les embouchures du Tage et du Sado», *B. S. G. F.*, s. 4, t. VI, p. 237, et *E. G. H.*, t. X, pp. 38–40.
- CHOFFAT, P. (1906) — «Pli-faïlle et chevauchements horizontaux dans le Mésozoïque du Portugal», *C. R. A. S.*, t. CXLI, pp. 335–337.
- CHOFFAT, P. (1907) — «Sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida dans la bordure mésozoïque de la Meseta», *Arc. Sc. Phys. Nat.*, pp. 62–64, et *E. G. H.*, v. 10, n° 1, pp. 38–40 (1908).
- CHOFFAT, P. (1907) — «Notice sur la carte hypsométrique du Portugal», *C. S. G. P.*, t. VII, pp. 1–71.
- CHOFFAT, P. (1908) — «Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida», *M. S. G. P.*, pp. 1–84.
- CHOFFAT, P. (1923) — «Esquisse de la carte des régions éruptives au nord du Tage», mise au point de J. et Ph. CHOFFAT sous la direction de E. JOUKOWSKI. *Mem. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, v. 39, fasc. 8, pp. 461–467.
- CHOFFAT, P. (1927) — *Cartas e Cortes Geológicas. Distritos de Leiria e Coimbra*. Pub. Serv. Géol. Port. Publication spéciale.
- CHOFFAT, P. (1928) — *Carta e Cortes Geológicas dos Arredores de Torres Vedras*. Serv. Géol. Port. Publication spéciale.
- CHOFFAT, P. (1950) — «Géologie du Cénozoïque du Portugal» (œuvre posthume), *C. S. G. P.*, t. XXX, supplément, 182 p.
- CHOFFAT, P. (1951) — «Planches et coupes géologiques de la région éruptive au nord du Tage» (œuvre posthume), coordonnées et présentées par A. de CASTELLO BRANCO, *M. S. G. P.*, 23 pl., I carte.
- CHOFFAT, P., BENSÁUDE, A. (1911) — «Étude sur le séisme du Ribatejo du 23 avril 1909», *M. S. G. P.*, pp. 1–146.
- CHOFFAT, P., SCHLUMBERGER, C. (1904) — «Note sur le genre *Spirocyclus* (MUNIER-CHALMAS) et quelques autres genres du même auteur», *B. S. G. F.*, s. 4, t. IV, pp. 358–368, et *C. S. G. P.*, t. VI, pp. 144–154.
- CUSTÓDIO de MORAIS, J. (1936) — *Geologia et geographia da região do Pinhal de Leiria. Descrição geológico-geográfica da região do Pinhal de Leiria*. *Mem. et Not. Pub. Mus. Min. Géol. Univ. Coimbra*, n° 9.
- DOUVILLÉ, H. (1898) — «Études sur les Rudistes» (V — «Sur les Rudistes du Gault supérieur du Portugal»; VI — «Sur les faunes de Rudistes du Crétacé inférieur...»), *B. S. G. F.*, s. 3, t. XXVI, pp. 140–158.
- ESCHWEGE (d'), G. (1831) — «Memória geognóstica», *Mem. Acad. Real. Sc. Lisboa*, s. 1, v. XI, 254 p.
- ESCHWEGE (d'), G. (1832) — «Ueber die Hippuriten in der Umgegend von Lissabon», *Archiv für Miner., Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde* (Herausgegeben von Dr. C. J. B. Karsten, «Karsten's Archiv») v. 4, cah. I, pp. 199–209.
- FAUJAS de SAINT FOND, R. (1778) — «Recherches sur les volcans éteints du Vivarais et du Velay», in folio *Grenoble*, pp. 440–448.
- FERREIRA SOARES, A. (1960) — «Considerações sobre as *Exogyra columba* Lam., *Exogyra flabellata* Gold., e *Exogyra olisiponensis* Sharpe do Crétacico das regiões de Coimbra e Figueira da Foz», «Memórias e Notícias», P. M. L. M. G. U. C. e C. E. G., n° 49, pp. 21–40.
- 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)», «Memórias e Notícias», P. M. L. M. G. U. C. e C. E. G., n° 62, 340 p.
- FLEURY, E. (1917) — «Notes sur l'érosion en Portugal», II — «Les lapiées des calcaires au nord du Tage», *C. S. G. P.*, t. XII, pp. 127–274.
- FLEURY, E. (1920) — «Une phase brillante de la géologie portugaise. Paul CHOFFAT, 14 mars 1849–6 juin 1919», *Mem. Soc. Port. Sc. Nat., Série Géol.*, n° 3, pp. 1–54.
- FORBES, E. (1850) — «Description of Fossil *Echinidae* from Portugal», *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, v. 6, pp. 195–199.
- FREIRE de ANDRADE, C. B. (1933) — «A tectónica do estuário do Tejo e dos vales submarinos ao largo da Costa da Caparica e sua relação com as nascentes termomédicinas de Lisboa. (Considerações preliminares)», *C. S. G. P.*, t. XIX, pp. 23–40.

- FREIRE de ANDRADE, C. B. (1937) — «Os vales submarinos portugueses e o diastrorfismo das Berlengas e da Estremadura», *M. S. G. P.*, 235 p.
- GALOPIM de CARVALHO, A. M. (1962) — «Contribuição para o conhecimento geológico da região de Ponte de Sor», *C. S. G. P.*, t. XLVI, pp. 331-347.
- GALOPIM de CARVALHO, A. M. (1964) — Étude géologique et sédimentologique de la région de Ponte de Sor (bordure est du bassin tertiaire du bas Tage), Paris, Doct. 3^{ème} cycle, «Sédimentologie», 1 vol., 136 p.
- GALOPIM de CARVALHO, A. M. (1968) — «Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo», *M. S. G. P.*, n. s., n.º 15, 211 p.
- GALOPIM de CARVALHO, A. M., UBALDO, M. L., QUADRADO, R. (1970) — «Notas de mineralogia e petrografia portuguesa», XV — «Paligorsquite do complexo vulcânico de Lisboa», *P. M. L. M. G. F. C. U. L.*, v. 11, fasc. 2, pp. 233-239.
- GROOT, J. J., et C. C. (1962) — «Plant microfossils from Aptian, Albian and Cenomanian deposits of Portugal», *C. S. G. P.*, t. XLVI, pp. 133-175.
- HEER, O. (1881) — «Contribution à la flore fossile du Portugal», *M. S. G. P.*, 51 p.
- JONET, S. (1964) — «Contribution à la connaissance de la faune ichthyologique crétacée», II — «Éléments de la faune turonienne», *B. S. G. P.*, v. 15, fasc. 2, pp. 157-174.
- JONET, S. (1963) — «Contribution à la connaissance de la faune ichthyologique crétacée», I — «Note préliminaire sur la faune cenomanienne», *B. S. G. P.*, v. 15, fasc. 1, pp. 113-115.
- LINK, H. F. (1805) — *Voyage en Portugal par M. le Comte de HOFFMANSEGG rédigé par M. LINK et faisant suite à son voyage dans le même pays*. Paris, 322 p.
- LINK, H. F. (1801) — *Geologische und mineralogische Bemerkungen auf einer Reise durch das südwestliche Europa, besonders Portugal*. Ed. Rostock und Leipzig, k. c. Stillers Buch handl., 235 p.
- LOMBARD, A. (1958) — «Observations lithologiques et tectoniques dans le Sud du Portugal», *C. S. G. P.*, t. XLII, pp. 57-125.
- LORIOU (de), P. (1884) — «Note pour servir l'étude des Echinodermes» *Rec. Zool. Suisse*, t. 1, n.º 4, pp. 605-643.
- LORIOU (de), P. (1888) — «Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal». V. II: «Description des Echinodermes», *M. S. G. P.*, 122 p.
- MACHADO, F. (1966) — «Contribuição para o estudo do terremoto de 1 de Novembro de 1755», *Rev. Fac. Ci. Lisboa*, s. 2, t. XIV, n.º 1, pp. 19-31.
- MACHADO e COSTA, A., DE OLIVEIRA, A. (1929) — «Les basaltes portugais — Aspects et chronologie des éruptions», *Bul. Vulcano I.* 6^{ème} année, n^º 19-22, pp. 65-72.
- MARTIN, J. M., MORELLI, C. (1962) — «Gravity tie Rome-Lisbon», *Bol. Geofis. teor. ed appli.*, v. 4, n.º 15, pp. 278-285.
- MATOS ALVES, C. A. (1959) — «Sobre a zona de contacto granito-calcário de Santa Eufémia (Sintra)», *B. M. L. M. G. F. C. U. L.*, s. 8, fasc. 1, pp. 43-52.
- MATOS ALVES, C. A. (1964) — «Estudo petrológico do maciço eruptivo de Sintra», Thèse Fac. Sc. Lisboa, 165 p., et *Rev. Fac. Cien. Lisboa*, s. 2, -c-, t. XII, fasc. 2, pp. 123-289.
- MATOS ALVES, C. A., GONÇALVES, F. (1962) — «Sobre alguns filões de traquitos e andesíticos do sinclinal de Alcábaldeche (Cascais)», *B. M. L. M. G. F. C. U. L.*, s. 9, fasc. I, pp. 35-42.
- MATOS ALVES, C. A., GONÇALVES, F. (1963) — «Subsídios para o conhecimento do maciço eruptivo de Sintra», *Rev. Fac. Cien. Lisboa*, s. 2, -c-, t. x, fasc. 1, pp. 35-80.
- MENDES, F. (1968) — «Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au strontium des formations cristallines du Portugal», *B. M. L. M. G. F. C. U. L.*, Lisboa, v. 11, fasc. 1, 153 p.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R. B., RUGET, C., TINTANT, H. (1971) — «Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale», *B. S. G. P.*, v. XVIII, pp. 73-104.
- NERY-DELGADO, J. F. (1883) — *Carlos RIBEIRO*, «Neues Jahrbuch für Mineralogie und Palaeontologie», n.º 2, 4 p.
- PALAIN, C., DOUBINGER, J., ADLOFF, M. C. (1970) — «Nouvelles précisions stratigraphiques sur la série de base du Mésozoïque portugais», *C. R. A. S.*, t. CCLXX, pp. 1770-1772.
- PEREIRA de SOUSA, F. L. (1922) — «Principais macrossismos em Portugal. Anos de 1917, 1918, 1919, 1920, 1921, 1922», *C. S. G. P.*, v. 13, pp. 84-89.
- PEREIRA de SOUSA, F. L. (1928) — «O terremoto do 1.º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo demográfico», v. 3 — «Distrito de Lisboa», *M. S. G. P.*, 2 v. 479 p. et 949 p.
- PRIEM, H. N. A. (1965) — «Isotopic ages of two granites on the iberian continental margin: the Traba granite (Spain) and the Berenga granite (Portugal)», *Géologie en Mijnbouw*, n.º 10, *Géologie*, n.º 2, pp. 353-354.
- RAMALHO, M. M. (1971) — «Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)», *M. S. G. P.*, n. s., n.º 19, 212 p., 39 pl.
- REAL, F. (1951) — «Algumas observações sobre a auréola metamórfica da serra de Sintra», *B. M. L. M. G. F. C. U. L.*, s. 6, n.º 19, pp. 99-106.
- REY, J. (1966) — «Sur l'âge des 'couches d'Almargem' dans la région de Cascais (Portugal)», *C. R. S. S. G. F.*, f. 2, pp. 83-84.

- REY, J. (1966) — «Sur les variations latérales des 'couches d'Almargem' dans la contrée de Cascais et de Belas (Portugal)», *C. R. S. S. G. F.*, f. 9, pp. 364-366.
- REY, J. (1969) — «Le Crétacé inférieur de la serra da Arrábida (Portugal)», *C. R. S. S. G. F.*, f. 1, pp. 14-15.
- REY, J. (1969) — «Les grès albo-aptiens et la paléogéographie du Crétacé inférieur portugais», *C. R. A. S.*, t. CCLXIX, pp. 1827-1830.
- REY, J. (1970) — «Remarques sur le Crétacé inférieur de Torres Vedras (Portugal)», *C. R. S. S. G. F.*, f. 1, pp. 11-12.
- REY, J. (1972) — «Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estrémadura, Portugal», Thèse. Toulouse, J. F. Impressions Ed., 529 p.
- RIBEIRO, C. (1857) — «Reconhecimento geológico e hidrológico dos terrenos das vizinhanças de Lisboa, com relação ao abastecimento das águas desta cidade», *Mem. Acad. Real das Sciencias*, n. s., t. II.
- RIBEIRO, C. (1879) — «Relatório sobre os trabalhos de exploração de águas nas cercanias de Belas e do Sabugov», *Rev. Obras Públicas e Minas*, v. 10, n.º 116 et 117, pp. 408-422; n.º 118, pp. 427-453; n.º 119, pp. 477-510.
- RIBEIRO, C. (1869) — «Breve noticia acerca da constituição physica e geologica da parte de Portugal comprehendida entre os valles do Tejo e do Douro», *Jorn. de Sc. Math. et Nat.*, v. 2, f. 7, pp. 243-252, et f. 8, pp. 353-361.
- ROMAN, F., TORRES, A. (1907) — «Le Néogène continental dans la basse vallée du Tage», *M. S. G. P.*, 108 p.
- ROMARIZ, C. (1960) — «Estudo geológico e petrográfico da área tifónica de Soure», *C. S. G. P.*, t. XLIV, pp. 5-215.
- ROMARIZ, C. (1963) — «Notas petrográficas sobre as rochas sedimentares portuguesas», VII — «Arenitos e calcários da Ulgueira e do Calhau do Corvo (Praia Grande do Rodízio), Sintra», *B. M. L. M. G. F. C. U. L.*, v. 9, n.º 2, pp. 135-141.
- SAPORTA, M. de (1894) — «Flore fossile du Portugal. Nouvelles contributions à la flore mésozoïque», *M. S. G. P.*, t. xv, 288 p.
- SCHLUMBERGER, C. (1905) — «Note sur le genre *Choffatella* n. g.», *C. S. G. P.*, t. vi, pp. 155-157.
- SEIFERT, H. (1963) — «Beiträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal», *Geol. Jahrb.*, v. 81, pp. 277-344.
- SERPA PINTO, R. de (1931) — «Daniel SHARPE e a geologia portuguesa», *Anais da Faculdade de Ciências do Porto*, v. 17, pp. 193-203.
- SHARPE, D. (1850) — «Remarks on the genus *Nerinea*, with an Account of the Species found in Portugal», *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, v. 6, t. I, pp. 101-115.
- SHARPE, D. (1849) — «On *Tylostoma*, a proposed genus of Gasteropodous Mollusks», *Proc. Geol. Soc. London*, v. 5, part. 1, pp. 376-380.
- SHARPE, D. (1839) — «On the geology of the neighbourhood of Lisbon», *Proc. Geol. Soc. London*, v. 3, pp. 26-36.
- SHARPE, D. (1834) — «On the strata in the immediate neighbourhood of Lisbon and Oporto», *Proc. Geol. Soc. London*, v. 1, pp. 394-396.
- SHARPE, D., FORBES, E., MORRIS, J. (1850) — «On the secondary district of Portugal which lies on the north of the Tagus», *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, v. 6, pp. 135-201.
- TEIXEIRA, C. (1944) — «Tectónica plio-pleistocénica do nordeste peninsular», *B. S. G. P.*, v. IV, fascs. 1-2, pp. 19-40.
- TEIXEIRA, C. (1947) — «Os manuscritos de Paul CHOFFAT», *B. S. G. P.*, v. 6, fasc. 3, pp. 267-276.
- TEIXEIRA, C. (1948) — «Les dépôts modernes du littoral portugais au nord de Leiria», *B. S. G. P.*, v. VII, f. 1-2.
- TEIXEIRA, C. (1950) — «Flora mesozóica portuguesa», *M. S. G. P.*, 119+33 p.
- TEIXEIRA, C. (1960) — «L'évolution du territoire portugais pendant les temps antémésozoïques», *B. S. G. P.*, v. 13, fasc. 3, pp. 229-255.
- TEIXEIRA, C. (1962) — «La structure annulaire subvolcanique des massifs éruptifs de Sintra, Sines et Monchique, Junta de Investigações do Ultramar. Estudos científicos oferecidos em homenagem ao Prof. Doutor J. CARRINGTON da COSTA», pp. 461-493.
- TEIXEIRA, C. (1966) — «A evolução do território português no decurso dos tempos geológicos», *Palestra* — Revista de Pedagogia e Cultura, v. 28, pp. 111-157.
- TEIXEIRA, C. (1968) — «Quelques problèmes de la géologie du Portugal», 23^e Cong. Géol. Int. (Prague, 1968), v. 13, pp. 233-242.
- TEIXEIRA, C., ZBYSZEWSKI, G. (1947) — «Note sur la découverte de végétaux fossiles dans les tufs volcaniques de serra de Monsanto», *B. S. G. P.*, v. 6, fasc. 3, pp. 209-216.
- TEIXEIRA, C., ZBYSZEWSKI, G. (1951) — «Note sur le pliocène de la région à l'ouest de Pomba», *C. S. G. P.*, t. XXXII, pp. 295-302.
- TEIXEIRA, C., ZBYSZEWSKI, G. (1952) — «Contribution à l'étude du littoral pliocène au Portugal», 19^e Cong. Geol. Int. Alger, section XIII, f. XIII, pp. 275-284.
- TOURNOUER, R. (1879) — «Description de quelques nouvelles espèces de coquilles fossiles des terrains tertiaires de l'Espagne et du Portugal», *Journal de Conchyliologie*, s. 3, v. 19, n.º 27, pp. 168-177.
- VANDELLI, A. A. (1831) — «Additamentos ou notas á memoria geognostica, ou golpe de vista do perfil das estratificações das diferentes rochas que compõem os terrenos desde a serra de Cintra até á de Arrábida», *Mem. Acad. Real Sc. Lisboa*, t. 11, 1^a pt.
- VANDELLI, D. (1797) — «De vulcano olisiponsis et Montis Erminii», *Mem. Acad. Real Sc. Lisboa*, t. 1, 1 s.
- VANDERVOO, R. (1968) — «Letters to the editors: Comments on Paleomagnetism of the Lisbon volcanics, by N. D. WATKINS and A. RICHARDSON», *Geophys. Journal R. Astr. Soc. London*, v. 16, pp. 543-547, et *Pub. Geol. Inst. Ryks. Univ. Utrecht*, n.º 242.

- VEIGA FERREIRA, O. (1961) — «Fauna ictiológica do Cretácico de Portugal», *C. S. G. P.*, t. XLV, pp. 251–280.
- WIEDMANN, J. (1959) — «Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes», 84^e Congrès des Sociétés Savantes», pp. 709–764.
- WRIGHT, J. B. (1969) — «Re-interpretation of a mixed petrographic province, the Sintra intrusive complex (Portugal) and related rocks», *Géol. Rund.*, b. 58, H. 2, pp. 538–563.
- ZBYSZEWSKI, G. (1940) — «Les problèmes du Néogène continental de la basse vallée du Tage (rive droite)», Com. as XVI Cong. da Ass. Esp. para el Progreso de las Ciencias. Zaragoza. Pub. em *Las Ciencias*, Madrid, 1941, pp. 1–25.
- ZBYSZEWSKI, G. (1940) — «Contribution à l'étude du littoral quaternaire au Portugal», P. M. L. M. G. F. C. U., Porto, n° 15, pp. 1–50.
- ZBYSZEWSKI, G. (1943) — «Éléments pour servir à l'étude du Pliocène marin au sud du Tage: la faune des couches supérieures d'Alfeite», *C. S. G. P.*, t. XXIV, pp. 1–35.
- ZBYSZEWSKI, G. (1947) — «Estudo da sondagem de Parceiros (Leiria)», *C. S. G. P.*, t. XXVIII, pp. 1–15.
- ZBYSZEWSKI, G., (1947) — «Étude géologique de la région d'Almeirim», *C. S. G. P.*, t. XXVIII, 49 p.
- ZBYSZEWSKI, G., (1948) — «Note sur l'existence au Portugal d'une tectonique salifère pliocène», *Las Ciencias*, ano XIII, n° 1, 23 p.
- ZBYSZEWSKI, G. (1949) — «Contribution à la connaissance du Pliocène portugais», *C. S. G. P.*, t. XXX, pp. 59–78.
- ZBYSZEWSKI, G. (1954) — «Contribution à l'étude du littoral pliocène du Portugal», 19^e Cong. Géol. Int. (Alger, 1952), section XIII, pp. 275–284.
- ZBYSZEWSKI, G. (1958) — «Le quaternaire du Portugal», *B. S. G. P.*, v. 13, f. 1–2, pp. 1–227.
- ZBYSZEWSKI, G. (1959) — «Étude de l'aire typhonique de Caldas da Rainha», *M. S. G. P.*, n. s., n° 3, 182 p.
- ZBYSZEWSKI, G., GINSBURG, L. (1964) — «Découverte de vertébrés paléogènes dans la falaise de Felgueira Grande, entre S. Pedro de Muel et Nazaré» *C. S. G. P.*, t. XLVIII, pp. 97–108.
- ZBYSZEWSKI, G., AMÍLCAR JESUS (1954) — «Contribution à la connaissance du complexe basaltique des environs de Lisbonne», 19^e Cong. Géol. Int. (Alger, 1952), sect. 15, fas. 17, pp. 213–221, et *C. S. G. P.*, t. XXXIII, pp. 185–200.
- ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO de ALMEIDA, F. (1951) — «Um *Pycnodontidae* do cenomaniano dos arredores de Lisboa», *C. S. G. P.*, v. 32, pt. 1, pp. 65–70.

Notices explicatives des cartes géologiques du Portugal au 1/50 000

Nom des cartes et année de publication	Auteurs
Lisboa (1963)	G. Zbyszewski.
Loures (1964)	G. Zbyszewski.
Cascais (1955)	G. Zbyszewski.
Sintra (1961)	G. Zbyszewski, F. Moitinho de Almeida.
Torres Vedras (1955)	G. Zbyszewski, F. Moitinho de Almeida, C. Torre de Assunção.
Alenquer (1965)	G. Zbyszewski, C. Torre de Assunção.
Lourinhã (1961)	J. Camarate França, G. Zbyszewski, F. Moitinho de Almeida.
Bombarral (1966)	G. Zbyszewski, O. da Veiga Ferreira, G. Manuppella, C. Torre de Assunção.
Peniche (1960)	J. Camarate França, G. Zbyszewski, F. Moitinho de Almeida.
Caldas da Rainha (1960)	G. Zbyszewski, F. Moitinho de Almeida.
Alcobaça (1963)	J. Camarate França, G. Zbyszewski.
Marinha Grande (1965)	G. Zbyszewski, C. Torre de Assunção.
Leiria (1968)	C. Teixeira, G. Zbyszewski, C. Torre de Assunção, G. Manuppella.
Vieira de Leiria (1965)	G. Zbyszewski.
Santarém (1953)	G. Zbyszewski.
Coruche (1968)	G. Zbyszewski, O. da Veiga Ferreira.
Setúbal (1965)	G. Zbyszewski, O. da Veiga Ferreira, G. Manuppella, C. Torre de Assunção.
Torres Novas (1971)	G. Zbyszewski, G. Manuppella, O. da Veiga Ferreira.

Notice explicative de la carte géologique du Portugal au 1/1 000 000, par D. THADEU (1958)

- DELGADO, J. F. N., CHOFFAT, P. (1899) — Carte géologique du Portugal au 1/500 000.
- RIBEIRO, C., DELGADO, J. F. N. (1875) — Carte géologique du Portugal au 1/500 000.

Bibliographie Générale

- AGER, D. V. (1963) — *Principles of Paleocology*, I vol., 371 p., McGraw Hill.
- ALLAN, W. H. BE (1965) — «The influence of depth on shell growth», in *Globigerinoïdes saccuifer* (Brady), *Micropalaeontology*, v. 11, n° 1, pp. 81–97.
- ARCHIAC (d') (1853) — «Histoire des progrès de la géologie de 1834 à 1852», pub. de la Soc. Géol. France, t. v, «Terrain Crétacé», 2^e partie (618 p.), pp. 17–26.
- ARKIN, Y., HAMAOU, M. (1967) — «The Judea group (upper cretaceous) in central and southern Israel», *G. S. I. Bull.*, n° 42, 16 p.
- ALLARD, P. L., CUVILLIER, J. (et autres) (1959) — «Les Foraminifères et le Crétacé supérieur français. Mise au point et données nouvelles», 84^{me} Cong. Soc. Sav., Dijon, pp. 591–660.
- ARNOULD-SAGET, S. (1954) — «Sur l'existence de couches à *Knemiceras* en Tunisie méridionale», XIX^e Cong. Géol. Intern., Alger., f. 21, pp. 269–275.
- ARNOULD-SAGET, S. (1956) — «Contribution à l'étude des Engonoceratidae (Les couches à *Knemiceras* du Sud Tunisien)», *Ann. Min. et Géol. Tunisie*, n° 20, 47 p., 12 pl.
- AZZAROLI, A., REICHEL, M. (1964) — «Alveoline e Crisalidine neocretacée del calcare di Mola, in terra di Bari», *Boll. Serv. Geol. Italia*, v. 85, pp. 3–9.
- BABIN, C. (1970) — *Éléments de Paléontologie*. Coll. U, Armand Collin, Paris, 450 p.
- BABIN, C., GLEMAREC, M. (1970) — «Écologie et paléocéologie des bivalves marins des sédiments meubles», Rapport du Congrès de Caen, 1970, Sept. de la Société Française de Malacologie. *Publication Fac. Sc. de Brest*, 35 p.
- BABINOT, J. F., FABRE TAXY, S., PHILIP, J., TRONCHETTI, G. (1972) — «Ammonites, Rudistes et microfaunes du Cénomannien et du Turonien provençal. Essai de corrélations biostratigraphiques», *C. R. A. S.*, t. CCLXXIV, pp. 3080–3083.
- BANDY, O. L., ARNAL, R. E. (1960) — «Concepts of Foraminiferal paleoecology», *B. A. A. P. G.*, vol. 44, n° 12, pp. 1921–1932.
- BANDY, O. L. (1960) — «General correlation of foraminiferal structure with environment», Cong. Géol. Int. XXI^e session, Norden, pt. XXII, pp. 7–19.
- BARBER, W. (1957) — «Lower Turonian Ammonites from North-eastern Nigeria», *Geol. Surv. Nigeria, Bull.* n° 26, 86 p.
- BASSE, E. (1937) — «Les Céphalopodes crétacés des massifs côtiers syriens», Notes et Mémoires du Haut-Commissariat de la Rép. Fr. en Syrie et au Liban, t. II, pp. 165–200.
- BASSE, E. (1940) — «Les Céphalopodes des Massifs côtiers syriens». Notes et Mémoires du Haut-Commissariat de la Rép. Fr. en Syrie et au Liban, t. III, pp. 412–471.
- BASSE DE MENORVAL, E., SORNAY, J. (1959) — «Généralités sur les faunes d'Ammonites du Crétacé supérieur français», 84^e Cong. Soc. Sav., Dijon, Coll. sur le Crétacé supérieur, pp. 7–26.
- BASSOULET, J. P. (1962) — «Contribution à l'étude stratigraphique des terrains antésénoniens de la serra del Montsec (province de Lerida, Espagne)». Thèse 3^e cycle, Paris, 102 p.
- BATALLER, J. R. (1956) — «Los Engonoceratidos en España», *Trav. Lab. Géol. Semin. Concilia. Barcelona*, v. 6, n° 62, pp. 173–178.
- BAYLE (1855) — «Observation sur la coquille des Hippurites suivie de quelques remarques sur les Radiolites», *B. S. G. F.*, s. 2, t. XII, pp. 772–807.
- BENAVIDES-CASERES, V. E. (1956) — «Cretaceous system in Northern Peru», *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, v. 108, fasc. 4, pp. 359–493.
- BERTHOIS, L. (1960) — «La répartition des sédiments actuels sur les plate-formes continentales», *C. R. A. S.*, t. CCL, pp. 2239–2240.
- BERTHOIS, L. (1964) — «Recherches sur les modalités d'usure des débris organogènes calcaires», *B. S. G. F.*, s. 7, t. VI, n° 4, pp. 461–466.
- BETTENSTAEDT, F., WICHER, C. A. (1955) — «Stratigraphic correlation of Upper cretaceous and Lower cretaceous in the Tethys and Boreal by the aid of microfossils», *Proc. Fourth World Petrol. Cong. Sect 1/D*, pp. 493–516.
- BIGNOT, G. (1970) — «Les microfaciès et leur utilisation stratigraphique». Colloque sur les «Méthodes et Tendances» de la stratigraphie. Orsay, 1970. Prétirage 18 p.
- BIGNOT, G. (1972) — «Recherches stratigraphiques sur les calcaires du Crétacé supérieur et de l'Éocène d'Istrie et des régions voisines». Essai de révision du Liburnien. *Trav. lab. Micropalont.* Paris, n° 2, 353 p., 50 pl.
- BILOTTE, M., PEYBERNES, B., SOUQUET, P. (1972) — «Mise en évidence de l'Albien et étude des termes de passage au Cénomannien dans la série de la montagne de Tauch. (Corbières)», *C. R. A. S.*, t. CCLXXIV, pp. 1461–1464.
- BILOTTE, M., SOUQUET, P. (1972) — «Les biozones de Foraminifères benthiques du Cénomannien pyrénéen», *C. R. A. S.*, t. CCLXXIV, pp. 3352–3355.
- BISCHOFF, G. (1963) — «Ostracoden studien im Lebanon. I — Die Gattung *Cythereis* in der Unterkreide», *Senckenb. leth.*, Bd. 44, h. 1, pp. 1–77.
- BLACK, M., HILL, M. N., LAUGHTON, A. S., MATTEWS, D. H. (1964) — «Three nonmagnetic seamounts on the Iberian coast», *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, v. 120, pp. 477–517.

- BLANC, J. J. (1956) — «Recherche de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale». Thèse. Paris, *Ann. Inst. Océanogr.*, Masson, 1958, 140 p.
- BLANC, J. J. (1969) — «Sédimentologie et paléocéanographie de l'Urgonien au sud de Saint-Christol et du plateau d'Albion (Vaucluse)». *Rec. Trav. St. Mar. Endoume, Bull. n° 46*, fasc. 62, pp. 213–243.
- BLANC, J. J., TEMPIER, C. (1963) — «Études sur la sédimentation calcaire récifale». I — «L'exemple des calcaires blancs portlandiens de la région du Verdon». *Rec. Trav. St. Mar. End., Bull. n° 28*, fasc. 43, pp. 121–160.
- BÖHM, J. (1898) — «Über *Ammonites pedernalis* (Von Buch) Zeitsch», *Deutsch. Geol. Gesell.*, v. 50, pp. 183–201.
- BONET, F. (1956) — «Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del Est de Mexico. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 8, fasc. 7–8, 102 p.
- BOUCOT, A. J. (1953) — «Life and death assemblages among fossils». *Am. Journ. Sci.*, v. 251, n° 1, pp. 25–40.
- BOURCART, J. (1938) — «La marge continentale: essai sur les transgressions et régressions marines», *B. S. G. F.*, s. 5, t. VIII, pp. 393–474.
- BOURCART, J. (1941) — «Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles», *B. S. G. F.*, s. 5, t. II, pp. 117–153.
- BOURCART, J. (1944) — «Stratification ou litage», *C. R. S. S. G. F.*, n° 8, pp. 75–77.
- BOURCART, J. (1955) — «Quelques remarques sur les littoraux actuels pour la compréhension des littoraux fossiles», *B. S. G. F.*, s. 6, t. V, pp. 571–576.
- BREISTROFFER, M. (1936) — «Les subdivisions du Vraconnien dans le Sud-Est de la France», *B. S. G. F.*, s. 5, t. VI, pp. 63–68.
- BREISTROFFER, M. (1939) — «Note sur le Cénomaniens du Vercors (Isère)», *C. R. S. S. G. F.*, n° 7, pp. 106–108.
- BREISTROFFER, M. (1939) — «Révision des Ammonites du Vraconnien de Salazac (Gard) et considérations générales sur ce sous-étage de l'Albien», *T. L. G. F. S. U. G.*, t. XXII, pp. 75–171.
- BREISTROFFER, M. (1942) — «Description de quelques gastéropodes albiens du Sud-Est de la France», *T. L. G. F. S. U. G.*, t. XXIII, pp. 97–110.
- BREISTROFFER, M. (1947) — «Sur les zones d'Ammonites de l'Albien de France et d'Angleterre», *T. L. G. F. S. U. G.*, t. XXVI, pp. 1–88.
- BREISTROFFER, M. (1953) — «L'évolution des Turrilités albiens et cénomaniens», *C. R. A. S.*, t. CCXXVII, pp. 1349–1351.
- BREISTROFFER, M. (1967) — «Justification du Vraconnien comme sous-étage mésocrétacé», *C. R. A. S.*, t. CCLXIV, pp. 888–889.
- BREISTROFFER, M., VILLOUTREYS, O. de (1952) — «Les Ammonites albiennes de Peille (Alpes-Maritimes)», *T. L. G. F. S. U. G.*, v. 30, pp. 69–74.
- BRINKMANN, R. (1931) — «Beitr. zur Geol. der West Mediterrangebiete», n° 6, Berlin, 1931 (traduit par J. GOMEZ de LLARENA en *Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, vol. IV, n° XXIII, 334 p., Madrid, 1948).
- BUSSON, G. (1967) — «Le Mésozoïque saharien, (1^{ère} partie: L'extrême sud Tunisien)», *Pub. CNRS, C. R. Z. A., Géologie*, n° 8, 196 p.
- BUSSON, G. (1970) — «Le Mésozoïque saharien. Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens», 2 t., 797 p., Ed. C. N. R. S. (Paris).
- BUSSON, G. (1971) — «Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien». Thèse. Paris, 441 p.
- BUTT, A. A. (1966) — «Foraminifera of the Type *Turonian*» *Micropaleontology*, v. 12, n° 2, pp. 168–182.
- CAILLERE, S., HENIN, S. (1963) — «Minéralogie des argiles», Éditions MASSON et C^{ie}, Paris, 355 p.
- CAILLEUX, A., TRICART, J. (1959) — «Initiation à l'étude des sables et des galets», Ed. C. D. U., Paris, t. 1: texte, 370 p.; t. II et III: valeurs numériques, 194 p. et 202 p.
- CARBONNIER, A. (1952) — «Sur un gisement de foraminifères d'âge cénomaniens supérieur provenant de la région de Taza (Maroc)», *B. S. G. F.*, s. 6, t. II, pp. 111–122.
- CAROZZI, A. (1949) — «Rapport entre microfaune benthique et microfaune pélagique», *Arch. Sc. Nat. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève*, v. 1, n° 2, pp. 169–171.
- CAROZZI, A. (1958) — «Micro-mechanisms of sedimentation in the epicontinental environment», *Journ. Sedim. Petrol.*, vol. 28, n° 2, pp. 133–150.
- CAROZZI, A. (1960) — «Microscopic sedimentary petrography». Ed. John WILEY and Sons, 480 p.
- CASEY, R. (1961) — «The Cretaceous (Albian) Ammonite genus *Platinknemiceras* Bataller». *Ann. Mag. Nat. Hist.*, v. 13, pp. 353–357.
- CAYEUX, L. (1935) — «Les roches sédimentaires de France, roches carbonatées (calcaires et dolomie)». MASSON Éditeur, Paris, 447 p., 26 pl.
- CHEYLAN, G., MAGNE, J., SIGAL, J., GREKOFF, N. (1953) — «Résultats géologiques et micropaléontologiques du sondage d'El Krachem (Hauts plateaux algérois). Description de quelques espèces nouvelles», *B. S. G. F.*, s. 6, t. III, pp. 471–492.
- CHOUBERT, G., FAURE-MURET, A., HOTTINGER, L. (1966) — «Le bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional)», t. 1 — «Stratigraphie». *Notes et Mémoires du Serv. Géol. Maroc.*, n° 175, t. 1, 319 p.
- CIRY, R. (1954) — «Sur divers types de transgressions marines», *Bol. Real Soc. Espanola de Hist. Nat.*, tomo «Hernandez PACHECO», pp. 161–169.

- CIRY, R. (1965) — «Les milieux marins fossiles», *Bull. Inst. Ocean. Monaco*, v. 52, n° 1055, 18 p.
- CIRY R., RAT, P. (1951) — «Un foraminifère nouveau du Crétacé supérieur de la Navarre espagnole», *Bull. Soc. Bourgogne*, v. 13, p. 75.
- CIRY, R., MENDIZABAL, J. (1949) — «Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des Provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre Occidentale». *Ann. Hebert et Haüy, Paris* (Livre Jubilaire Ch. JACOB), v. VII, pp. 61-79.
- CITA, M. B. (1965) — «Jurassic, Cretaceous and Tertiary microfacies from the Southern Alps (Northern Italy)», *Int. Sed. Petr. Series*, v. 8, 99 p., 111 pl. Ed. E. J. BRILL. Leiden.
- COLALONGO, M. L. (1963) — «*Sellialveolina vialii* n. gen., n. sp. di Alveolinide cenomaniano dell'appennino meridionale», *Ann. Mus. Géol. Bologna*, s. 2, v. 30, pp. 361-370.
- CHILINGAR, G. V., BISSEL, H. J., FAIRBRIDGE, R. W. (1967) — «Carbonates rocks», *Developments in Sedimentology*, n°s 9A, 9B, Ed. ELSEVIER.
- COLLIGNON, M. (1936) — «Ammonites cénomaniennes du Sud-Ouest de Madagascar», *Ann. Géol. Serv. Mines Madagascar*, n° 8, pp. 31-69.
- COLLIGNON, M. (1957) — «Céphalopodes néocrétacés du Tinherth (Fezzan)», *Annales Paléontol.*, Paris, t. XLIII, pp. 113-136.
- COLLIGNON, M. (1965) — «Nouvelles Ammonites néocrétacées sahariennes», *Annales Paléontol.*, Paris, t. LI, pp. 163-202.
- COLLIGNON, M. (1966) — «Les Ammonites du bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional)», *Notes et Mémoires du Serv. Géol. Maroc*, n° 175, t. II, pp. 7-148.
- COLLIGNON, M., LEFRANC, J. P., TOUTIN, N. (1970) — «Une série turonienne dans le Nord du Sahara: les formations à l'Ouest de Fort Meribel (Algérie)», *C. R. A. S.*, t. CCLXX, pp. 3014-3016.
- COLLIGNON, M., SIGAL, J. (1955) — «Première note sur quelques Foraminifères du Crétacé supérieur de Madagascar», *C. R. S. S. G. F.*, n° 14, pp. 291-293.
- COLOM, G. (1947) — «Estudios sobre la sedimentación profunda de las Baleares desde el Lias superior al Cenomaniense-Turonense», *Pub. Inst. Lucas Mallada, Madrid*, 147 p.
- COLOM, G. (1955) — «Jurassic-Cretaceous pelagic sediments of the western mediterranean zone and the atlantic area. Micropaleontology», v. 1, n° 2, pp. 109-124.
- CONRAD, M. A. (1969) — «Les calcaires urgoniens dans la région entourant Genève», *E. G. H.*, v. 62-1, pp. 1-79.
- CONRAD, M. A. (1969) — «*Pianella genevensis*, n. sp. une Dasycladacée cladospore des calcaires urgoniens», *E. G. H.*, v. 62-2, pp. 571-582.
- CONYBEARE, C. E. B., CROOK, K. A. W. (1968) — «Manual of sedimentary structures. Department of national development. Bureau of mineral resources, Geology and Geophysics. Australia», *Bulletin* n° 102, 326 p.
- COQUAND, H. (1857) — «Position des *Ostrea columba* et *biauriculata* dans le groupe de la craie inférieure».
- COTILLON, P., MOULLADE, M., PORTHAULT, B. (1965) — «Recherche de microfossiles permettant de définir la limite entre l'Albien et le Cénomanien dans les chaînes subalpines méridionales (Note préliminaire)», *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 3, p. 81.
- CUVILLIER, J. (1943) — «Sur quelques Foraminifères du Crétacé supérieur des Landes», *C. R. S. S. G. F.*, n° 15, pp. 208-209.
- CUVILLIER, J. (1951) — «Corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale», III^e World Petr. Cong., 16 p., 90 pl., Éd. E. J. BRILL, Leiden.
- CUVILLIER, J. (1952) — «La notion de microfaciès et ses applications», VII^e Cong. Naz. del Metano e del Petrolio, sect. I, pp. 1-7.
- CUVILLIER, J. (1954) — «À propos des corrélations stratigraphiques par microfaciès en Aquitaine occidentale», *B. S. G. F.*, s. 6, t. IV, pp. 233-236.
- CUVILLIER, J. (1954) — «Niveaux repères à Algues calcaires dans la stratigraphie de l'Aquitaine», XIX^e Cong. Géol. Int. Alger, 1952, sec. XIII, f. XIII, pp. 127-130.
- CUVILLIER, J. (1961) — «Étude et utilisation rationnelle des microfaciès R. M.», v. 4, n° 1, pp. 3-6.
- CUVILLIER, J., DUPOUY-CAMET, J. (1947) — «Mouvements tectoniques antécénomaniens dans l'avant pays pyrénéen, en Aquitaine occidentale», *C. R. S. S. G. F.*, n° 5, pp. 101-103.
- CUVILLIER, J., SZAKALL, V. (1949) — «Foraminifères d'Aquitaine, 1^{ère} partie: Réophacidae à Nonionidae», Éd. Soc. Nat. Pét. Aquitaine, 112 p.
- CUVILLIER, J., DUPOUY-CAMET, J., SZAKALL, V. (1951) — «L'anticlinal de Roquefort des Landes et les pointements crétacés de Créon-Saint-Julien», *B. S. G. F.*, s. 6, t. I, pp. 553-584.
- DAMOTTE, R. (1969) — «Contribution à l'étude des Ostracodes marins dans le Crétacé du bassin de Paris». Thèse. Paris, 1 v. 294 p., 1 v. planches 75 p.
- DAMOTTE, R., GROSDDIDIER, E. (1963) — «Quelques Ostracodes du Crétacé de la Champagne humide». I — «Albien-Cénomanien», *R. M.*, v. 6, n° 1, pp. 51-66.
- DANGEARD, L., RIOULT, M. (1965) — «Le domaine de la géologie marine et ses frontières: confrontation de l'océanographe et du géologue». Proc. XVIIIth Symposium Colston Res. Soc. Bristol, pp. 93-106.

- DANGEARD, L., RIOULT, M. (1968) — «Sur quelques apports récents de l'océanographie à la géologie», *Rev. géogr. phys. Géol. dyn.*, s. 2, v. 10, f. 4, pp. 311-328.
- D'ARGENIO, B., PESCATORE, T. (1962) — «Stratigrafia del Mesozoico nel gruppo del Monte Maggiore», *Boll. Soc. dei Natur.*, Napoli, v. 71, pp. 55-60.
- DEBUYSER, M., SCHROEDER, R. (1972) — «Nouvelles données sur le Crétacé du Mont Tauch et sur sa structure», *C. R. A. S.*, t. CCLXXIV, pp. 3337-3340.
- DE CASTRO, P. (1965) — «Su alcune *Soritidae* (Foraminiferida) del Cretacico della Campania. Note stratigrafiche sul gruppo montuoso del Tifata», *Boll. Soc. dei Natur.*, Napoli, v. 74, pp. 317-372, 22 pl.
- DE CASTRO, P. (1967) — «Contributo alla conoscenza dell'alveoline albiano cenomaniane della Campania», *Boll. Soc. dei Natur.*, Napoli, v. 75, pp. 1-59.
- DECHASEAUX, C. (1943) — «Les Rudistes», *Revue Scientifique*, 81 A., fasc. 5, n° 3221, pp. 217-228.
- DECHASEAUX, C. (1943) — «Contribution à l'étude de la biologie des Rudistes (2^e note)», *C. R. S. S. G. F.*, f. 15, pp. 212-214.
- DECHASEAUX, C. (1947) — «Bandes siphonales, piliers et siphons des Rudistes», *B. S. G. F.*, s. 5, t. XVII, pp. 425-435.
- DECHASEAUX, C. (1948) — «Le problème de l'extinction des groupes étudiés chez les Rudistes», *Rev. Scientifique*, 86^e année, fasc. 2, n° 3289, pp. 83-86.
- DECHASEAUX, C. (1949) — «Paléobiologie des Rudistes», *Ann. Paléont.*, t. XXXV.
- DECHASEAUX, C., SORNAY, J. (1959) — «Récifs à Rudistes», *B. S. G. F.*, s. 7, t. I, pp. 399-402.
- DE GROSSOUVRE (1889) — «Sur le terrain Crétacé dans le Sud-Ouest du bassin de Paris», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XVII, pp. 475-532.
- DE GROSSOUVRE (1901) — «Recherches sur la craie supérieure (avec une monographie du genre *Micraster*, par J. LAMBERT)», *Mem. Carte Géol. de la France*, f. 2, 1013 p.
- DELMAS, M., DELOFFRE, R. (1962) — «Un niveau à algues calcaires au passage Albien-Cénomanien en Aquitaine», *R. M.*, v. 5, n° 3, pp. 214-223.
- DELOFFRE, R. (1966) — «Étude géologique du Flysch crétacé supérieur entre les vallées de l'Ouzon et du Gave de Mauléon (Basses-Pyrénées)». Thèse. Paris, 264 p.
- DELOFFRE, R., POIGNANT, A. (1963) — «Contribution à l'étude du passage Crétacé inférieur-Crétacé supérieur en Aquitaine occidentale et méridionale», *R. M.*, v. 5, n° 4, pp. 226-231.
- DELPEY, G. (1939) — «Les gastéropodes mésozoïques de la région libanaise. Notes et Mémoires du Haut-Commissariat de la Rép. Fr. en Syrie et au Liban», t. III, pp. 5-292.
- DESTOMBES, P. (1965) — «Découverte de *Knemiceratinae*, *Paregonoceras* et *Platinknemiceras* (Ammonites) dans l'Albien inférieur du Bassin de Paris», *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 10, pp. 332-333.
- DEVRIES, A. (1955) — «Note sur le genre *Heteraster*», *B. S. G. F.*, s. 6, t. v, pp. 315-323.
- DEVRIES, A. (1960) — «Contribution à l'étude de quelques groupes d'Echinides fossiles d'Algérie», *Mém. Serv. Carte Géol. Algérie*, n. s., *Paléontologie*, n° 3, 278 p.
- DEVRIES, A. (1960) — «Note sur *Hemiasler saulcyi*, d'Orbigny. Note sur les Echinides fossiles du Sahara. Contribution à l'étude de l'ontogénie de quelques formes d'Echinides fossiles», *Mém. Serv. Carte Géol. Algérie*, n. s., *Paléontologie*, n° 5, 103 p.
- DOUGLASS, R. C. (1960) — «Revision of the family *Orbitolinidae*», *Micropal.*, v. 6, n° 3, pp. 249-270.
- DOUGLASS, R. C. (1960) — «The foraminiferal genus *Orbitolina* in North America», *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper* 333, 52 p.
- DOUVILLÉ, H. (1888) — «Études sur les Caprines», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XVI, pp. 699-730.
- DOUVILLÉ, H. (1887) — «Sur quelques formes peu connues de la famille des Chamidés», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XV, pp. 756-802.
- DOUVILLÉ, H. (1889) — «Sur quelques Rudistes du terrain crétacé inférieur des Pyrénées», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XVII, pp. 627-653.
- DOUVILLÉ, H. (1890) — «Sur la classification des cératites de la craie», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XVIII, pp. 275-292.
- DOUVILLÉ, H. (1891) — «Sur les caractères internes des *Sauvagesia*», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XIX, pp. 669-672.
- DOUVILLÉ, H. (1898) — «Sur quelques fossiles du Pérou», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XXVI, pp. 386-387.
- DOUVILLÉ, H. (1916) — «Les terrains secondaires dans le massif du Moghara à l'Est de l'isthme de Suez d'après les explorations de M. COUYAT-BARTHOUX», *Mém. Ac. Sc., Paléontologie*, s. 2, t. LIV, 184 p.
- DOUVILLÉ, H. (1911) — «Évolution et classification des *Pulchellidés*», *B. S. G. F.*, s. 4, t. XI, pp. 285-320.
- DOUVILLÉ, H. (1928) — «Les Ammonites de la craie supérieure en Égypte et au Sinaï», *Mém. Ac. Sc., Paléontologie*, t. LX, pp. 1-42.
- DOUVILLÉ, H. (1930) — «Les Ammonites de Salinas. Contribution à la Géologie de l'Angola», *B. M. L. M. G. F. C. U. L.*, n° 1, 32 p.
- DOUVILLÉ, R. (1906) — «Sur des Ammonites du Crétacé Sud Américain», *Ann. Soc. Roy. Zool. Mal.*, Belgique, t. XLI, pp. 142-155.
- DOUVILLÉ, R. (1911) — «Hanbuch der Regionalen geologie», Band III, Hef 7, 68 p. (Heidelberg).
- DUBOURDIEU, G. (1956) — «Étude géologique de la région de l'Ouenza: Confins algéro-tunisiens». Thèse. Paris et Pub. *Serv. Carte Géol. Algérie*, n. s., *Bull.* n° 10, 659 p.

- DUBOURDIEU, G., SIGAL, J. (1949) — «Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région du Dj. Ouenza (Algérie). Aptien, Albien, Cénomaniens», *B. S. G. F.*, s. 5, t. XIX, pp. 205-221.
- DUBOURDIEU, G., SIGAL, J. (1951) — «Albien, Vraconnien et Cénomaniens inférieurs de l'Ouenza (Algérie). Observations nouvelles et subdivisions corrigées», *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 5, pp. 78-80.
- DUFAURE, P. (1959) — «Problèmes stratigraphiques dans les pays de Bigorre et de Comminges», *R. M.*, v. 2, n° 2, pp. 99-112.
- DUPLAIX, S. (1958) — «Détermination microscopique des minéraux des sables», 2^e édition. Éditeur: Librairie Polytechnique, Ch. BERANGER, Paris-Liège, 96 p.
- DUPLAIX, S., NESTEROFF, W. D., HEEZEN, B. C. (1965) — «Minéralogie comparée des sédiments du Tage (Portugal) et de quelques sables profonds de la plaine abyssale correspondante», *Deep Sea Res.*, v. 12, pp. 211-217.
- DURAND-DELGA, M. (1964) — «Manifestations d'une importante phase tectonique antécénomaniennne dans les corbières orientales», *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. c, pp. 81-95.
- ELLIOT, G. F. (1955) — «Fossil calcareous algae from the Middle East», *Micropaleontology*, v. 1, n° 2, pp. 125-131.
- ELLIOT, G. F. (1956) — «Further records on fossil calcareous algae from the Middle East», *Micropaleontology*, v. 2, n° 4, pp. 327-334.
- ELLIOT, G. F. (1968) — «Permian to Paleocene calcareous Algae (Dasycladacea) of the Middle East», *Bull. of the British museum, Nat. History Geology*, supp. 4.
- EMBERGER, J. (1954) — «L'Albien supérieur des monts des Oulad Nail, au Sud du Hodna», *C. R. S. S. G. F.*, n° 14, pp. 354-356.
- EMBERGER, J. (1960) — «Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Oulad Nail (Atlas saharien, Algérie)», *Pub. Serv. Carte Géol. Algérie*, n. s., *Bull.* n° 27, 400 p.
- EMBERGER, J., MAGNE, J., REYRE, D., SIGAL, J. (1955) — «Note préliminaire sur quelques foraminifères nouveaux ou peu connus dans le Crétacé supérieur de faciès subcéfal d'Algérie», *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 6, pp. 110-114.
- ERHART, H. (1967) — «La genèse des sols en tant que phénomène géologique» (2^e édition). Éd. MASSON et C^o, Paris, 165 p.
- FABRE, S. (1940) — «Le Crétacé supérieur de la Basse Provence Occidentale». 1 — «Cénomaniens et Turoniens», *Ann. Faculté Sc. Marseille*, 2^e sér., t. XIV, 355 p.
- FABRE-TAXY, S. (1959) — «Les ensembles faunistiques du Cénomaniens et du Turonien de Provence», 84^e Cong. Soc. Sav., Dijon, pp. 163-170.
- FABRE-TAXY, S., RAT, P. (1959) — «Le domaine mesogéen au Crétacé supérieur», 84^e Cong. Soc. Sav., Dijon, pp. 839-855.
- FARAUD, M. (1934) — «Le Ligérien de la colline de Bernon près de Tresque (Gard)», *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Vaucluse*, n° 1, 11 p.
- FARAUD, M. (1940) — «Le genre *Vascoceras* dans le Turonien du Gard», *Bull. Soc. Et. Sc. Nat. Vaucluse*, n° 3 et 4.
- FARAUD, M. (1951) — «La famille des *Tissotitidae* dans le Turonien inférieur du Gard», *B. S. G. F.*, s. 6, t. 1, pp. 147-157.
- FEINBERG, H. (1964) — «Contribution à l'étude stratigraphique et structurale de l'Anticlinel d'Audignon (Landes)», Thèse, 3^e cycle, Paris, 115 p.
- FEUILLEE, P. (1967) — «Le Cénomaniens des Pyrénées basques aux Asturies. Essai d'analyse stratigraphique», *M. S. G. F.*, n. s., t. XLVI, f. 3, mém. n° 108, 343 p.
- FEUILLEE, P., RAT, P. (1970) — «Le déplacement de matériel bioclastique et l'importance des extraclastes», *C. R. S. S. G. F.*, f. 2, pp. 60-62.
- FISCHER, P. H. (1943) — «La répartition actuelle des Mollusques marins envisagée comme base d'appréciation pour les géologues», *B. S. G. F.*, s. 5, t. XIII, pp. 441-458.
- FISCHER, M. J. (1969) — «Benthonic Foraminifera from the Maestrichtian Chalk of Galicia Bank, West of Spain», *Paleontology*, v. 12, pp. 189-200.
- FISCHER, M. J. (1969) — «Upper cretaceous foraminifera from the Iberian continental margin», *Brevoria geologica asturica*, ano XIII, n° 1, pp. 11-13.
- FLEURY, J. J. (1971) — «Le Cénomaniens à Foraminifères benthoniques du massif du Varassova (zone du Gavrovo, Akarnanie, Grèce continentale)», *R. M.*, v. 14, n° 3, pp. 181-194.
- FOLK, R. L. (1959) — «Practical petrographic classification of Limestones», *B. A. A. P. G.*, v. 43, n° 1, pp. 1-38.
- FORD, A., HOUBOLT, J. J.-H. C. (1963) — «The microfacies of the cretaceous of Western Venezuela», *Int. Sed. Petr. Series*, E. J. BRILL, Leiden, v. VI, 57 p., 55 pl.
- FOURCADE, E. (1970) — «Le Jurassique et le Crétacé des confins des provinces d'Alicante et de Valence». Thèse. Paris, 420 p.
- FOURCADE, E., MOULLADE, M. (1967) — «Sur la répartition stratigraphique de *Neorbitolinopsis conulus* (DOUVILLE) — Foraminifères», *C. R. S. S. G. F.*, f. 6, pp. 256-257.
- FRANCIS-BŒUF, C. (1947) — «Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaire», Thèse. Paris, 344 p., Ed. MASSON.
- FREUND, R., RAAB, M. (1969) — «Lower Turonian Ammonites from Israel». Special papers in *Paleontology*, n° 4, 100 p. (The Paleontological Association, London).

- FRIZZEL DON, L. (1943) — «Upper cretaceous from Northwestern Peru», *Journ. Pal.*, v. 17, n° 4, pp. 331-353.
- FUNNELL, B. M., FRIEND, J. K., RAMSAY, A. F. S. (1969) — «Upper Maestrichtian planktonic Foraminifera from Galicia Bank, West of Spain», *Paleontology*, v. 12, pp. 19-41.
- GAMAL EL DIN MAHMOUD (1952) — «Quelques remarques sur la faune crétacée du Gebel Mansour (Moghara, Sinaï, Égypte)», *C. R. S. S. G. F.*, n° 7, p. 119.
- GAMAL EL DIN MAHMOUD (1952) — «Sur le genre albien d'Ammonite *Knemiceras* (Bohm)», T. L. G. F. S. U. G., t. xxix, pp. 77-95.
- GAMAL EL DIN MAHMOUD (1953) — «Le genre *Knemiceras*, in DUBOURDIEU, G. (1953), Ammonites nouvelles des Monts du Mellègue», *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 1^{re} s., *Paléontologie*, n° 16, pp. 18-26.
- GAMAL EL DIN MAHMOUD (1955) — «Études paléontologiques sur la faune crétacique du massif du Moghara (Sinaï, Égypte)», Pub. de l'Institut du désert d'Égypte, n° 8, 152 p.
- GENDROT, C. (1965) — «Contribution à l'étude géologique et micropaléontologique du Crétacé supérieur de la région de Martigues (Bouches du Rhône)». Thèse, 3^e cycle. Paris, 99 p.
- GENDROT, C. (1968) — «Stratigraphie et micropaléontologie dans la région des Martigues près Marseille», *E. G. H.*, v. 61, n° 2, pp. 657-693.
- GIBSON, L. B., PERCIVAL, S. F. (1963) — «La présence stratigraphique d'*Orbitolina* et de *Praevalveolina* dans le centre de la République de Somalie», Col. Inter. Micropal. Mém. B. R. G. M., n° 32, pp. 335-347.
- GLANGEAUD, L. (1932) — «Étude géologique de la région littorale de la province d'Alger», *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, s. 2, n° 8.
- GLANGEAUD, L. (1941) — «Corrélations statistiques, classification et hiérarchie des facteurs intervenant dans la formation des sédiments», *B. S. G. F.*, s. 5, t. xi, pp. 371-388.
- GLANGEAUD, L. (1938) — «Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde. Caractères pétrographiques des formations fluviales, saumâtres, littorales et néritiques», *B. S. G. F.*, s. 5, t. viii, pp. 599-631.
- GLANGEAUD, L. (1951) — «Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale», *B. S. G. F.*, s. 6, t. i, pp. 735-762.
- GLANGEAUD, L. (1955) — «Les déformations plio-quaternaires de l'Afrique du Nord», *Géol. Rund.*, v. 43, fasc. 1, pp. 181-196.
- GLANGEAUD, L. (1962) — «Paléogéographie dynamique de la Méditerranée et de ses bordures. Le rôle des phases Ponto-Plio-Quaternaires». Colloques nationaux CNRS (Villefranche-sur-Mer), «Océanographie géologique et géophysique de la Méditerranée Occidentale», pp. 125-165.
- GLANGEAUD, L. (1970) — «Les structures mégamétriques de la Méditerranée. Méditerranée occidentale», *C. R. A. S.*, t. cclxx pp. 3184-3189.
- GLANGEAUD, L., ALINAT, J., AGARATE, C., LEENHARDT, O., PAUTOT, G. (1967) — «Les phénomènes ponto-plio-quaternaire dans la Méditerranée occidentale d'après les données de Géomède I», *C. R. A. S.*, t. cclxiv, pp. 208-211.
- GLANGEAUD, L., BOBIER, C., BELLAICHE, G. (1967) — «Évolution néotectonique de la mer d'Alboran et ses conséquences paléogéographiques», *C. R. A. S.*, t. cclxv, pp. 1672-1675.
- GLANGEAUD, L., BOBIER, C., SZEP, B. (1970) — «Les structures mégamétriques de la Méditerranée: la mer d'Alboran et l'Arc de Gibraltar», *C. R. A. S.*, t. cclxxi, pp. 473-478.
- GLANGEAUD, L., CAIRE, GRANDJACQUET, C. (1961) — «L'orogénèse ponto-plio-quaternaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques», *C. R. A. S.*, t. cclii, pp. 145-147.
- GLANGEAUD, L., OLIVE, P. (1970) — «Structures mégamétriques de la méditerranée. Évolution de la Mésogée de Gibraltar à l'Italie», *C. R. A. S.*, t. cclxxi, pp. 1161-1166.
- GLOCK, W. S. (1946) — «Algae as ecologic indicators», *Am Midland Naturglist*, v. xxxvi, n° 2, pp. 279-281.
- GOHRBANDT, K. H. A. (1966) — «Some cénonomanian Foraminifera from northwestern Libya», *Micropaleontol.*, v. 12, n° 1, pp. 65-70.
- GRABAU, A. W. (1904) — «On the classification of sedimentary rocks», *Am. Journ. Sc.*, v. 33, pp. 228-247.
- GREKOFF, N. (1956) — *Guide pratique pour la détermination des Ostracodes post-paléozoïques*. Édit. Technip., Paris, 95 p.
- GREKOFF, N., DEROO, G. (1956) — «Algunos Ostracodos des Cretácea medio de Norte de España», *Estudios Geológicos*, n° 31-32, pp. 215-235.
- GRIMSDALE, T. F., VAN MARKHOVEN, F. P. C. M. (1955) — «The ratio between pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks». Proc. IV^e Cong. Mond. Petr., Sec. I/D, pp. 473-490.
- GUBLER, Y., POMEYROL, R. (1944) — «Répartition des faciès à Alvéolines dans le Crétacé supérieur de la bordure Nord-Pyrénéenne», *Bul. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. LXXVIII, p. 150.
- GUBLER, Y., SCHNEEGANS, D. (1947) — «Tectonique embryonnaire dans le domaine pyrénéen pendant les temps crétacés», *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 3, pp. 151-153.
- GUERNET, C. (1971) — «Études géologiques en Eubée et dans les régions voisines». Thèse ès Sciences, Paris, 380 p.
- GUILLAUME, S. (1966) — «Le Crétacé du Jura français». Thèse, Paris, *Bull. B. R. G. M.*, n° 1, 2, 3, 5, 297 p.

- HALLAN, A. (1967) — «Depth indicators in marine sedimentary environments», *Marine Geol.*, v. 5, n° 5-6 (special issue), pp. 329-567.
- HAMAOU, M. (1963) — «*Reissella ramonensis* (n. g., n. sp.) (Foraminifère) from the Cenomanian of Israel», *Israel Journal of Earth Sciences*, v. 12, n° 2, pp. 58-64.
- HAMAOU, M. (1963) — «Microfossils from the 'Ce 6' formation of the Sedom Area (Sec no. 62-1)», *G. S. I.*, Pal/8/63
- HAMAOU, M. (1963) — «Microfossils from Wadi Dimona (Neguev), Israel», *G. S. I.*, Pal/5/63.
- HAMAOU, M. (1964) — «*Cycloedomia*, a new peneroplid genus», *Micropaleontology*, v. 10, n° 4, pp. 438-442.
- HAMAOU, M. (1965) — «Biostratigraphy of the cenomanian type Hazera formation», *G. S. I.*, Stratigraphic section n° 2-b.
- HAMAOU, M. (1966) — «Microfossils from Cenomanian sections in the Neguev», *G. S. I.*, Report, no. Pal/3/66.
- HAMAOU, M., RAAB, M. (1965) — «Type sections of cretaceous formations in the Jerusalem Bet Shemersh Area. Pt II — Biostratigraphy», *G. S. I.*, Stratigraphic sections no. 1.
- HAMAOU, M., SAINT MARC, P. (1970) — «Microfaunes et microfaciès du Cénomanien du Proche Orient», *Bull. Centre Rech. Pau — SNPA.*, t. IV, n° 2, pp. 257-352.
- HANZAWA, S. (1961) — «Facies and micro-organisms of the Paleozoic Mesozoic and Cenozoic sediments of Japan and its adjacent islands», *Int. Sed. Pet. Series*, v. 5, Ed. E. J. BRILL, Leiden, 415 p.
- HAUG, E. (1912) — *Traité de géologie*, 2020 p.
- HECKER, R. D. (1965) — *Introduction to Paleocology*, Ed. ELSIEVIER, 165 p.
- HEDGEPEETH, J. W. (1957) — «Treatise on marine ecology and paleocology» v. 1, *Ecology, Geol. Soc. Am. Mem.*, 67, v. 1, 1296 p.
- HEEZEN, B. C. (1963) — *Turbidity currents; in the Sea*, M. N. HILL, Editor, John WILEY and Sons, New York, v. 3, pp. 742-771.
- HEEZEN, B. C., THARP, M., EWING, M. (1959) — «The floors of the oceans» I — «The North Atlantic», *Geol. Soc. of America «Special Paper»* n° 65, 122 p.
- HENSON, F. R. S. (1947) — «Foraminifera on the genus *Trocholina* in the Middle East», *Ann. Mag. Nat. Hist.*, London, s. II, v. 14, n° 115, pp. 445-459.
- HENSON, F. R. S. (1948) — «Larger imperforate foraminifera of South Western Asia», *Brit. Mus. Nat. Hist. Mon.*, London, pt. v-xi, pp. 1-127.
- HOTTINGER, L. (1967) — «Foraminifères imperforés du mésozoïque marocain», «Notes et Mém.», *Serv. Géol. Maroc*, n° 209, 162 p.
- HOWE, V. H., LAURENCICH, L. (1958) — *Introduction to the studie of Cretaceous Ostracoda*, Louisiana State University Press, 536 p.
- HULL, E. (1899) — «On the Sub-oceanic physical features off the coast of western Europe, including France, Spain and Portugal», *The Geographical Journal*, v. 13, pp. 285-294.
- HYATT, A. (1903) — «*Pseudoceratites* of the cretaceous», *Monograph. U. S. Geol. Surv.*, t. XLIV, 250 p.
- ILLING, L. (1954) — «Bahamian calcareous sands», *B. A. A. P. G.*, n° 38-1, pp. 1-95.
- IMBRIE, J., NEWELL, N. (1964) — *Approaches to paleoecology*. Ed. John WILEY and Sons, 422 p.
- JACOB, C. (1907) — «Études paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains créacés dans les Alpes françaises». Thèse. T. L. G. F. S. U. G., t. VIII, fasc. 2 (1908), pp. 280-590.
- JOHNSON, J. H. (1961) — «Limestone — Building algae and algal Limestones. Colorado School of Mines», *Special Pub.*, 297 p.
- JOHNSON, J. H. (1964) — «The Jurassic algae», *Quarterly of the Colorado School of Mines*, v. 59, n° 2, 129 p.
- JOURDY, E. (1924) — «Histoire naturelle des Exogyres», *Annales de Paléontologie*, t. XIII, fascs. 1-2, pp. 1-104.
- JUIGNET, P. (1968) — «Facès littoraux du Cénomanien des environs du Mans (Sarthe)», *Bull. B. R. G. M.*, s. 2, section IV, n° 4, pp. 5-20.
- JUIGNET, P. (1970) — «Précisions stratigraphiques et sédimentologiques sur le Cénomanien du Pays de Caux entre Saint-Jouin-Bruneval et le cap d'Antifer (Seine-Maritime)», *Bull. B. R. G. M.*, s. 2, sec. 1, n° 1, pp. 11-15.
- JUIGNET, P. (1973) — «Chronologie des différentes formations du Cénomanien de la région du Mans (Sarthe)», *Réunion annuelle des Sciences de la Terre*, Paris, 19-22 mars 1973.
- KLAUS, J. (1959) — «Le 'Complexe schisteux intermédiaire' dans le synclinal de la Gruyère (Pré-Alpes médianes). Stratigraphie et micropaléontologie avec étude spéciale des Globotruncanidae de l'Albien, du Cénomanien et du Turonien», *E. g. H.*, v. 52, n° 2, pp. 753-851.
- KLEMM, H. D. (1958) — «Regional Geology of Circum Mediterranean Region», *B. A. A. P. G.*, v. 42, n° 3, pt. 1, pp. 477-512.
- KRUMBEIN, W. C., SLOSS, L. L. (1955) — *Stratigraphy and Sedimentation*. W. H. FREEMANN and C^o Éd., S. Francisco, California, 485 p.
- KUENEN, P. H. (1953) — «Significance features of graded beddings», *B. A. A. P. G.*, v. 37, pp. 1044-1066.
- KUENEN, P. H. (1958) — «No Geology without marine Geology», *Geologische Rundschau*, v. 47, n° 1.
- KUENEN, P. H., HAFF, E. (1956) — «Graded bedding in Limestones», *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet., Amsterdam*, Ser. B. 59, pp. 314-317.
- LADD, J. W. (1957) — «Treatise on marine ecology and paleoecology», *Mem. Geol. Soc. Am.*, n° 62, v. 2, 1097 p.

- LAFFITTE, R. (1934) — «Sur la présence de l'Albien dans l'Aurès (Algérie)», *C. R. A. S.*, t. CXCVIII, pp. 191-193.
- LAFFITTE, R. (1939) — «Étude géologique de l'Aurès», *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, s. 2, n.° 15, 451 p.
- LAFFITTE, R. (1949) — «Sédimentation et orogénèse», Livre Jubilaire Ch. JACOB, Annales HEBERT et HAUG, t. VII, pp. 239-259.
- LAFFITTE, R. (1967) — «Sur la formation des calcaires lithographiques», *C. R. A. S.*, t. CCLXIV, pp. 1379-1382.
- LAMBERT, R. (1938) — «Une nouvelle variété de l'*Heterodiadema libyeum* du Cénomaniens supérieur de Tamafa (Niger)», *B. S. G. F.*, s. 5, t. VIII, pp. 87-89.
- LAPPARENT, A. F. de — *Traité de Géologie*. 2^e édition (1885), 1504 p.; 4^e édition (1900), 1910 p.; 5^e édition (1906), 2015 p.
- LARSEN, G., CHILINGAR, G. V. (1967) — *Diagenesis in Sediments*. «Developments in Sedimentology no. 8», Éd. ELSEVIER, 550 p.
- LECOINTRE, G. (1959) — «Le Turonien dans sa région type: La Touraine», 84^e Cong. Soc. Sav., p. 415-423.
- LEFAVRAIS-RAYMOND, A. (1959) — «Le Crétacé supérieur de la Bresse rencontré par les sondages profonds», 84^e Cong. Soc. Sav., Dijon, 1959, pp. 425-437.
- LEMOINE, P. (1940) — «Les algues calcaires de la zone néritique» In (Contribution à l'étude de la répartition actuelle et passée des organismes dans la zone néritique), *Mém. Soc. Biogéographie*, v. 7, pp. 75-138.
- LESSERTISSEUR, J. (1955) — «Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique», *M. S. G. F.*, n.° 74, t. XXXIV, 150 p.
- LOMBARD, A. (1953) — «Les rythmes sédimentaires et la sédimentation générale», *Reb. Inst. Fr. Petr.*, vol. VIII, numéro spécial, pp. 9-45.
- LOMBARD, A. (1956) — *Géologie sédimentaire. Les séries marines*, Éd. MASSON et C^o, Paris, 705 p.
- LOMBARD, A. (1965) — «La stratification. Révision critique et essai de théorie génétique», *E. G. H.*, v. 58, n.° 1, pp. 135-155.
- LOMBARD, A., GOTTIS, M., JULLIAN, Y., MAINGUY, M. (1951) — «Méthode d'étude et d'interprétation des séries à sédimentation calcaire dominante». III^e Congr. Mond. Petr., La Haye, sec. 1, pp. 449-462.
- LOWENSTAM, H. A., EPSTEIN, S. (1959) — «Cretaceous paleotemperatures as determined by the Oxygen Isotope method, their relations and the nature of Rudistid reefs», 20^e Cong. Geol. Int., Mexico, 1956, «El sistema cretácico», pt. 1, pp. 65-76.
- LUCAS, G. (1955) — «Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonitico-rosso», *C. R. A. S.*, t. CCXI, pp. 2000-2002.
- LUCAS, G. (1970) — «Formations construites. Essai de classification et d'interprétation», *C. R. A. S.*, t. CCLXX, pp. 1417-1420.
- LUCAS, J., CAMEZ, T., MILLOT, G. (1959) — «Détermination pratique aux rayons X des minéraux argileux simples et interstratifiés», *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, t. XII, fasc. 2, pp. 21-30.
- LUCAS, J., NONN, H., PAQUET, H. (1963) — «Présence de niveaux à Sépiolite et Attapulgite dans les sédiments tertiaires de Galice (Espagne)», *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, t. XVI, f. 4, pp. 227-232.
- MCNEAL, R. P. (1959) — «Lithologic analysis of sedimentary rocks», *B. A. A. P. G.*, v. 43, n.° 4, pp. 864-869.
- MAJEWSKE, O. P. (1969) — «Recognition of invertebrate fossil fragments in rocks and their sections», *Inter. Sed. Pet. Ser.*, v. XIII, 101 p., 106 plates, Ed. E. J. BRILL, Leiden.
- MALAPRIS, M. (1962) — «Succession de Foraminifères dans le Cénomaniens-Turonien de l'Aube, en rapport avec les zones macropaléontologiques de Côte d'Or», *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 1, pp. 22-24.
- MALAPRIS, M., RAT, P. (1961) — «Foraminifères et stratigraphie dans le Cénomaniens et le Turonien des environs de Dijon», *C. R. A. S.*, t. CCLII, pp. 910-912.
- MARIE, P. (1936) — «Sur la microfaune crétacée du Sud-Est du Bassin de Paris», *C. R. A. S.*, t. CCIII, p. 97.
- MARIE, P. (1939) — «Zones à Foraminifères du Crétacé moyen de St-Florentin (Yonne)», *C. R. S. S. G. F.*, s. 5, t. IX, n.° 11, pp. 173-175.
- MARIE, P. (1941) — «Zones à Foraminifères du Gault dans le département de l'Aube», *C. R. S. S. G. F.*, n.° 8, pp. 38-40.
- MARIE, P. (1952) — «Quelques genres nouveaux de Foraminifères du Crétacé à faciès récifal», 19^e Cong. Géol. Inter., Alger, 1952, sect. XIII, fasc. 15, pp. 118-127.
- MASSE, J. P. (1966) — «Étude lithologique et paléocéanographique de la série marine d'Orgon», *Rec. Trav. Sta. Mar. Endoume*, *Bull.* n.° 40, f. 56, pp. 267-297.
- MATTE, P. (1968) — «La structure de virgation hercynienne en Galice (Espagne)», *Géologie Alpine*, t. XLIV, pp. 137-280 (Ex. T. L. G. F. S. U. G.).
- MAYER-EYMAR, C. (1881) — *Classification internationale naturelle uniforme, homophone et pratique des terrains de sédiment*.
- MAYNC, W. (1952) — «Critical taxonomy study and nomenclatural revision of the *Lituolidae* based upon the prototype of the family *Lituola nauitloidea* (LAMARCK, 1804)», *Cont. Cush. Found. Foram. Research.*, v. 3, pt. 2, pp. 35-56.
- MAYNC, W. (1953) — «*Pseudocyclamina hedbergi* n. sp. from the Urgo-aptian and Albian of Venezuela», *Cont. Cush. Found. Foram. Research.*, v. 4, pt. 3.

- MAYNC, W. (1953) — «*Hemicyclammina sigali* from the Cenomanian of Algeria», *Cont. Cush. Fond. Foram. Research*, v. 4, n° 4, pp. 148–150.
- MAYNC, W. (1959) — «Deux espèces nouvelles crétaécées du genre *Pseudocyclammina*», *R. M.*, v. 1, n° 4, pp. 179–189.
- MAYNC, W. (1959) — «*Torinosuella* n. gen. eine mosozoische gattung der Lituoliden foraminiferen», *E. G. H.*, v. 52, n° 1, pp. 5–14.
- MAYNC, W. (1959) — «Foraminiferal key biozones in the lower cretaceous of the Western hemisphere and the Thetys Province» — *El sistema Crétácico*. 20° Cong. Géol. Inter., Mexico, 1956, pp. 85–112.
- MAYNC, W. (1959) — «The foraminiferal genera *Spirocyclina* and *Iberina*», *Micropaleontology*, v. 5, n° 1, pp. 33–68.
- MAYNC, W. (1959) — «Bemerkungen zur systematik der *Lituolidae*», *Pal. Zeitschr.*, v. 33, n° 4, pp. 199–210.
- MENGAUD, L. (1920) — «Recherches géologiques dans la région cantabrique». Thèse. Toulouse, 370 p., Imp. BONNET.
- MERTENS, E. (1956) — «Zur Grenzziehung Alb/Cenoman in Nordwestdeutschland mit Hilfe von Ostracoden», *Geol. Jahr.*, Bd 72, pp. 173–230.
- MICHARD, A. (1969) — «Les Dolomies — une revue», *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, t. xxii, fasc. 1, pp. 3–92.
- MILLOT, G. (1964) — *Géologie des argiles*. Ed. MASSON et C^o, Paris, 499 p.
- MILLOT, G., RADIER, H., BONIFAS, M. (1957) — «La sédimentation argileuse à attapulgite et montmorillonite», *B. S. G. F.*, s. 6, t. vii, pp. 425–434.
- MILLOT, G., LUCAS, J., PAQUET, H. (1966) — «Évolution géochimique par dégradation et aggradation des minéraux argileux dans l'hydrosphère», *Géol. Rund.*, Bd 55, h. 1, pp. 1–20.
- MILOVANOVIC, B. (1933) — «Les problèmes paléobiologiques et biostratigraphiques des Rudistes», *Mem. Serv. Géol. Yougoslavie*, v. 2, 196 p.
- MILOVANOVIC, B. (1934) — «Les Rudistes de la Yougoslavie», *Annales géologiques de la Péninsule balkanique*, t. xii, f. 1, pp. 178–254.
- MONTY, C. (1962) — «Bases d'une nomenclature des roches calcaires marines», *Ann. Soc. Géol. Belgique*, t. LXXXVI, n° 2, pp. 87–122.
- MOORE, R. C. (1969) — «Treatise on invertebrate Paleontology», part N, v. 2 (of 3), Mollusca 6, Bivalvia, pp. 749–817. Géol. Soc. of America Inc. and University of Kansas.
- MORELLET, L. et J. (1922) — «Contribution à l'étude paléontologique du genre *Halimeda* (Lmk)», *B. S. G. F.*, s. 4, t. xxii, pp. 291–296.
- MORENO DE CASTRO, E. (1970) — «Presencia de cretáceo superior (Cenomanense superior) en la cordillera Litoral catalana», *Rev. Esp. de Micropal.*, v. 2, n° 3, pp. 305–314.
- MORET, L., GAMAL EL DIN MAHMOUD, I. (1953) — «Nouvelles observations stratigraphiques et paléontologiques sur l'Albien du massif du Moghara (Sinaï, Égypte)», *T. L. G. F. S. U. G.*, t. xxxi, pp. 269–274.
- MOULLADE, M. (1963) — «État actuel des connaissances sur les *Orbitolinidae* (Foraminifères) du Crétacé inférieur mésogène», *Col. Crétacé inf.*, Lyon, 1963, *Mém. B. R. G. M.*, n° 34, pp. 513–523.
- MÜLLER, G. (1967) — *Methods in sedimentary petrology*, E. Schweizerbart'sche Verlags. Stuttgart, 1 v., 283 p.
- NALIVKIN, D. V. (1956) — *Étude des faciès. I — Conditions géographiques de la formation des sédiments*. M. L. Fzdat. A. N. SSSR. 536 p. Trad. B. R. G. M., n° 2942, 689 p.
- NESTEROFF, W. D. (1958) — «Recherches sur les sédiments marins actuels de la région d'Antibes». Thèse, Paris, 347 p.
- NESTEROFF, W. D. (1961) — «La 'séquence type' dans les turbidités terrigènes modernes», *Rev. Géogr. Phys. et Géol.*, dyn., s. 2, v. 4, pp. 263–268.
- NEUMANN, M. (1962) — «À propos de la stratigraphie de l'Île Madame (Charente Maritime)», *C. R. S. S. G. F.*, fasc. 3, pp. 93–94.
- NEUMANN, M. (1963) — «Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Île Madame. I — Cénomanien inférieur», *R. M.*, v. 5, n° 4, pp. 235–250.
- NEUMANN, M. (1965) — «Contribution à l'étude de quelques Lituolidés du Cénomanien de l'Île Madame (Charente Maritime)», *R. M.*, v. 8, n° 2, pp. 90–95.
- NEUMANN, M. (1967) — *Manuel de micropaléontologie des Foraminifères. I — Généralités. Systématique: Saccamminidae — Ataxophragmiidae*. Édité. GAUTHIER-VILLARS, Paris, 297 p.
- NEUMAYR, N., UHLIG, V. (1881) — «Ammoniten aus den Hilsbildungen Norddeutschlands», *Palaeontographica*, t. xxvii.
- OERTLI, H. J. (1963) — *Faunes d'Ostracodes du Mésozoïque de France*, Édité. E. J. BRILL, Leiden, 57 p., 90 pl.
- OMARA, S. (1956) — «New foraminifera from Cenomanian of Sinaï. (Égypte)», *Journ. Pal.*, v. 30, n° 4, pp. 883–890.
- OMARA, S., STRAUCH, F. (1965) — «The FORAMINIFERAL genus *Nezzazata* OMARA», *Riv. Ital. Paleont.*, v. 71, n° 2, pp. 547–562.
- ORBIGNY, A. (d') (1843) — *Paléontologie française*, «Terrains crétacés», t. II, «Gastéropodes», 456 p.
- PARENT, H. (1955) — «Vraconnien et cénomanien néritique entre Var et Siange (Alpes-Maritimes)», *B. S. G. F.*, s. 6, t. v, pp. 41–45.
- PARFENOFF, A., POMEROL, C., TOURENQ, J. (1970) — *Les minéraux en grains*. Édité. MASSON et C^o, Paris, 571 p.

- PARGA, J. R. (1969) — «Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv», *Geol.-Rundschau*, Bd. 59, H. 1, pp. 323–335.
- PERCONIG, E. (1968) — «Microfaciès of the Triassic and Jurassic sediments of Spain», *Int. Sed. Petr. Series*, v. 10, E. J. BRILL, Leiden, 65 p., 123 pl.
- PERES, J. M. (1961) — *Océanographie biologique et biologie marine*, Éd. P. U. F., Paris, t. 1, 527 p.
- PERES, J. M. (1965) — «Réflexions sur les rapports entre l'écologie et la paléocéologie marines». *Paléogéol. Palaeoclimato. Palaeoeco.*, v. 1, n° 1, pp. 51–68.
- PERES, J. M., DEVEZE, L. (1963) — *Océanographie biologique et biologie marine*, Éd. P. U. F., Paris, t. II, 503 p.
- PERON, A. (1889) — «Les Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie», *M. S. G. F.*, pal., t. VII, n° 17, 63 p.
- PERON, A. (1898) — «La zone à *Placenticeras uhligi* et la zone à *Marsupites ornatus* dans le Crétacé de l'Algérie (Djebel Bou Thaleb)», *B. S. G. F.*, s. 3, t. XXVI, pp. 500–511.
- PERVINQUIERE, L. (1907) — «Études de paléontologie tunisienne. I — Céphalopodes des terrains secondaires», *Pub. Serv. Carte Géol. Tunisie*, 456 p.
- PERVINQUIERE, L. (1910) — «Sur quelques Ammonites du Crétacé Algérien», *M. S. G. F.*, *Paléontologie*, t. XVII, n° 42, 86 p.
- PETTIOH, F. J., POTTER, P. E. (1963) — *Paleocurrents and Basin analysis*, Springer-Verlag Edit., 293 p.
- PETTIOH, F. J., POTTER, P. E. (1964) — *Atlas and glossary of primary sedimentary structures*, Springer-Verlag Edit., 370 p.
- PFENDER, J. (1926) — «Les Mélobésiés dans les calcaires crétacés de la basse Provence», *M. S. G. F.*, n. s., v. 3, t. II, 31 p.
- PFENDER, J. (1939) — «Sur la valeur stratigraphique de *Cuneolina* (d'Orb.)», *C. R. S. S. G. F.*, s. 3, t. IX, n° 11, pp. 170–171.
- PHILIP, J. (1967) — «Sur l'âge cénomani de la barre à Rudistes des Aiguilles (Bordure méridionale du synclinal du Beausset, Var)», *C. R. A. S.*, t. CCLXIV, pp. 1383–1385.
- PHILIP, J. (1970) — «Les formations calcaires à Rudistes du Crétacé supérieur provençal et rhodanien». Thèse. Marseille, 438 p.
- PHLEGER, F. B. (1960) — *Ecology and distribution of recent Foraminifera*. The John HOPKINS Press, Baltimore, 297 p.
- PIA, J. (1920) — *Die Siphonae verticillatae vom Karbon bis zur Kreide*. Traduit par M. GUBLER (1967), *Les siphonées verticillées du Carbonifère au Crétacé*, 240 p., Éd. Technip, Paris.
- POIGNANT, A. (1965) — «Révision du Crétacé inférieur en Aquitaine occidentale et méridionale». Thèse. Paris, 317 p.
- POKORNY, V. (1960) — «Écologie des associations de foraminifères 'arénacés' du flysch». *Vopr. Mikropaleontol.*, SSSR, n° 3, pp. 10–16. Trad. B. R. G. M., 2685–3, 11 p.
- POLSAK, A. (1965) — «Géologie de l'Istrie méridionale spécialement par rapport à la biostratigraphie des couches crétacées», *Geol. vjesnik*, sv. 18, pp. 415–483, en croate, et 490–509, en français.
- POLSAK, A. (1967) — «Kredna makrofauna Juzne Istre» («Macrofaune crétacée de l'Istrie méridionale Yougoslavie»). *Paléontologia yugoslavia*, s. 8, pp. 1–146, en croate, pp. 147–219, en Français.
- POURMOTAMED LACHTENECHAI, F. (1971) — «Étude micropaléontologique du Cénomani dans le Nord du seuil du Poitou». Thèse, 3^e cycle, *Micropaléontologie*, Paris, 195 p. ronéotées.
- PRATURLON, A. (1964) — «Calcareous algae from Jurassic-Cretaceous limestone of Central Apennins (Southern Latium-Abruzzi)», *Geologica Romana*, v. 3, pp. 171–201.
- PRATURLON, A. (1966) — «*Heteroporella lepina*, new desyclad species from upper Cenomanian. Lower Turonian of central Apennins», *Bol. del Soc. Pal. Italiana*, v. 5, n° 2, pp. 202–205.
- PRATURLON, A., RADOICIC, R. (1967) — «Notes on the Dasyclad genus *Salpingoporella* (Pia)», *Geologica Romana*, v. VI, pp. 137–144.
- RADOICIC, R. (1960) — «Microfaciès du Crétacé et du Paléogène des Dinarides externes de Yougoslavie», *Inst. Rech. Géol.*, R. P. CRNA GORA, Ser. A, t. IV, livre 1, 171 p.
- RANSON, G. (1939) — «Les Huitres et le calcaire. Formation et structure des 'chambres crayeuses'. Introduction à la révision du genre *Pycnodonta*» (F. de W.) (3 notes successives), *Bull. Mus. Hist. Nat.*, Paris, s. 2, t. XI, n° 5, pp. 467–472.
- RANSON, G. (1939) — Suite. «Huitres et calcaire», *Bull. Mus. Hist. Nat.*, Paris, s. 2, t. XII, n° 7, pp. 426–432; *Bull. Mus. Hist. Nat.*, Paris, s. 2, t. XIII, n° 1, pp. 49–65.
- RANSON, G. (1948) — «Écologie et répartition géographique des Ostréidés vivants», *Revue Scientifique*, 86^e année, f. 8, n° 3296, pp. 469–473.
- RANSON, G. (1948) — «Prodissoconques et classification des Ostréidés vivants», *Bull. Mus. Hist. Nat.*, Belgique, v. 24, n° 42, pp. 1–12.
- RANSON, G. (1948) — «Prodissoconques et classification des Ostréidés fossiles», XIII^e Cong. Int. Zoo., 1948, pp. 565–566.
- RANSON, G. (1951) — *Les Huitres. Biologie. Culture*. Éd. Paul LECHEVALIER, Paris, 260 p. Collection Savoir en Histoire Naturelle, v. XXIII.

- RAT, P. (1959) — «Le milieu et le développement des Orbitolines», *B. S. G. F.*, s. 7, t. 1, pp. 651–657.
- RAT, P. (1959) — «Aquitaine et Pyrénées au Crétacé supérieur», 84^e Cong. Soc. Sav., Dijon, pp. 815–838.
- RAT, P. (1959) — «Les pays crétacés basco-cantabriques. (Espagne)». Thèse. Pub. Univ. Dijon, t. xviii, 525 p. Éd. P. U. F., Paris.
- RAT, P. (1968) — «Milieux récifaux fossiles et genèse des calcaires», *Rev. of the Bulgarian Geol. Soc.*, v. 29, pt. 1, pp. 63–72.
- RAT, P. (1969) — «Esprit et démarche de la paléogéographie. Exemples dans le bassin Parisien», *B. S. G. F.*, s. 7, t. xi, pp. 5–12.
- REICHEL, M. (1936–1937) — «Études sur les Alvéolines», *Mém. Soc. Pal. Suisse*, t. LVII-LIX, 93 p.
- REICHEL, M. (1941) — «Sur un nouveau genre d'Alvéolines du Crétacé supérieur», *E. G. H.*, v. 34, pp. 254–260.
- REISS, Z. (1959) — «Note sur *Pseudolituonella*», *R. M.*, v. 2, n° 2, pp. 95–98.
- REISS, Z. (1961) — «Lower cretaceous microfascies and microfossils from Galilee», *Bul. Res. Council. Israel*, IOG, pp. 223–233.
- REISS, Z., HAMAOU, M., ECKER, A. (1964) — «*Pseudedomia* from Israel», *Micropaleontology*, v. 10, n° 4, pp. 431–437.
- RENEVIER, E. (1867) — «Complément de la faune de Cheville», *Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat.*, t. ix, pp. 115–208.
- RENEVIER, E. (1875) — «Sur les terrains de la perte du Rhône», *B. S. G. F.*, s. 3, t. iii, pp. 704–706.
- RENZ, O. (1970) — «Über die gattungen *Parengonoceras* Spath, *Knemniceras* Böhm, und *Neophlycticeras* Spath (Ammonoidea) aus den Anden Venezuelas», *E. G. H.*, v. 63, n° 3, pp. 1021–1057.
- REY, M., NOUET, G. (1958) — «Microfaciès de la région prériaïne et de la moyenne Moulouya (Maroc septentrional)», *Intern. Sed. Petr. Ser.*, n° 3.
- REYMENT, R. A. (1954) — «New Turonian (Cretaceous) Ammonite genera from Nigeria», *Colon. Géol. Min. Res.*, v. 4, pp. 149–164.
- REYMENT, R. A. (1955) — «The Cretaceous Ammonoidea of southern Nigeria and southern Cameroons», *Geol. Surv. Nigeria Bull.*, n° 25, 112 p.
- REYMENT, R. A. (1971) — *Introduction to quantitative paléoécologie*. Éd. ELSEVIER, 226 p.
- RIOULT, M. (1967) — «Sédiments et milieux du Jurassique normand. Essai de Paléoécologie et de sédimentologie comparée», 2^e thèse, Caen, pp. 1–77.
- ROBBINO, C., KELLER, W. D. (1952) — «Clay and other non carbonate minerals in some limestones», *Journ. Sed. Petr.*, v. 22, fasc. 3, pp. 146–152.
- ROMAN, F. (1938) — *Les Ammonites jurassiques et crétacées. Essai de genera*. Éd. MASSON, Paris, 272 et 554 p.
- RUKHIN, L. B. (1961) — «Bases de la Lithologie. Études des formations sédimentaires», *Gostoptekhisdat*, Leningrad, 780 p., trad. B. R. G. M., n° 3783.
- SAAVEDRA GARCIA, J. L. (1964) — «Microfaciès des secundario y terciario de la zone pirenaica española», *Mem. del. Inst. Geol. y Min. España*, t. LXV, pp. 13–217.
- SACAL, V., DEBOURLE, A. (1957) — «Foraminifères d'Aquitaine», 2^e partie. «*Peneroplitidae à Victoriellidae*», *M. S. G. F.*, n. s., t. xxxvi, n° 78, fasc. 1, pp. 1–88.
- SAID, R. (1962) — *The Geology of Egypt*. ELSEVIER pub. comp., 377 p.
- SAINT-MARC, P. (1964) — «Le Cénomaniens et le Turonien des Landes». Thèse 3^e cycle, Paris, 171 p.
- SAINT-MARC, P. (1970) — «Sur quelques foraminifères cénomaniens et turoniens du Liban», *R. M.*, v. 13, n° 2, pp. 85–94.
- SANDER, N. (1967) — «Classification of carbonate rocks of Marine origin», *B. A. A. P. G.*, n° 51–3, pp. 325–336.
- SARTONI, S., CRESCENTI, U. (1962) — «Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale», *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol.*, Bologna, s. 2, v. 29, pp. 161–302.
- SCHROEDER, R. (1962) — «Orbitolines des Cenomans Südwest-europas» *Paläont. Zeitschr.*, v. 36, pp. 171–202.
- SCHWARZBACH, M. (1955) — *Les climats du passé. Introduction à la paléoclimatologie*, 283 p.
- SCOLARI, G., LILLE, R. (1969–1970) — «Nomenclature et classification des roches sédimentaires», *Rap. B. R. G. M.*; fasc. 1: «Principes généraux. Roches détritiques terrigènes» (69 SGL 075 GEO), 68 p.; fasc. 2: «Roches carbonatées» (70 SGN 227 GEO), 48 p.
- SHEPARD, F. P. (1948) — *Submarine geology*. Ed. Harper and Brothers (Harper's geoscience series), 335 p.
- SIGAL, J. (1949) — «Une date remarquable dans l'évolution de la microfaune du Cénomaniens Turonien en Algérie», *C. R. S. G. F.*, fasc. 12, pp. 265–266.
- SIGAL, J. (1952) — «Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé», 19^e Cong. Géol. Inter., Alger, 1952, Monog. reg., 1^{re} sér., Algérie, n° 26, 21 p.
- SIGAL, J. (1956) — «Notes micropaléontologiques malgaches. Microfaunes albiennes et cénomaniennes», *C. R. S. G. F.*, fasc. 6, pp. 210–214.
- SLOSS, L. L. (1947) — «Environments of limestone deposition», *Journ. Sed. Petrology*, v. 17, n° 3, pp. 109–113.
- SMOUT, A. H. (1956) — «Three new cretaceous genera of Foraminifera related to the Ceratobuliminidae», *Micropaleontol.*, v. 2, n° 4, pp. 335–348.
- SMOUT, A. H. (1963) — «The genus *Pseudedomia* and its phyletic relationships with remarks on Orbitolites and other complex Foraminifera», *Evolutionary trends in Foram.* ELSIEVER, pp. 224–281.

- SMOUT, A. H., EAMES, F. E. (1958) — «The genus *Archaias* (Foraminifera) and its stratigraphical distribution», *Paleontology*, v. 1, pt. 3, pp. 207-225.
- SORNAY, J. (1950) — «Étude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines», T. L. G. F. S. U. G., t. xxvii, pp. 35-278.
- SORNAY, J. (1957) — *Crétacé; in Lexique stratigraphique international*; vol. 1, Europe, fasc. 4-a, vi, 403 p.
- SORNAY, J. (1959) — «Les faunes d'Inocerames du Crétacé sup. en France», 84^e Cong. Soc. Sav., pp. 662-669.
- SOUQUET, P. (1967) — «Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragon et Navarre». Thèse. Toulouse, 529 p., Éd. PRIVAT (Toulouse).
- SPATH, L. F. (1922) — «On the Ammonite horizons of the Gault and contiguous deposits», *Sum. Prog. Geol. Surv. of G. B.*, app. II, pp. 139-149.
- SPATH, L. F. (1922) — «On cretaceous Ammonoidea of Angola», *Trans. Roy. Soc. Edimburgh*, v. 53, pt. 1, n° 6, pp. 91-160.
- SPATH, L. F. (1923-1943) — «Ammonoidea of the Gault», *Paleontological Soc. of G. B. London*, 16 parties.
- SPATH, L. F. (1924) — «On a new Ammonite (*Engonoceras iris* n. sp.) from the Gault of Folkestone», *Ann. Mag. of Nat. Hist.*, s. 9, v. 14, pp. 504-507.
- SPATH, L. F. (1926) — «On the zones of the Cenomanian and the uppermost Albian», *Proc. Geol. Assoc.*, v. 37, pp. 420-432.
- SPATH, L. F. (1938) — «On the type of the Ammonite genus *Mortoniceras* Meek. Problems of Ammonite nomenclature», *Geol. Mag.*, v. 75, pp. 234-235.
- SPATH, L. F. (1951) — «Preliminary notice on some upper Cretaceous ammonite faunas from Angola», *C. S. G. P.*, t. xxxii, pp. 5-11.
- STAINFORTH, R. M. (1952) — «Ecology of arenaceous foraminifera», *The Micropaleontologist*, v. 6, n° 1, pp. 42-43.
- SYLVESTER-BRADLEY, P. C. (1948) — «The Ostracoda genus *Cythereis*», *Journ. Pal.*, v. 32, n° 6, pp. 792-797.
- TADESCHI, D., PAPETTI, I. (1964) — «On the occurrence of *Pseudolituonella* in Libya», *R. M.*, v. 7, n° 3, pp. 180-187.
- TERCIER, J. (1940) — «Dépôts marins actuels et séries géologiques», *E. G. H.*, v. 32, pp. 47-100.
- THOMEL, G. (1961) — «Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomaniens de la basse vallée de l'Asse (B. A.)», *B. S. G. F.*, s. 7, t. III, pp. 3-10.
- THOMEL, G. (1962) — «Les zones d'Ammonites du Cénomaniens niçois», *B. S. G. F.*, s. 7, t. IV, pp. 257-263.
- THOMEL, G. (1965) — «Zonéographie et paléobiogéographie du Cénomaniens du Sud-est de la France», 90^e Cong. Soc. Sav., Nice, section Sc., pp. 126-154.
- THOMEL, G. (1969) — «Études stratigraphiques et paléontologiques du Cénomaniens subalpin entre Digne et Menton», I — «Paléontologie: Les Acanthoceratidés du SE de la France». Thèse. Nice, 466 p.
- TICKELL, F. G. (1965) — *The techniques of sedimentary mineralogy*, «Developments in Sedimentology no. 4», Éd. ELSEVIER, 220 p.
- TRIEBEL, E. (1938) — «Die Ostracoden der deutschen Kreide. 2 — Die *Cytheridea* Arten der Unteren Kreide», *Senckenb.*, Bd. 20, n° 20, n° 6, pp. 471-501.
- TRIEBEL, E. (1940) — «Ostracoden untersuchungen. III — Die *Cytherinae* und *Cytheridienae* der Unteren Kreide», *Senckenb.*, Bd. 22, pp. 160-227.
- TRIEBEL, E. (1941) — «Zur Morphologie und Ökologie der fossilen Ostracoden. Mit Beschreibung eintiger neuer Gattungen und Arten», *Senckenb. leth.*, v. 23, pp. 294-400.
- TWENHOFEL, W. H. (1931) — «Environment in sedimentation and stratigraphy», *Bull. Geol. Soc. Am.*, n° 42, pp. 407-424.
- TWENHOFEL, W. H. (1939) — *Principles of sedimentation*. Ed. MCGRAW HILL Book, London — New York, 585 p.
- VAN STRAATEN, L. M. J. U. (1964) — «Developments in sedimentology», v. 1: *Deltaic and shallow marin deposits*, ELSEVIER Éd., 457 p.
- VATAN, A. (1947) — «La sédimentation continentale tertiaire dans le bassin de Paris méridional». Thèse. Éd. Toulouse, 215 p.
- VAN DEN BOLD, W. A. (1964) — «Ostracoden aus der oberkreide von Abu Rawash, Ägypten», *Paleontographica*, Abt. A, Bd. 123, pp. 111-136.
- VAN MORKOOVEN, F. P. C. M. (1962) — «Post paleozoic Ostracoda. Their morphology, taxonomy and economic use», v. 1, ELSIEVER Publishing Comp., Amsterdam, 204 p.
- VIGNEAUX, M. et AL. (1966) — «Une succession stratigraphique en milieu marin épicontinental. Principes et méthodes d'interprétation», *Bull. Inst. de Géol. Bassin d'Aquitaine*, v. 1, pp. 1-61.
- VIOTTI, C. (1963) — «Microfaunes et microfaciès du sondage de Puerto Cansado I, province de Tarfaya (Maroc méridional)», *Col. Inter. Micropal.*, Dakar, *Mém. B. R. G. M.*, n° 32, pp. 29-61.
- VITERBO, I. (1963) — «Examen micropaléontologique du Crétacé du Maroc méridional (bassin côtier de Tarfaya)», *Col. Inter. Micropal.*, Dakar, *Mém. B. R. G. M.*, n° 32, pp. 62-101.
- VROMAN, A. J. (1958) — «The Cenomanian-Turonian boundary in northern Israel» (Preliminary note), *G. S. I. Bull.* n° 17, pp. 1-2.
- WASMUND, E. (1926) — «Biocoenose und Thanatocoenose», *Archiv. f. Hydrobiologie*, n° 17, 116 p.
- WIEDMANN, J. (1959) — «Le Crétacé supérieur de l'Espagne et du Portugal et ses Céphalopodes», *Coll. Crét. Sup.*, Dijon, 1959, 84^e Cong. Soc. Sav., Section Sciences, pp. 709-764.

- WIEDMANN, J. (1962) — «Contribution à la paléogéographie du Crétacé Vascogotique et celtibérique septentrional (Espagne)», Livre Mém. Prof. Fallot, t. 1, pp. 351-366.
- WIEDMANN, J. (1963) — «Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétacé inférieur ibérique», Coll. Crét. inf., Lyon, 1963, Mém. B. R. G. M., n° 34 (1965), pp. 819-823.
- WILSON, W. B. (1960) — «Reef definition», *B. A. A. P. G.*, v. 34, n° 2, p. 181.
- WOLF K. H. (1960) — «Simplified limestone classification», *B. A. A. P. G.*, v. 44, n° 8, pp. 1414-1416.
- ZAPFE H. (1937) — «Paläobiologische Untersuchungen an Hippuriten vorkommen der nordalpinen Gasauschichten», *Zool. Botan. Gesell. Wien, Verhandl. Sonderab.* v. 86, 87, pp. 73-124.
- ZHIZHCENKO, B. P. (1959) — *Méthodes de recherches Paléogéographiques*. Gostoptekhizdat, Leningrad. Trad. B. R. G. M., n° 2287, 371 p.
- ZIEGLER, J. H. (1957) — «Beitrag zur kenntnis des oberen Cenomans in der Oberpfalz», *Neues Jahrb. Geol. Pal.*, v. 5, pp. 195-206.
- Congrès géologique international, 23^e session, Prague, 1968:*
«Genesis and classification of sedimentary rocks».
Proc. Section 8, 320 p.
- Congrès géologique international, 20^e session, Mexico, 1956:*
«El Sistema Cretácico. Un symposium sobre el Cretácico en el hemisfero occidental y su correlación mundial».
2 t., 523 p. et 418 p.
- Congrès géologique international, 21^e session, Norden, 1960:*
«The Cretaceous — Tertiary boundary», pt. v, 215 p.
- Colloque sur le Crétacé supérieur français:*
Comptes rendus du 84^e Congrès des Sociétés savantes, Dijon, 1959. (Section Sciences, sous-section Géologie).
913 p.
- Colloque sur le Crétacé inférieur* (Lyon, septembre 1963):
Mémoire du Bur. Rech. Géol. Min., n° 34 (1965), 840 p.
- Colloque sur les méthodes et tendances de la stratigraphie* (Orsay, septembre 1970):
Mémoire du Bur. Rech. Géol. Min., n° 77, 2 t., 1009 p.
- V^e Congrès international de Sédimentologie* (1958):
Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 51, n° 3, pp. 485-1172.
- Central Treaty Organisation* (Cento, Ankara, Turkey, 1969):
«Correlation of Cretaceous System in Turkey, Iran and Pakistan». Rep. of Second Stratigraphic working group's field survey of 1964, 81 p.
- The phanerozoic time-scale* (1964):
A symposium dedicated to Pr. A. HOLMES. Edited by W. B. HARLAND, A. GILBERT SMITH, B. WILCOCK. Vol. 120 S, a supplement to «The Quarterly Journal of the Geological Society of London», 450 p.
- AGIP Mineraria* (1959):
«Microfaciès italiane», 145 pl., S. Donato Milanese.
- Chambre syndicale de la Recherche et la production du pétrole et du Gaz naturel:*
«Essai de nomenclature des roches sédimentaires». Éd. Technip, Paris, 1965, 78 p.
- Sedimentology* (special issue):
«Lithification of carbonates sediments». V. 12, n°s 3-4, juin 1969, pp. 163-327; V. 13, n°s 1-2, oct. 1969, pp. 1-167.
- Society of Economic Paleontologists and Mineralogists:*
Special publication no. 5, 1957: «Regional aspects of carbonate deposition», 178 p. Edited by Rufus J. Le BLANC and Julia G. BREEDING.

Special publication no. 12, 1965: «Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation», 265 p. Edited by Gerard V. MIDDLETON.

Special publication no. 13, 1965: «Dolomitisation and limestone diagenesis», 172 p. Edited by Lloyd C. PRAY and Raymond C. MURRAY.

Special publication no. 14, 1969: «Depositional environments in carbonate rocks», 200 p. Edited by Gerald M. FRIEDMAN.

Symposium on «Recent marine sediments». Edited by Parker D. TRASK, 1955, 735 p. (Reprinted by permission of the American Association of Petroleum Geologists.)

American Association of Petroleum Geologists:

Memoir 1: «Classification of Carbonate Rocks», 1962, 279 p. Edited by William E. HAM.

Memoir 8: «Diapirism and diapirs», 1968, 44 p. Edited by J. BRAUNSTEIN and G. D. O'BRIEN.

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
<i>AVANT-PROPOS</i>	7
<i>INTRODUCTION</i>	9
<i>CHAPITRE I</i> — Historique	11
 <i>CHAPITRE II</i> — Le Cénomaniien de la région de Lisbonne	21
A) Introduction	21
B) Coupes lithostratigraphiques détaillées de la région de Lisbonne	31
Coupe I — Route nationale n° 249-colline de Cacém	34
Coupe II — Casal dos Bernardos-Cabra Figa	38
Coupe III — Praia da Vide-Lameiras	42
Coupe IV — Lousa-Monte Serves	44
Coupe V — Flanc nord du synclinal d'Alcabideche	47
Coupe VI — Anse de Baforeira	48
Coupe VII — Guincho (flanc sud du synclinal d'Alcabideche)	49
Coupe VIII — Ribeira da Laje-Tires	51
Coupe IX — Barcarena	52
Coupe X — Val d'Alcântara et Parc du Monsanto, à Lisbonne	52
Coupe XI — Cortegaça	54
C) Échelle stratigraphique proposée	54
I — Le Cénomaniien inférieur	55
II — Le Cénomaniien moyen	63
III — Le Cénomaniien supérieur	64
IV — Tableau résumé de l'échelle stratigraphique du Cénomaniien de la région de Lisbonne	69
 <i>CHAPITRE III</i> — Le Cénomaniien au nord de la région de Lisbonne	71
A) Introduction	71
I — La région d'Alenquer et de Bombarral	71
II — La région d'Alcanede	71
III — La région d'Alcobaça et de Marinha Grande	71
IV — La région de Leiria	72
B) Coupes lithostratigraphiques des principaux affleurements au nord de la région de Lisbonne	72
I — La région d'Alenquer et de Bombarral	72
II — La région d'Alcanede	74
III — La région d'Alcobaça et de Marinha Grande	76
IV — La région de Leiria	79

	Pages
C) La série stratigraphique de la région au nord de Lisbonne	85
I — Le Cénomaniens inférieur	86
II — Le Cénomaniens moyen	86
III — Le Cénomaniens supérieur	87
A) Zone supérieur à Rudistes	87
B) Zone inférieur.....	88
<i>CHAPITRE IV</i> — Conclusion Générale de la Stratigraphie	91
A) La région de Lisbonne	91
B) Les affleurements au nord de la région de Lisbonne	92
C) Tableau résumé du Cénomaniens de l'Estrémadure	95
D) Position du «Bellasiens» de CHOFFAT par rapport à cette échelle stratigraphique	95
E) Tableau de répartition des Foraminifères, des Algues et des principales espèces de la macrofaune dans le Cénomaniens de l'Estrémadure	96-A
<i>CHAPITRE V</i> — Les microfaciès du Cénomaniens de l'Estrémadure portugaise	97
<i>CHAPITRE VI</i> — Conditions de dépôts des sédiments — Paléogéographie	101
A) Étude sédimentologique comparée des dépôts du Cénomaniens, du sommet du Crétacé inférieur et du Paléogène	101
B) Milieux de sédimentation — Paléogéographie du Cénomaniens	106
<i>CHAPITRE VII</i> — Le démantèlement du Cénomaniens — Le passage au Tertiaire	119
A) Introduction	119
B) La région de Lisbonne	119
C) La région de Runa	121
D) Les régions de Cercal et de Carvalhais-Alcanede	122
E) Les régions de Nazaré, Cós et Leiria	124
F) Résumé et conclusions	125
<i>CHAPITRE VIII</i> — Évolution de la fosse du Portugal occidental depuis le mésozoïque	127
A) Les événements anté cénomaniens. Quelques précisions sur la structure profonde de cette fosse	127
B) La transgression cénomaniens	131
C) Le continent cénomaniens. L'Évolution post-cénomaniens et anté néogène de l'Estrémadure	132
D) L'Évolution de la fosse occidentale portugaise au cours du Néogène et du Quaternaire	133
E) Résumé — Le Cénomaniens et la morphologie actuelle de l'Estrémadure	135
<i>CHAPITRE IX</i> — Conclusions générales.....	137
A) La révision de l'échelle stratigraphique.....	137
B) Milieux de sédimentation, pétrographie sédimentaire et sédimentologie, tectonique, paléogéographie, position et devenir du Crétacé supérieur dans l'évolution générale du bassin du Portugal occidental	140
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	143
<i>BIBLIOGRAPHIE RÉGIONALE</i>	143
<i>BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE</i>	149
<i>LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE</i>	165
<i>INDEX ALPHABÉTIQUE DES FOSSILES FIGURÉS</i>	167
<i>LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE</i>	169

LISTE DES PLANCHES. HORS-TEXTE

- PLANCHES 1 à 12 — Figuration des principales espèces de Foraminifères.
PLANCHES 13 à 15 — Figuration des principales espèces d'Algues.
PLANCHES 16 à 51 — Microfaciès.
PLANCHES 16 à 27 — Région de Lisbonne: Cénomaniens inférieurs.
PLANCHES 28 à 34 — Région de Lisbonne: Cénomaniens moyens.
PLANCHES 35 à 38 — Région de Lisbonne: Cénomaniens supérieurs.
PLANCHES 39 à 44 — Région au nord de Lisbonne: Cénomaniens moyens.
PLANCHES 45 à 49 — Région au nord de Lisbonne: Cénomaniens supérieurs.
PLANCHES 50 et 51 — Paléogène.
PLANCHES 52 à 62 — Figuration des principales espèces de la macrofaune.
PLANCHES 63 à 67 — Présentation photographique de quelques affleurements.

INDEX ALPHABÉTIQUE DES FOSSILES FIGURÉS

ALGUES:

	Planches et numéros
<i>Acroporella radoicici</i> PRATURLON	14-2
<i>Cayeuxia</i> sp.	51-4
<i>Dissocladella undulata</i> RAINERI	13-4
<i>Heteroporella lepina</i> PRATURLON	13-3
	14-1
	21-1 et 3
	29-2
	45-3 et 4
<i>Marinella lugeoni</i> PFENDER	13-1
<i>Microcodium</i>	50-2 et 3
<i>Neomeris cretacea</i> STEINMANN	13-2
<i>Permocalculus irenae</i> JOHNSON	14-3
	45-3 et 4
<i>Pianella dinarica</i> RADOICIC	15-1 et 2
	20-1
	31-4

FORAMINIFÈRES:

<i>Biconcava bentori</i> HAMAOUÏ-SAINT MARC	10-1 à 4
<i>Charentia cuvillieri</i> NEUMANN	1-2
	21-4
	23-2
<i>Chrysalidina gradata</i> D'ORBIGNY	9-1
	35-1 et 2
<i>Cisalveolina fallax</i> REICHEL	8-2
<i>Cuneolina conica</i> (D'ORBIGNY)	31-2
	36-3
<i>Cuneolina pavonia-parva</i> HENSON	2-3
	36-3
<i>Dicyclina schlumbergeri</i> MUNIER-CHALMAS	36-3
<i>Hemicyclammina sigali</i> MAYNC	11-1 à 3
<i>Nezzazata</i> sp. (ou <i>Trochospira</i> sp.)	12-1 à 4
<i>Nummoloculina heimi</i> BONET	6-1
	36-3
	38-4
<i>Orbitolina cf. concava</i> LAMARCK	22-1

	Planches et numéros
<i>Orbitolina conica</i> D'ARCHIAC	1-3
<i>Orbitolinidé</i> nouveau	2-1
<i>Ovalveolina ovum</i> D'ORBIGNY	6-2
	7-1
<i>Praealveolina gr. cretacea</i> REICHEL	31-3 et 4
	37-3
	45-1
<i>Praealveolina cretacea cf. debilis</i> REICHEL	7-2
	30-2
<i>Praealveolina cretacea tenuis</i> REICHEL	8-1
	36-2
	45-1
<i>Praealveolina iberica</i> REICHEL	5-1
	6-4
	30-1
<i>Praealveolina iberica cf. pennensis</i> REICHEL	6-3
<i>Praealveolina simplex</i> REICHEL	4-1
<i>Pseudedomia drorimensis</i> REISS, HAMAOU, ECKER	3-1
	19-4
<i>Pseudocyclammina rugosa</i> (D'ORBIGNY)	1-1
	19-1 et 2
<i>Pseudolituonella</i> sp.	9-3
<i>Pseudolituonella reicheli</i> MARIE	9-2
<i>Rhapydionina dubia</i> DE CASTRO	3-2
	31-1
	36-3
<i>Rhipidionina casertana</i> DE CASTRO	8-3
<i>Trocholina gr. arabica</i> HENSON	2-2 a
<i>Trocholina lenticularis</i> HENSON	2-2
<i>Trochospira</i> sp. (ou <i>Nezzazata</i> sp.)	12-1 à 4
 MOLLUSQUES:	
<i>Apricardia carantonensis</i> (D'ORBIGNY)	52-2
<i>Apricardia laevigata</i> (D'ORBIGNY)	52-1
<i>Caprimula brevis</i> SHARPE	56-1 et 2
<i>Caprimula doublieri</i> D'ORBIGNY	57
	58
<i>Durania arnaudi</i> (CHOFFAT)	53-1 et 3
	54-1 à 4
<i>Knemiceras aegyptiacum</i> MAHMOUD	62-2
<i>Knemiceras uhligi</i> CHOFFAT	62-1
<i>Nerinea</i> sp.	60-5
<i>Nerinea d'almeidai</i> BERTHOU-TERMIER	61-1 et 2
<i>Nerinea olisiponensis</i> SHARPE	61-3 à 5
<i>Nerinea schiosensis</i> PIRONA	60-1 à 4
<i>Nerinea titan</i> SHARPE	59-1 à 3
<i>Radiolites lusitanicus</i> (BAYLE)	55-1 et 2
<i>Radiolites peroni</i> (CHOFFAT)	56-3
<i>Sauvagesia sharpei</i> (BAYLE)	53-2 et 4

LISTE DES FIGURES DANS LE TEXTE

	Pages
Figure 1 — Esquisse géologique du Portugal	17
Figure 2 — Principaux affleurements de Crétacé supérieur entre Lisbonne et Leiria	19
Figure 3 — Coupe géologique entre Bochechas et le Forte de Santo António et coupes géologiques de la région de Sintra-Algueirão	22
Figure 4 — Coupes géologiques de la région de Pêro Pinheiro (dépression au nord de la dorsale Sintra-Caneças)	25
Figure 5 — Coupes géologiques de la région de Guincho	26
Figure 6 — Coupes géologiques du synclinal d'Almargem do Bispo-A dos Cãos et de l'anticlinal de Camarões-Montemor	27
Figure 7 — Coupes géologiques de la région de Tires	29
Figure 8 — Région de Lisbonne — Localisation des lithostratigraphiques	32
Figure 9 — Coupe du Cénomaniens moyen et supérieur entre la gare de Cacém et Colaride. Coupe du Cénomaniens inférieur de la pointe portant le Fort de Crismina à la plage de Guincho. Coupe du Cénomaniens inférieur de l'anse de Baforeira à la plage de Carcavelos	33
Figure 10 — Variations d'épaisseur de la série cénomaniens dans la région de Lisbonne	41
Figure 11 — Croquis de la coupe au bord de route entre Cós et Montes	76
Figure 12 — Variations d'épaisseur de la série cénomaniens entre Lisbonne et Leiria	90
Figure 13 — Schéma paléogéographique du Cénomaniens	117

PLANCHES

PLANCHE I

Pseudocyclammina rugosa (D'ORBIGNY)

- 1 — (×55) Cénomanien inférieur, zone inférieure, Cacém (LISBONNE).
- 1a — (×20) Cénomanien inférieur, zone inférieure base, Guincho (LISBONNE).
- 1b — (×20) Cénomanien moyen sommet, pic Carenque (LISBONNE).
- 1c — (×16) Cénomanien inférieur, zone inférieure, Alcabideche (LISBONNE).

Charentia cuvillieri NEUMANN

- 2 — (×40) Cénomanien inférieur base, Paiões (LISBONNE).
- 2a — (×40) Cénomanien inférieur, zone supérieure, Guincho (LISBONNE).

Orbitolina conica D'ARCHIAC

- 3 — (×20) Cénomanien inférieur, zone supérieure sommet, Guincho (LISBONNE).
- 3a — (×20) Cénomanien inférieur, zone supérieure, Guincho (LISBONNE).

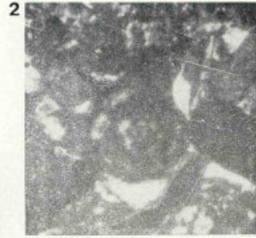
N. B. — (LISBONNE) signifie Région de LISBONNE.



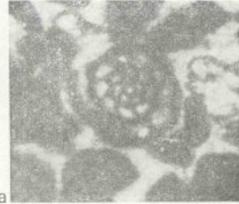
1



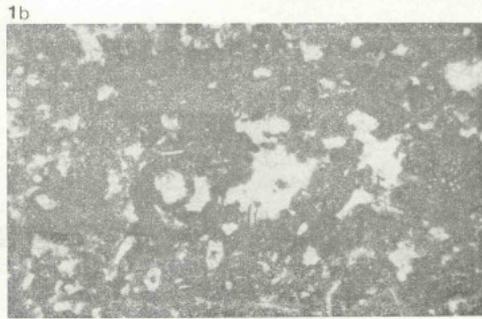
1a



2



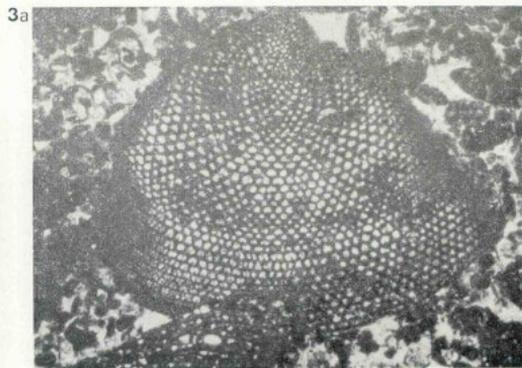
2a



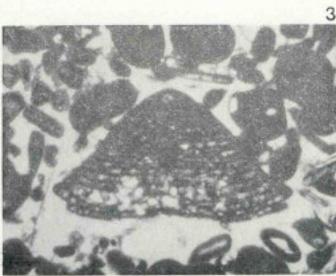
1b



1c



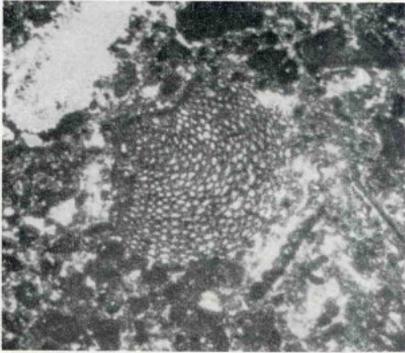
3a



3

PLANCHE 2

- 1 — (×20) Orbitolinidé nouveau.
Cénomanien inférieur, zone supérieure, Alcoit o (LISBONNE).
- 1a — (×32) Orbitolinidé nouveau.
Cénomanien inférieur, zone supérieure, Casal dos Bernardos (LISBONNE).
- 2 — (×20) *Trocholina lenticularis* HENSON.
Cénomanien inférieur, zone supérieure, Guincho (LISBONNE).
- 2a — (×16) *Trocholina gr. Arabica* HENSON.
Cénomanien inférieur, zone inférieure, Guincho (LISBONNE).
- 3 — (×50) *Cuneolina pavonia-parva* HENSON.
Cénomanien supérieur, zone supérieure, Cacém (LISBONNE).
- 4 — (×20) Grand Lituolid  (cf. Cénomanien d'Aquitaine).
Cénomanien moyen, Cabra Figa (LISBONNE).



1



2



2a



3



4

1a

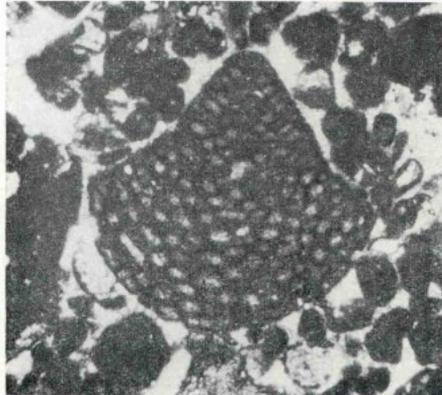


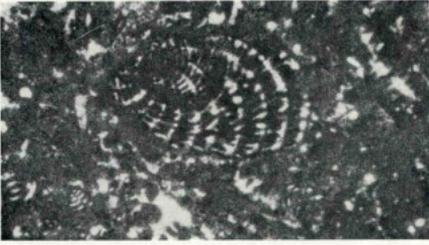
PLANCHE 3

Pseudedomia drorimensis REISS, HAMAOU, ECKER

- 1 — (× 25) Cénomanién inférieur, zone supérieure, Caparide (LISBONNE).
- 1a — (× 35) Cénomanién inférieur, zone supérieure, Rebelva (LISBONNE).
- 1b — (× 25) Cénomanién inférieur, zone supérieure, Caparide (LISBONNE).
- 1c — (× 55) Cénomanién inférieur, zone supérieure, Caparide (LISBONNE).

Rhapydionina dubia DE CASTRO

- 2 — (× 130) Cénomanién supérieur, zone supérieure, Monte Servas (LISBONNE).
- 2a — (× 25) Cénomanién moyen, Belas, (LISBONNE).



1



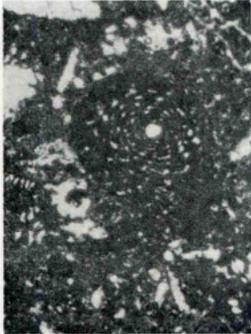
2



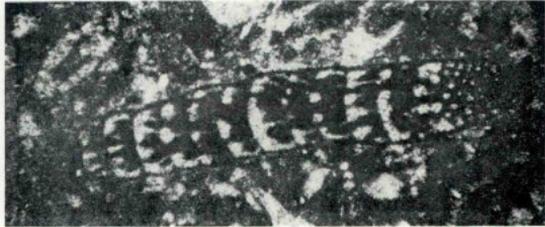
1a



2a



1b



1c

PLANCHE 4

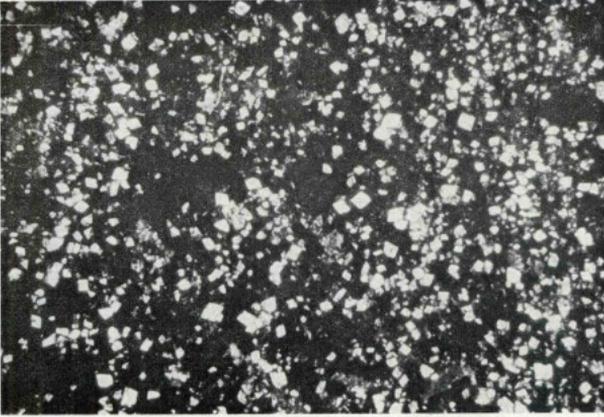
Praealveolina simplex REICHEL

- 1 — (×32) Cénomanien supérieur, zone inférieure, Viaduc Duarte Pacheco (LISBONNE).
- 1a — (×38) Cénomanien supérieur, zone inférieure, Monte Serves (LISBONNE).
- 1b — (×38) Cénomanien moyen, Polima (LISBONNE).
- 1c — (×38) Cénomanien inférieur, zone inférieure, Parede (LISBONNE).

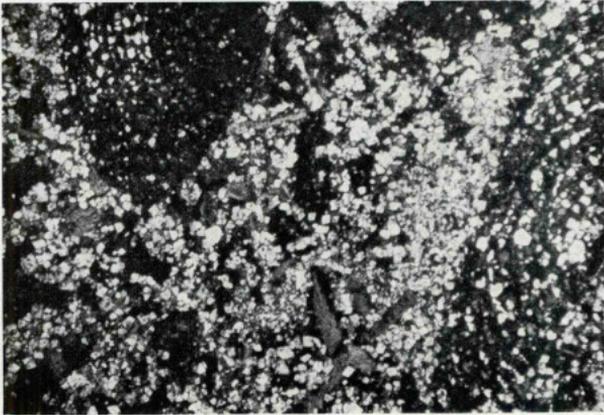
PLANCHE 28

Région de Lisbonne.
Cénomanién moyen.

1-2-3-4 — Calcaire argileux parfois finement gréseux, bioclastique, à débris assez peu abondants et sections de Mollusques et d'Echinodermes, micro-organismes rares ($\times 13$) (biomicroite).



4



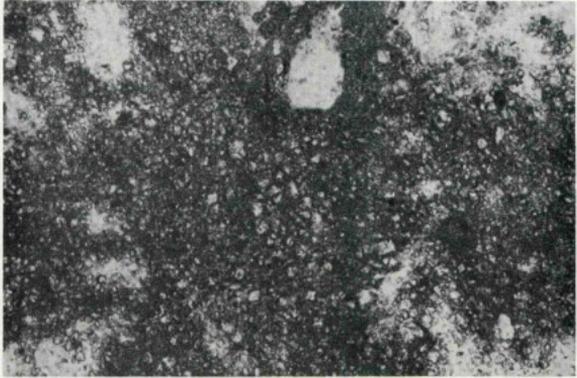
5

PLANCHE 27

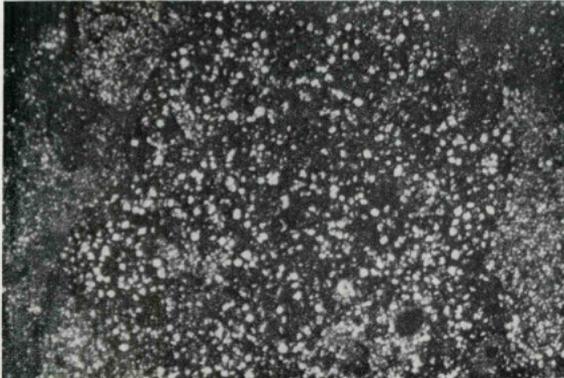
- 4 — Calcaire argileux dolomitique ($\times 25$). Alcoitão.
5 — Calcaire argileux dolomitique un peu gréseux à Orbitolines ($\times 36$). Guincho.



1



2



3

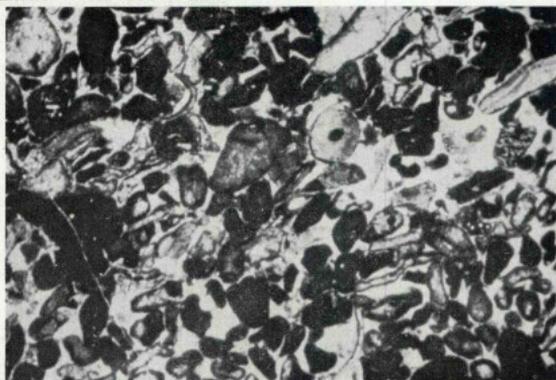
PLANCHE 26

Région de Lisbonne.
Cénomanién inférieur.

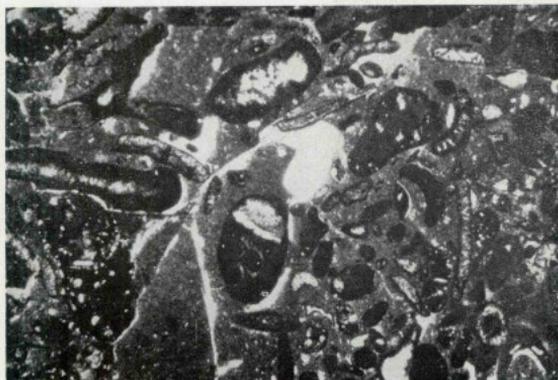
- 1 — Calcaire argileux bioclastique à travées de dolomite ($\times 20$). Cacém.
- 2 — Calcaire argileux à plage cristalline, un peu dolomitique, la dolomite se présente sous la forme de petits rhomboédres ($\times 260$). Casal do Marmelo.
- 3 — Calcaire argileux bioclastique à débris de Mollusques. Les rhomboédres de dolomite sont plus grands dans les moules internes de Mollusques ($\times 42$). Alcoitão.



1



2



3

PLANCHE 25

Région de Lisbonne.

Cénomannien inférieur, zone supérieure.

1 — Calcaire graveleux, grossièrement gréseux, à ciment de calcite spathique, bioclastique, à Orbitolines ($\times 13$). São João das Lampas — Odrinhas.

2 — Calcaire graveleux, bioclastique à ciment calcite cristalline ($\times 13$) (biocalcarenite, intrabiosparrite). Cacém.

Cénomannien inférieur, zone inférieure.

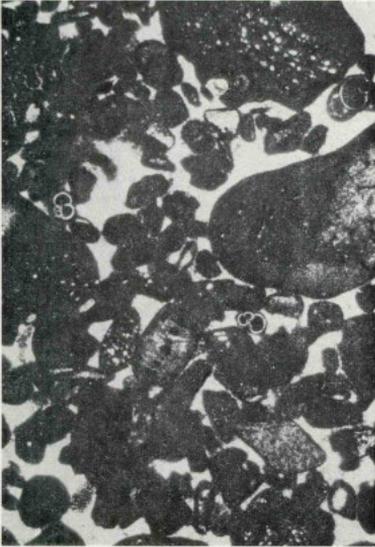
3 — Calcaire argileux, graveleux, bioclastique à Algues et Lituolidés ($\times 13$). En association: *Praealveolina iberica*. Caparide.



1



3



2



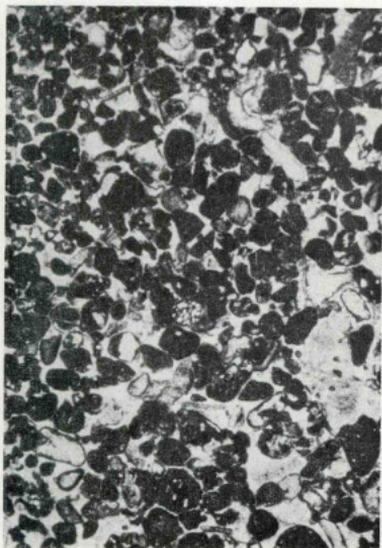
4

PLANCHE 24

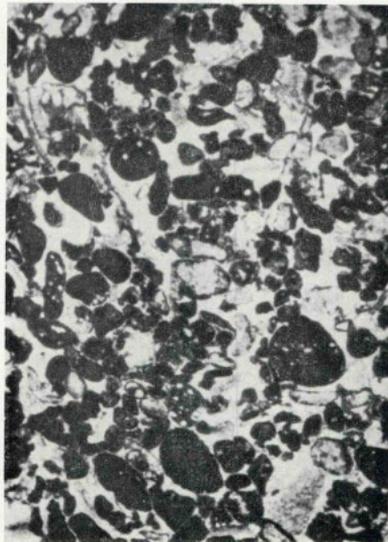
Région de Lisbonne.

Cénomarien inférieur, zone supérieure.

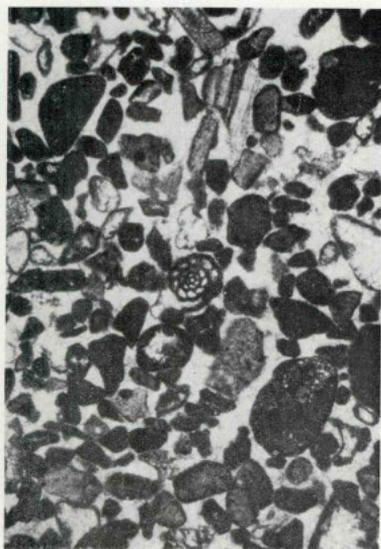
- 1 — Calcaire graveleux bioclastique à ciment de calcite spathique ($\times 13$) (biocalcirudite, intrabiosparrudite).
- 2 — Calcaire graveleux bioclastique à ciment de calcite spathique et à Trocholines et Hedbergelles ($\times 13$) (biocalcirudite, intrabiosparrudite). Guincho.
- 3 — Calcaire graveleux bioclastique à gros grains de quartz et ciment de calcite spathique ($\times 13$). Manique.
- 4 — Calcaire graveleux à ciment de calcite spathique et rares petits grains de quartz épars ($\times 13$), (calcarenite, intrasparrite).



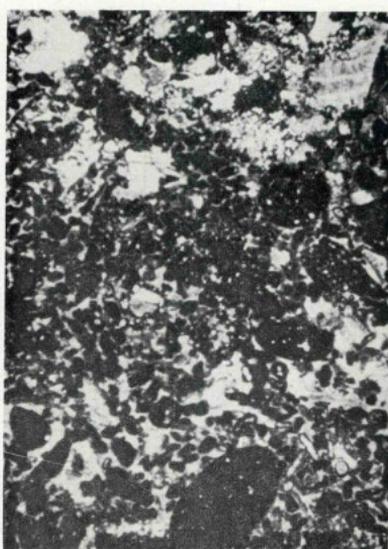
1



3



2



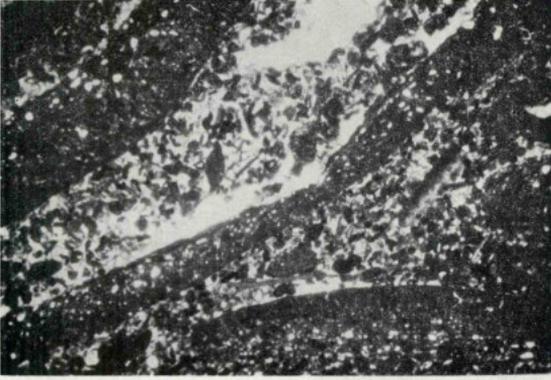
4

PLANCHE 23

Région de Lisbonne.

Cénomanién inférieur, zone supérieure.

- 1-4 — Calcaire graveleux bioclastique à ciment de calcite spathique ($\times 13$) (biocalcarenite, intrabiosparrite).
- 2 — Calcaire graveleux bioclastique à ciment de calcite spathique et à *Charentia cuvillieri* ($\times 20$) (biocalcarenite, intrabiosparrite). Guincho.
- 3 — Calcaire graveleux bioclastique à ciment de calcite spathique ($\times 13$) (biocalcarenite, intrabiosparrite).



1



2



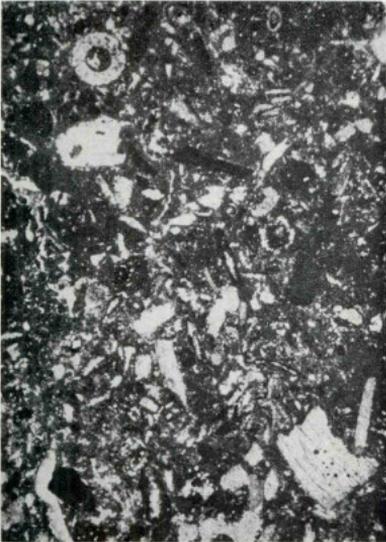
3

PLANCHE 22

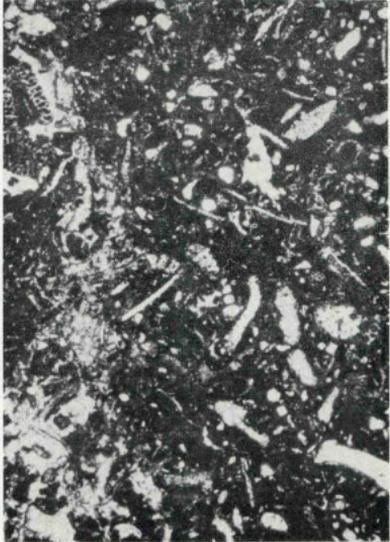
Région de Lisbonne.

Cénomanién inférieur, zone supérieure.

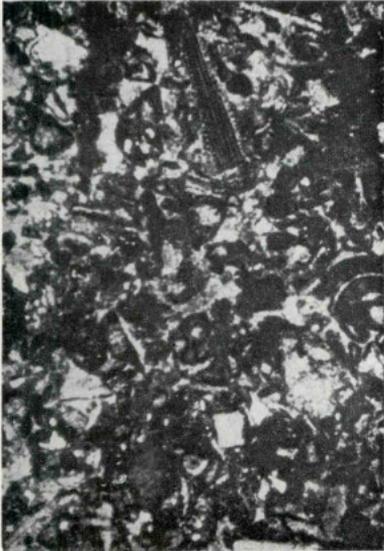
- 1 — Calcaire graveleux à ciment spathique et à *Orbitolina cf. concava* ($\times 13$) (intrabiodismicrudite). Guincho.
- 2 — Calcaire argileux à Ostréidés abondants ($\times 13$) (intrabiomicrudite).
- 3 — Calcaire cristallin un peu gréseux, à sections abondantes d'Ostréidés, de divers Lamelli-branches, et de Gastéropodes recristallisés ($\times 13$) (biosparrudite). Praia da Vide.



1



3



2



4

PLANCHE 21

Région de Lisbonne.

Cénomaniens inférieur, zone inférieure.

1 — Calcaire argileux bioclastique (biodismicrite) à *Heteroporella lepina* ($\times 16$). Falcão.

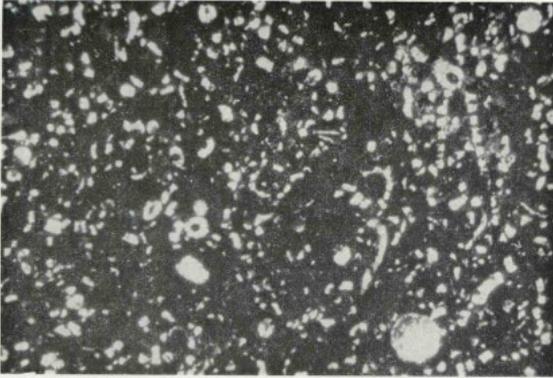
2 — Calcaire argileux bioclastique (biodismicrite) ($\times 13$).

Cénomaniens inférieur, zone supérieure.

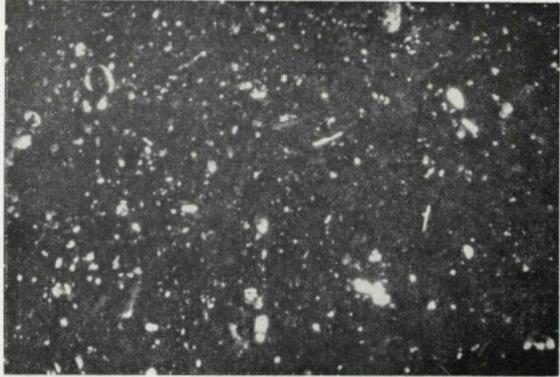
3 — Calcaire argileux bioclastique (biodismicrite) à *Heteroporella lepina* ($\times 16$). Terrugem.

4 — Calcaire argileux bioclastique (biodismicrite) à *Charentia cuvillieri* ($\times 20$).

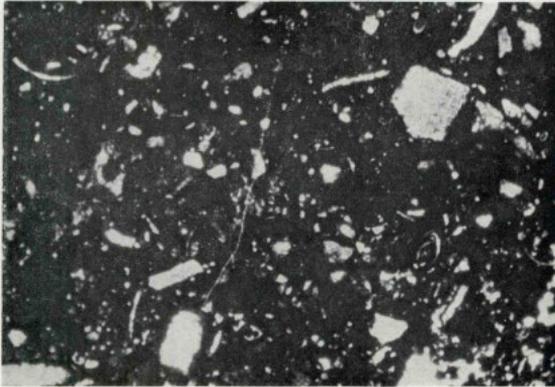
En association: *Pseudocyclamina rugosa*. Cacém.



1



2



3

PLANCHE 20

Région de Lisbonne.

Cénomannien inférieur, zone supérieure.

- 1 — Calcaire argileux (biomicrite) à *Pianella dinarica* ($\times 13$). Parede.
2-3 — Calcaire argileux bioclastique (biomicrite) à débris de macrofaune peu abondants ($\times 13$).

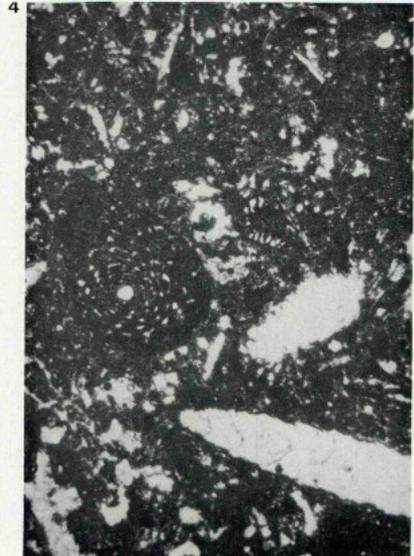
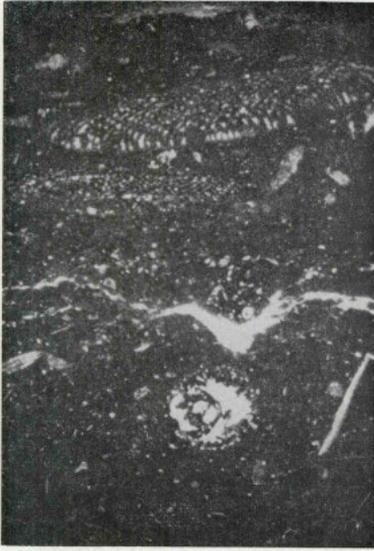
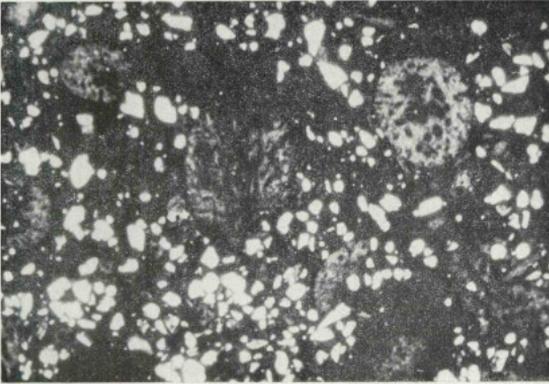


PLANCHE 19

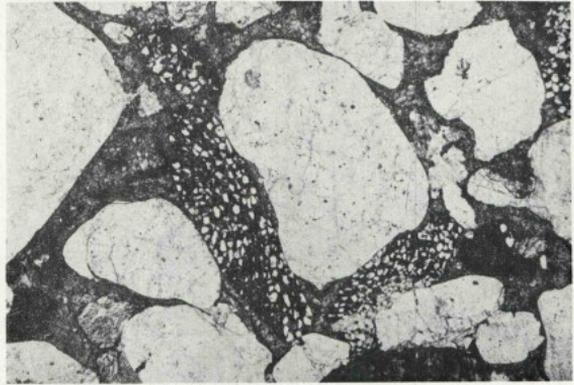
Région de Lisbonne.

Cénomannien inférieur, zone inférieure.

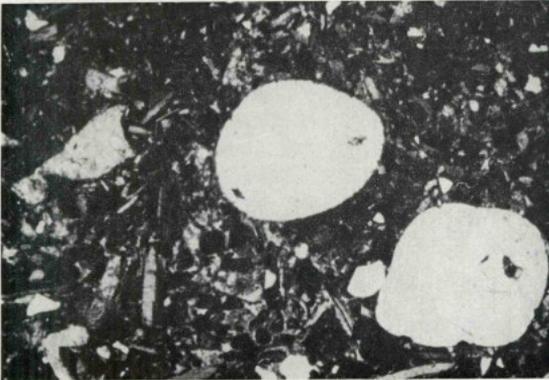
- 1 — Calcaire argileux bioclastique (biomicrite) à *Pseudocyclamina rugosa* et Orbitolines remaniées ($\times 13$). Guincho.
 - 2 — Calcaire argileux bioclastique (biomicrite) à *Pseudocyclamina rugosa* ($\times 25$). Cacém.
 - 3 — Calcaire argileux à débris de Lamellibranches Gastéropodes, Algues et à Lituolidés (biomicrite) ($\times 25$). Praia da Vide.
- Cénomannien inférieur, zone supérieure.
- 4 — Calcaire argileux bioclastique (biomicrite) à *Pseudedomia drorimensis* ($\times 25$). Baforeira-Caparide.



1



2



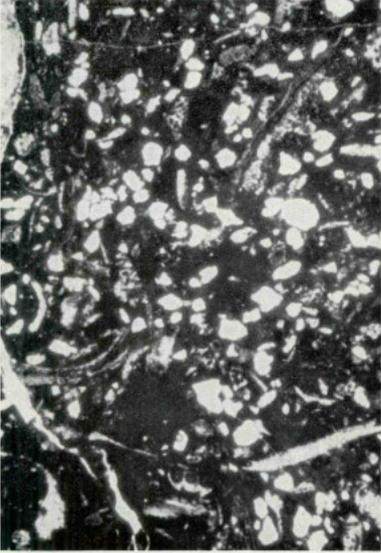
3

PLANCHE 18

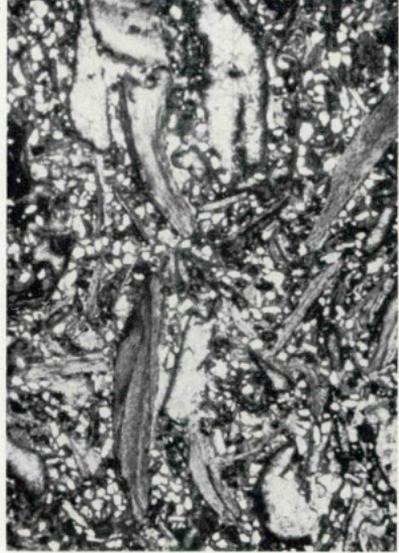
Région de Lisbonne.

Cénomaniens inférieur.

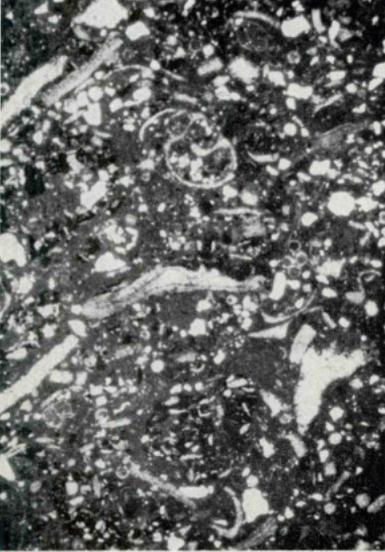
- 1 — Grès argileux à *Halimeda-Boueina* ($\times 13$). Cacém-Belas.
- 2 — Grès calcaire microconglomératique, très peu marneux à *Orbitolines* remaniées ($\times 13$). Bicesse.
- 3 — Calcaire argileux bioclastique graveleux à gros grains de quartz épars ($\times 13$). Manique, Casal dos Bernardos, Casal do Marmelo.



1



3



2



4

PLANCHE 17

Région de Lisbonne.

Cénomanién inférieur.

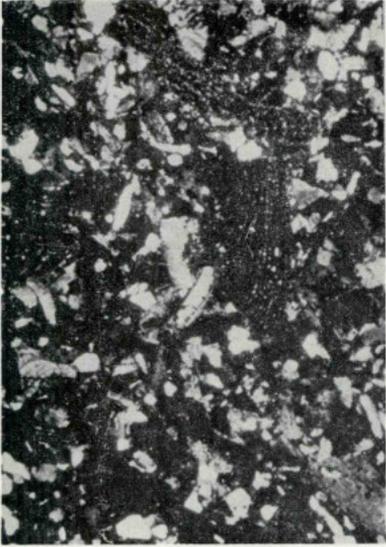
1 — Grès marneux à débris de Mollusques et d'Algues ($\times 13$).

2 — Calcaire argilo-gréseux à débris de Mollusques, Echinodermes, Algues, Lituolidés ($\times 13$).

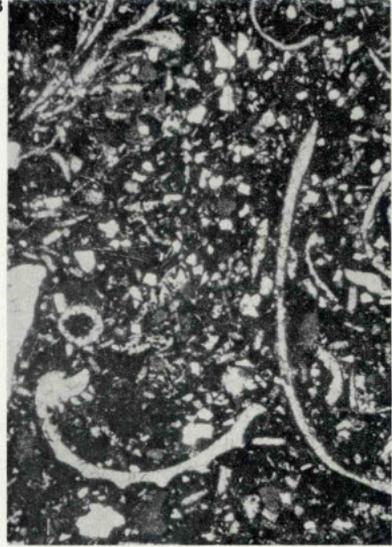
Cénomanién inférieur, zone inférieure base.

3 — Grès marneux fins à Ostréidés ($\times 13$).

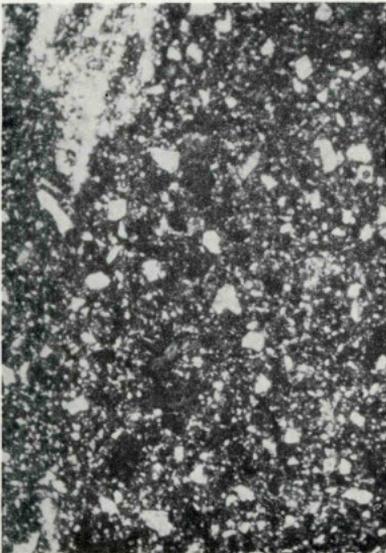
4 — Calcaire argilo-gréseux grossier à Ostréidés ($\times 13$).



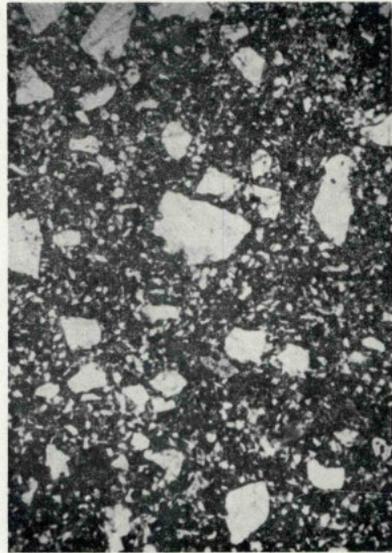
1



3



2



4

PLANCHE 16

Région de Lisbonne.

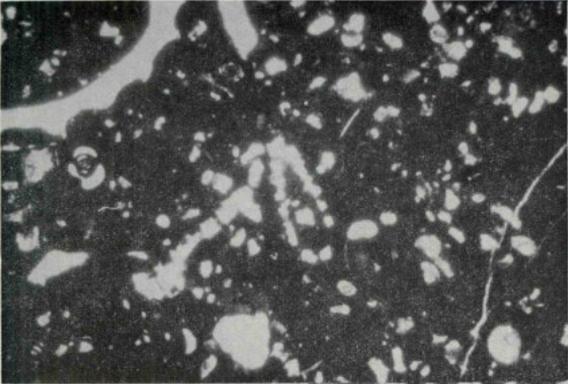
Cénomanién inférieur, zone inférieure.

1 — Grès marneux à débris divers et Orbitolines remaniées ($\times 13$).

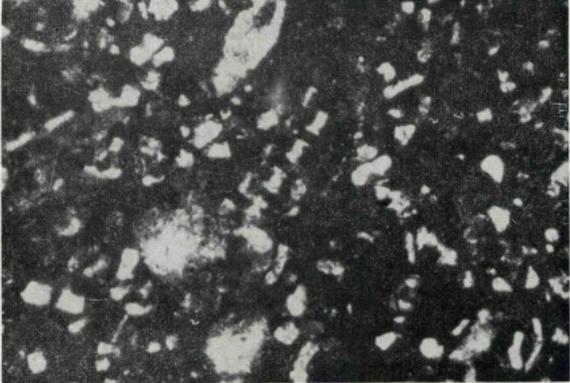
2 — Grès marneux un peu graveleux ($\times 13$).

3 — Grès marneux à Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes et Algues ($\times 13$).

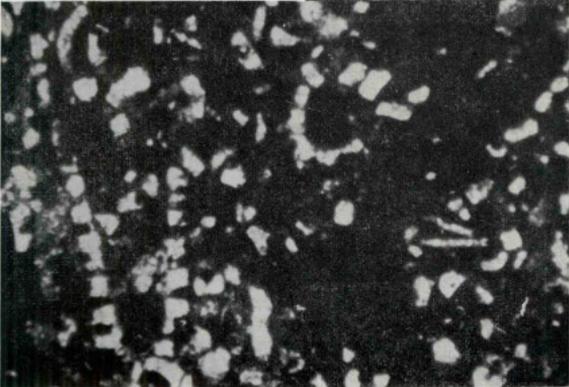
4 — Grès marneux, graveleux ($\times 13$).



1



2



2a

PLANCHE 15

- 1 — *Pianella dinarica* RADOICIC ($\times 18$).
Cénomanien inférieur, zone supérieure, Caparide (LISBONNE).
- 2 — *Pianella dinarica* RADOICIC ($\times 42$).
Cénomanien inférieur, zone supérieure, Parede (LISBONNE).
- 2a — Même échantillon montrant très bien l'aplatissement horizontal des rameaux.



1



2

3

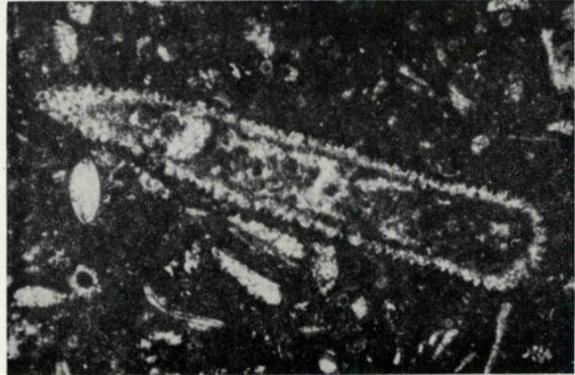
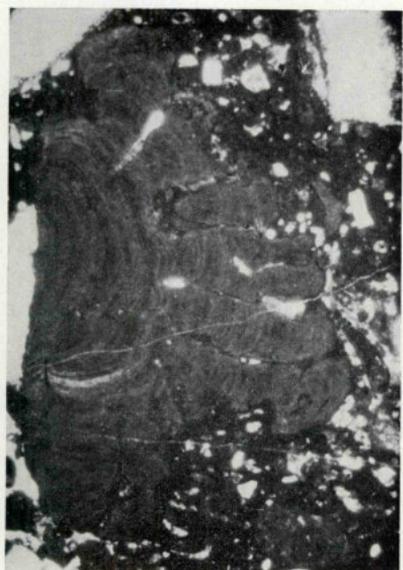
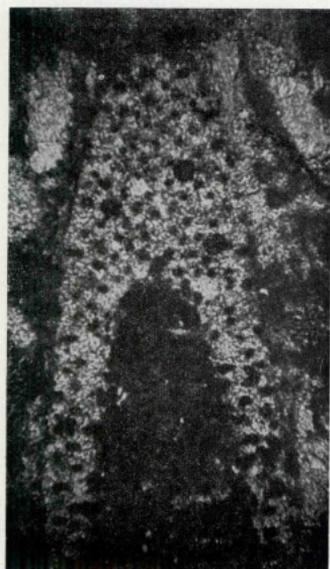


PLANCHE 14

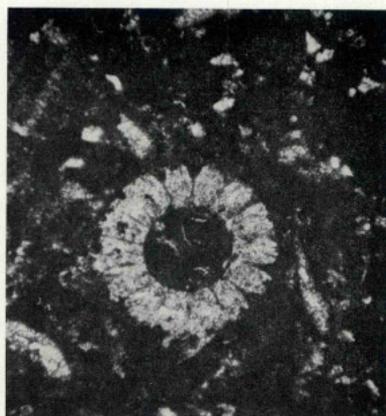
- 1 — *Heteroporella lepina* PRATURLON ($\times 52$).
Cénomanién inférieur, zone supérieure, Fervença (LISBONNE).
- 2 — *Acroporella radoicici* PRATURLON ($\times 40$).
Cénomanién moyen, Cacém (Lisbonne).
- 3 — *Permocalculus irenae* JOHNSON ($\times 40$).
Cénomanién supérieur, zone supérieure, Cós (NORD DE LISBONNE).



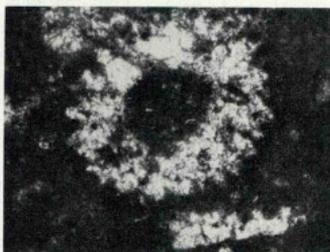
1



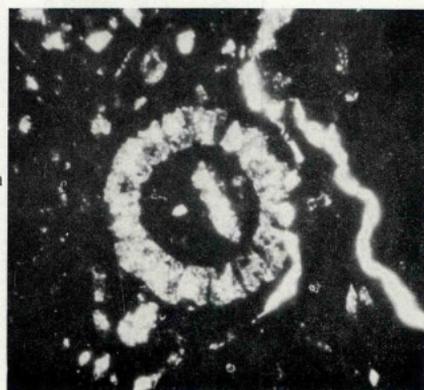
2



3



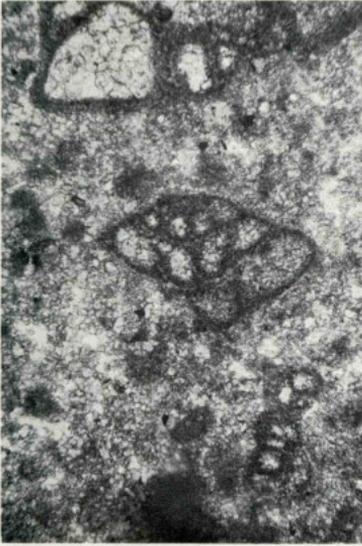
4



3a

PLANCHE 13

- 1 — *Marinella lugeoni* PFENDER (×20).
Cénomanien inférieur, zone supérieure, Parede (LISBONNE).
- 2 — *Neomeris cretacea* STEINMANN (×48).
Cénomanien inférieur, zone inférieure, Manique (LISBONNE).
- 3 — *Heteroporella lepina* PRATURLON (×48).
Cénomanien inférieur, zone supérieure, Cacém (LISBONNE).
- 3a — *Heteroporella lepina* PRATURLON (×48).
Cénomanien inférieur, zone supérieure, São João das Lampas (LISBONNE).
- 4 — *Dissocladella undulata* RAINERI (×48).
Cénomanien inférieur, zone inférieure, Parede (LISBONNE).



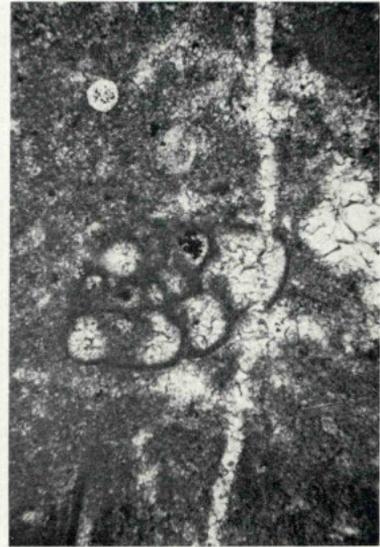
1



3



2



4

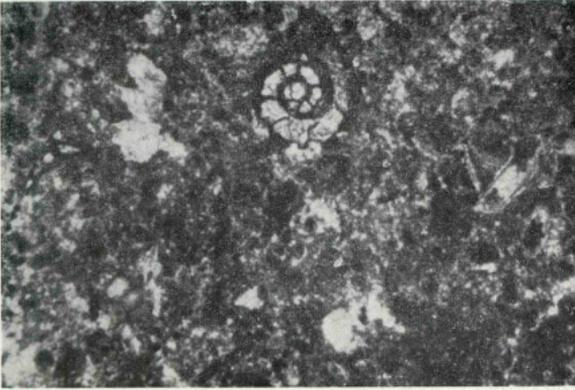
PLANCHE 12

Nezzazata sp. ou *Trochospira* sp. ($\times 120$).

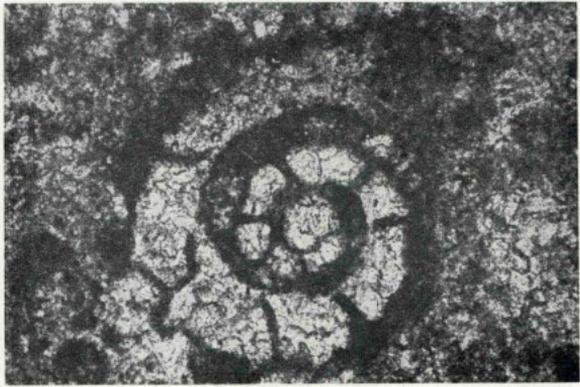
Cénomanién supérieur, zone supérieure.

1-2-3 — Runa (NORD DE LISBONNE).

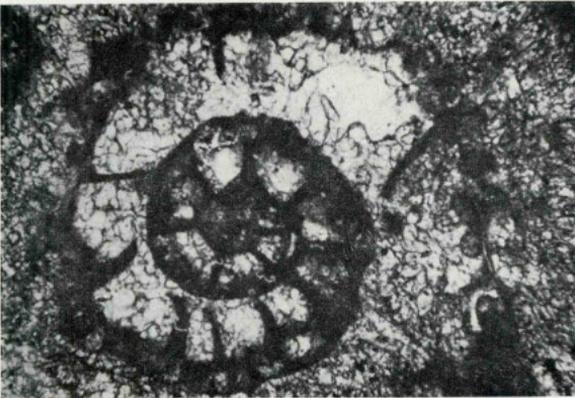
4 — Monte Serves (LISBONNE).



1



2

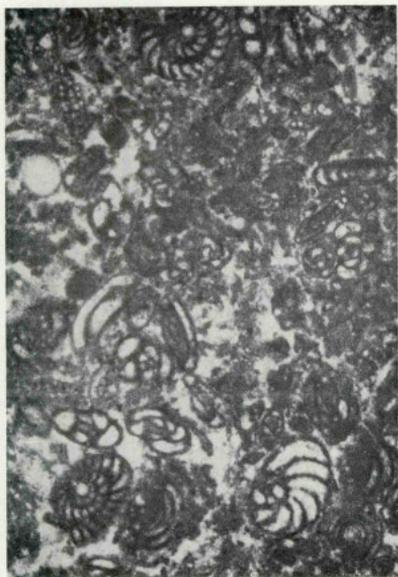


3

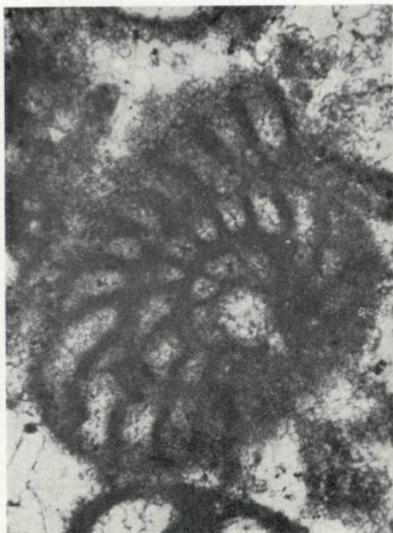
PLANCHE 11

Hemicyclammina sigali MAYNC

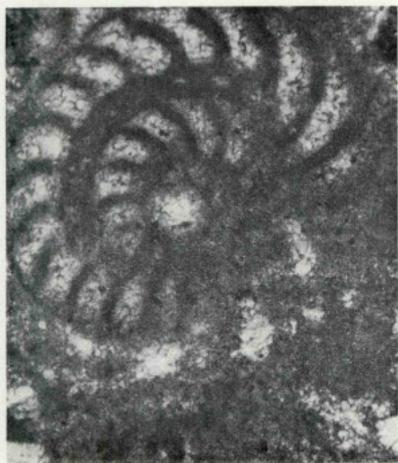
- 1 — ($\times 20$) et 2 — ($\times 120$) Cénomanién inférieur, zone inférieure (Cacém, LISBONNE).
3 — ($\times 120$) Cénomanién supérieur, zone supérieure (NORD DE LISBONNE).



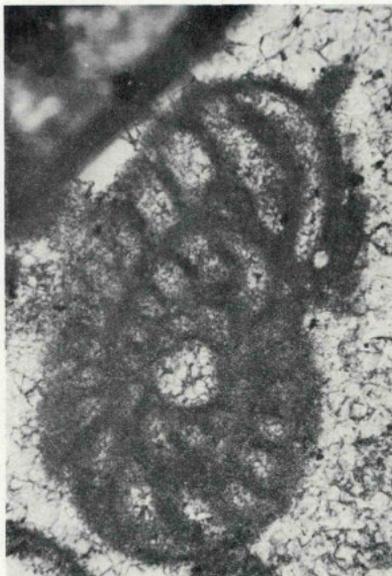
1



3



2



4

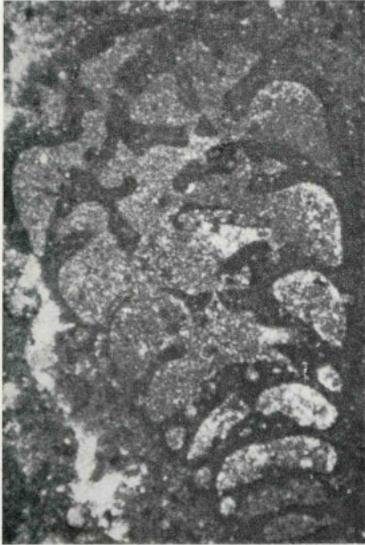
PLANCHE 10

Biconcava bentori HAMAOU-SAINTE MARC

1 — ($\times 30$).

2-3-4 — ($\times 120$).

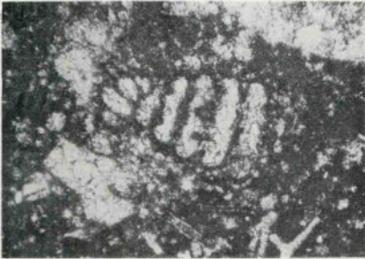
Cénomaniens supérieurs, niveau de base de la zone inférieure (Lousa, LISBONNE).



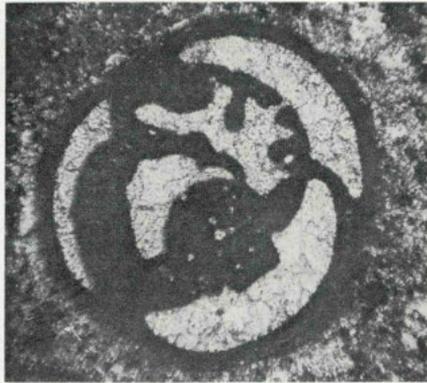
1



3a

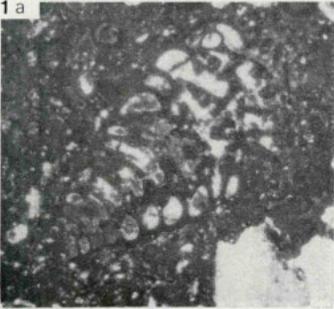


2



1b

3



1a



PLANCHE 9

Chrysalidina gradata D'ORBIGNY

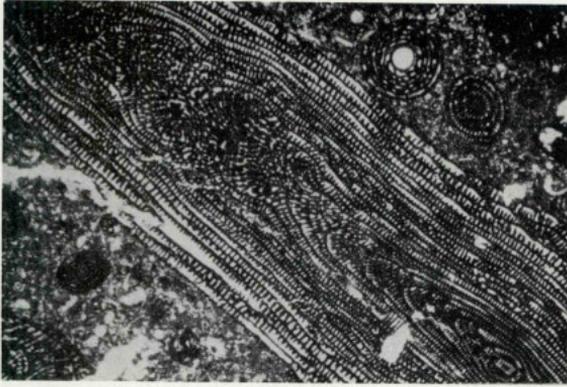
- 1 — (×48) Cénomaniens supérieur, zone supérieure, Val d'Alcantara, Quinta da Pimenteira (LISBONNE).
- 1a — (×22) Cénomaniens supérieur, zone supérieure, moule interne de *Sauvagesia sharpei*, Monte Serves (LISBONNE).
- 1b — (×48) Cénomaniens supérieur, zone supérieure, Monte Serves (LISBONNE).

Pseudolituonella reicheli MARIE

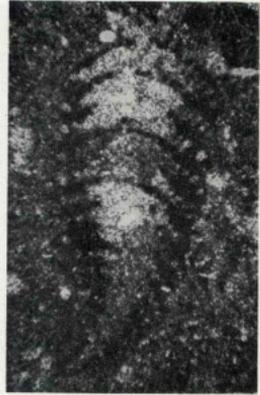
- 2 — (×40) Cénomaniens supérieur, zone supérieure, Cortegaça (LISBONNE).

Pseudolituonella sp.

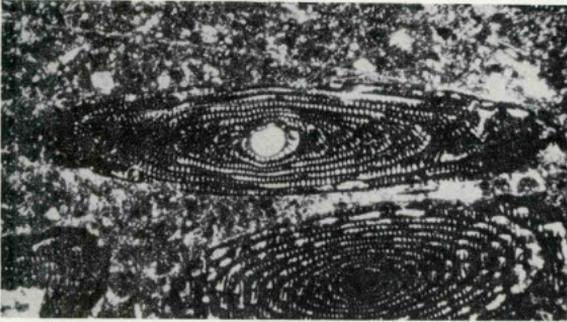
- 3 — (×40) Cénomaniens supérieur, zone supérieure, Val d'Alcantara, Quinta da Pimenteira (LISBONNE).
- 3a — (×120) Détail de la précédente.



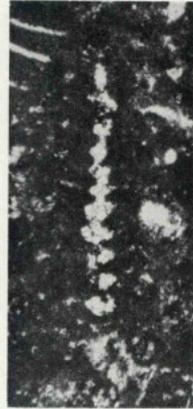
1a



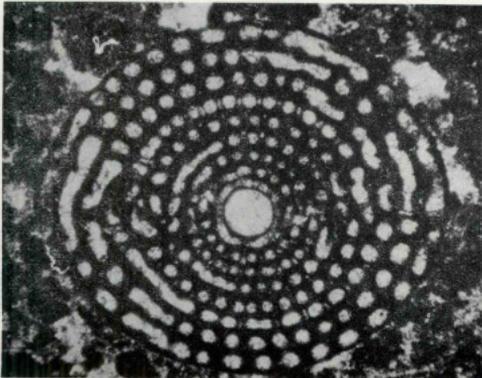
3



1



3a



2

3b



PLANCHE 8

Præalveolina cretacea tenuis REICHEL

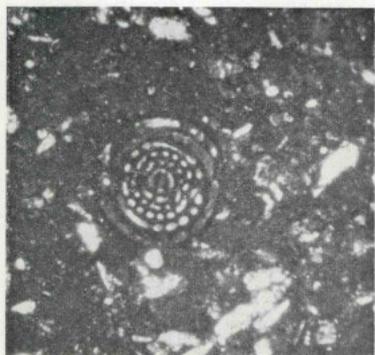
- 1 — (×22) Cénomanién supérieur, zone inférieure, Viaduc Duarte Pacheco (LISBONNE).
1a — (×40) Cénomanién supérieur, zone inférieure, Viaduc Duarte Pacheco (LISBONNE).

Cisalveolina fallax REICHEL

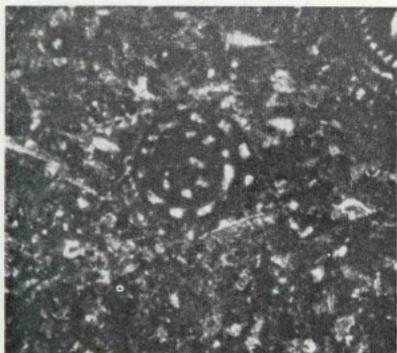
- 2 — (×48) Cénomanién supérieur, zone inférieure, Cercal, pic Silheira (NORD DE LISBONNE).

Rhipidionina casertana DE CASTRO

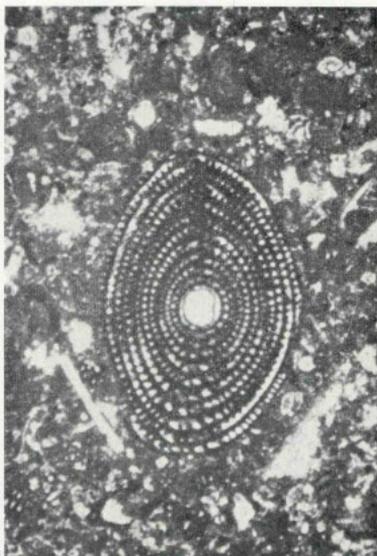
- 3 — (×48) Cénomanién supérieur, zone inférieure, Bairro da Serafina (LISBONNE).
3a — (×48) Cénomanién supérieur, zone inférieure, Runa (NORD DE LISBONNE).
3b — (×48) Cénomanién supérieur, zone inférieure, Bairro da Serafina (LISBONNE).



1



1a



2a

2b



2

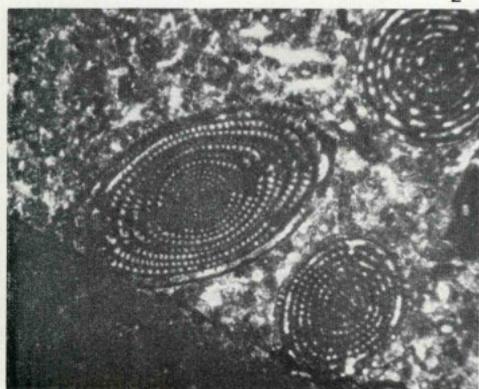


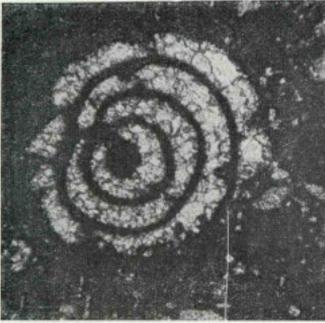
PLANCHE 7

Ovalveolina ovum D'ORBIGNY

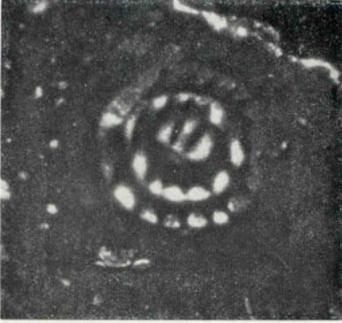
- 1 — (×32) Cénomanien supérieur, zone inférieure, Caneças (LISBONNE).
1a — (×40) Cénomanien supérieur, zone inférieure, Val d'Alcantara — Viaduc Duarte Pacheco (LISBONNE).

Praevalveolina cretacea cf. *debilis* REICHEL

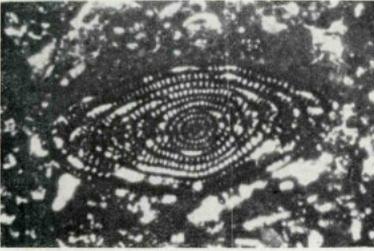
- 2 — (×25) Cénomanien supérieur, zone inférieure, Bairro da Serafina (LISBONNE).
2a — (×32) Cénomanien supérieur, zone inférieure, Lameiras (LISBONNE).
2b — (×48) Cénomanien moyen, Polima (LISBONNE).



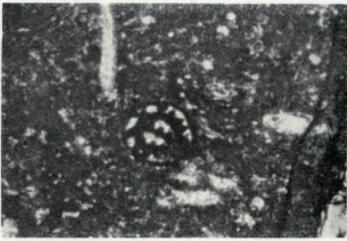
1



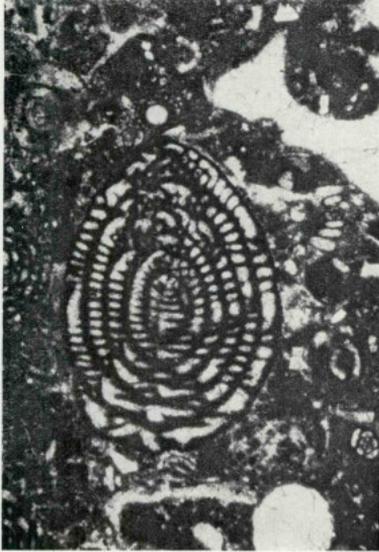
2



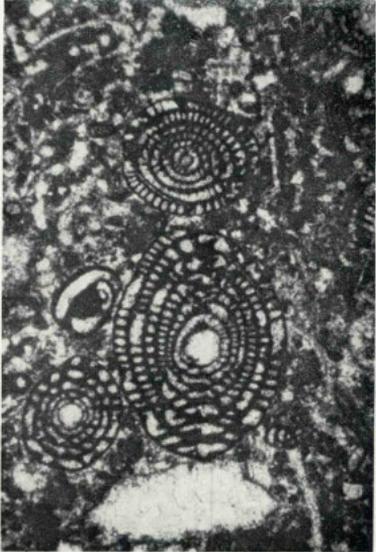
3



2 a



4



4 a

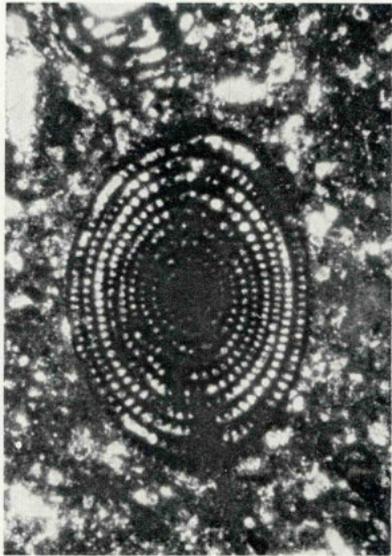
PLANCHE 5

Praealveolina iberica REICHEL

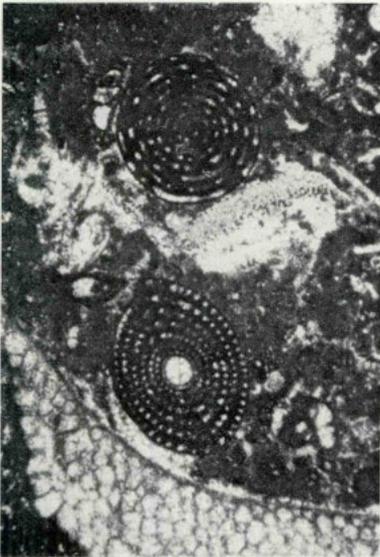
- 1 — (×32) Cénomanien moyen, Cacém (LISBONNE).
- 1a — (×22) Cénomanien inférieur, zone supérieure, Caparide (LISBONNE).
- 1b — (×18) Cénomanien moyen, niveau de base, Cacém (LISBONNE).
- 1c — (×25) Cénomanien moyen, Polima (LISBONNE).



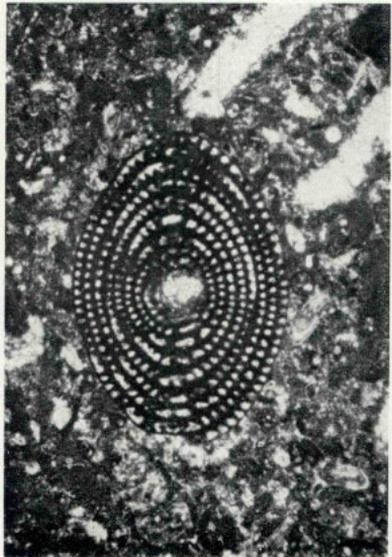
1



1a



1b



1c

PLANCHE 6

Nummoloculina heimi BONET

- 1 — (×48) Cénomanién supérieur, zone supérieure, Cortegaça (LISBONNE).

Ovalveolina ovum D'ORBIGNY

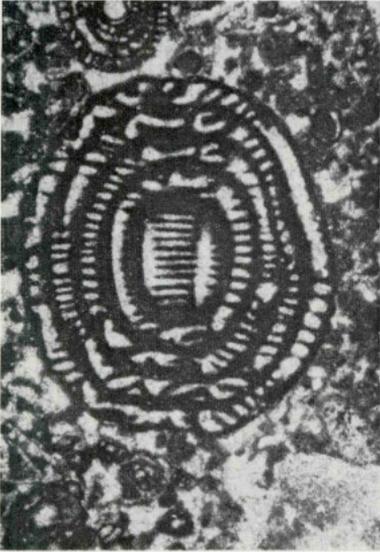
- 2 — (×40) Cénomanién moyen, niveau de base, Belas (LISBONNE).
2a — (×25) Cénomanién supérieur, zone inférieure, Monte Serves (LISBONNE).

Praealveolina iberica cf. pennensis REICHEL

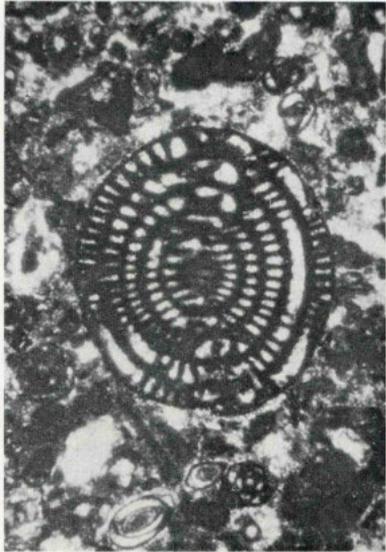
- 3 — (×16) Cénomanién moyen, Polima (LISBONNE).

Praealveolina iberica REICHEL

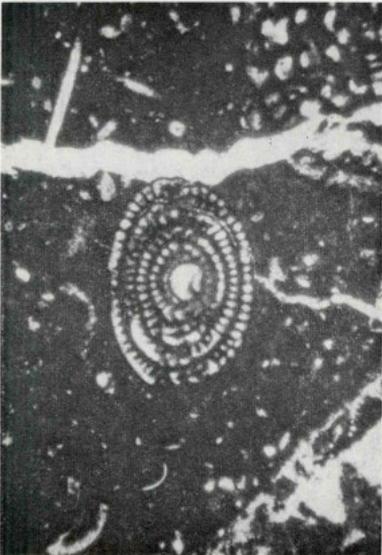
- 4 — (×32) Cénomanién moyen, Terrugem (LISBONNE).
4a — (×25) Cénomanién moyen, niveau de base, Trajouce (LISBONNE).



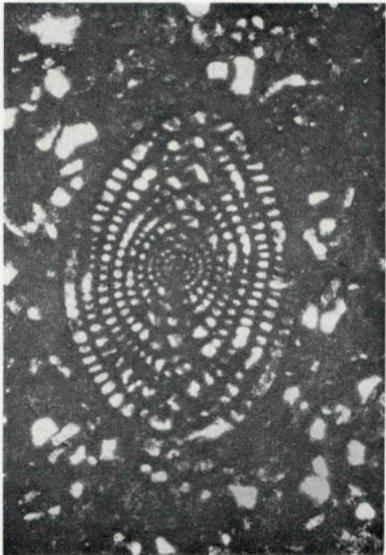
1



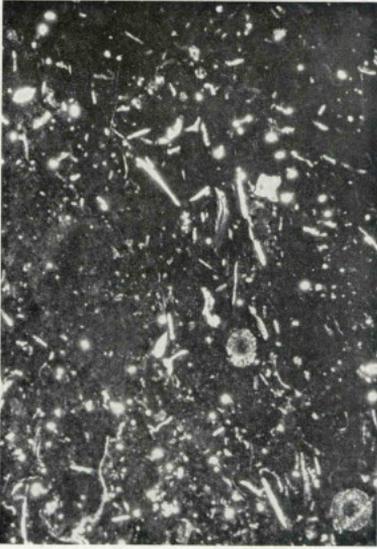
1a



1b



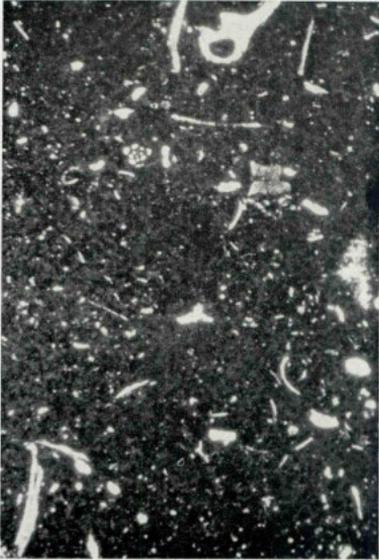
1c



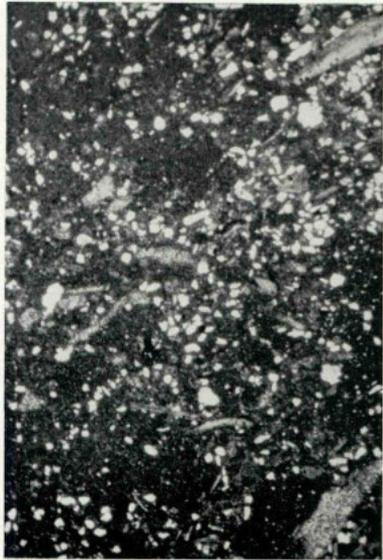
1



3



2



4

PLANCHE 29

Région de Lisbonne.

Cenomanien moyen.

1 — Calcaire argileux bioclastique (biomicrite) ($\times 13$).

2 — Calcaire argileux bioclastique à débris d'Algues dont *Heteroporella lepina* ($\times 13$) (biomicrite). Lameiras.

3 — Calcaire argileux à lits irréguliers de débris organiques mêlés de petits grains de quartz ($\times 13$). Polima.

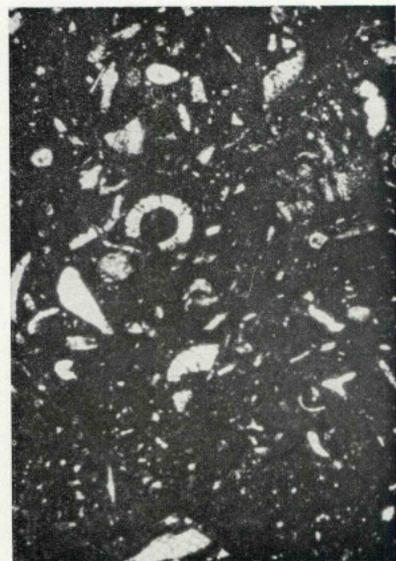
4 — Calcaire argileux parfois dolomitique à lits de quartz fin et d'oxyde de fer ($\times 13$). Monsanto



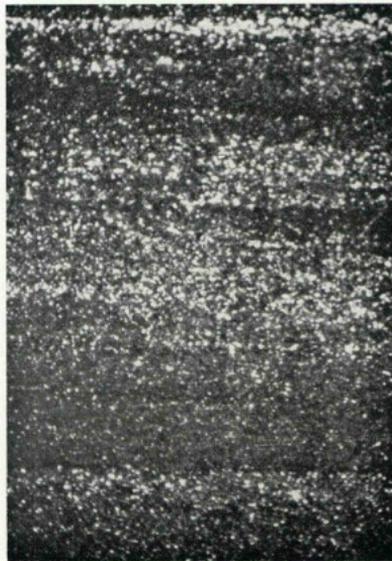
1



3



2



4

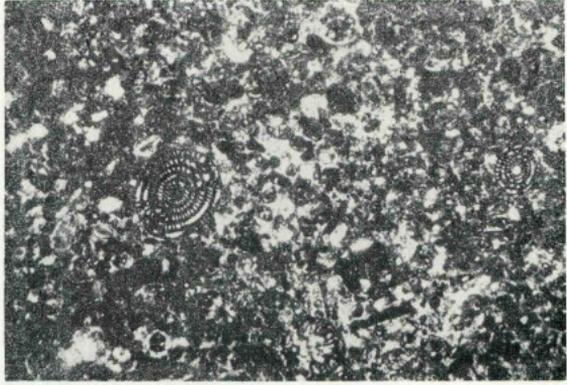
PLANCHE 30

Région de Lisbonne.

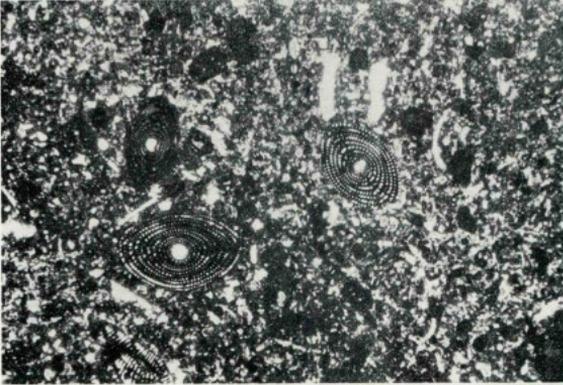
Cénomaniens moyen.

- 1 — Calcaire argileux à plages de calcite cristalline, un peu graveleux, bioclastique (intra-biodis-micrite) à *Praealveolina iberica*, en association: *Praealveolina simplex*, *Ovalveolina ovum* rarissimes ($\times 13$); niveau de base du Cénomaniens moyen au Sud de la Serra de Sintra.
- 2 — Calcaire argileux, à plage de calcite cristalline un peu graveleux, bioclastique à *Praealveolina cretacea* cf. *debilis* en association: *Praealveolina simplex*, *Rhapydionina dubia* ($\times 13$). Polima, Lameiras.
- 3 — Calcaire argileux bioclastique à Miliolidés (biomicrite) ($\times 13$). Lameiras.

1



2



3

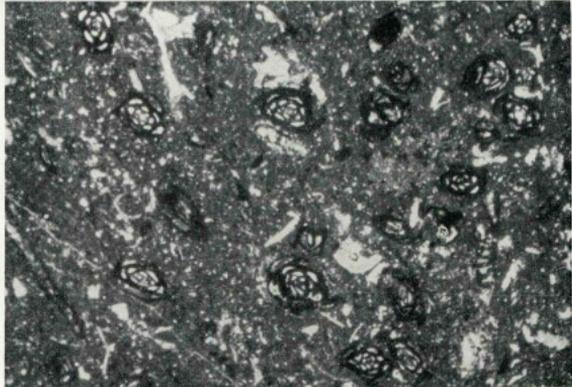


PLANCHE 31

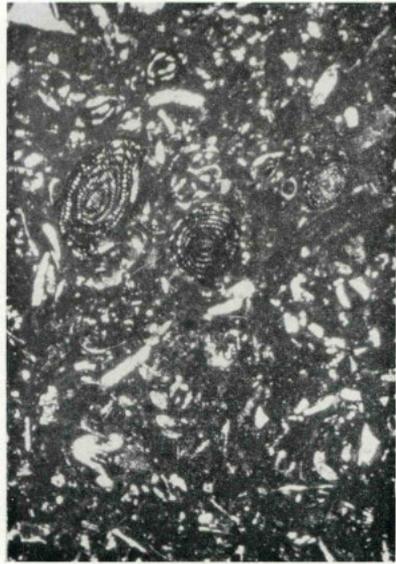
Région de Lisbonne.

Cénomarien moyen.

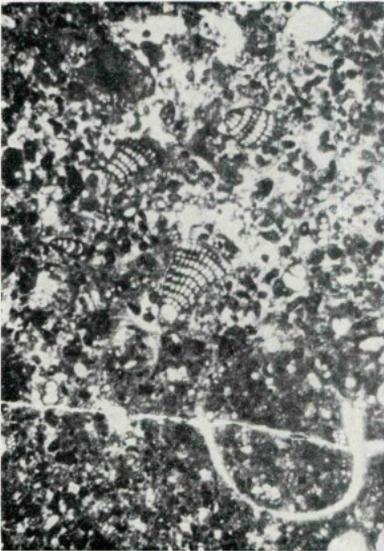
- 1 — Calcaire argileux, à plages de calcite cristalline, graveleux, bioclastique (intra-biodiscrite) à *Rhapydionina dubia*. En association: *Pseudodoma drorimensis*, *Praealveolina iberica* ($\times 13$). Polima.
- 2 — Calcaire argileux à plages de calcite cristalline, parfois graveleux, bioclastique (intra-biodiscrite) à *Cuneolina conica* ($\times 13$). Polima.
- 3 — Calcaire argileux bioclastique (biomicrite) à *Praealveolina gr. cretacea*. En association: *Praealveolina iberica*, *Praealveolina iberica var. pennensis*, *Praealveolina simplex*, *Pseudodoma drorimensis*, *Rhapydionina dubia* ($\times 13$). Polima, Cacém.
- 4 — Calcaire argileux à *Pianella dinarica*, *Praealveolina gr. cretacea* (biomicrite) ($\times 13$). Pic Carenque, Pendão.



1



3



2



4

PLANCHE 32

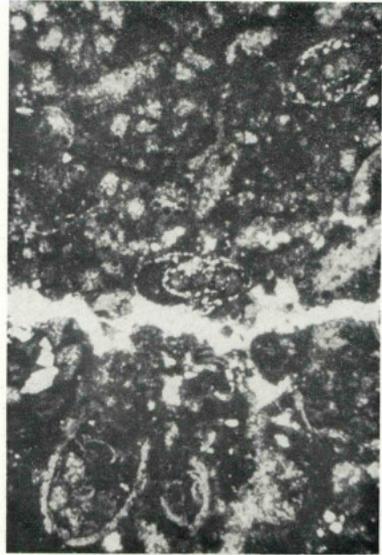
Région de Lisbonne.

Cénomanién moyen.

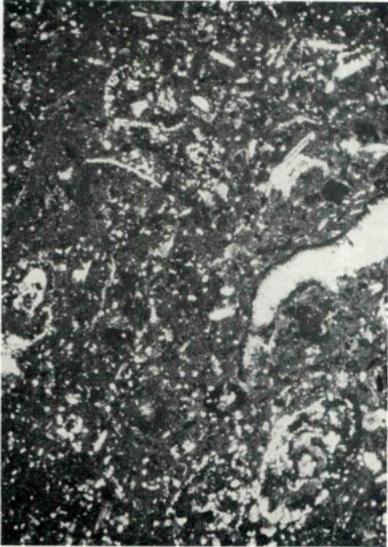
- 1 — Calcaire argileux à tubes d'Annélides ($\times 13$). Cacém, Belas.
- 2 — Calcaire argileux, bioclastique à Lituolidés ($\times 13$). Cacém.
- 3 — Calcaire argileux, bioclastique à Lituolidés ($\times 13$). Belas, Trajouce.
- 4 — Calcaire recristallisé à tubes d'Annélides ($\times 13$). Cacém, Belas.



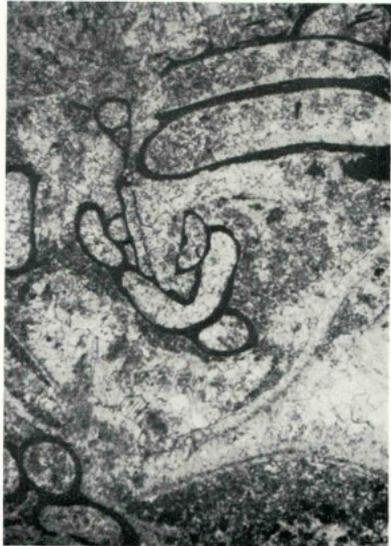
1



3



2



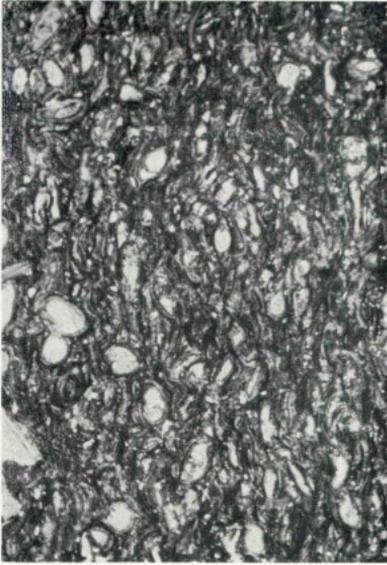
4

PLANCHE 33

Région de Lisbonne.

Cénomanién moyen.

- 1 — Calcaire argileux formé par l'accumulation d'Ostracodes ($\times 13$).
Microfaciès très fréquent à la base du Cénomanién moyen dans l'ensemble de la région de Lisbonne.
- 2 — Calcaire argileux en grande partie recristallisé à sections de Lamellibranches et nombreux Ostracodes ($\times 13$). Lousa.
- 3 — Calcaire argileux à nombreuses sections d'Ostréidés et Ostracodes ($\times 13$).
- 4 — Calcaire cristallin bioclastique à gros débris de Lamellibranches recristallisés et très rares Ostracodes (biosparrudite) ($\times 13$) Cacém.



1



3



2

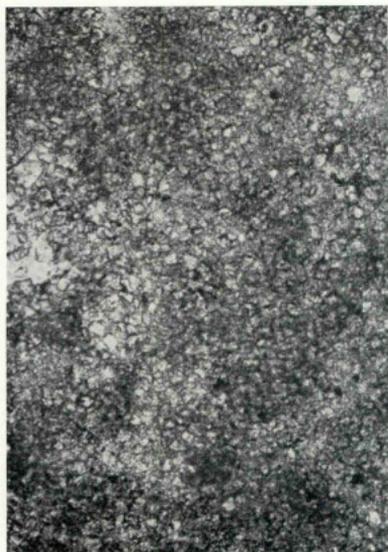


4

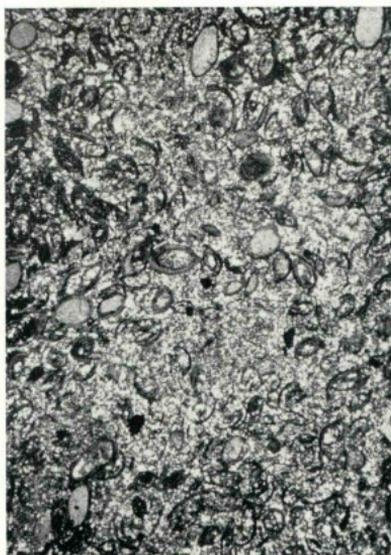
PLANCHE 34

Région de Lisbonne.
Cénomaniens moyen.

- 1 — Calcaire argileux à dolomite de grain très fin ($\times 210$). Cabra Figa, Trajouce.
- 2 — Calcaire argileux à rhomboédres de dolomite épars ($\times 80$). Monsanto.
- 3 — Microfaciès d'accumulation d'Ostracodes dolomitisé ($\times 13$). Cacém, Cabra Figa.
- 4 — Calcaire argileux dolomitique ($\times 80$). Monsanto.



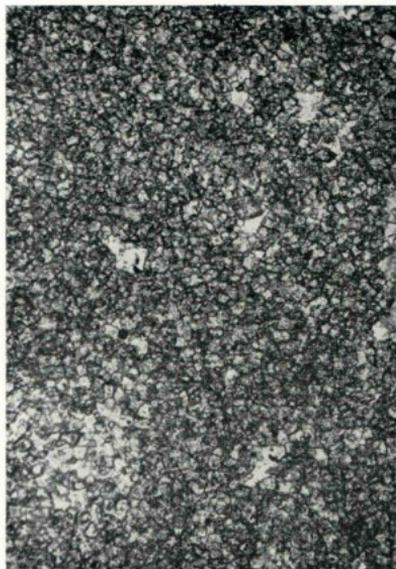
1



3



2



4

PLANCHE 35

Région de Lisbonne.

Cénomaniens supérieur, zone supérieure (calcaire à Rudistes).

- 1-2 — Calcaire argileux, bioclastique, à débris de Rudistes et *Chrysalidina gradata* et *Pseudolituonella reicheli*. En association: *Pseudolituonella* sp. ($\times 13$).
- 3 — Calcaire argileux bioclastique à débris de Rudistes recristallisés ($\times 13$).
- 4 — Calcaire bioclastique constitué presque exclusivement par des fins débris organiques, en majorité de Rudistes, ciment très peu abondant, soit argileux soit de calcite spathique ($\times 13$).

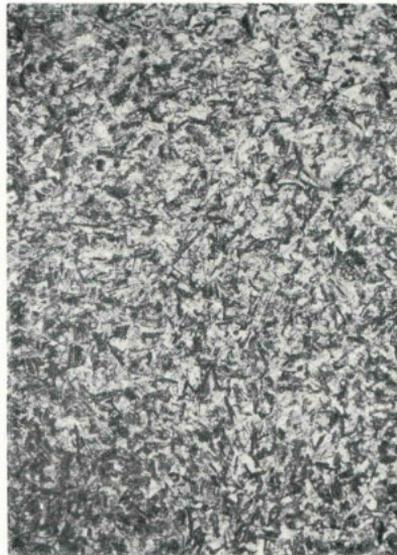


PLANCHE 36

Région de Lisbonne.

Cénomaniens supérieur, zone supérieure (calcaire à Rudistes).

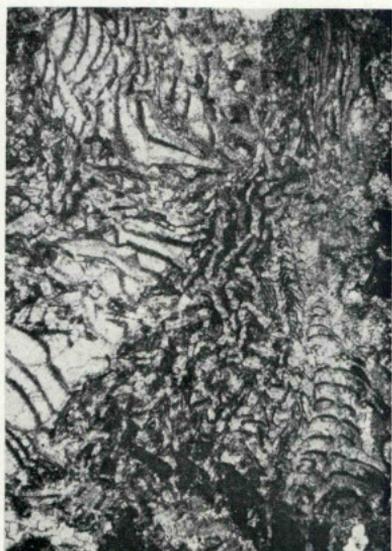
1 — Calcaire argileux à Rudistes coalescents et débris de Rudistes ($\times 13$).

Cénomaniens supérieur, zone inférieure.

2 — Calcaire argileux parfois graveleux, à plages de calcite spathique, à *Praealveolina cretacea tenuis*. En association: *Praealveolina simplex*, *Ovalveolina ovum*, *Praealveolina gr. cretacea* (formes intermédiaires entre *tenuis* et *lata*), *Pseudedomia drorimensis*, *Rhipidionina casertana* ($\times 13$).

3 — Calcaire argileux à plage de calcite spathique et *Nummolocalina heimi*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina conica*, *Cuneolina cf. pavonia parva*, *Rhapydionina dubia* ($\times 18$). Microfaciès caractéristique de la base du Cénomaniens supérieur, dans la région de Lisbonne et jusqu'à Runa.

4 — Calcaire argileux très finement gréseux parfois bioclastique ($\times 20$).



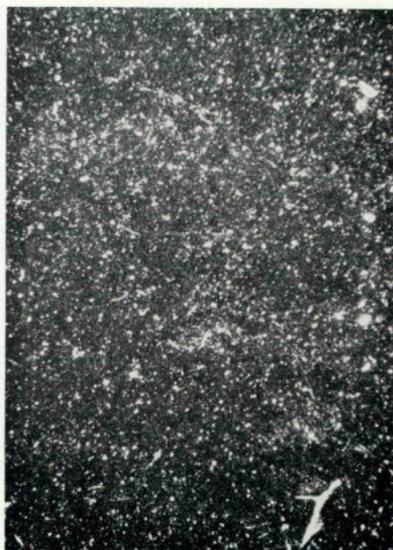
1



3



2



4

PLANCHE 37

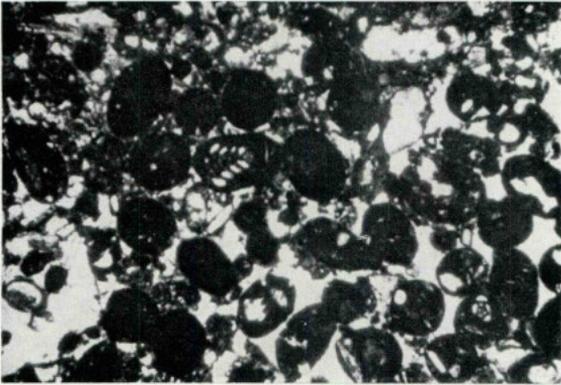
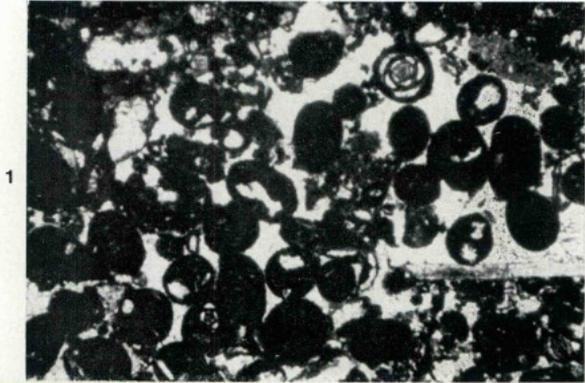
Région de Lisbonne.

Cénomaniens supérieur, zone supérieure.

1-2 — Calcaire graveleux, bioclastique, ciment argileux, plages de calcite spathique ($\times 16$);
sommet des calcaires à Rudistes. Val d'Alcantara, Quinta da Pimenteira.

Cénomaniens supérieur, zone inférieure.

3 — Calcaire graveleux, bioclastique, à ciment de calcite spathique et *Præalveolina gr.*
cretacea remaniée. Val d'Alcantara.



2

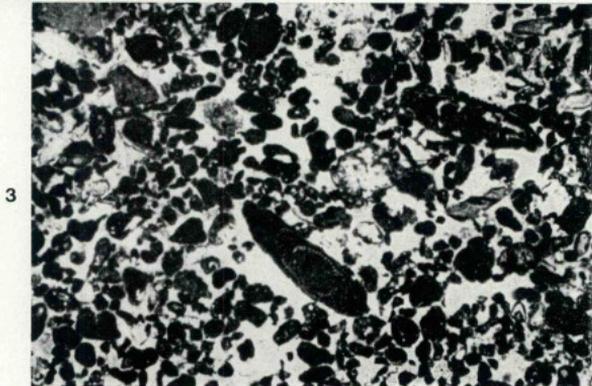


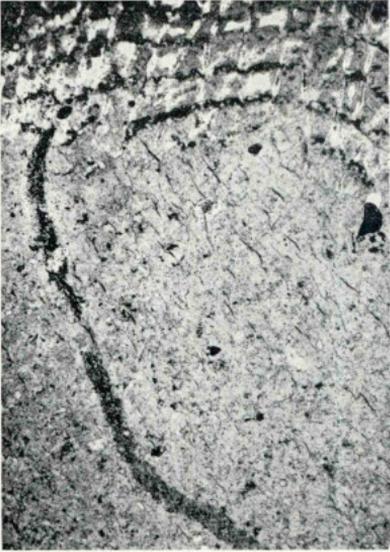
PLANCHE 38

Région de Lisbonne.

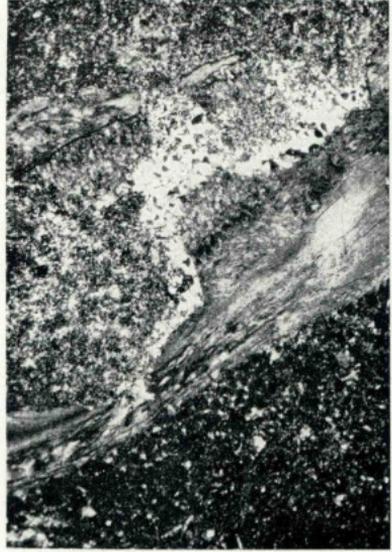
Cénomaniens supérieur, zone supérieure.

- 1 — Calcaire argileux à Rudistes coalescents, en grande partie silicifié ($\times 13$). Ajuda.
- 2 — Calcaire argileux, parfois bioclastique, à rares Miliolidés, presque entièrement silicifié (chaille) ($\times 13$). Cacém.
- 3 — Calcaire argileux, bioclastique par place, à Ostréidés rares, en partie silicifié ($\times 20$). Calhariz de Benfica.
- 4 — Calcaire argileux, bioclastique par place, à *Nummoloculina heimi* rare, en partie silicifié ($\times 13$). Ajuda.

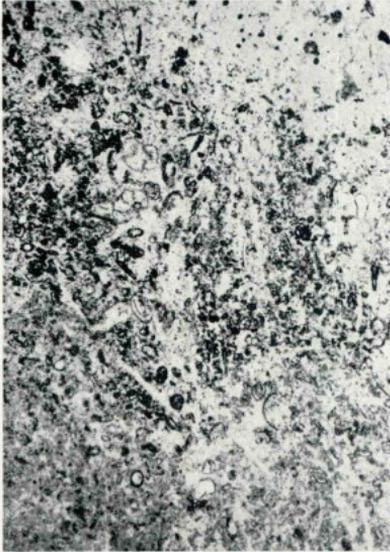
N. B. Les zones silicifiées sont les plus blanches sur les photographies.



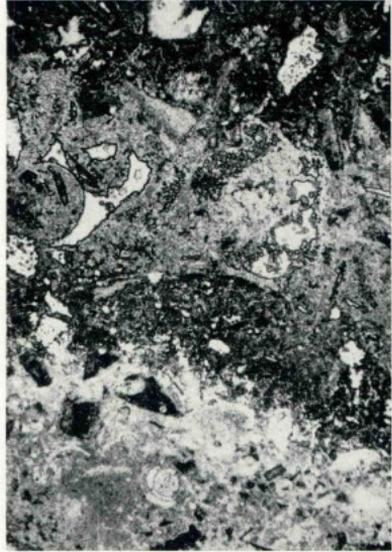
1



3



2



4

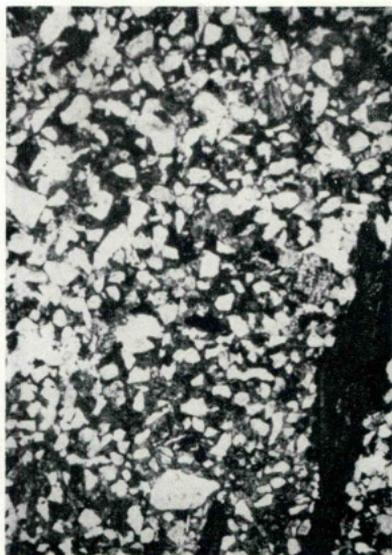
PLANCHE 39

Région au nord de Lisbonne.
Cénomaniens moyen.

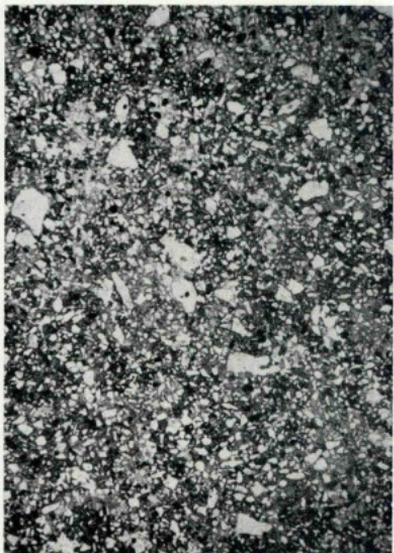
- 1 — Calcaire gréseux, bioclastique, à débris d'Ostréidés ($\times 13$). Runa.
- 2-3 — Grès marneux un peu graveleux ($\times 13$). Vila Nova d'Ourém — Caldelas — Caranguejeira
- 4 — Marne gréseuse bioclastique ($\times 13$). Cós.



1



3



2



4

PLANCHE 40

Région au nord de Lisbonne.
Cénomanién moyen.

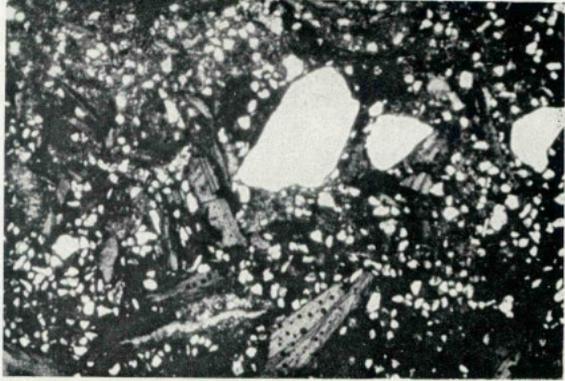
1 — Grès marneux, graveleux, à Ostréidés ($\times 13$). Runa.

2 — Grès marneux, graveleux, à Ostréidés ($\times 13$). Nazaré.

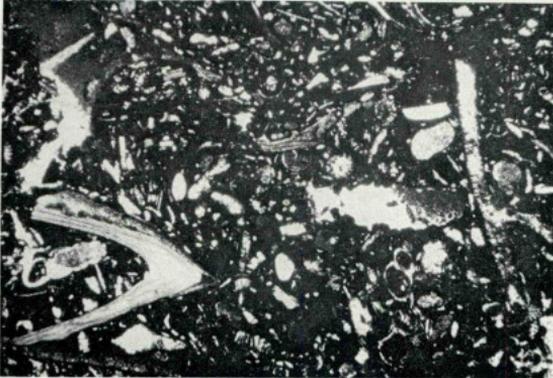
3 — Marne un peu gréseuse, bioclastique, à gros débris de Lamellibranches, Gastéropodes, Echinodermes. En association: *Pseudocyclammia rugosa*, *Charentia cuvillieri* ($\times 13$), Leiria — Caranguejeira, Cós.



1



2



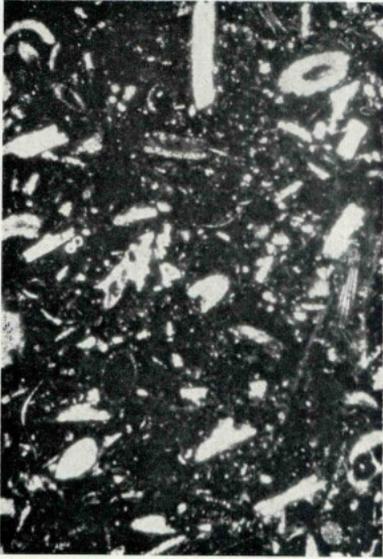
3

PLANCHE 41

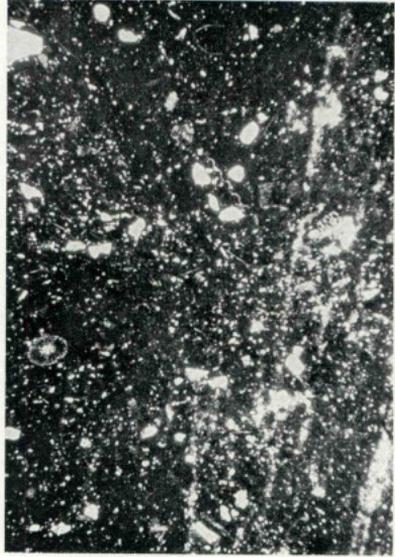
Région au nord de Lisbonne.

Cénomanién moyen.

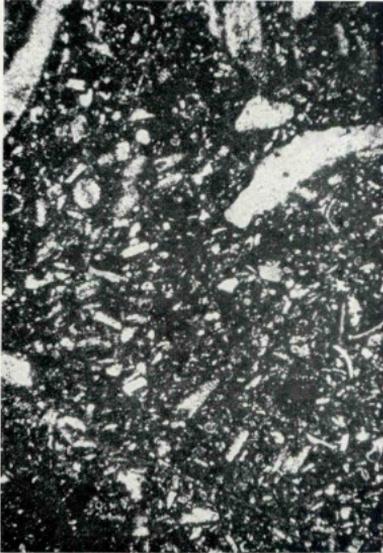
- 1 — Calcaire argileux, bioclastique (biomicrite), à Algues abondantes. En association: *Pseudocyclamina rugosa*, *Praealveolina simplex*, *Praealveolina iberica* ($\times 13$). Cós.
- 2 — Calcaire argileux, bioclastique (biomicrite), à Algues abondantes. En association: *Pseudocyclamina rugosa* ($\times 13$). Caranguejeira.
- 3 — Calcaire argileux, finement bioclastique, à grains de quartz épars ($\times 13$). Nazaré.
- 4 — Calcaire argileux, bioclastique, à grains de quartz épars et tubes d'Annélides ($\times 13$). Caranguejeira — Olival.



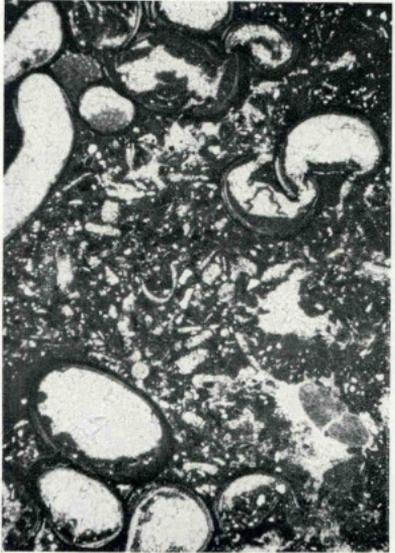
1



3



2



4

PLANCHE 42

Région au nord de Lisbonne.
Cénomaniens moyen.

- 1 — Calcaire argileux à lits d'éléments bioclastiques fins et grains de quartz ($\times 13$). Carvalhães.
- 2 — Calcaire argileux, à lits d'éléments bioclastiques fins et de grains de quartz, avec figure d'enfoncement de ces lits par thixotropie ($\times 13$). Carvalhães.
- 3 — Calcaire argileux bioclastique à lits formés de valves d'Ostracodes et très petits grains de quartz ($\times 13$). Cós.
- 4 — Calcaire argileux bioclastique à lits formés de valves d'Ostracodes et de très petits grains de quartz ($\times 13$). Carvalhães.

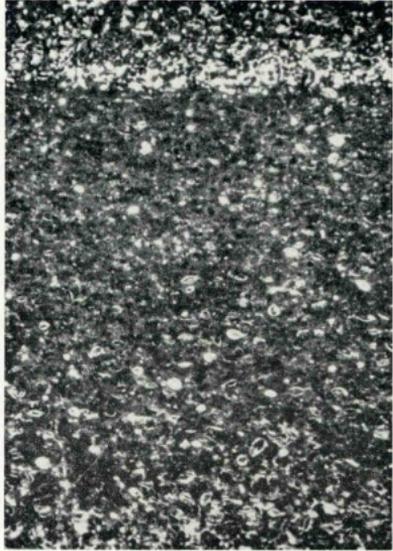
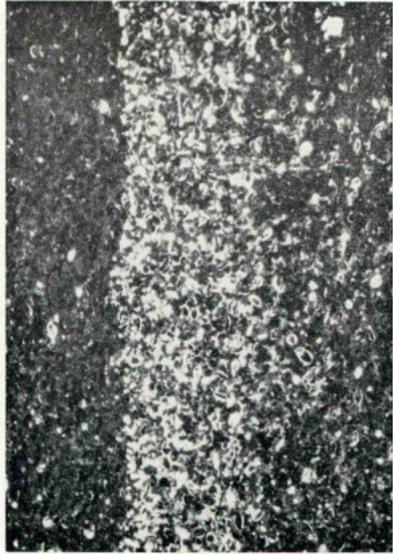


PLANCHE 43

Région au nord de Lisbonne.

Cénomanién moyen.

- 1 — Calcaire argileux, bioclastique, à grands débris recristallisés de Gastéropodes et Lamellibranches (biomicrudite). En association: *Pseudocyclammia rugosa* ($\times 13$). Caranguejeira — Olival.
- 2 — Même microfaciès ($\times 13$). Cós.
- 3 — Calcaire argileux un peu gréseux à sections d'Ostréidés abondants ($\times 13$). Carvalhães.
- 4 — Calcaire argileux à grains de quartz épars, sections d'Ostréidés abondants. En association *Pseudocyclammia rugosa* ($\times 13$). Runa.



1



3



2



4

PLANCHE 44

Région au nord de Lisbonne.

Cénomannien moyen.

- 1 — Calcaire graveleux, bioclastique, à ciment de calcite cristalline (biocalcarénite, intrabiosparrite). Runa.
- 2 — Calcaire un peu argileux, à gros quartz épars, ciment de calcite cristalline, bioclastique, à gros débris usés d'Ostréidés (biocalcirudite, biosparrudite) ($\times 13$). Runa.



1



2

PLANCHE 45

Région au nord de Lisbonne.

Cénomannien supérieur, zone inférieure.

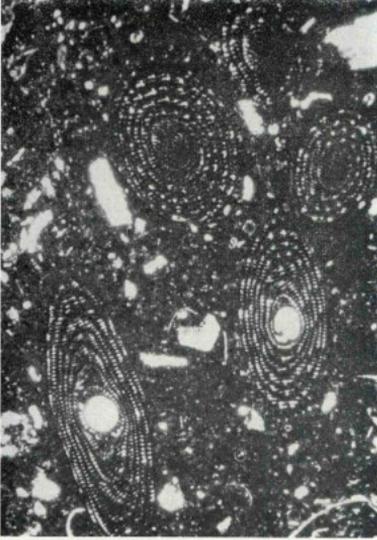
1 — Calcaire argileux, à *Praealveolina gr. cretacea* dont *P. cretacea tenuis* ($\times 13$). Cós.

2 — Calcaire argileux, bioclastique (biomicrite), à Ostréidés donc *Exogyra columba*. En association: *Pseudocyclamina rugosa*, *Praealveolina gr. cretacea* rare ($\times 13$). Runa, Nazaré, Caranguejeira.

Cénomannien supérieur, zone supérieure.

3 — Calcaire argileux, bioclastique (biomicrite), à Algues abondantes (*Permocalculus irenae*, *Heteroporella lepina*), rares débris de Rudistes ($\times 13$); niveau intercallé dans la masse des calcaires à Rudistes. Cós — Caranguejeira.

4 — Même microfaciès ($\times 13$). Nazaré.



1



3



2



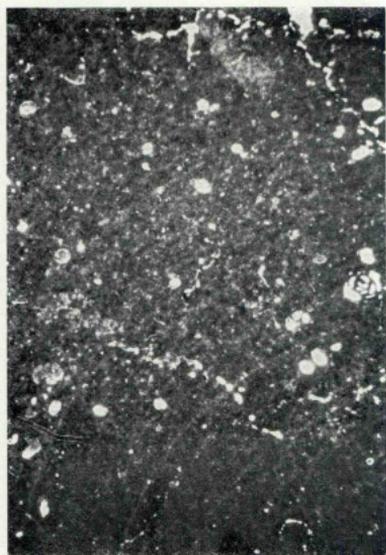
4

PLANCHE 46

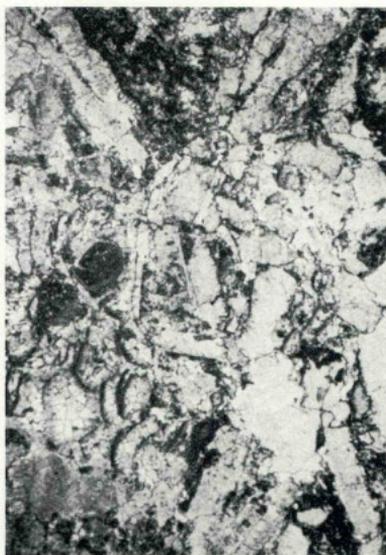
Région au nord de Lisbonne.

Cénomanien supérieur, zone supérieure.

- 1 — Calcaire argileux, à Foraminifères planctoniques indéterminables et Miliolidés ($\times 13$).
Puna.
- 2 — Calcaires argileux, à Rudistes et Polypiers coloniaux ($\times 13$). Caranguejeira.
- 3-4 — Calcaire argileux, bioclastique, à débris de Rudistes abondants, peu usés ($\times 13$). Nazaré,
Cós, Carvalhães, Caranguejeira.



1



3



2



4

PLANCHE 47

Région au nord de Lisbonne.

Cénomaniens supérieur, zone supérieure (sommet des calcaires à Rudistes).

Calcaire graveleux, bioelastique, à Rudistes remaniés, ciment de calcite cristalline (calcarénite, biocalcarénite — intrasparrite, intrabiosparrite).

1 — Cós (×13).

2 — Cós (×13).

3 — Nazaré (×13).

4 — Nazaré (×13).

- 1945 — TEIXEIRA, C. — *Nymphécées fossiles du Portugal*. 13 p., 4 est.
- 1947 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune Jurassique du Portugal: — Brachiopodes*. 46 p., 19 est. Publicação póstuma. (Coordenação e preâmbulo por C. TEIXEIRA.)
- 1948 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa*. I.ª parte. 119 p., 45 est.
- 1949 — RIBEIRO, C. — *Vues de la côte portugaise entre l'estuaire de la rivière de Maceira et Pedra do Frade à l'Ouest de Cezimbra*. 3 p., 13 est. Publicação póstuma. (Coordenação e texto de G. ZBYSZEWSKI.) Esgotada.
- 1949 — ZBYSZEWSKI, G. — *Les vertébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne*. 77 p., 22 est.
- 1949 — MENDES CORREIA, A. & TEIXEIRA, C. — *A jazida pré-histórica de Eira Pedrinha (Condeixa)*. 65 p., 16 est.
- 1950 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa*. II.ª parte. 33 p., 13 est.
- 1951 — CHOFFAT, P. — *Planches et coupes géologiques de la région éruptive au Nord du Tage*. 3 p., 23 est. 1 carte. Publicação póstuma. (Coordenada e apresentada por A. DE CASTELO BRANCO.)
- 1952 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Esboços geológicos da parte ocidental de Angola*. Publicação póstuma. (Texto explicativo por M. MONTENEGRO DE ANDRADE.) 12 p., 8 est., 2 cartas.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (Nova Série)

- 1953 — BERGOUNIOUX, F. M., ZBYSZEWSKI, G. & CROUZEL, F. — *Les Mastodontes miocènes du Portugal*. 139 p., 60 est. (Mem. n.º 1.)
- 1957 — LAPPARENT, A. F. DE & ZBYSZEWSKI, G. — *Les Dinosauriens du Portugal* — 64 p., 36 est. (Mem. n.º 2.)
- 1959 — ZBYSZEWSKI, G. — *Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha*. 184 p., 11 est., 1 carta geológ. (Mem. n.º 3.)
- 1959 — CASTELO BRANCO, A. DE, ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., VEIGA FERREIRA, O. DA, TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F., MACHADO, F., NASCIMENTO, J. M., DENIZ, A. F. & TAZIEFF, H. — *Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos*. 104 p., 5 quadros, 2 cartas geológ. (Mem. n.º 4.) Contém, em carteira, *Notícia explicativa da folha Faial (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1:25 000* por G. ZBYSZEWSKI, F. MOITINHO DE ALMEIDA, O. DA VEIGA FERREIRA & C. TORRE DE ASSUNÇÃO.
- 1959 — REAL, F. — *Intrusões Kimberlíticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karroo de Angola*. 118 p., II fig., 36 est. Contém, em carteira, 3 esboços geológicos. (Mem. n.º 5.)
- 1960 — SUNAGAWA, I. — *Growth and etch features of hematite crystals from the Azores Islands, Portugal*. 47 p., 17 fig., 21 est. (Mem. n.º 6.)
- 1961 — RUGET-PERROT, CH. — *Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage*. 197 p., 11 est., 3 cartas. (Mem. n.º 7.)
- 1961 — LEISNER, V., ZBYSZEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. DA — *Les grottes artificielles de Casal Pardo (Palmela) et la culture du vase campaniforme*. 62 p., 22 est. (Mem. n.º 8.)
- 1962 — CUNHA, J. C., MACHADO, F., RICHARDS, A. F., HERSEY, J. B., MC GUINNESS, W. T., ZBYSZEWSKI, G., VEIGA FERREIRA, O. DA, CAMPOS, V. S. & GARCIA, J. A. S. — *Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos (Deuxième partie)*. 54 p., 11 fig., 13 est. (Mem. n.º 9.)
- 1962 — ASSUNÇÃO, C. F. TORRE DE — *Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento*. 73 p., 12 est. (Mem. n.º 10.)
- 1965 — CARVALHOSA, A. BARROS — *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. 132 p., 9 fig., 1 carta, 9 est. (Mem. n.º 11.)
- 1966 — FERREIRA, O. DA VEIGA — *La culture du vase campaniforme au Portugal*. 123 p., 16 fig., 24 est. (Mem. n.º 12.)
- 1967 — ANTUNES, M. TELLES — *Um Mesosauquiano do Liasico de Tomar (Portugal). Considerações sobre a origem dos Crocodilos*. 66 p., 10 fig., 6 est. (Mem. n.º 13.)
- 1968 — KÜHNE, W. G. & KREBS, B. — *Contribuição para a fauna do Kimeridgiano da mina de lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. I Parte 53 p., 25 fig. (Mem. n.º 14.)
- 1968 — CARVALHO, A. M. GALOPIM DE — *Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo*. 217 p., 26 fig., 20 est. (Mem. n.º 15.)
- 1969 — LEISNER, V., ZBYSZEWSKI, G., FERREIRA, O. V. — *Les Monuments préhistoriques de Praia das Maças et de Casainhos*. 100 p., 36 est. (Mem. n.º 16.)
- 1971 — HAHN, G., HELMDACH, F. F. — *Contribuição para o conhecimento da fauna do Kimeridgiano da mina de lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. II Parte. III — *The dentition of the Paulchoffatiidae (Multituberculata, Upper Jurassic)*. IV — *Stratigraphy and Ostracod — Fauna from the Doal Mine Guimarota (Upper Jurassic)*. (88 p., 43 fig., 4 est., 4 estend.) (Mem. n.º 17.)
- 1971 — GONÇALVES, FRANCISCO — *Subsídios para o Conhecimento Geológico do Nordeste Alentejano*. 62 pag., 4 fig., 2 estend., VII est. (Mem. n.º 18.)
- 1971 — RAMALHO, MIGUEL M. — *Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)*. 218 p., 11 fig., 7 estend., 39 est. (Mem. n.º 19.)
- 1972 — ANTHONIOZ, P. M. — *Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (NE du Portugal): étude pétrographique et structurale*, 192 p., 57 fig., 8 estend., 12 est. (Mem. n.º 20.)
- 1972 — REY, J. — *Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal)*. (Mem. n.º 21.) (No prelo.)
- 1973 — SEIFFERT, J., THULBORN, R. A. & BRÂM, H. — *Contribuição para o conhecimento da fauna do Kimeridgiano da mina de lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. III Parte. (Mem. n.º 22.) (No prelo.)

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1892-1899)

- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Classe des Céphalopodes. 1^{re} série. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras.* 82 p., 20 est. Esgotada.
- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Mollusques lamelibranches. Premier ordre. Siphonida.* 1^{re} livraison, 30 est. Esgotada.
- 1894 — SAPORTA, M. — *Flore fossile du Portugal; — Nouvelles contributions à la flore mésozoïque.* Accompagnés d'une notice stratigraphique par PAUL CHOFFAT. 288 p., 40 est. Esgotada.
- 1896 — LORJOL, P. DE — *Description des Echinodermes terribres du Portugal.* Accompagnée d'un tableau stratigraphique par J. C. BERKELEY COTTER. 50 p., 13 est. Esgotada.
- 1897 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silúrica de Portugal; — Novas observações acerca de Lichas (Uralichas) ribeiro.* 35 p., 4 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1897-98 — SAUVAGE, H. E. — *Vertébrés fossiles du Portugal; — Contributions à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique.* 48 p., 10 est. Esgotada.
- 1898 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal; — Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues. 2^{me} série: — Les Ammonées du Bellasien des couches à Neolobites Vibrayeanus, du Turonien et du Sénonien.* 46 p., 20 est. Esgotada.

MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1899-1901)

- 1900 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal; — Deuxième étude: — Crétacique supérieur au Nord du Tage.* 287 p., 11 est. Esgotada.

MEMÓRIAS DA COMISSÃO DO SERVIÇO GEOLÓGICO DE PORTUGAL (1901-1918)

- 1901-1902 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues. 3^{me} série: — Mollusques du Sénonien à facies fluvio-marin.* 18 p., 2 est.; 4^{me} série — *Espèces diverses et table des quatre séries.* 67 p., 16 est. Esgotada.
- 1903 — CHOFFAT, P. — *Contributions à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. I; — Le Crétacique Conducia.* 31 p., 9 est. Esgotada.
- 1903-1904 — DOLLFUS, G. F., BERKELEY COTTER, J. C. & GOMES, J. P. — *Mollusques tertiaires du Portugal; — Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécyodes, laissées par F. A. PEREIRA DA COSTA, accompagnés d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique.* 120 p., 1 quadro estratigráfico, 1 retrato e 27 est.
- 1904-1905 — KOPY, F. — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Polyptiers du Jurassique supérieur. Avec notice stratigraphique par P. CHOFFAT.* 168 p., 30 est. Esgotada.
- 1905 — CHOFFAT, P. — *Contribution à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. II; — Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola.* 48 p., 4 est. Esgotada.
- 1907 — ROMAN, F. & TORRES, A. — *Le Néogène continental dans la basse vallée du Tage (rive droite).* Avec une note sur les empreintes végétales de Pernes par M. FLICHE. 109 p., 6 est. Esgotada.
- 1908 — CHOFFAT, P. — *Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida.* 89 p., 10 est. Esgotada.
- 1908 — NERY DELGADO, J. F. — *Système silurique du Portugal; — Étude de stratigraphie paléontologique.* 247 p., 8 est. 1 quadro estratigráfico. Esgotada.
- 1909 — DOLLFUS, G. & BERKELEY COTTER, J. C. — *Mollusques tertiaires du Portugal; — Le Pliocène au Nord du Tage (Plaisancien). 1^{re} partie, Pélécyoda. Précédé d'une notice géologique.* 103 p., 9 est. Esgotada.
- 1910 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrains paléozoïques du Portugal; — Étude sur les fossiles des schistes à Nérètes de San Domingos et des schistes à Nérètes et à Graptolites de Barrancos.* (Obras póstuma.) 68 p., 51 est. Esgotada.
- 1911 — CHOFFAT, P. & BENSÁUDE, A. — *Études sur séisme du Ribatejo du 23 avril 1909.* 146 p., 4 est, 2 cartas. Esgotada.
- 1912 — CHOFFAT, P. & BENSÁUDE, A. — *Estudos sobre o sismo do Ribatejo de 23 de Abril de 1909.* (Versão do original francês.) Esgotada.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1918-1952)

- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *O terramoto do 1.º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo demográfico. Vol. I. Distritos de Faro, Beja e Évora.* p. 1 a 278, 7 est. Esgotada.
- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. II. Distritos de Santarém e Portalegre,* pp. 279 a 474, 5 est. Esgotada.
- 1928 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. III. Distrito de Lisboa,* pp. 475 a 950, 5 grav. e 6 est.
- 1932 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem. Vol. IV. Distritos de Leiria, Castelo Branco, Coimbra, Guarda, Aveiro e Viseu.* pp. 951 a 1014. (Com uma notícia necrológica sobre o autor.)
- 1937-38 — FREIRE DE ANDRADE, C. — *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura.* 249 p., 7 esb. geol., 1 carta tectónica na escala de 1:1 000 000. (Com um sumário em inglês à parte.)

MEMÓRIAS DA COMISSÃO GEOLÓGICA DE PORTUGAL (1857-1869)

- 1865 — GOMES, B. A. — *Vegetais fósseis; — Flora fóssil do terreno carbonífero das vizinhanças do Porto, Serra do Bussaco e Moinho d'Ordem, próximo de Alcaccer do Sal.* 46 p., 6 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1865 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Da existência do homem em épocas remotas no valle do Tejo; — Notícia sobre os esqueletos humanos descobertos no Cabeço da Arruda.* 40 p., 7 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1866 — RIBEIRO, C. — *Estudos geológicos; — Descrição do terreno quaternário das bacias dos rios Tejo e Sado.* 164 p., 1 carta. (Com versão francesa por Dalhuny.) Esgotada.
- 1866-67 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Molluscos fósseis; — Gasteropodes dos depósitos terciários de Portugal.* 2 fasc. 263 p., 28 est. (Com versão francesa por Dalhuny.) Esgotada.
- 1867 — NERY DELGADO, J. F. — *Estudos geológicos; — Da existência do homem no nosso solo em tempos mui remotos provada pelo estudo das cavernas; — Notícia ácerca das grutas de Cesareda.* 133 p., 3 est. (Com versão francesa por Dalhuny.) Esgotada.
- 1867 — RIBEIRO, C. — *Estudos geológicos; — Memória sobre o abastecimento de Lisboa com águas da nascente e água do rio.* 119 p. Esgotada.
- 1868 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Monumentos prehistóricos; — Descrição de alguns dolmens ou antas de Portugal.* 97 p., 3 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.

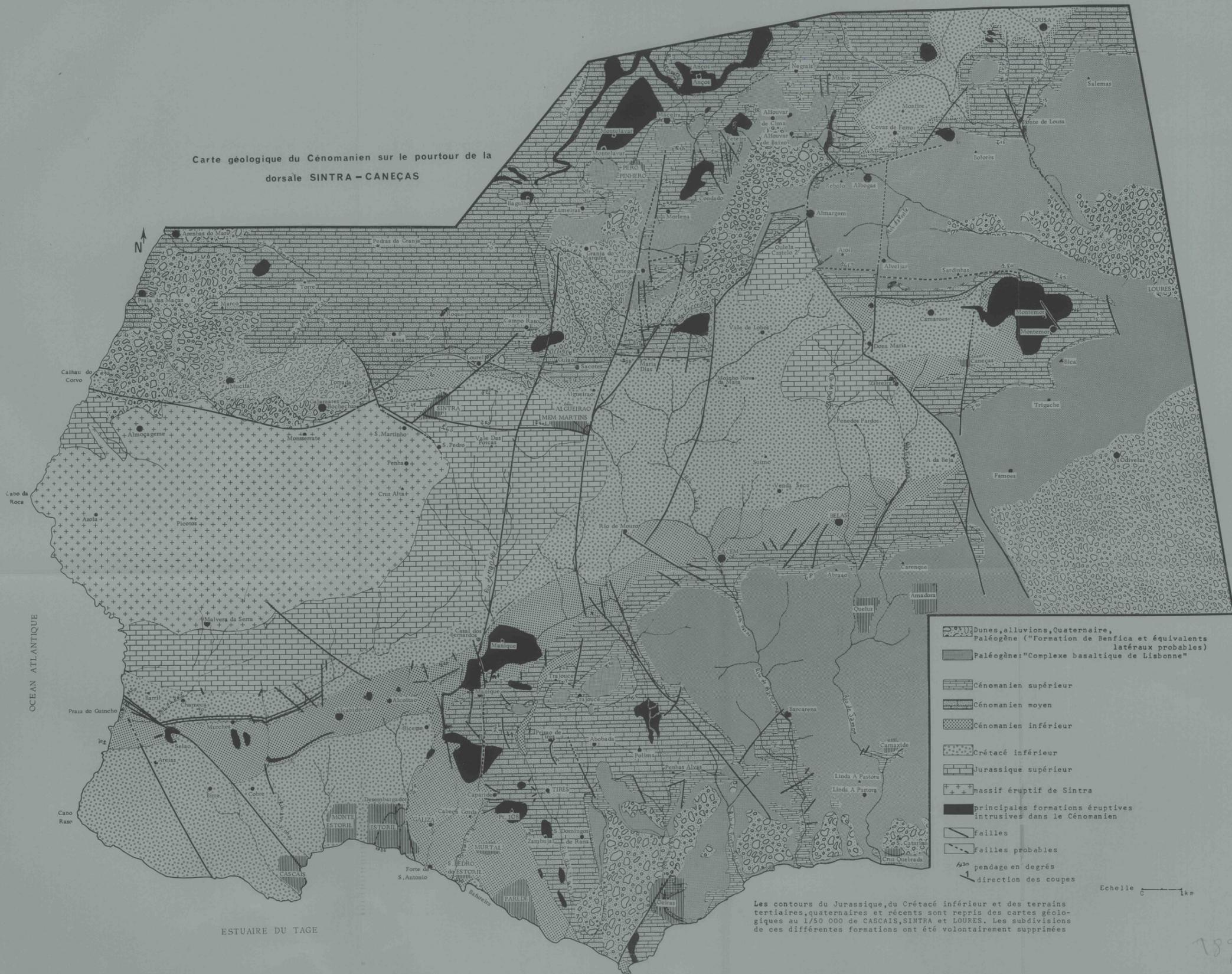
MEMÓRIAS DA SECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1869-1886)

- 1871 — RIBEIRO, C. — *Descrição de alguns sílex e quartzites lascados encontrados nas camadas dos terrenos terciário e quaternário das bacias do Tejo e Sado.* 57 p., 10 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1876 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozóicos de Portugal; — Sobre a existência do terreno siluriano no Baixo Alentejo.* 35 p., 2 est., 1 carta. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1878 — RIBEIRO, C. — *Estudos prehistóricos em Portugal; — Notícia de algumas estações e monumentos prehistóricos, 1.ª vol.* 72 p., 21 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1880 — Idem — *Idem, 2.ª vol.* 86 p., 7 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1880 — CHOFFAT, P. — *Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal; — Le Lias et le Dogger au Nord du Tage.* (XII + 72) p.
- 1881 — VASCONCELOS PEREIRA CABRAL, F. A. DE — *Estudos de depósitos superficiais da bacia do Douro.* 88 p., 3 est.
- 1881 — HEER, O. — *Contribution à la flore fossile du Portugal.* 51 p., 29 est. Esgotada.
- 1885 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude; — Contrées de Cintra, Belas et de Lisbonne,* 76 p., 3 est. Esgotada.
- 1885 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozóicos de Portugal; Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do sistema silurico de Portugal.* 111 p., 43 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1886 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I; — Espèces nouvelles ou peu connues.* 1^{re} série, 40 p., 18 est. Esgotada.

MEMÓRIAS DA COMISSÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1886-1892)

- 1885-88 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Mollusques lamellibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae.* 1^{re} et 2^{me} livraison, 76 p., 19 est. Esgotada.
- 1887-88 — LORIOL, P. DE — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. II; — Description des Echinodermes.* 2 fasc., 124 p., 22 est. Esgotada.
- 1887-88 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozóicos de Portugal; — Estudo sobre os Bilobites e outros fósseis das quartzites da base do sistema silurico de Portugal.* Suplemento — 76 p., 12 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1888 — LIMA, W. DE — *Flora fóssil de Portugal; — Monographia do género Dicranophyllum (Sistema Carbonico).* 14 p., 3 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.
- 1889 — CHOFFAT, P. — *Étude géologique du tunnel du Roccio. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne.* Avec un article paléontologique par J. C. BERKELEY COTTER et un article zoologique par ALBERT GIRARD. 106 p., 7 est. Esgotada.
- 1890-91 — LORIOL, P. DE — *Description de la faune jurassique du Portugal; — Embranchement des Echinodermes.* 179 p., 29 est. Esgotada.
- 1892 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal; — Descrição de uma forma nova de Trilobite, Lichas (Uralichas) ribeiro.* 31 p., 6 est. (Com tradução em francês.) Esgotada.

Carte géologique du Cénomanién sur le pourtour de la dorsale SINTRA - CANEÇAS



- Dunes, alluvions, Quaternaire, Paléogène ("Formation de Benfica et équivalents latéraux probables")
- Paléogène: "Complexe basaltique de Lisbonne"
- Cénomanién supérieur
- Cénomanién moyen
- Cénomanién inférieur
- Crétacé inférieur
- Jurassique supérieur
- Massif éruptif de Sintra
- principales formations éruptives intrusives dans le Cénomanién
- failles
- failles probables
- 1/30 pendage en degrés
- direction des coupes

Les contours du Jurassique, du Crétacé inférieur et des terrains tertiaires, quaternaires et récents sont repris des cartes géologiques au 1/50 000 de CASCAIS, SINTRA et LOURES. Les subdivisions de ces différentes formations ont été volontairement supprimées

Echelle 0 1 km

189-2

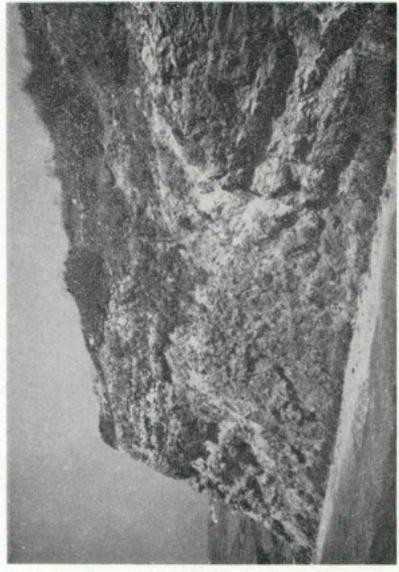
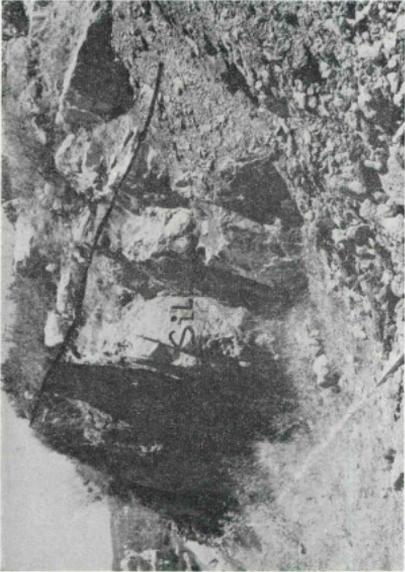
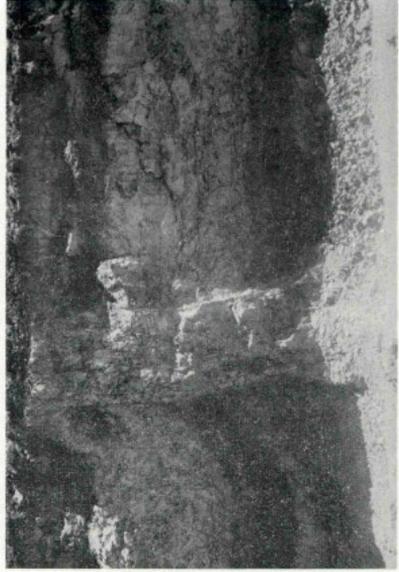
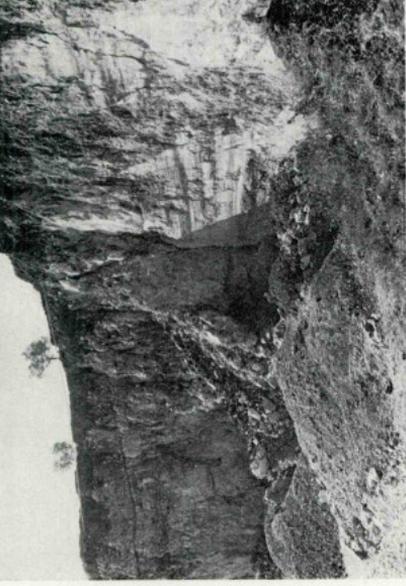


PLANCHE 67

Formations éruptives intrusives:

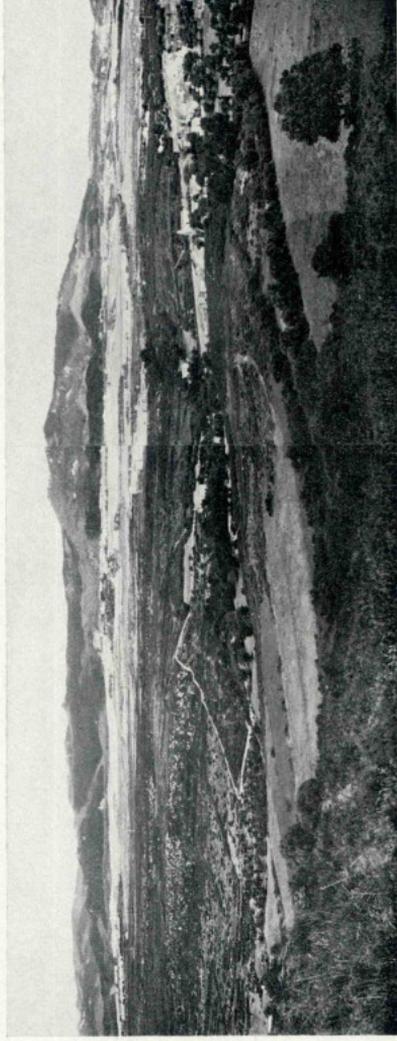
- 1 — Dyke traversant le Cénomanién moyen basal;
Cacém (Bela Vista) à proximité du carrefour de la R. N. 249 et de la route de Paço d'Arcos.
- 2 — Sill dans les calcaires argilo-dolomitiques du sommet du Cénomanién moyen au-dessus de Idanha (près de Belas).
- 3 — Dyke traversant le Crétacé inférieur; 3 km au Nord de Ericeira sur la route de Ribamar.
- 4 — Dyke traversant les formations terminales du Crétacé inférieur; Atrozela près d'Alcabideche.



1



2



3

PLANCHE 66

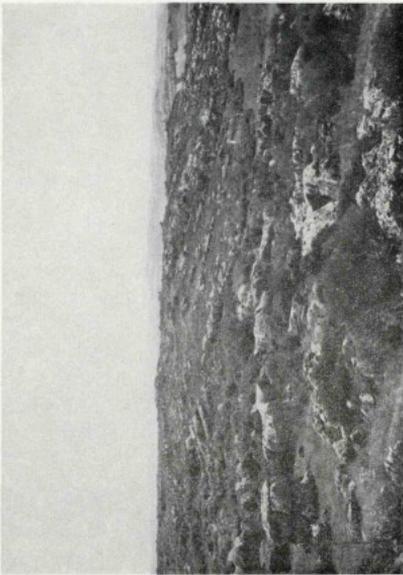
- 1 — Carrière près du Fort du Monsanto (Lisbonne): plan de faille cisailante dans les calcaires à Rudistes. La limite entre les calcaires lapiazés et les tufs du «Complexe basaltique» de Lisbonne est aussi nettement visible.
- 2 — Pied du pic «Bica» près de Montemor (entre Caneças et Loures): contact des calcaires à Rudistes lapiazés et des tufs du «Complexe basaltique» de Lisbonne.
- 3 — Le versant Sud de la serra de Sintra (en pente douce), vu du pic de Manique. Au premier plan le Casal dos Bernardos et Manique de Cima.



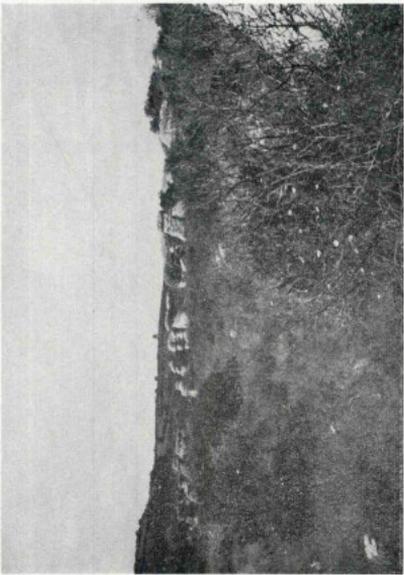
1



4



2



3

PLANCHE 65

- 1 — Calcaire à Rudistes très redressé à proximité de la faille limitant, au Nord, l'affleurement de Palmeiras près de Cortegaça (bassin de Coutim Afonso-Alfouvar).
- 2 — Anticlinal peu accentué dans les calcaires à Rudistes, colline du Musco près de Negráis.
- 3 — Champ de lapiés fossiles dégagés par l'érosion dans la zone inférieure du Cénomanién supérieur à proximité de Negráis.
- 4 — Bancs d'Huitres recouverts de mud-cracks, crique de Santo António à S. João do Estoril. (Cénomanién inférieur).

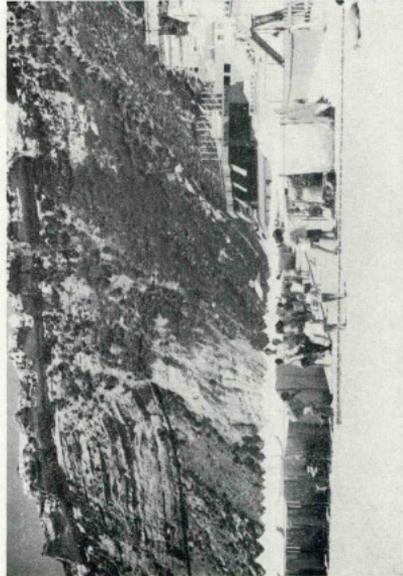
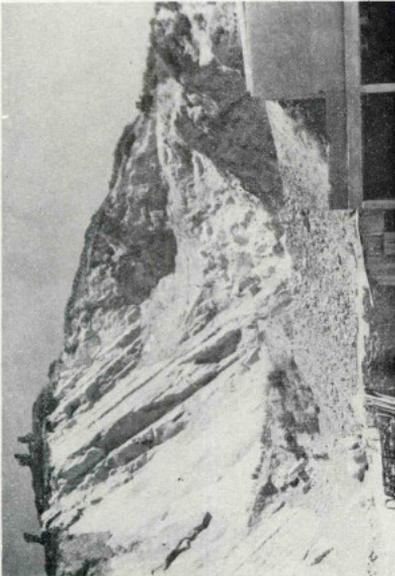
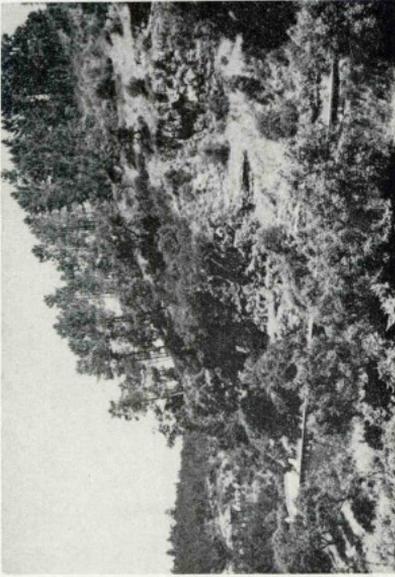
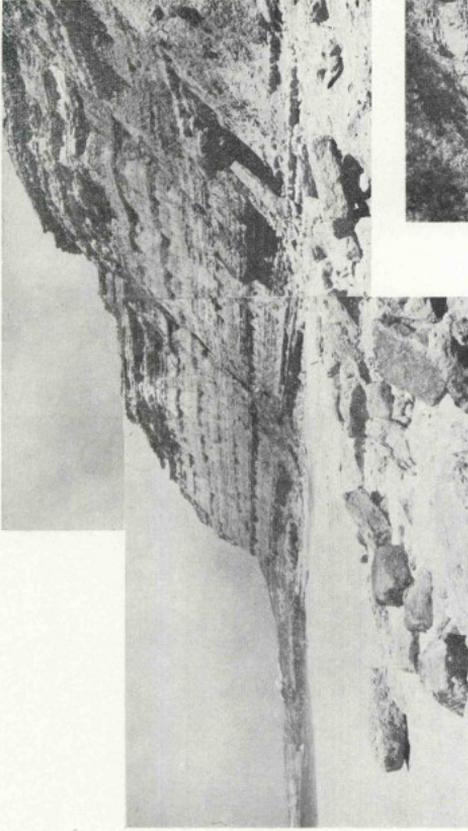
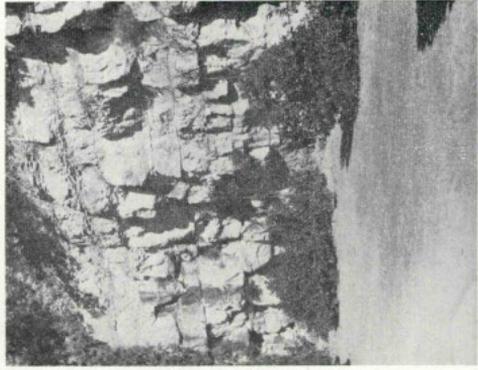


PLANCHE 64

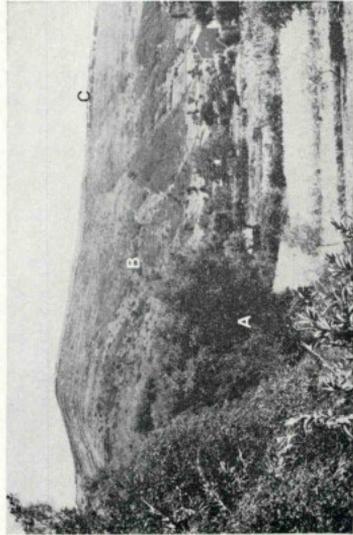
- 1 — Carrière dans le Cénomanién supérieur, zone supérieure.
Runa, flanc du Barrigudo.
- 2 — Le Cénomanién supérieur, zone supérieure, entre Caranguejeira et le carrefour de la route de Souto do Meio.
- 3 — Le Cénomanién vu de la plage de Nazaré.
Le trait noir indique la limite entre les grès «bellasiens» et le Cénomanién moyen.
Les calcaires à Rudistes forment un surplomb bien visible.
- 4 — Affleurement du phare de Nazaré.
P. — Paléogène.
a, b, c — Turonien inférieur (sable et grès au-dessus des formations calcaires à Rudistes).



1



3



2

PLANCHE 63

- 1 — Vue de la Praia da Vide, vers la Foz de Falcão et Ericeira.
Falaise dans les premiers niveaux du Cénomanien inférieur. (Altitude de la falaise: 70 m environ).
- 2 — Vue de la colline du Salemas depuis le pont de Torre Pequena (Lousa).
 - A — Cénomanien inférieur.
 - B — Cénomanien moyen.
 - C — Cénomanien supérieur.
- 3 — Affleurement près du Viaduc Duarte Pacheco (Monsanto, Lisbonne). Cénomanien supérieur, zone inférieure.

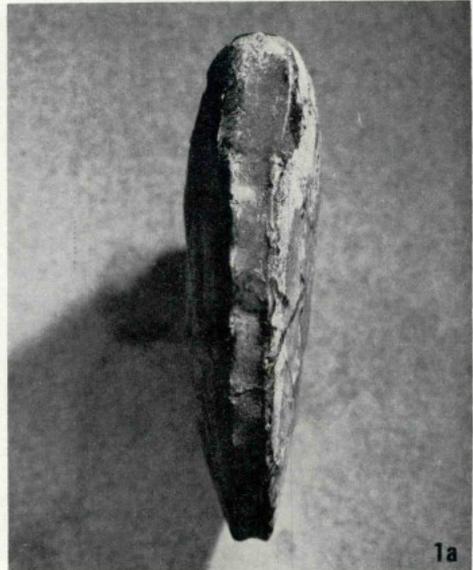
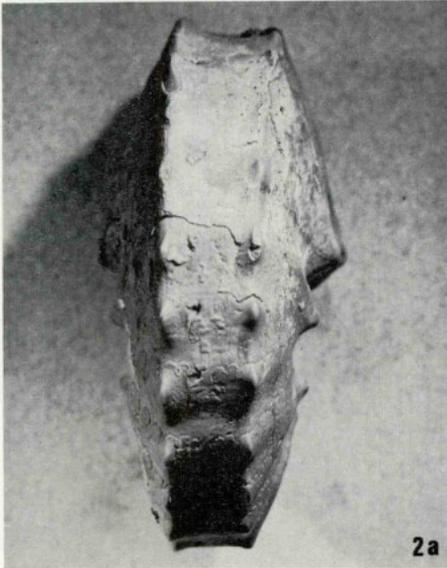
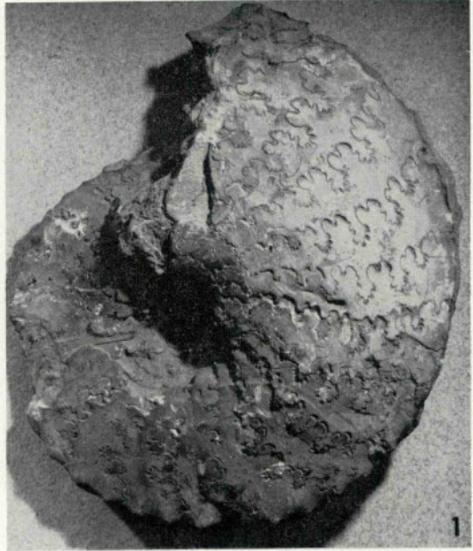
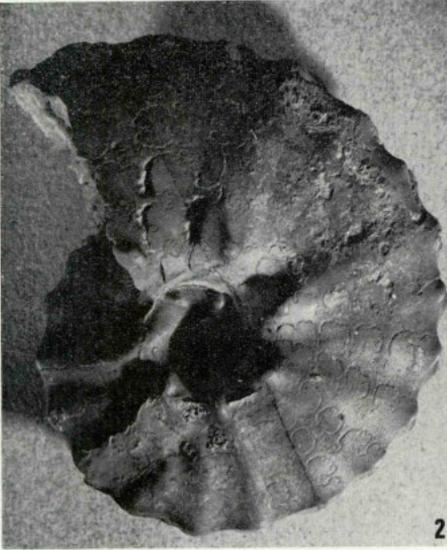


PLANCHE 62

- 1-1a — *Knemiceras uhligi* CHOFFAT (×1).
Échantillon trouvé sur la plage de Praia da Vide. (Coupe III, LISBONNE). Base du
Cénomanién inférieur. Échantillon, collection du Serv. Géol. Portugal.
- 2-2a — *Knemiceras aegyptiacum* MAHMOUD 1955 (×1).
= *Knemiceras uhligi* DOUVILLÉ 1910.
= *Knemiceras douvillei* BREISTROFFER 1942 (nomen nudum).
Échantillon, collection de l'École des Mines de Paris.

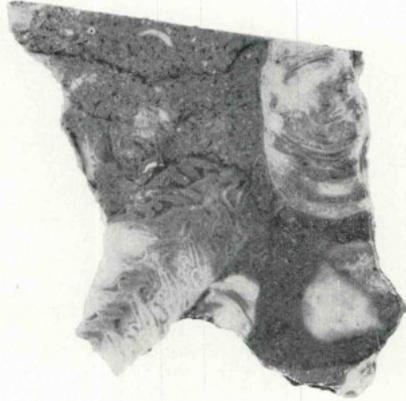


PLANCHE 61

- 1-2 — *Nerinea d'almeida* BERTHOU-TERMIER.
Cénomanien inférieur, zone supérieure, Casal do Marmelo près Trajouce (LISBONNE).
- 3 — *Nerinea olisiponensis* SHARPE.
Cénomanien inférieur, zone inférieure, Baforeira (LISBONNE).
- 4 — *Nerinea olisiponensis* SHARPE.
Cénomanien supérieur, zone supérieure (LISBONNE).
- 5 — *Nerinea olisiponensis* SHARPE.



PLANCHE 60

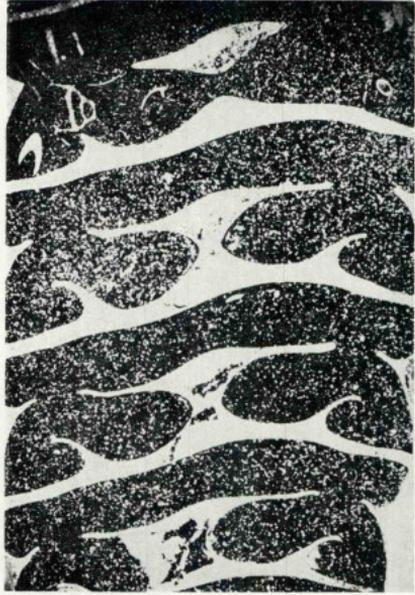
1-2-3-4 — *Nerinea schiosensis* PIRONA.

Cénomaniens supérieur, zone supérieure (LISBONNE).

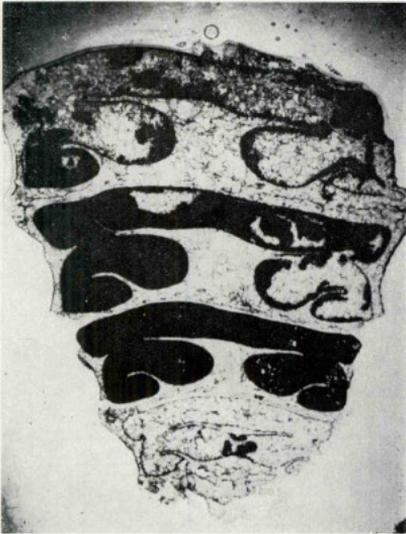
5 — *Nerinea* sp. Cénomaniens supérieur, zone supérieure (LISBONNE).



1



3



2

PLANCHE 59

1-2-3 — *Nerinea titan* SHARPE.

Cénomanién inférieur, zone inférieure, Baforeira (LISBONNE). Échantillon, collection du Serv.
Géol. Portugal.

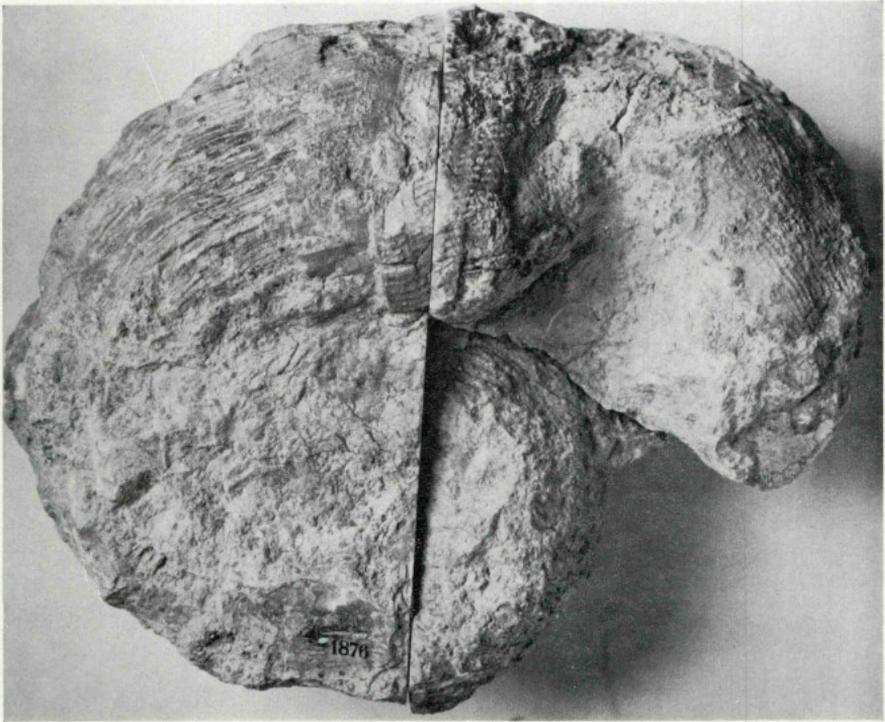


PLANCHE 58

Caprinula doublieri D'ORBIGNY ($\times 3/4$) (enroulement dextre) (non *Caprinula sharpei* CHOFFAT).

Cénomaniens supérieur, zone supérieure (LISBONNE). Échantillon, collection du Serv. Géol. Portugal.

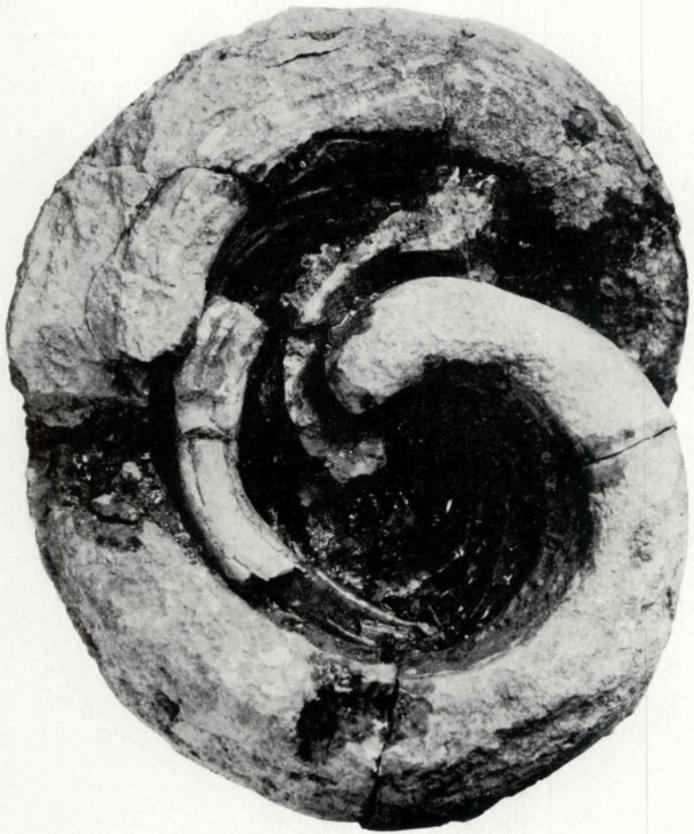


PLANCHE 56

- 1 — *Caprinula brevis* SHARPE ($\times 1,25$).
- 2 — *Caprinula brevis* SHARPE ($\times 1$).
Cénomaniens supérieur, zone supérieure (LISBONNE). Échantillons, collection du Serv. Géol. Portugal.
- 3 — *Radiolites peroni* (CHOFFAT) ($\times 1$).
Cénomaniens supérieur, zone supérieure (NORD DE LISBONNE). Échantillon, collection du Serv. Géol. Portugal.



1



2

PLANCHE 55

- 1 — *Radiolites lusitanicus* (BAYLE) ($\times 1,25$).
Cénomanién supérieur, zone supérieure (LISBONNE). Échantillon, collection du Serv.
Géol. Portugal.
- 2 — *Radiolites lusitanicus* (BAYLE) var. *rigida* (CHOFFAT) ($\times 1,25$).
Cénomanién supérieur, zone supérieure (LISBONNE). Échantillon, collection du Serv.
Géol. Portugal.

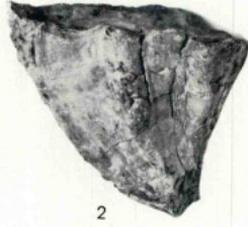


PLANCHE 54

- 1 — *Durania arnaudī* var. *runaensis* (CHOFFAT) (×1).
 - 2 — *Durania arnaudī* var. *expansa* (CHOFFAT) (×1).
Cénomanien supérieur, sommet de la zone supérieure. Runa (NORD DE LISBONNE).
 - 3 — *Durania arnaudī* (CHOFFAT) (×1).
 - 4 — *Durania arnaudī* (CHOFFAT) variété de *Cós* (×1).
Cénomanien supérieur, sommet de la zone supérieure, région de Montes (Sud du synclinal d'Alpedriz — Porto Carro). (NORD DE LISBONNE).
- Échantillons de la collection du Serv. Géol. Portugal.

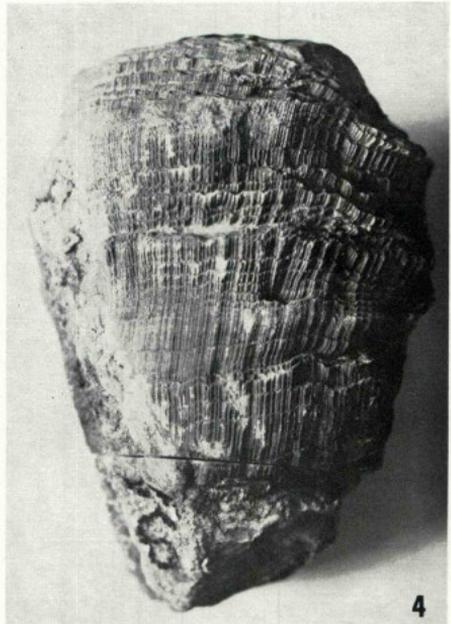
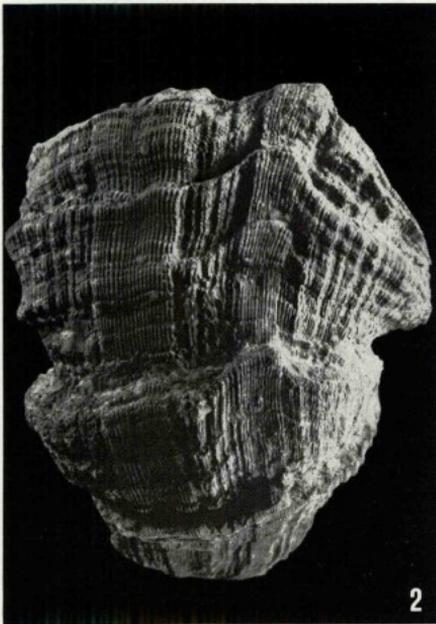
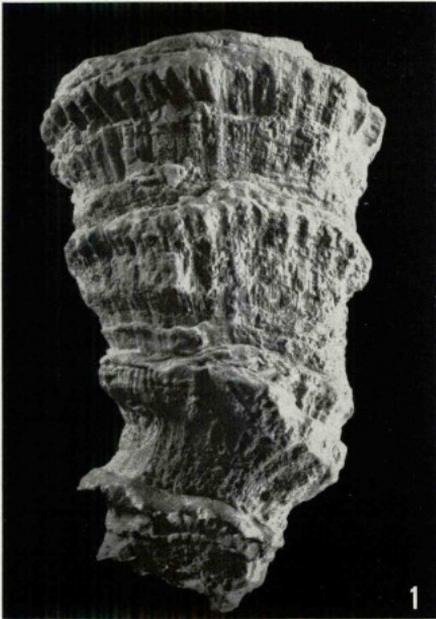
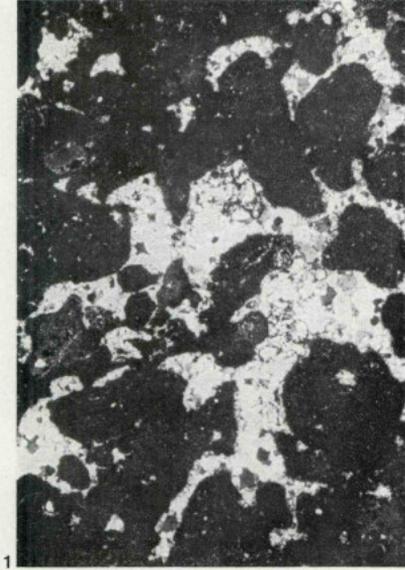


PLANCHE 52

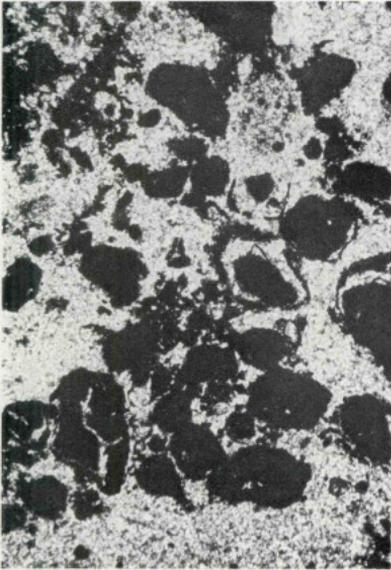
- 1 — *Apricardia laevigata* D'ORBIGNY (×1).
Cénomanién inférieur, sommet de la zone inférieure; anse de Baforeira et Casal de Cabra Figa, région de Lisbonne.
- 2 — *Apricardia carantonensis* D'ORBIGNY (×1).
Cénomanién inférieur, sommet de la zone inférieure; anse de Baforeira et Casal de Cabra Figa, région de Lisbonne.



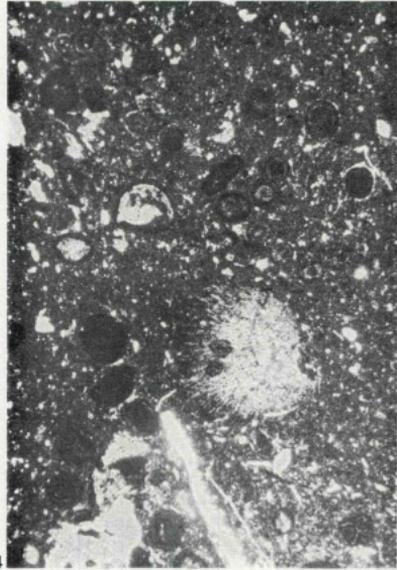
1



3



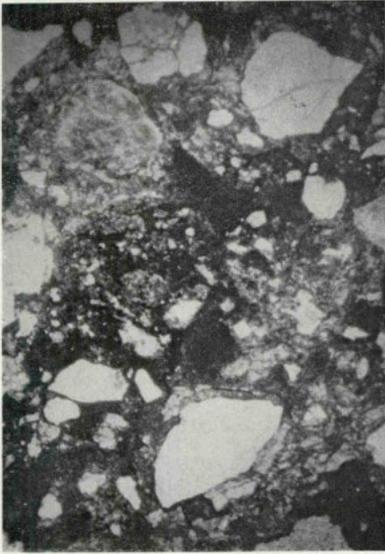
2



4

PLANCHE 51

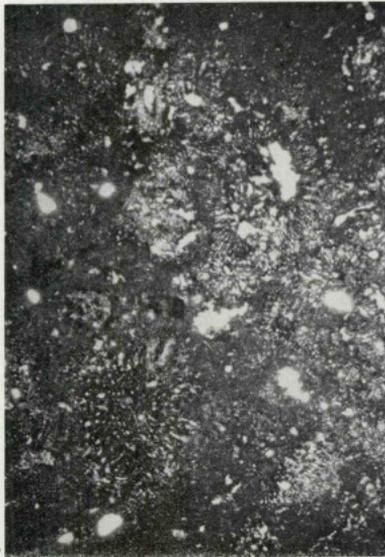
- 1 — Runa : Paléogène (Alto Branco); calcaire argileux silicifié ($\times 13$).
- 2 — Runa : Paléogène (Alto Branco); argilite à attapulgite silicifiée ($\times 13$).
Les zones silicifiées apparaissent en blanc sur les photographies.
- 3 — Complexe de Cabos (Paléogène). Calcaire argileux à pseudo-oolithe à trame végétale et Trocholine remaniée du Jurassique supérieur ($\times 13$).
- 4 — Calcaire argileux identique au précédent, à *Cayeuxia* remaniée du Jurassique supérieur ($\times 13$).



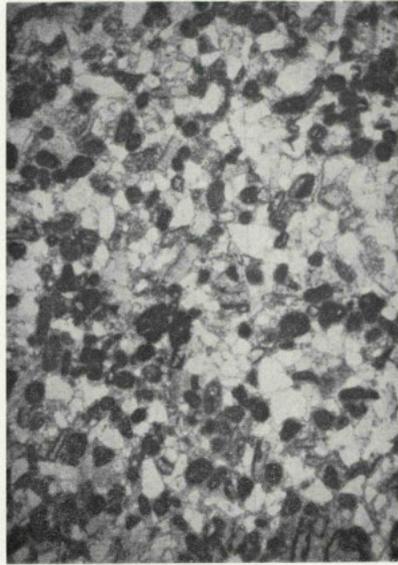
1



3



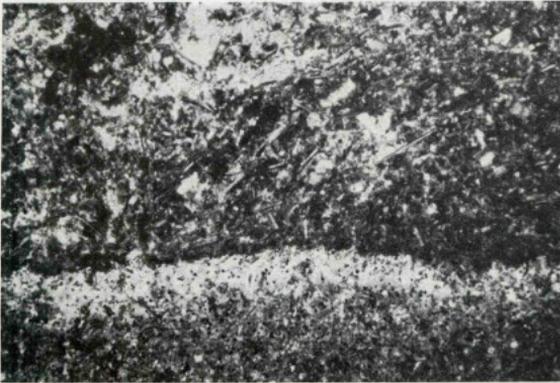
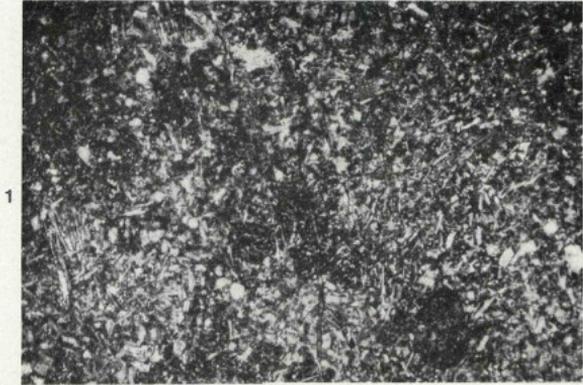
2



4

PLANCHE 50

- 1 — Microfaciès commun des calcaires argilo-gréseux des Complexes paléogènes ($\times 13$).
- 2 — Moulins de Cercal, galet à *Microcodium* dans le Paléogène (Complexe de Abridada) ($\times 15$).
- 3 — Nazaré: galet du Paléogène à *Microcodium* dans le ciment reliant des débris de calcaire à Rudistes du Cénomanién supérieur ($\times 13$).
- 4 — Microfaciès des calcaires gréseux, graveleux, du Turonien inférieur probable ($\times 13$).



2

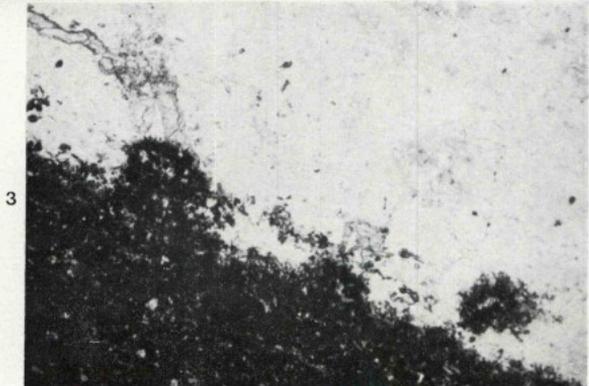


PLANCHE 49

Région au nord de Lisbonne.

Cénomaniens supérieur, zone supérieure.

1 — Calcaire argileux bioclastique à fins débris de Rudistes, en partie silicifié ($\times 13$). Runa.

2 — Même type de microfaciès ($\times 13$). Runa.

3 — Calcaire argileux à Algues et débris de Rudistes, silicifié en partie, montrant nettement le front de la silicification ($\times 13$). Nazaré.

N. B. Les zones silicifiées paraissent les plus blanches sur les photographies.



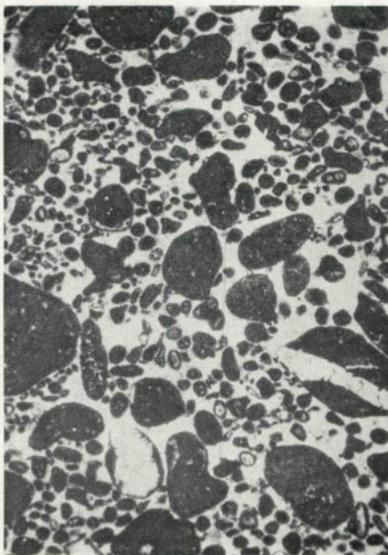
1



3



2



4

PLANCHE 48

Région au nord de Lisbonne.

Cénomarien supérieur, zone supérieure (sommet des calcaires à Rudistes).

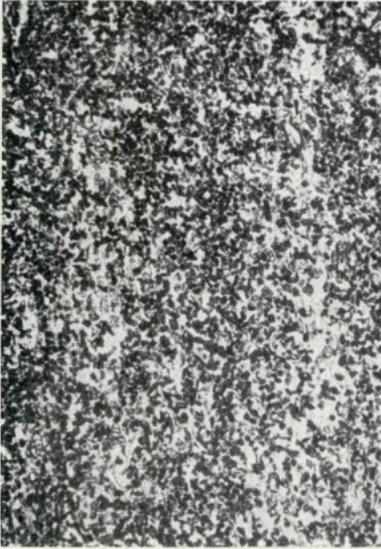
1 — Calcaire graveleux, bioclastique, argileux, à plages de calcite cristalline et débris de Rudistes (intrabiomicrite) ($\times 13$). Caranguejeira.

Calcaire graveleux, parfois grossièrement, bioclastique, à grands débris de Rudistes remaniés.

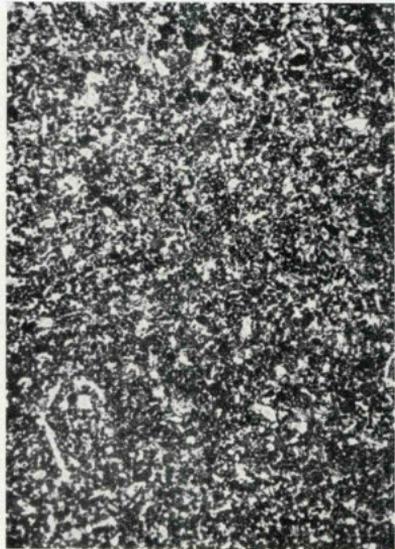
2 — Nazaré ($\times 13$).

3 — Cós ($\times 13$).

4 — Caranguejeira ($\times 13$).



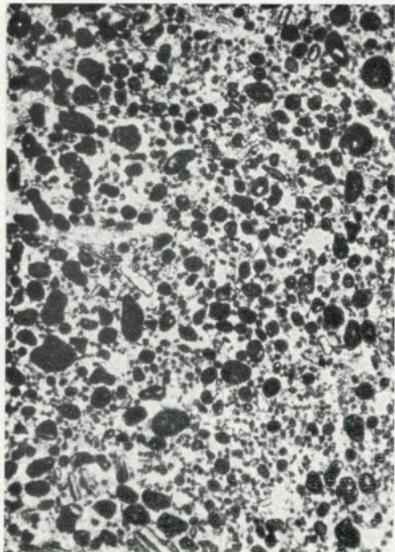
1



3



2



4

