

Fig. 3.14. — Divisions lithostratigraphiques des Grès de Silves de l'affleurement de bordure du Nord du Tage, d'après Palain; 1 — Dolomies et calcaires dolomitiques; 2 — Dépôts détritiques fins (argilites, pélites, et marnes); 3 — Dépôts détritiques terrigènes (rudites, arénites, lutites); 4 — Dépôts détritiques terrigènes (lutites) et carbonates; 5 — Socle anté-triasique. MV — macroflore; mV — microflore; A — faune.

Fig. 3.14. — Silves sandstones lithostratigraphic divisions in the margin of Northern Tagus basin (after Palain): 1 — Dolomite rocks and dolomitic-limestones; 2 — Fine detrital deposits (argilites, pelites and marls); 3 — Terrigenous detrital deposits (rudite rocks, sandstones, lutites); 4 — Terrigenous detrital deposits (lutites and limestones); 5 — Older Triassic basement; MV — macroflora; mV — microflora; A — fauna.

A la partie supérieure de ce terme les lithofaciès de faible énergie sont intensément bioturbés; la prolifération des traces de vie animale traduit l'ins-

tallation d'un domaine margino-littoral. Ce changement de milieu n'est pas synchrone à l'échelle de l'Algarve.

La présence d'Esthéries (*Euestheria minuta* et *Pseudoasmussia destombesi*) ont permis de dater localement du Trias supérieur le terme AB 1.

- Le terme AB 2 se compose de strates planes et parallèles sur de grandes distances. Les lutites prédominent (pélites et argilites en séquences positives). Le terme de base de ces rythmes est représenté par du grès moyen à fin ou par une siltite. Ces lithofaciès montrent souvent un litage oblique ou des indices de bioturbation; localement, il s'agit de traces de racines qui attestent, sinon une émergence, du moins une très faible tranche d'eau. La dolomicrite silteuse supérieure peut également indiquer l'exondation avec des fentes de dessiccation. Le plus souvent, ce faciès carbonaté montre des indices d'une vie intense, vraisemblablement marine.

En dehors des traces de fouissement on connaît dans ces faciès dolomitiques des mollusques d'âge hettangien et des débris d'ossements. Les analyses palynologiques ont livré des associations de pollens à affinités triasiques dans la moitié inférieure du terme AB 2. Cette subdivision formée en bordure d'un bassin soumis à des variations de l'épaisseur et de la salinité de la tranche d'eau appartiendrait au Trias et au Lias.

- Au-dessus, une subdivision dolomitique à faune (lamellibranches et gastéropodes) du Lias inférieur est formée d'une alternance rythmique d'argilites dolomitiques et de dolomicrites puis par des dolomies massives.

MARNES «BARIOLÉES»

- La série des «Grès de Silves» termine par un ensemble de marnes «bariolées» localement gypsifères. Ces dépôts, de faciès Keuper, renferment un puissant complexe salifère à peu de distance de la zone d'affleurement (environ 10 km, structure anticlinale de Loulé). L'absence de fossiles ne permet pas de déterminer si l'âge est encore Hettangien ou déjà Sinémurien.

La définition d'unités cartographiques d'utilisation plus simple sur le terrain s'est avérée nécessaire en Algarve. Ainsi deux unités nouvelles ont été définies: à la base les *Arenites de Silves* correspondent à l'ensemble de l'unité AA et du terme AB 1; au sommet les unités AB 2, AB 3 et les marnes «bariolées» constituent le *Complexe marno-carbonaté de Silves* (fig. 3.16).

C'est à ce complexe que sont associées des roches ignées basiques. On peut observer des dykes de petite taille recoupant n'importe quel terme et des sills de différentes épaisseurs dans le sommet de AB 2, dans et au-dessus de

AB 3. Des tufs volcaniques sont interstratifiés à la base des marnes «bariolées», particulièrement à l'Est de São Bartolomeu de Messines.

Les «Grès de Silves» de Santiago de Cacém

La base du Mésozoïque affleurant aux alentours de Santiago de Cacém se compose de trois subdivisions appartenant à une unité mégaséquentielle.

— A la base (terme Sc 1), des conglomérats polygéniques et des arénites lithiques de couleur rouge,

plus rarement gris verdâtre ou blanchâtre (présence locale d'indices de cuivre). Ces lithofaciès, souvent mal classés, représentent des dépôts de torrents (piedmont) et de rivières qui s'écoulaient d'Est en Ouest.

— Dans la partie médiane des pélites bariolées (terme Sc 2). Par place, existent des grès à litage oblique, indices de paléocourants Est-Ouest qui perturbaient une sédimentation calme et apparemment peu propice à la vie; il n'a pas été signalé de traces organiques dans ce terme.

— Au sommet, une subdivision carbonatée (Sc 3). La limite entre Sc 2 et Sc 3 correspond à un lit argi-

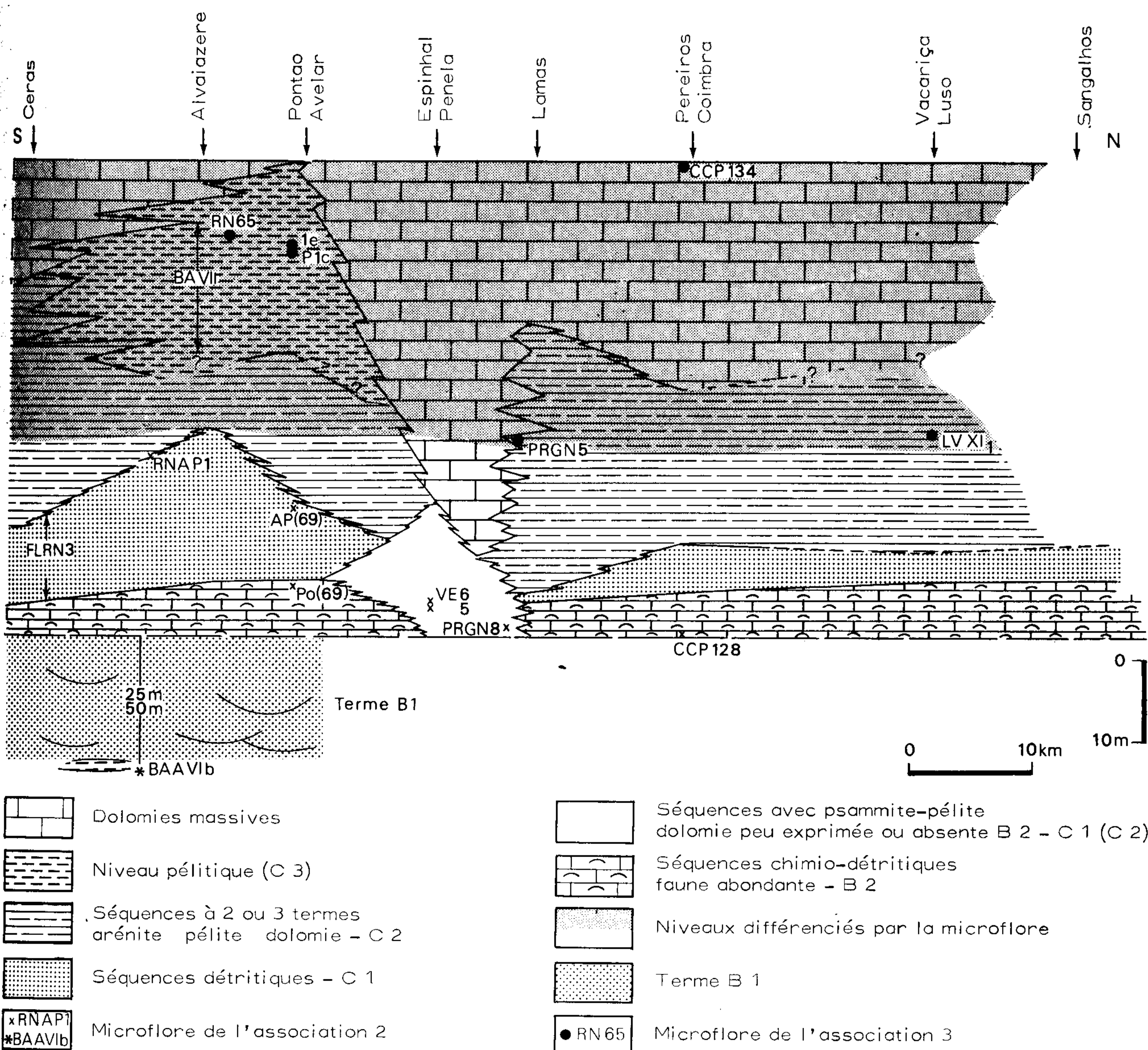


Fig. 3.15. — Répartition des faciès dans la partie supérieure des Grès de Silves (terme B₂ et unité C) au Nord du Tage, d'après Palain.

Fig. 3.15. — Facies distribution in the upper part of Silves sandstones (term B₂ and unit C) in the Northern Tagus basin (after Palain).

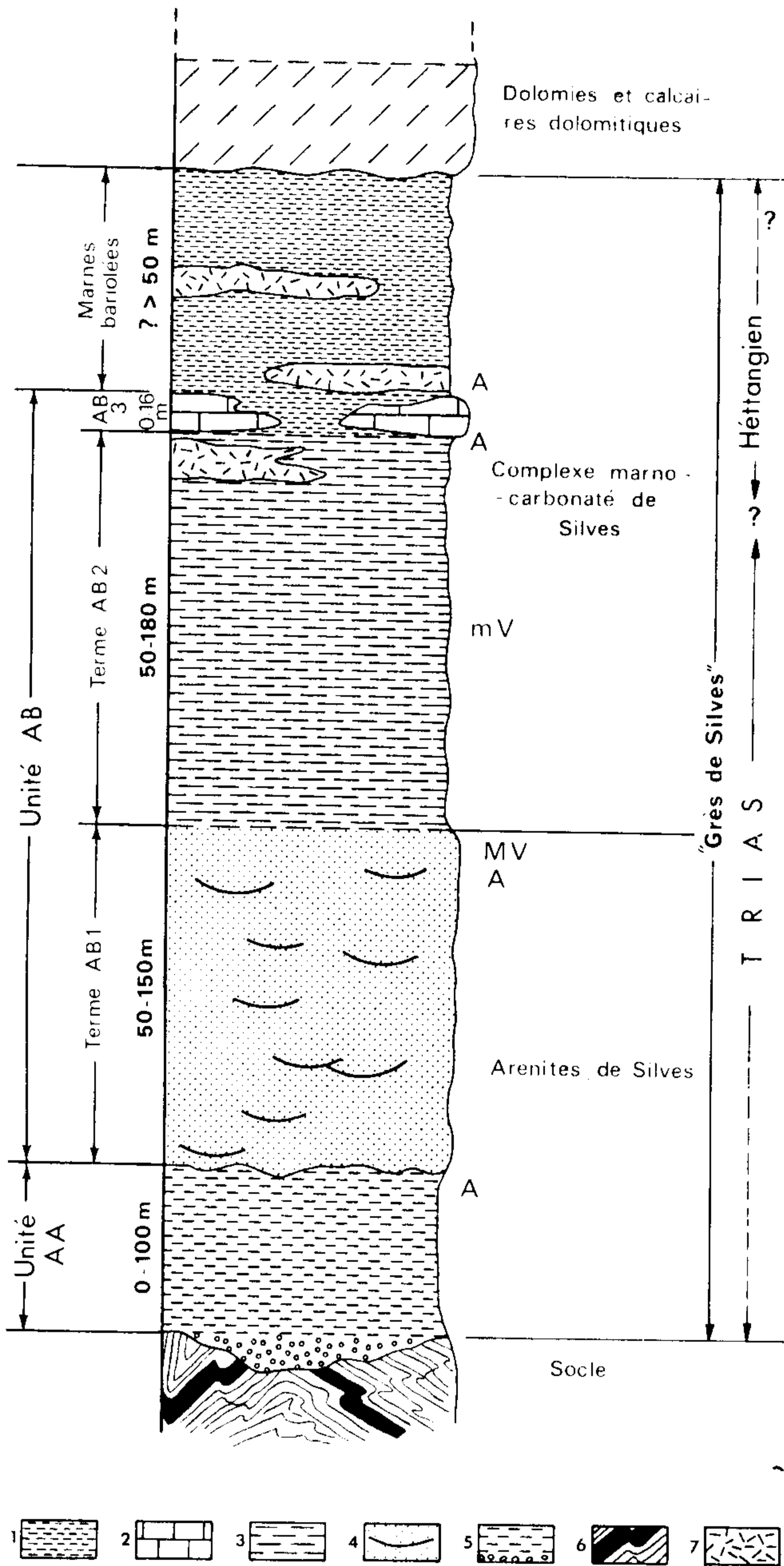


Fig. 3.16. — Divisions lithostratigraphiques des Grès de Silves en Algarve, d'après Rocha: 1 — Pélites et marnes bicolores; 2 — Calcaires dolomitiques fossilifères; 3 — Pélites rouges; 4 — Arénites à stratification oblique; 5 — Dépôts grésos-conglomératiques et pélites; 6 — Socle paléozoïque; 7 — Roches vertes (dolerites et basaltes doléritiques). MV — macroflore; mV — microflore; A — faune.

Fig. 3.16. — Lithostratigraphic divisions of Silves sandstones in Algarve (after Rocha): 1 — Pelites and coloured marls; 2 — Fossiliferous dolomitic limestones; 3 — Red pelites; 4 — Cross-bedding sandstones; 5 — Sandstone-conglomeratic and pelitic deposits; 6 — Paleozoic basement; 7 — Greenstones (dolerites and doleritic basalts); MV — macroflora; mV — microflora; A — fauna.

leux noirâtre à traces de racines en place, surmonté par des dolomicrites pratiquement pures à faune du Lias inférieur. Les strates présentent des surfaces ridées et sont parcourues de traces de locomotion d'invertébrés. Ces traces s'observent surtout à la

base de la formation où existent des rythmes argilite dolomitique-dolomicrite.

Pratiquement partout des «roches vertes» recouvrent et limitent les «Grès de Silves».

La base du Mésozoïque dans les aires diapiriques

Les dépôts localisés dans les aires diapiriques sont fortement tectonisés et l'on ne dispose pas encore de marqueurs, paléontologiques ou autres, qui permettent d'entreprendre une stratigraphie fine à l'échelle de l'aire.

Actuellement on reconnaît en surface une unité argilo-évaporitique et une unité carbonatée.

Le premier ensemble a été appelé «Marnes de Dagorda» bien que le lithofaciès marne soit rarement représenté. Aux environs du Moulin de Dagorda (où fut définie la série) on trouve essentiellement des pélites de couleur rouge prédominante. La couleur gris vert à verte se présente en tâches plus ou moins diffuses et parallèles à la stratification ou caractérise un lit plus silteux ou plus carbonaté que la pélite rouge encaissante.

Ces roches argileuses renferment des amas de gypse en grands cristaux mâclés et de petits bancs carbonatés isolés ou groupés en unités de quelques mètres d'épaisseur. Ces couches calcaréo-dolomitiques sont les unes azoïques, les autres pétries de coquilles roulées de lamellibranches et de gastéropodes liasiques.

L'ensemble carbonaté qui forme de petits reliefs est, à Caldas da Rainha du moins, formé de calcaires avec une faune de mollusques (lamellibranches et gastéropodes), de fragments de polypiers et de nombreux indices de bioturbation.

Les sondages effectués au voisinage des aires typhoniques ont recoupé d'importantes masses évaporitiques représentées par des sulfates de calcium et du sel gemme. Les «complexes salifères» atteignent plusieurs dizaines de mètres de puissance et sont exploités localement.

La série argilo-évaporitique passe vers le bas à des «marnes» gréseuses et même à des grès. Vers le haut, elle est en contact direct avec une puissante série carbonatée attribuée au Sinémurien.

La faune ainsi que la microflore des calcaires du Cabeço de Dagorda, c'est-à-dire à la partie supérieure du faciès Keuper, sont indiscutablement du Lias inférieur. Il est difficile d'être plus précis car les mollusques ont une répartition verticale importante; il est toutefois vraisemblable que la série argilo-évaporitique appartient au plus à l'Hettangien, ce qui a également été démontré dans des nombreux bassins voisins (Asturies, Aquitaine, Grand Banks, Afrique du Nord).

*

* *

Tant en Algarve qu'au Nord du Tage, les «Grès de Silves» de bordure représentent la base du Lias et une partie plus ou moins importante du Trias. Il doit en être de même pour les dépôts de Santiago de Cacém et pour la série argilo-évaporitique des aires diapiriques.

L'âge du début de la sédimentation reste inconnue. En Algarve, la base de l'unité AA semble appartenir à un terme ancien du Trias. Vers le haut de la série, on constate qu'un faciès Keuper est liasique et que les roches doléritiques associées sont vraisemblablement de même âge. Au Nord du Tage, l'Autunien inférieur de Buçaco est recouvert en discordance angulaire par des conglomérats à galets de granite porphyroïde issus de massifs plutoniques tardi-hercyniens de la Meseta. Ces dépôts détritiques qui représentent habituellement le Trias inférieur, devraient être plus récents; la base du terme suivant (A2) est en effet, déjà daté du Carnien-Norien.

Des dépôts détritiques terrigènes grossiers, formés à partir des produits du démantèlement de l'épaisse couverture des granites jeunes, se sont peut-être accumulés avant le Carnien et déjà au cours du Permien sur la bordure occidentale de la Meseta dans des bassins masqués sous la couverture plus récente. Il n'est toutefois pas exclu de penser à une ventilation de ces matériaux dans d'autres directions, notamment vers l'Est, lors du Trias inférieur. Quoi qu'il en soit, le Trias tant de la bordure que d'une partie plus centrale du bassin (aires typhoniques) ne présente pas la trilogie connue dans une grande partie de l'Europe et passe au Lias sans changement radical des caractères de la sédimentation.

3.2.2. Lias inférieur

Comme on l'a remarqué dans le chapitre précédent les premières influences marines, très ténues, se sont manifestées dans les dépôts d'abord détritiques, puis argileux (Marnes de Dagorda), typiques vers l'Ouest, se chargeant en dolomie ou en détritique fin vers l'Est et passant latéralement aux «Couches de Pereiros»; ils correspondent à une partie du Trias et à la base du Lias inférieur.

A la fin de l'Hettangien et au Sinémurien inférieur on voit s'établir une sédimentation carbonatée dolomitique à faune de lamellibranches et de gastéropodes euryhalins, parfois abondante mais peu variée, assez caractéristique d'un milieu confiné.

Le milieu de sédimentation marin littoral, peu profond, généralement abrité des courants, est marqué par des périodes de dépôt, tantôt calmes, tantôt agitées, et toujours soumis à des influences continentales plus ou moins importantes.

Dans cette vaste plate-forme qui s'ouvre peu à peu aux influences marines, les sels de magnésium se précipitent à côté des sels de calcium. Le complexe carbonaté ainsi formé comprend des dolomies et des calcaires dolomitiques dont les limites sont hétérochrones partout; les faunes assez banales, ne permettent pas de corrélations très précises.

Au Lotharingien les ammonites pénètrent dans le bassin occidental de façon d'abord très limitée (figures 3.17 et 3.19). Dès la zone à *Obtusum*, au Sud de São Pedro de Muel et à Verride, les faciès marno-calcaires rythmiques contiennent des *Asteroceratidés*; il s'agit cependant de formes propres au Portugal, ce qui témoigne d'un certain isolement.

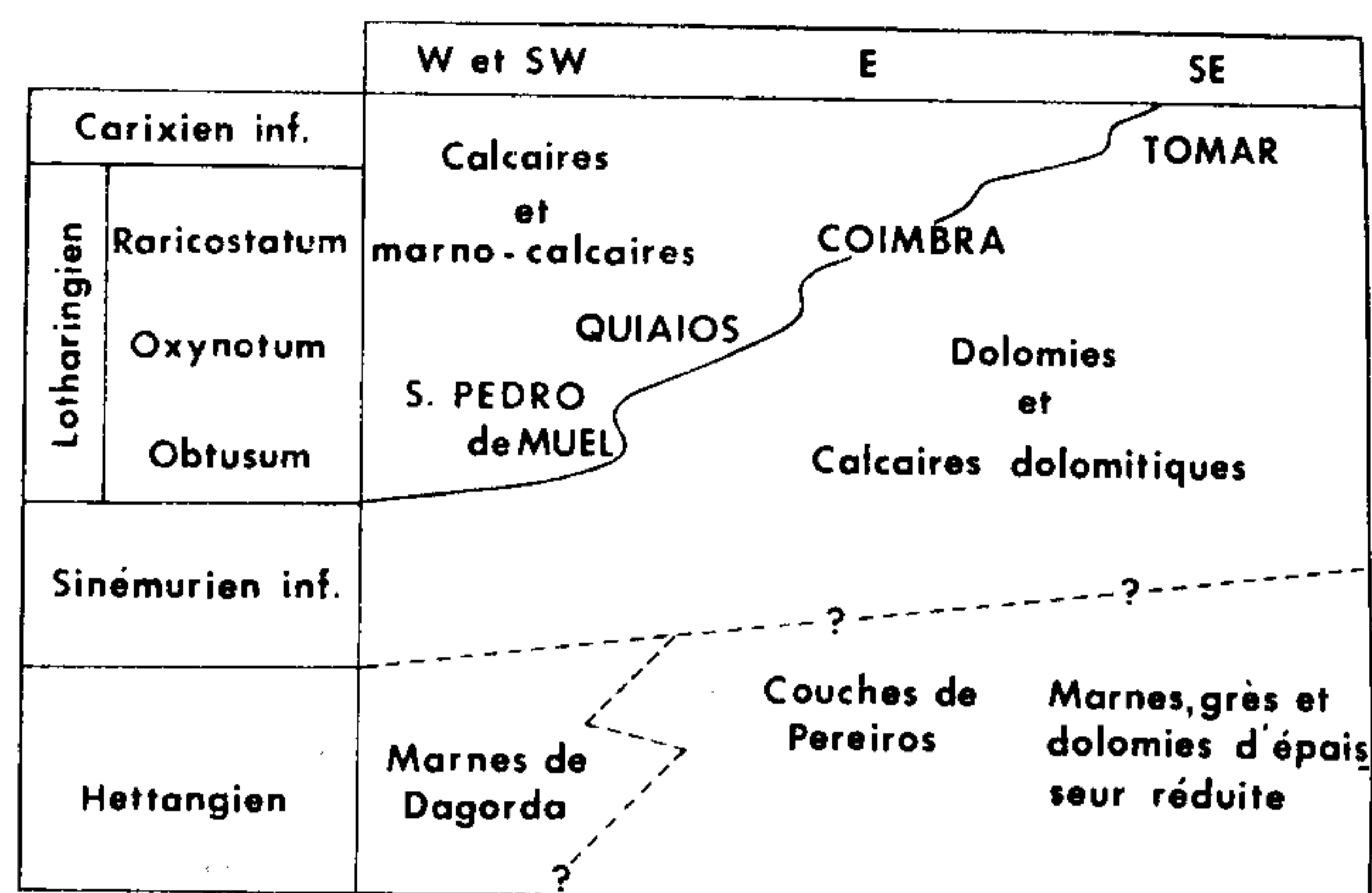


Fig. 3.17. — Variations lithologiques du Lias inférieur dans le bassin au Nord du Tage, d'après Mouterde, Ramalho, Rocha, Ruget et Tintant.

Fig. 3.17. — Lithological variations of the Lower Lias in the Northern Tagus basin (after Mouterde, Ramalho, Rocha, Ruget and Tintant).

Au Lotharingien moyen, dans les mêmes régions, sont cantonnés des brachiopodes comme *Terebratula ribeiroi* CHOF., connus seulement au Portugal.

En même temps, au Sud de Coimbra, les faciès dolomitiques persistent partiellement (fig. 3.19); ils ont fourni des ammonites de la zone à *Obtusum* et quelques *T. ribeiroi*.

Au cours du Lotharingien supérieur, les faciès de bassin s'installent largement de Figueira da Foz à Peniche, les ammonites (*Echioceras*) deviennent nombreuses, associées à *Gryphaea obliqua* dans des faciès marno-calcaires parfois bitumineux; elles sont plus rares aux environs de Coimbra près de cette ville dans des faciès dolomitiques, soit vers le Sud (Cernache, Trás de Figueiró) dans des calcaires. En direction de Tomar, les faciès dolomitiques se poursuivent jusque vers le sommet du Lotharingien (Pousa-Flores, Alvaiázere) ou même jusqu'au Carixien inférieur ou moyen (Jamprestes, Tomar) et les épaisseurs sont plus faibles que dans la région de Coimbra (figures 3.19 et 3.20).

Dans le faciès calcaréo-marneux les épaisseurs sont de l'ordre d'une centaine de mètres vers l'Ouest, au voisinage de la côte actuelle; il devient plus calcaire à Peniche. Les épaisseurs sont plus faibles et la tendance plus calcaire au centre ainsi que dans la bande de Coimbra, mais elles ne correspondent alors qu'à une partie du sous-étage, les faciès dolomitiques prenant de plus en plus d'importance vers le Sud.

Au Lias inférieur on assiste donc à une ouverture très progressive de la plate-forme sédimentaire portugaise et les influences marines, franches seulement depuis le début du Lotharingien, ne se développent plus largement qu'à la fin du sous-étage.

Ainsi, au Portugal les faunes d'affinités subboréales à *Echioceras* sont généralement les premiers niveaux à céphalopodes et marquent les influences marines nettes dans la transgression jurassique.

En Algarve la série dolomitique est très monotone; la présence de rares et mauvais fossiles (lamellibranches, gastéropodes, oursins) en Algarve occidentale montre cependant, que cette plate-forme s'ouvrait, peu à peu, elle aussi, aux influences marines.

| Étages et Sous-étages | Zones d'ammonites | Lithologie au N du Tage | |
|-----------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------|
| Callovien | Lamberti Athleta Coronatum (Jason) Gracilis Macrocephalus | Lacune Calcaires marneux et localement calcaires récifaux ou subrécifaux | |
| Bathonien | Retrocostatum Subcontratus Zigzag | Calcaires plus ou moins marneux à l'W | |
| Bajocien | Garantiana et Parkinsoni Subfurcatum Humphriesianum Sauzei Sowerbyi | Calcaires com- pacts et sub- récifaux de Coimbra au Montejunto | |
| Aalénien | Concavum Murchisonae Opalinum | Calcaires (et marnes) | |
| Toarcien | Aalensis (et Levesquei) Insigne (et Thouarsense) (Variabilis) Bifrons Serpentinus Semicelatum | Calcaires plus ou moins compacts Marnes Calcaires et marnes Calcaires en plaquettes Marnes | |
| Pliensbachien | Domérien | Spinatum Margaritatus Stokesi | Calcaires Marnes et schistes bitumineux (W) |
| | Carixien | Davoei Ibex Jamesoni | Calcaires et marnes grumeleuses; schistes bitumineux (W) |
| Sinémurien | Sup = Lotharingien | Raricostatum (Oxynotum) Obtusum | Calcaires et dolomies |
| | Inférieur | ? | |

Fig. 3.18. — Lithologie et zones d'ammonites du Jurassique inférieur et moyen dans le bassin au Nord du Tage, d'après Mouterde, Ramalho, Rocha, Ruget et Tintant.

Fig. 3.18. — Lithology and ammonite zones of Lower and Middle Jurassic of the Northern Tagus basin (after Mouterde, Ramalho, Rocha, Ruget and Tintant).

3.2.3. Lias moyen

Au Lias moyen, les ammonites sont plus abondantes et largement répandues sur toute l'aire de sédimentation, mais la répartition des épaisseurs et les variations de faciès permettent de distinguer plusieurs secteurs au cours du Carixien et du Domérien.

Le littoral actuel présente une sédimentation rythmique à dominante marno-calcaire avec intercalation d'horizons à schistes bitumineux. Le Carixien riche en fossiles pyriteux ou limoniteux à la base et au sommet contient dans sa partie moyenne des niveaux à concrétions irrégulières

(=«grumeaux») et faune calcaires. Le Domérien inférieur est toujours marneux, avec des faunes pyriteuses, et le Domérien supérieur est toujours plus calcaire.

La subsidence semble maximale dans la région de São Pedro de Muel (fig. 3.20). Vers la bordure du bassin, la subsidence est plus faible et les faciès sont plus calcaires, notamment au NE de Coimbra. Au S de Coimbra, les épaisseurs restent très faibles; la subsidence ne devient notable que surtout localement au N de Rabaçal.

Plus au S, dans la région d'Ancião à Tomar, les faibles épaisseurs vont de pair avec une sédimentation plus calcaire et un enrichissement de la faune en brachiopodes

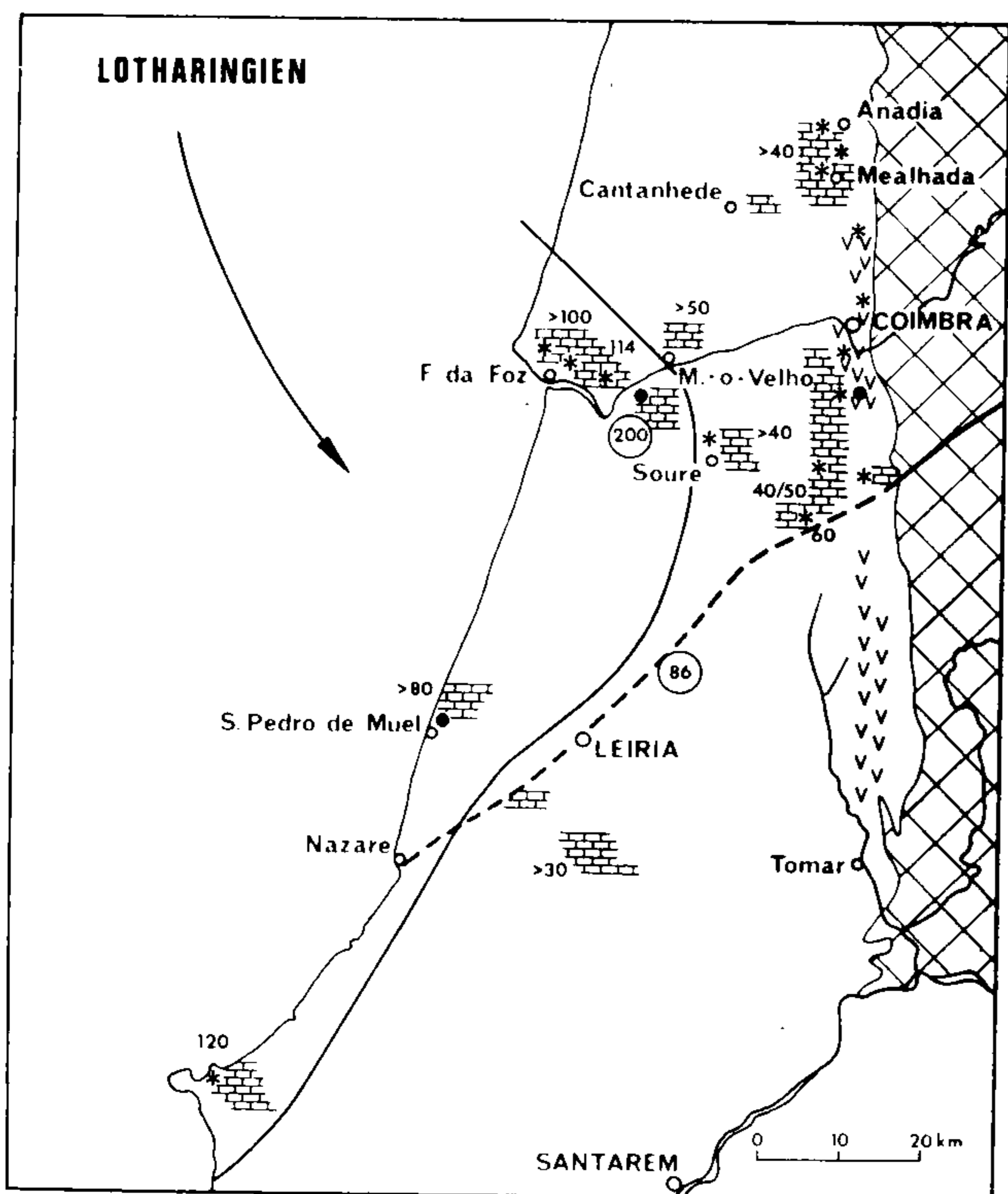


Fig. 3.19

Fig. 3.19. — 3.22. — Esquisses paléobiogéographiques du Lias dans le bassin au Nord du Tage, d'après Mouterde, Rocha, Ruget et Tintant.

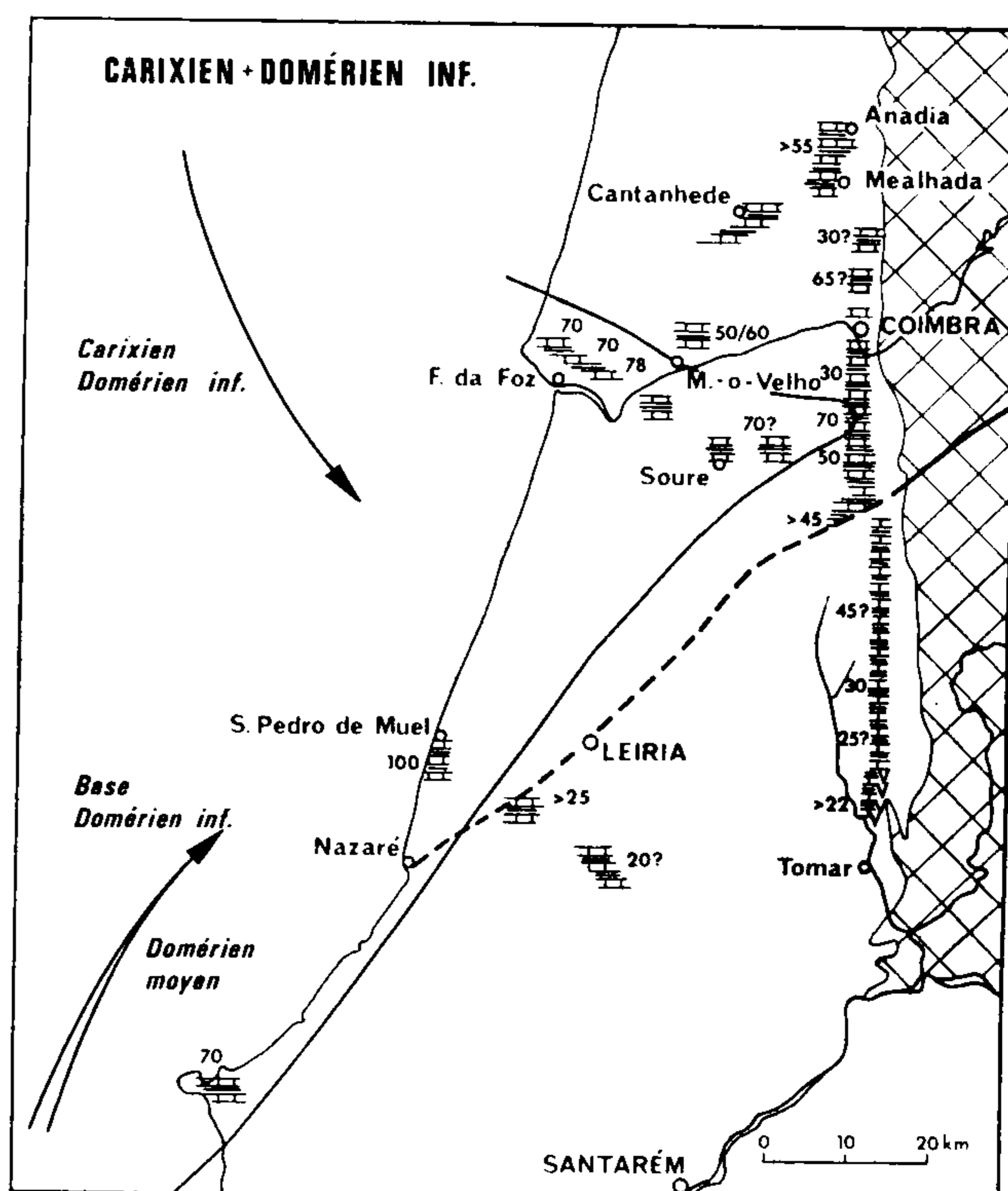
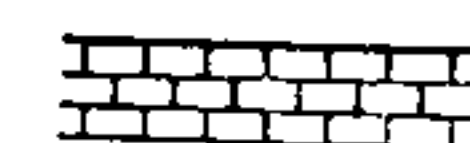
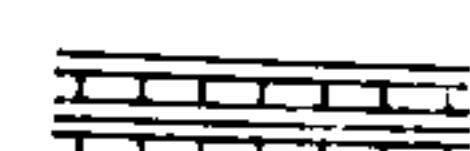

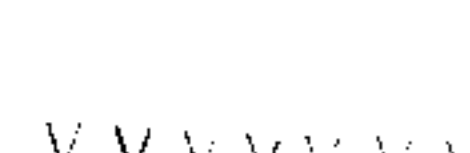


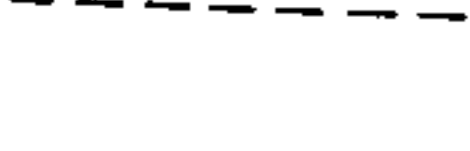









Fig. 3.20

Fig. 3.19. — 3.22. — Lias palaeobiogeographical sketches in the Northern Tagus basin (after Mouterde, Rocha, Ruget and Tintant).

| | | |
|------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------|--------------------------------------------|
|  | Faciès calcaires | Limestones facies |
|  | Faciès marno-calcaires | Marly-limestones facies |
|  | Faciès calcaires biodétriti-ques | Biotritite limestone facies |
|  | Faciès dolomitiques | Dolomitic facies |
|  | Limite d'expansion des faunes des "couches à Lep-taena" | "Leptaena beds" fauna maximum of expansion |
|  | Limite de faciès | Facies boundary |
|  | Isopaques | Isopaques |

| | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------|---------------------------------|
| 70 | Épaisseur à l'affleurement | Outcrop thickness |
|  | Épaisseur en sondage | Drilling thickness |
|  | Ammonites du Lotharingien inf. | Lower Lotharingian Ammonites |
|  | Ammonites du Lotharingien sup. | Upper Lotharingian Ammonites |
|  | Faune du "faciès espagnol" | "Spanish facies" fauna |
|  | Faune des "couches à Lep-taena" | "Leptaena beds" fauna |
|  | Migrations de faunes sub-boréales | Subboreal fauna migration paths |
|  | Migrations de faunes méso-géennes | Mesogean fauna migration paths |

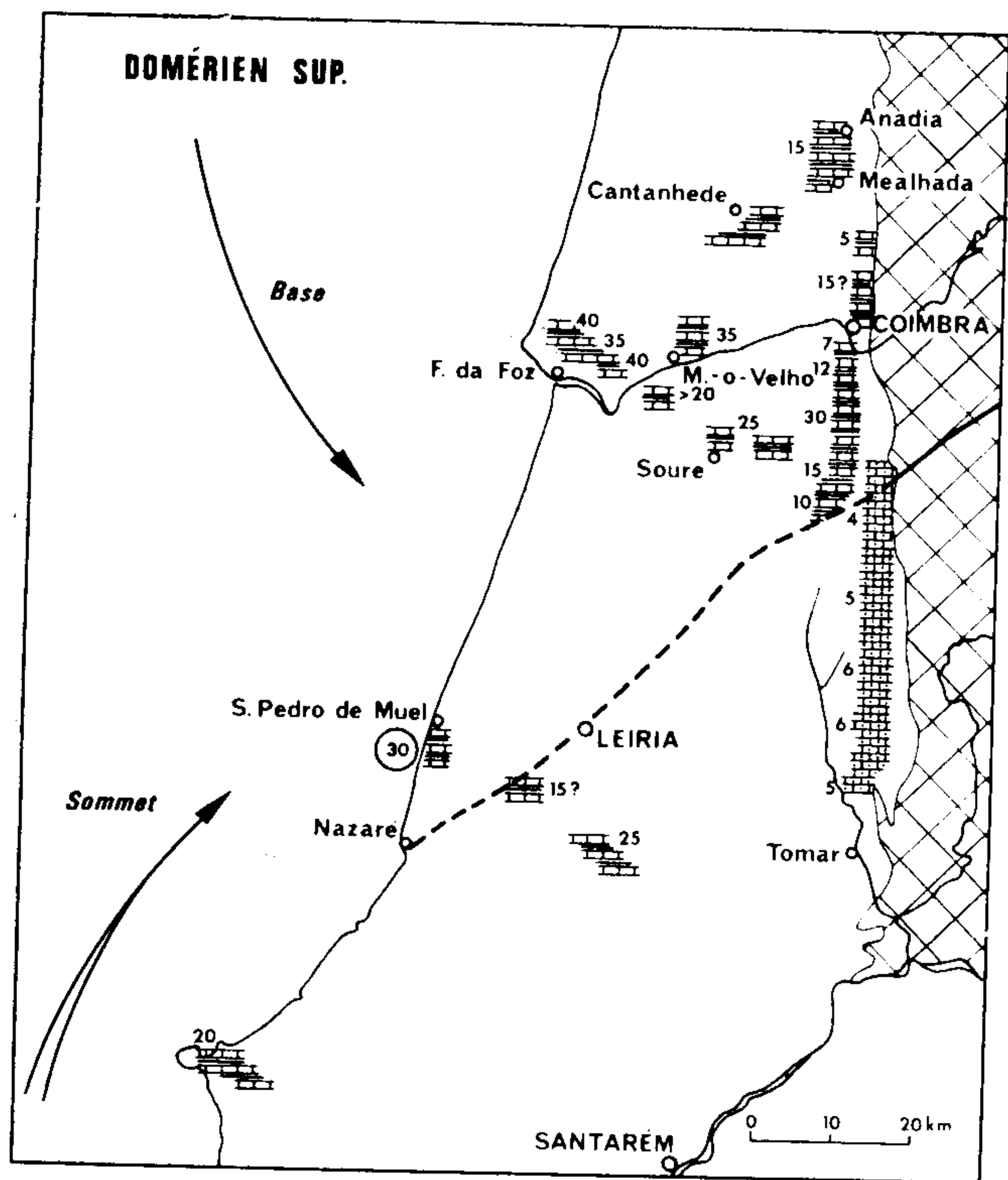


Fig. 3.21.

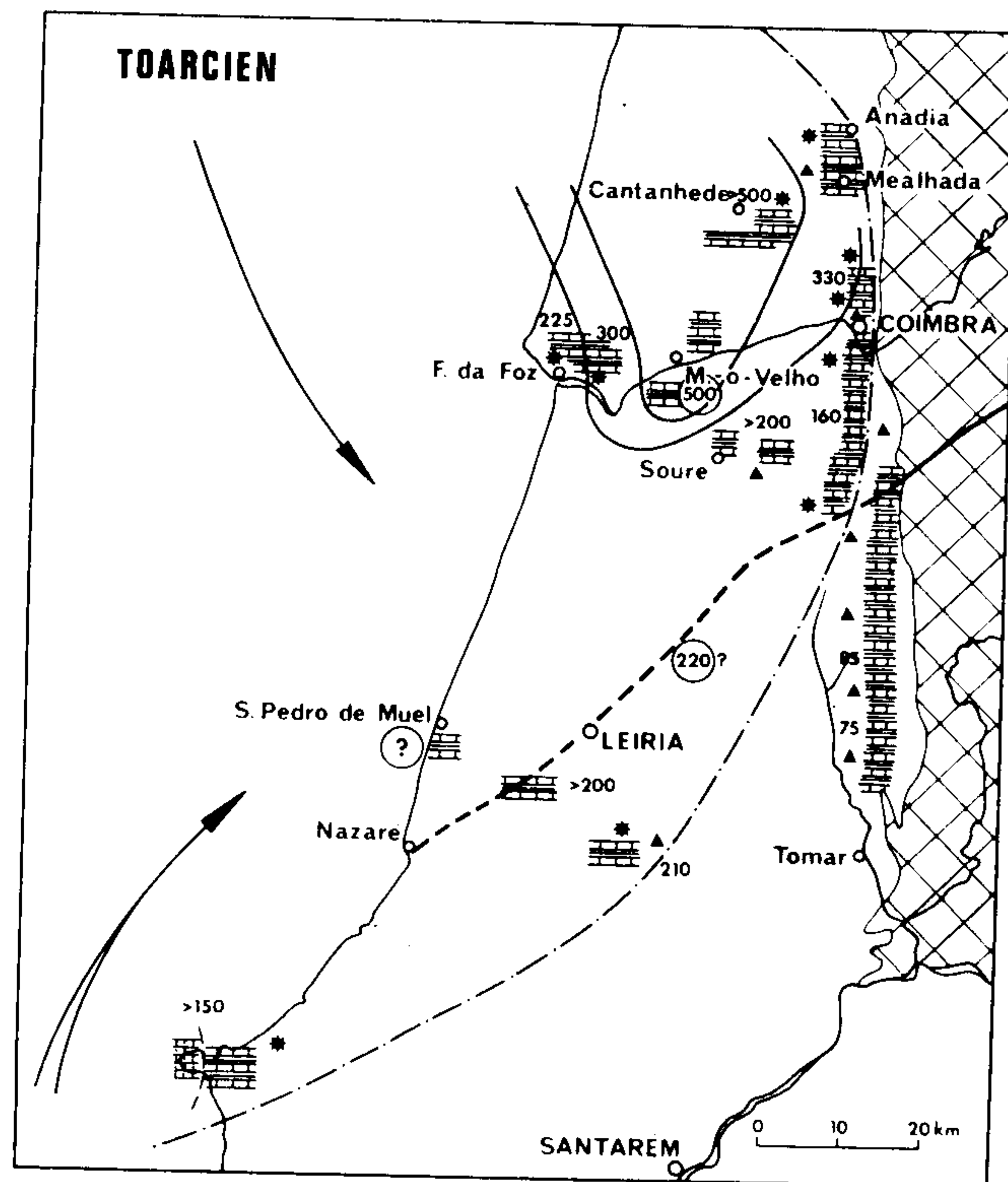


Fig. 3.22.

et lamellibranches — c'est un faciès de bordure. Le Domérien supérieur est représenté par un calcaire en bancs massifs, légèrement cristallin et peu épais qui contraste avec les calcaires marneux plus épais des autres secteurs.

La limite nord de cette sédimentation réduite et plus calcaire coïncide très approximativement avec le passage de l'accident Lousã-Nazaré (fig. 3.21). Nous avons déjà noté que les faciès dolomitiques persistent jusqu'au Carixien inférieur ou moyen dans la région de Tomar. En Arrábida ils semblent se poursuivre jusqu'au Domérien, associés à des calcaires compacts brun-violacé à sections de brachiopodes et de grandes *Belemnites*. Il en est de même à Santiago de Cacém où la dolomie, en partie secondaire, renferme à sa partie supérieure des niveaux fossilifères du Domérien (?).

Sur la plate-forme de l'Algarve, les ammonites sont connues depuis de Lias moyen. Au Cap de S. Vicente, on a recueilli quelques ammonites du Carixien inférieur et moyen dans des faciès de calcaires dolomitiques à nodules de silex. Ce faciès, constant en Algarve occidentale, n'est pas connu au Nord du Tage; par contre c'est un faciès commun en Mésogée (Andalousie, Moyen Atlas, Provence, Alpes françaises méridionales).

Le Domérien semble plus calcaire qu'au Nord du Tage et notamment la partie supérieure est formée de bancs assez massifs de calcaires largement bioclastiques, dolomitisés localement pour des raisons tectoniques.

La faune du Lias moyen montre d'abord de très nettes affinités subboréales. Au Carixien inférieur et moyen, elle est dominée par les Polymorphitidés abondants par ailleurs

en Angleterre, dans le bassin de Paris et en Souabe-Wurttemberg. Le genre *Dayiceras*, très fréquent au Portugal, indique toutefois un net particularisme local. En même temps les influences mésogéennes ne sont pas encore sensibles: les *Tropidoceras* gr. *zancleanum-galatense* et les *Metaderoceras* gr. *gemmellaroï* sont absents. Les *Acanthopleuroceras* sont identiques à ceux du bassin de Paris.

Au Carixien supérieur, à côté de nombreux Liparocératidés, les Harpocératidés sont extrêmement rares; les *Prodactylioceras*, peu nombreux, ont un cachet particulier qui les éloigne le plus souvent de *P. davoei* Sow. typique.

En Algarve par contre, les Dérocératidés sont proches de ceux des «rides sud-rifaines»; c'est une association faunistique à caractère méditerranéen ou subméditerranéen.

Avec le Domérien on voit s'entremêler les influences subboréales et subméditerranéennes, ce qui indique l'établissement de communications plus faciles entre les deux domaines (figs. 3.20-3.21). La base de l'étage est marqué par l'arrivée d'abondants *Fuciniceras* et *Protogrammoceras* aussi bien en Algarve qu'au N du Tage ou ils précèdent de peu les premières Amalthées.

Dans ce bassin nord *A. margaritatus* domine à la partie moyenne du sous-étage; les affinités submésogéennes sont marquées par des *Reynesoceras*, fréquents à certains niveaux, et de rares *Arietoceras*.

Parmi les brachiopodes, *Terebratula thomarensis* localisée sur la bordure du bassin à Tomar, est connue aussi en Algarve, dans les Chaînes Ibériques et les Corbières.

Dans le Domérien supérieur au N du Tage, les *Pleuroceras*, subboréaux, sont très abondants; au sommet du sous-étage de nombreux *Emaciatceras* et *Tauromeniceras* marquent une très courte invasion de formes mésogéennes qui, venues sans doute par le Maroc, atteindront les côtes normandes.

3.2.4. Lias supérieur

Au Lias supérieur la sédimentation est essentiellement calcaréo-marneuse et la marge portugaise montre sur une plus vaste surface une grande constance dans la succession des formations lithologiques qui constituent ainsi de très bons repères stratigraphiques et morphologiques; à la base, des marnes à petits *Dactylioceras* pyriteux, plus haut des calcaires sublithographiques en minces plaquettes et au sommet des marnes à nombreuses *Rhynchonella brachyplicata* CHOF. de la zone à Levesquei.

Le reste des dépôts est formé de marnes et de calcaires marneux tendres assez monotones dans lesquels se développent localement de petits biostromes ou des bancs lenticulaires à Spongiaires.

Toutefois dans cette aire de sédimentation très uniforme, le schéma paléogéographique se modifie légèrement. La subsidence semble s'accroître considérablement au N dans le bassin du Mondego, spécialement dans l'axe Cantanhede-Verride (fig. 3.22); le domaine de la sédimentation marno-calcaire rythmique épaisse s'étend vers le Sud (Maceira, Porto de Mós, Vermoil, Condeixa). C'est seulement au SE, à partir d'Alvaiázere, que les dépôts deviennent plus calcaires en même temps que les épaisseurs diminuent notablement.

Plus au S, en Arrábida, les seules ammonites liasiques proviennent de la base du Toarcien dans les faciès marno-calcaires de la région de Sesimbra alors qu'à l'E la série est entièrement dolomitique, ce qui suggère la proximité d'un rivage.

Enfin à l'W, dans l'aire restreinte de la péninsule de Peniche, le Toarcien se charge d'éléments détritiques (fig. 3.22): d'abord des paillettes de mica et des quartz très fins dans les zones à Serpentinus et Bifrons, puis à partir de la zone à Insigne, de véritables graviers de quartz et de feldspath associés à des articles de crinoïdes, des Cidaridés etc. Malgré cette abondance d'éléments détritiques, les épaisseurs restent relativement modérées. Cet apport détritique venant de l'W n'a qu'une courte durée et une faible extension géographique.

À Santiago de Cacém les indications de sondage suggèrent au sommet des dolomies (Domérien ou base du Toarcien) la présence d'une formation marneuse probablement toarcienne.

En Algarve, la série toarcienne, dont on ne connaît que la partie inférieure, est plus calcaire qu'au Nord du Tage et les marnes à petits *Dactylioceras* pyriteux font place à des marno-calcaires plus biodétritiques, riches en crinoïdes, brachiopodes et plicatules.

Au cours du Toarcien, les influences subboréales et submésogéennes interfèrent presque constamment. La

courte invasion mésogéenne des *Emaciatceras-Tauromeniceras* se poursuit à la base du Toarcien avec les *Dactylioceras* à fortes côtes; cependant au cours de la zone à Semicelatum les influences subboréales prédominent avec des nombreux *D. (Orthodactylites)* et une faune de petits brachiopodes bien connue en Angleterre et en Normandie sous le nom de «faune à Leptaena». Cette faune pénètre dans toute la partie ouest de la plate-forme portugaise, ainsi que dans la région de Coimbra, mais s'arrête au SE avant d'atteindre Ancião au N de l'accident de Nazaré; elle est présente aussi près de Porto de Mós.

En Algarve, les Spiriferines sont plus abondantes à ce niveau, comme dans les Chaînes Ibériques, alors qu'au N du Tage elles sont rares ou de faible dimension.

Dans la zone à Serpentinus, les influences méridionales se manifestent par la présence des *Bouleiceras* d'origine arabo-malgache et celle de nombreux brachiopodes submésogéens. Venant du SE, les *Bouleiceras* ont dû cheminer comme les brachiopodes sur les bords de la Meseta; les communications avec la bordure orientale devaient être beaucoup plus directes si l'on admet la rotation de la péninsule (fig. 3.22). Les Chaînes Ibériques et le bassin portugais sont d'ailleurs la limite d'extension vers le NW de ces faunes arabo-malgaches.

Au Toarcien moyen, la faune subit des influences multiples et le Portugal est l'une des régions favorables pour préciser le synchronisme des échelles biostratigraphiques. Les *Polyplectus*, *Brodieia (Merlites)*, *Hammatoceras*, abondants indiquent des influences mésogéennes.

Au Toarcien supérieur, la rareté des *Dumortieria* est curieuse, d'autant que les *Catullocceras* sont fréquents; elle indique un certain isolement de la marge portugaise. A leur place se développent des *Osperleioceras* proches de ceux des Causses et des régions nord-africaines (Maroc, Algérie). Au-dessus, les *Cotteswoldia-Pleydellia* subboréales sont accompagnées par une lignée continue de formes du groupe d'*Am. costula* d'affinités méditerranéennes.

3.2.5. Dogger

Avec l'Aalénien, la sédimentation devient progressivement plus calcaire et la disposition paléogéographique du Jurassique moyen s'esquisse déjà. A l'Ouest, du Cap Mondego jusqu'à Verride et Soure, les faciès marneux subsistent à certains niveaux, en particulier dans la zone à Murchisonae et les épaisseurs sont relativement constantes si on ne tient pas compte des données de sondages beaucoup plus fortes, mais d'interprétation délicate (fig. 3.23).

Sur la bordure du bassin la série est plus calcaire, les épaisseurs restent du même ordre, sauf au Nord de Coimbra où elles sont plus fortes; au SE par contre elles sont plus faibles.

En Arrábida on a des calcaires compacts à grain fin et des calcaires dolomitiques à rares *Amussium pumilus* (50 m?). En Algarve on attribue à l'Aalénien-Bajocien inférieur des calcaires oolithiques et graveleux (plus de 50 m) où sont visibles des éléments de brèche récifale.

Dans l'ensemble la faune présente des influences méso-géennes assez nettes: — abondance et grande extension verticale des *Tmetoceras*, *Vacekia*, *Pseudammotoceras*, *Planammotoceras*, *Spinammotoceras* (= *Zurcheria* pro parte), *Erycites* dans les zones à *Opalinum* et *Murchisonae*; — abondance des *Haplopleuroceras*, *Eudmetoceras*, *Euaptetoceras*, *Rhodaniceras*, *Abbasites* et apparition des *Bradfordia* et des *Docidoceras* dans la zone à *Concavum*.

Au Bajocien le bassin au N du Tage montre une disposition très claire; la zone de sédimentation des calcaires marneux à céphalopodes, largement ouverte vers l'W, est bordée vers l'E d'une zone plus littorale composée essentiellement de calcaires compacts, puis de calcaires organo-détritiques.

C'est au Bajocien inférieur que ce bassin aura son maximum d'extension (fig. 3.24). La sédimentation marno-calcaire rythmique à céphalopodes s'épaissit d'W en E ainsi que du N au S. À la périphérie de ce bassin se développent des faciès de calcaires compacts, blancs, à rares céphalopodes, visibles dans la région de Coimbra et à Serra d'El-Rei; en ce point les épaisseurs sont faibles et les brachiopodes disposés en nids, ce qui indique la faible profondeur des dépôts. Plus à l'E (Tomar) et au S (Montejunto), les faciès organo-détritiques marquent la proximité d'une bordure ou d'un haut-fond.

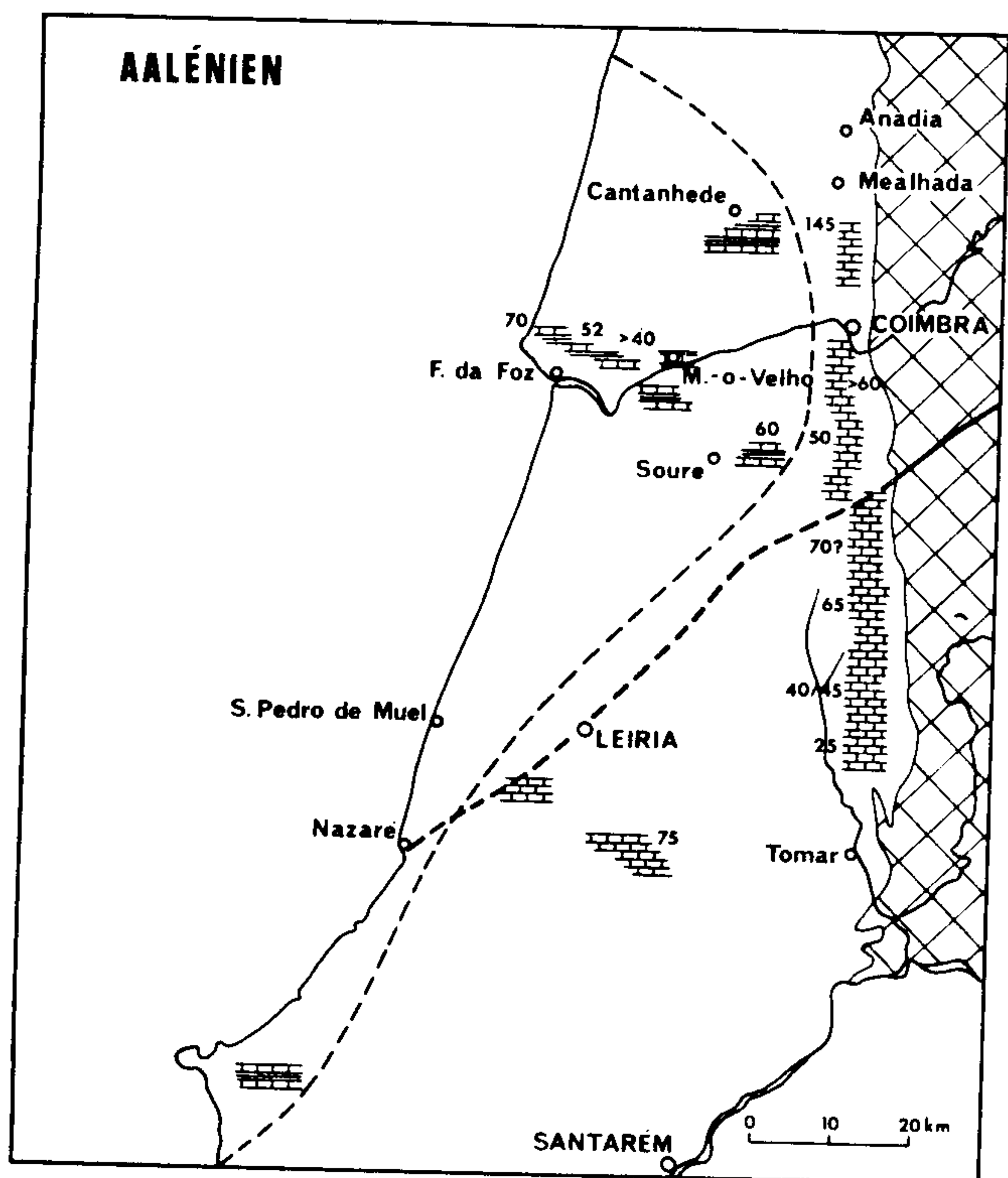


Fig. 3.23

Fig. 3.23. — 3.27. — Esquisses paléogéographiques de l'Aalénien-Bathonien dans le bassin au Nord du Tage, d'après Mouterde, Rocha, Ruget et Tintant. Même légende que Fig. 3.19.

Fig. 3.23. — 3.27. — Aalenian — Callovian palaeogeographical sketches in the Northern Tagus basin (after Mouterde, Rocha, Ruget and Tintant). Symbols as in Fig. 3.19.

Au Bajocien moyen, les faciès de bassin à sédimentation marno-calcaire occupent une surface plus réduite (fig. 3.25); ils ne sont présents que le long du littoral actuel (Cap Mondego, Maceira). La zone de calcaire compact gagne vers l'W (Fátima, Serra d'El-Rei) toujours bordée à l'E par les calcaires organo-détritiques plus étendus qu'au Bajocien inférieur; ils montrent toujours une augmentation d'épaisseur vers l'E.

Au Bajocien supérieur (fig. 3.26), le faciès de bassin gagne peu à peu au NE du Cap Mondego, dans la région de Quiaios-Brenha, et prend une grande épaisseur vers le S. L'auréole de calcaires compacts diminue, ils font place à Fátima aux calcaires organo-détritiques et ne sont bien développés qu'au S, à Serra d'El-Rei; près de là, des niveaux de calcaires oolithiques (Baleal) ou des hard-ground (Óbidos) indiquent une sédimentation agitée à l'approche d'un littoral ou d'un haut-fond. L'auréole plus externe de calcaire organo-détritique s'élargit au contraire et occupe la plus grande partie de l'aire de sédimentation qui est très peu profonde et agitée.

En Arrábida, on connaît à la base de l'étage des calcaires à Gervillies et à la partie supérieure des dolomies saccharoïdes à Nérinelles qui sont encore des dépôts en milieu peu profond et peu aéré.

Dans l'ensemble du Bajocien seuls les niveaux marno-calcaires sont riches en céphalopodes dont les affinités sont à la fois subboréales et subméditerranéennes. Au Bajocien inférieur, les *Sonniniidae* sont relativement fréquents et les *Otoitidae* sont présents dès la base; quelques *Protoecotraustes* soulignent les rapports avec l'Angleterre, le Maroc et la Bulgarie. Au Bajocien moyen et supérieur, les faunes d'ammonites semblent plus ubiquistes, avec un grand développement des Périssphinctidés à la base de la zone à *Subfurcatum* comme dans les Alpes et dans les Chaînes Ibériques; les *Parkinsonia* sont, par contre, relativement rares. *Phylloceras* et *Lytoceras* sont peu fréquents dans tout l'étage. Les brachiopodes montrent localement au Bajocien moyen une parenté avec les formes alpines (*Linguithyris curviconcha* à Serra d'El-Rei, *Terebratula pseudogerda* en Algarve).

Au Bathonien (fig. 3.27) la paléogéographie est voisine de celle du Bajocien, l'aire de sédimentation marno-calcaire, riche en céphalopodes, est cantonnée au voisinage du littoral actuel.

La série relativement épaisse au Cap Mondego est affectée par la lacune d'une partie du Bathonien moyen. On passe rapidement vers l'Est à des dépôts plus calcaires, oolithiques ou crayeux, peu fossilifères, où seul le Bathonien inférieur est bien caractérisé. Vers le S (Maceira, Peniche) on observe encore des calcaires marneux compacts avec déjà quelques passées oolithiques. Au centre et à l'E (Fátima, Tomar) les calcaires marneux et compacts ont disparu, faisant place aux formations organo-détritiques, oolithiques ou sublithographiques, récifales ou péri-récifales, sans céphalopodes, ce qui évoque toujours un milieu de sédimentation peu profond et agité. Les corrélations n'ont été possible que grâce à la présence des grands foraminifères (*Meyendorfina*, *Pseudocyclaminidae*) et des brachiopodes (*Rhynchonella decorata*).

Au cours du Bathonien, les influences boréales et mésogéennes s'équilibrent. Les premières sont marquées par l'abondance des *Zigzagiceratinae* et *Morphoceratidae* identiques à ceux de l'Angleterre, du Jura, de l'Ardèche et des Basses-Alpes; par contre, les *Parkinsoniidae* sont peu abondants. A la base de l'étage on note une explosion des *Zeissoceras* d'affinités subméditerranéennes, relayés par d'abondants *Prohecticoceras* dès le sommet du Bathonien moyen. Au Bathonien supérieur, les *Epistrenoceras* et *Hemigarantia* confirment les influences mésogéennes, alors que les grandes *Choffatia* marquent la parenté avec les faunes du Cornbrash anglais.

A Santiago de Cacém, l'ensemble du Dogger est représenté par des calcaires organo-détritiques et subrécifaux

à algues, relativement peu épais (100 à 200 mètres d'après les sondages).

En Algarve occidentale, le Jurassique moyen débute par des formations récifales constituant une barrière de direction WSW-ENE. Au Nord de cette barrière, dans le domaine interne, se déposaient des calcaires graveleux, des calcaires oolithiques, des calcaires pisolithiques, des calcaires dolomitiques, à microfaune abondante, d'âge Aalénien à Bathonien ou même Callovien et dont l'épaisseur dépasse 50 mètres. Au Sud, le domaine pélagique présente des faciès marno-calcaires à ammonites (40 m); ils sont connus depuis la base du Bajocien supérieur et se poursuivent au cours du Bathonien avec de fréquentes lacunes et des réductions d'épaisseur.

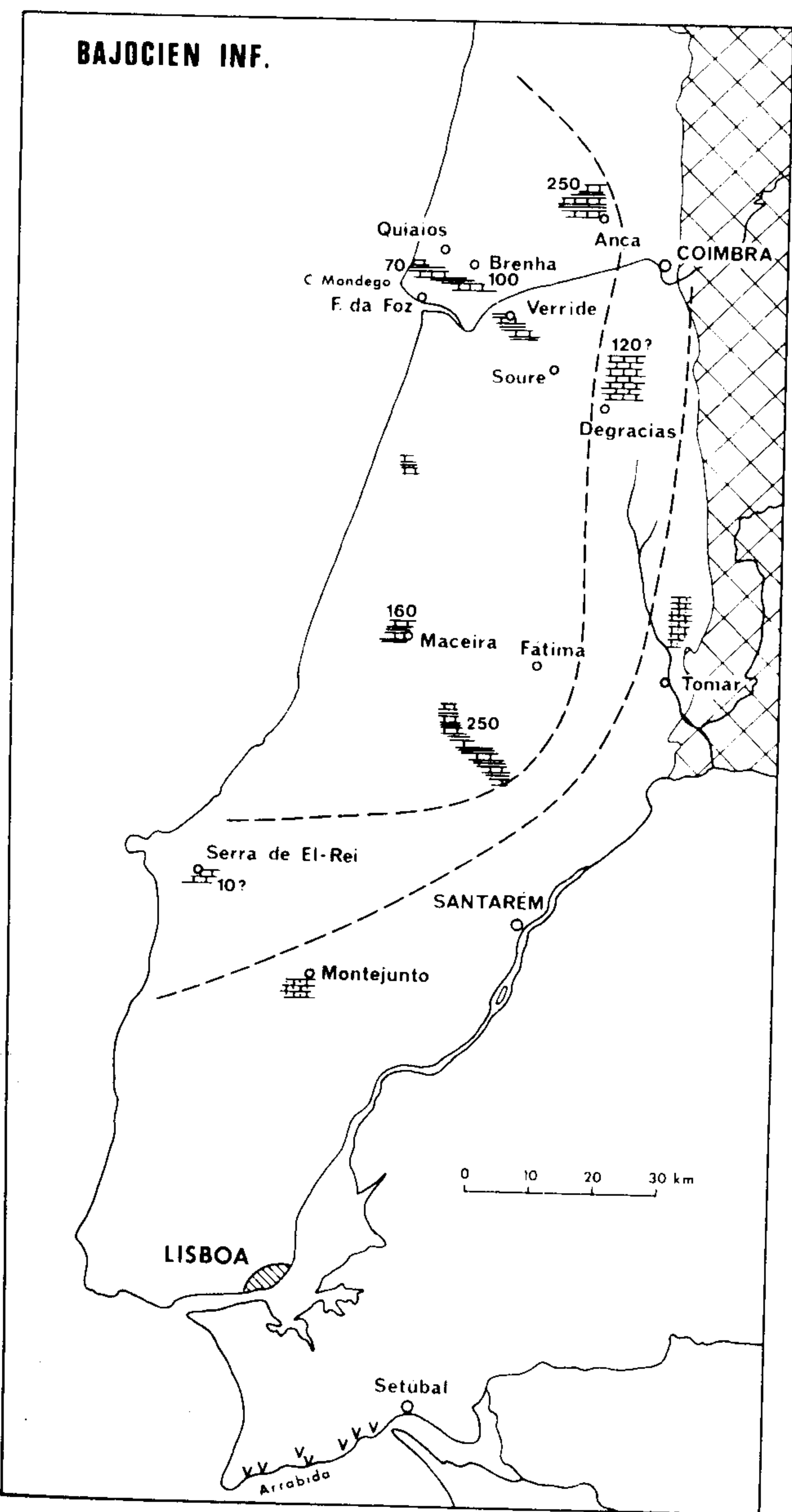


Fig. 3.24

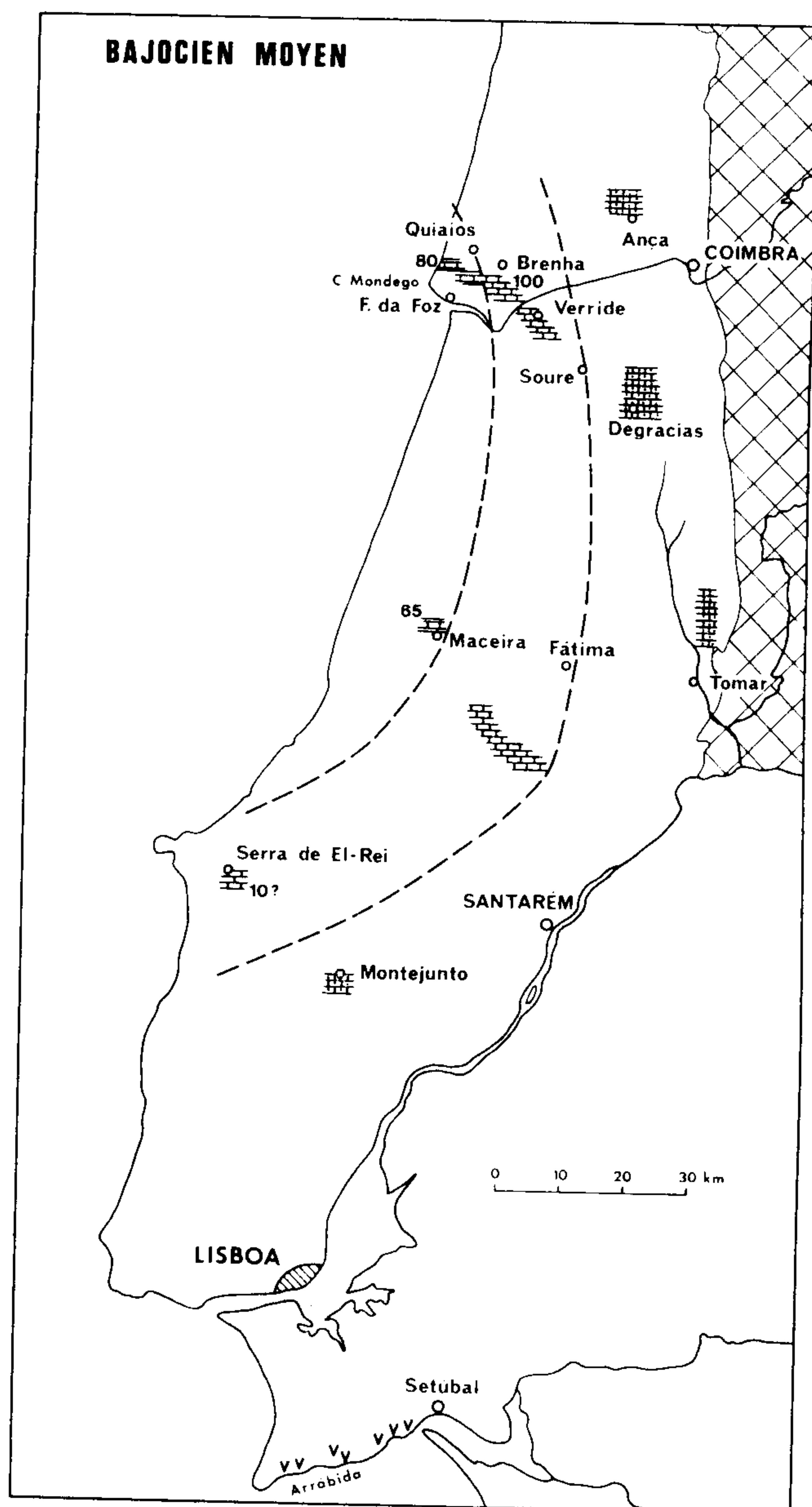


Fig. 3.25

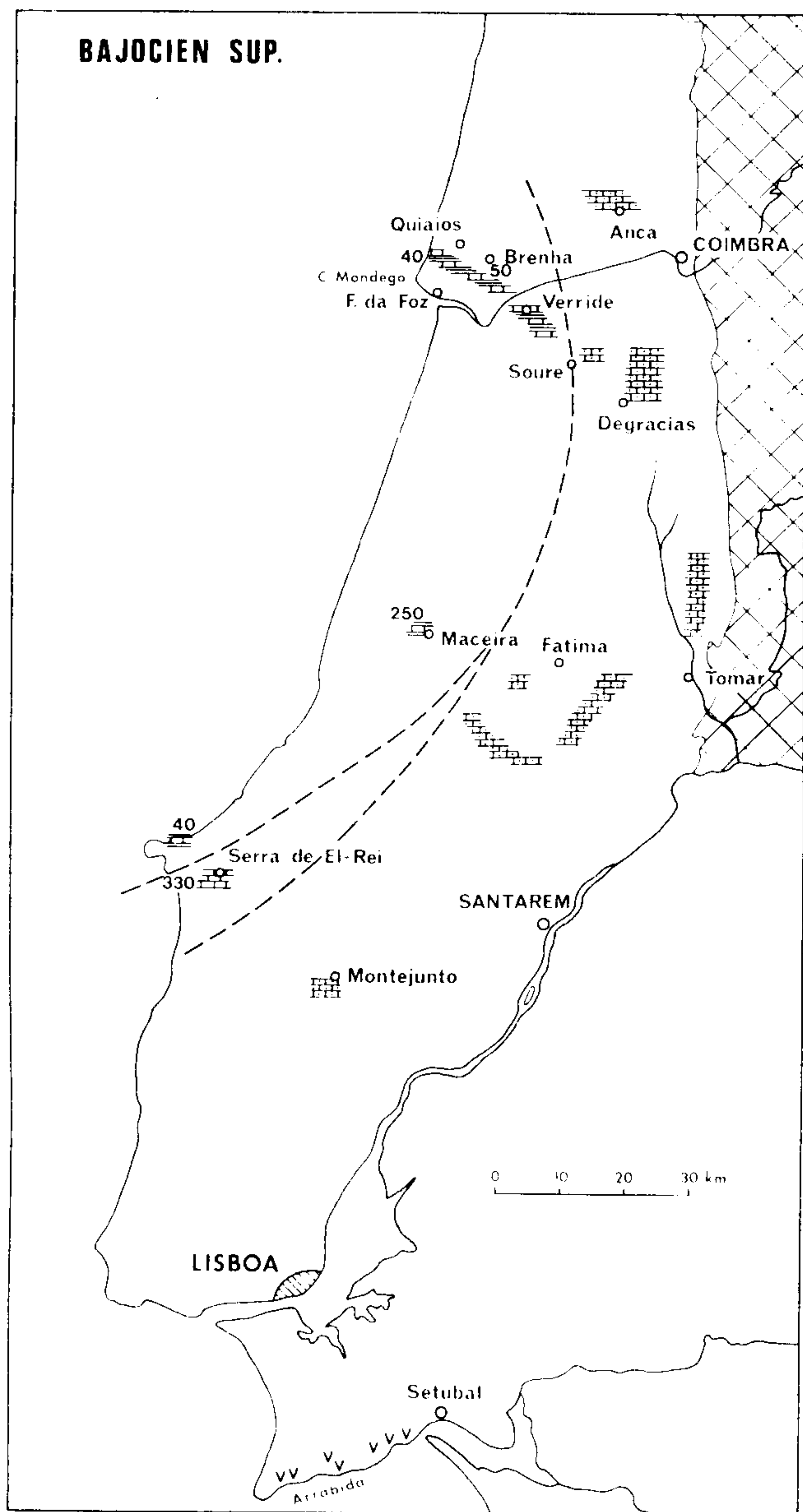


Fig. 3.26

La rareté des ammonites dans le Bajocien supérieur et le Bathonien pélagiques d'Algarve occidentale ne permet pas de préciser la province faunistique à laquelle doit être rattachée cette région. Cependant, les affinités des associations faunistiques sont principalement mésogéennes.

Le Callovien fait suite sans discontinuité au Bathonien; il est caractérisé par une extension des faciès de bassin à céphalopodes souvent très abondants, dont la distribution géographique, assez différente de celle observée dans les étages précédents, annonce plutôt la paléogéographie du Jurassique supérieur (Fig. 3.28).

Au N du Tage, les faciès à céphalopodes occupent deux bassins bien séparés:

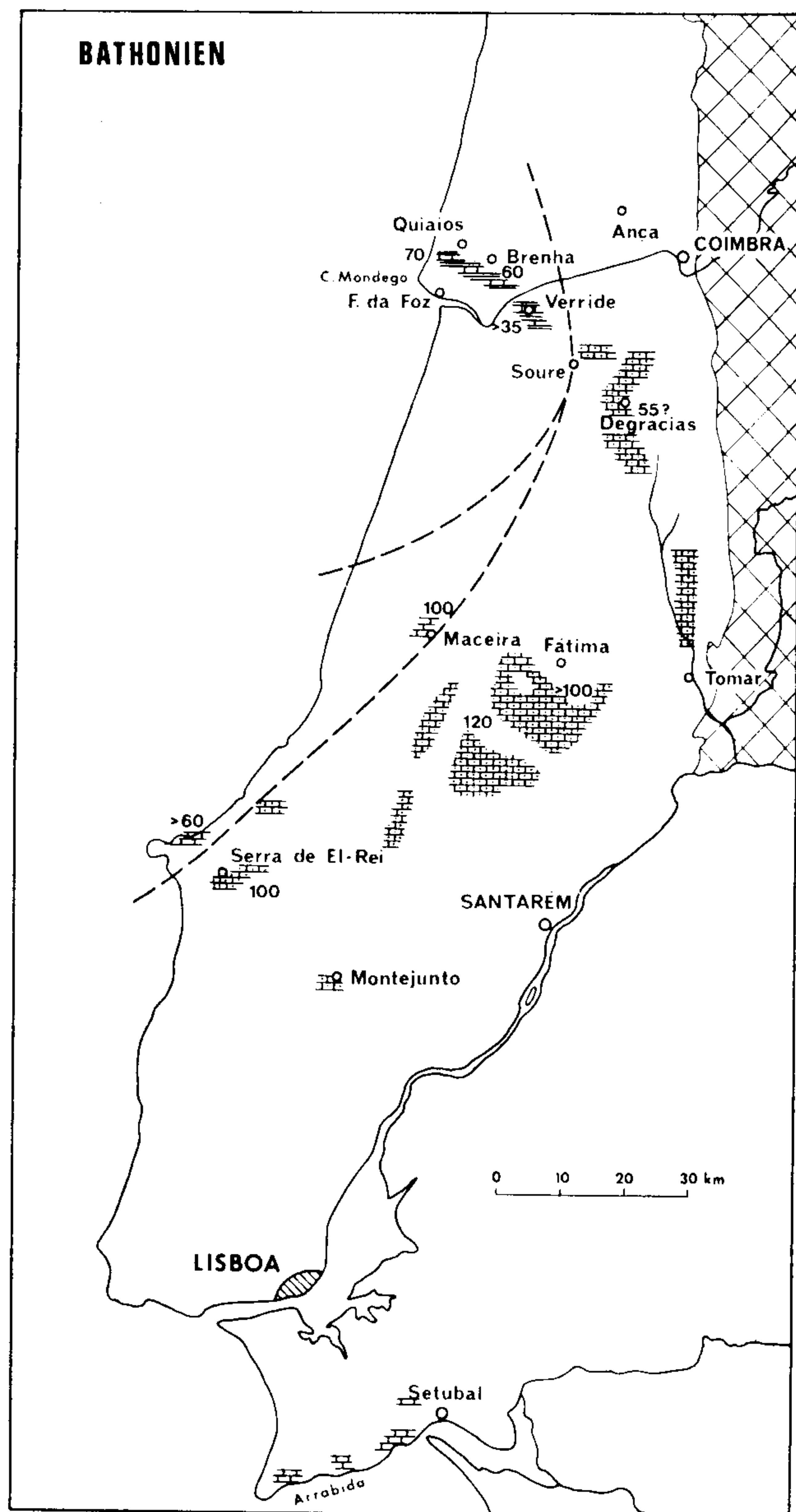


Fig. 3.27

1) Le bassin septentrional est bien marqué pendant tout le Callovien inférieur, où son extension est plus large qu'au Bathonien.

Il est particulièrement fossilifère au Cap Mondego où il montre une puissante série (150 m) de calcaires marneux correspondant à un beau développement des zones à *Macrocephalus* et à *Gracilis*.

Masqués plus au S (Pedrógão), ces niveaux se retrouvent à l'W de Leiria avec un faciès un peu plus calcaire et plus réduit, mais toujours très riche en céphalopodes.

Ce bassin largement ouvert aux influences océaniques est entouré par une zone de faciès plus franchement calcaires, où les céphalopodes moins abondants sont mélangés

à de nombreux organismes benthiques (brachiopodes, lamellibranches, oursins et polypiers) dans les régions de Verride, Soure et Fátima.

Plus à l'E, on passe à des calcaires organo-détritiques ou oolithiques, où les céphalopodes ont pratiquement disparu; ils forment une auréole autour des faciès précédents, de Cantanhede à Tomar et se prolongent vers le SW jusqu'à la Serra de Bouro.

Au Callovien moyen, les faciès de bassin sont remplacés par des faciès mixtes à céphalopodes assez rares et faune benthique, qui envahissent la région précédemment occupée par les faciès marneux à céphalopodes: ils sont datés par *Erymnoceras coronatum* à Figueira da Foz et à Maceira.

La régression des faciès de bassin s'accroît au Callovien supérieur, qui n'a livré que quelques rares ammonites de la base de la zone à *Athleta* (*Rugeticeras cesaredense*) à Pedrógão. À Figueira da Foz, cet horizon est représenté par des lumachelles à huîtres datées par *Zeilleria pseudoantiplecta*.

Ce bassin qui constitue le trait majeur de la paléogéographie du Lias et du Dogger, disparaît définitivement pendant le Callovien.

2) Le bassin méridional s'individualise dès le Callovien inférieur; il amorce un dispositif qui va caractériser la paléogéographie du Jurassique supérieur.

Dans la Serra de El-Rei, le Callovien est relativement peu épais (250m) et riche en céphalopodes des zones à *Macrocephalus*, à *Gracilis* et à *Coronatum*. Au Montejunto, la série est moins épaisse (130 m), plus calcaire et plus pauvre en céphalopodes; on est tout près de la bordure néritique.

La base du Callovien supérieur a été identifiée dans les deux localités avec des faciès et des faunes différentes (couches à *Peltoceras* et *Rugeticeras* à Serra de El-Rei, couches à *Kosmoceras duncani* au Montejunto). Le Callovien terminal manque partout.

Ainsi, dans toute l'Estremadura, le Callovien, transgressif et très fossilifère dans sa partie inférieure, localisée en deux bassins isolés, montre dès le Callovien moyen une tendance régressive, très marquée dans le bassin nord. Une discontinuité stratigraphique majeure sépare partout le Jurassique moyen du Jurassique supérieur.

En Arrábida, le Callovien est sous faciès néritique. Il est constitué par des calcaires à oursins (couches à *Pseudodiadema conforme*) et à brachiopodes identiques à ceux de Pedrógão (*Digonella arrabidensis*, *Z. pseudoantiplecta*) qui indiquent que la série monte jusqu'au Callovien supérieur.

En Algarve occidentale, le Callovien est bien représenté dans la région de Sagres où il affleure au bord de mer. Les faciès indiquent la présence du Callovien inférieur argileux, caractérisé par de nombreux *Macrocephalites* s.l. pyriteux, du Callovien moyen marno-calcaire daté par des *Reineckeia* associées à des *Proscaphites* et des *Hecticoceras* (*Brigthia*) *metomphala*, et localement du Callovien supérieur (zone à *Athleta*) représenté par des calcaires à *Hecticoceras trezeense* et *Orionoides*. Cette série est recoupée en biseau par un niveau ferrugineux et phosphaté, reposant tantôt sur le Callovien moyen, tantôt sur le Callovien supérieur, dont la faune appartient en majeure partie au Callovien terminal (*Kosmoceras*), mais renferme aussi des éléments caractéris-

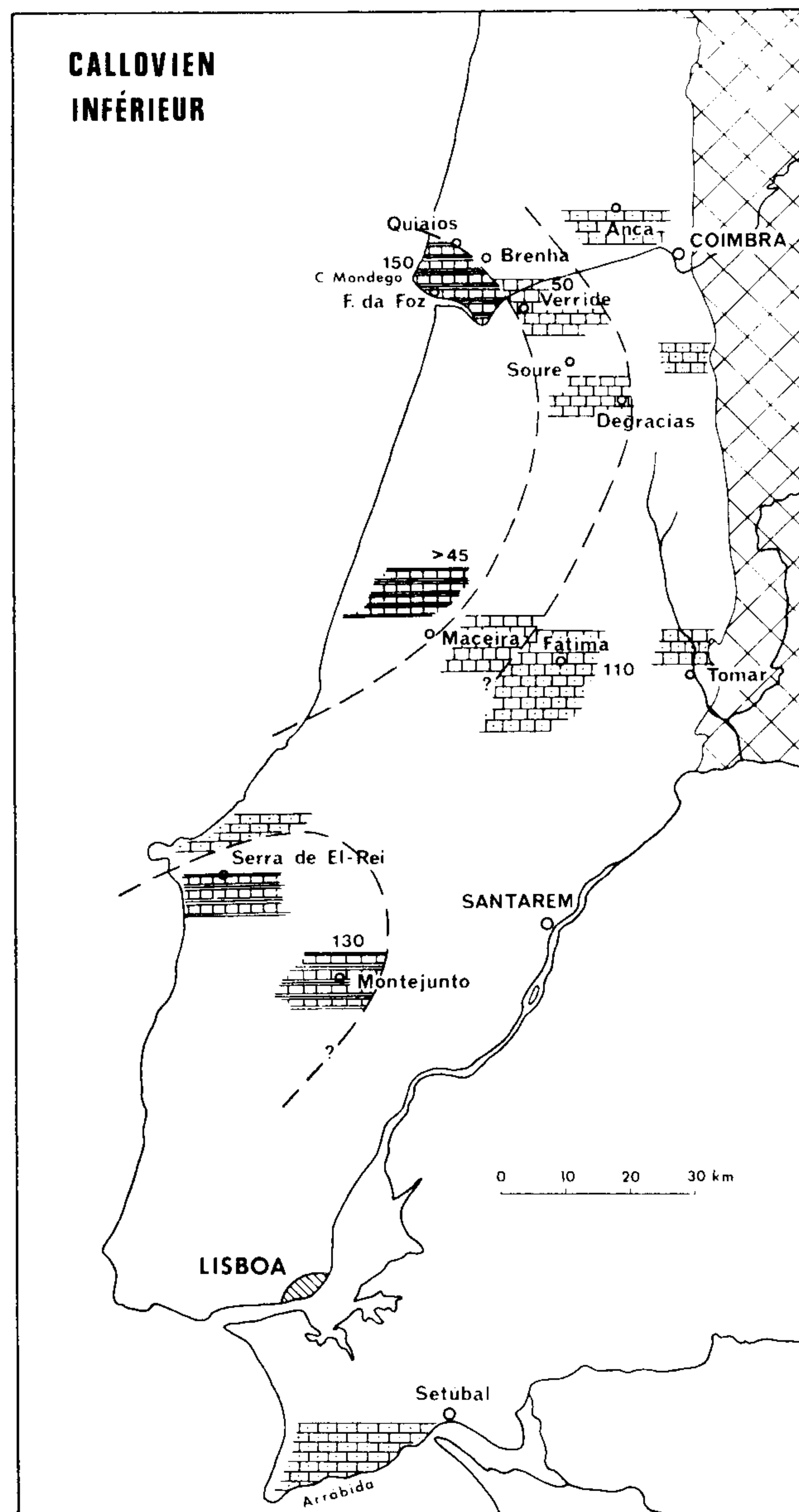


Fig. 3.28. — Esquisse paléogéographique du Callovien inférieur dans le bassin au Nord du Tage, d'après Mouterde, Rocha, Ruget et Tintant. Même légende que Fig. 3.19.

Fig. 3.28 — Lower Callovian palaeogeographical sketch in the Northern Tagus basin, after Mouterde, Rocha, Ruget and Tintant. Symbols as in Fig. 3.19.

tiques de l'Oxfordien inférieur (*Properisphinctes*, *Parawadedkindia*) et de l'Oxfordien moyen (*Arisphinctes plicatilis*, *Dichotomosphinctes*). Plus à l'E, toute la série callovienne à faciès pélagique se retrouve au coeur de quelques structures anticlinales d'origine diapirique dans la région de Loulé et d'Estoi.

Les faunes du Callovien de l'Estremadura appartiennent à la province subboréale: elles offrent de grandes ressemblances avec celles du bassin de Paris et du Poitou. Les Phyllocératidés, absents en Estremadura, abondent dans le Callovien de l'Algarve, qui présente un cachet typiquement mésogéen. Une barrière entre ces deux domaines

devait exister au niveau de l'Arrábida. Cependant, des échanges demeuraient possibles entre ces régions, sans doute par un «Proto-Atlantique» situé plus à l'W. C'est par cette voie qu'ont pu descendre jusqu'en Algarve des fossiles aussi franchement boréaux que les *Kosmoceras* récoltés dans la zone à Lamberti; ils marquent l'extension maximale vers le S de cette famille (Fig. 3.29).

3.2.6. Malm

Après la régression qui débute au Callovien, et entraîne la disparition des faciès marins pendant l'Oxfordien inférieur, une nouvelle transgression se manifeste au cours de

cet étage; elle débute un cycle sédimentaire qui se continue jusqu'au Kimmeridgien moyen et correspond au Lusitanien de P. CHOFFAT. Cette transgression est surtout bien marquée dans l'Estremadura où la mer forme un bassin reprenant sensiblement la position du bassin callovien. Au S, d'autres golfes s'observent dans la région de Santiago de Cacém et en Algarve.

En Estremadura, une coupure stratigraphique très importante sépare les formations marines de l'Oxfordien de celles du Callovien. Le Callovien terminal et l'Oxfordien inférieur ne sont connus nulle part et la sédimentation marine reprend au plus tôt avec l'Oxfordien moyen (zone à *Plicatilis*) (Fig. 3.30). Des discordances (Arrábida), des éro-

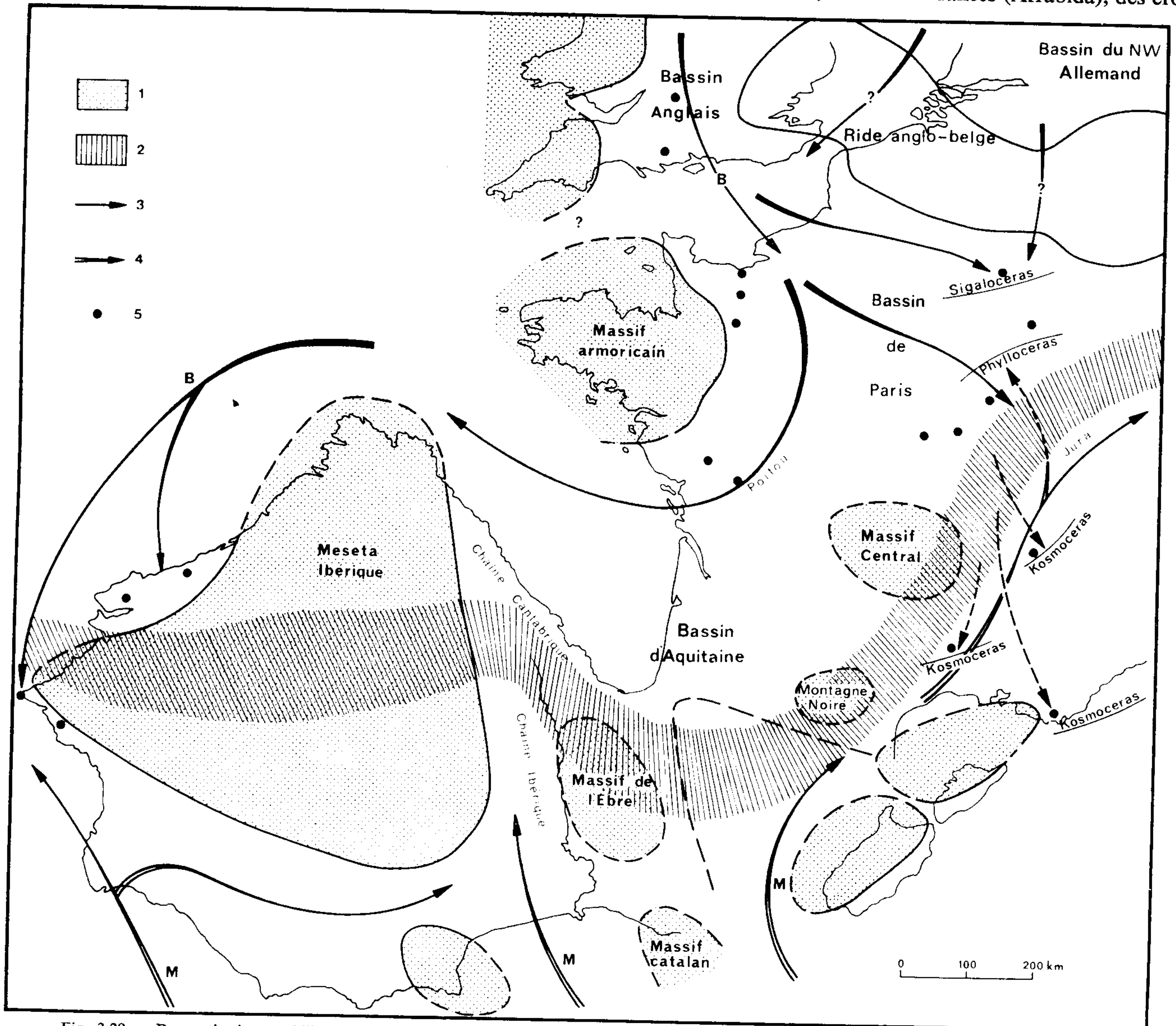


Fig. 3.29. — Reconstitution mobiliste de l'Europe occidentale pendant le Callovien supérieur, d'après Rocha et Tintant: 1 — Régions probablement émergées; 2 — Limite entre les domaines boreal et mésogéen; 3 — Voies de migration de faunes boreales (B) vers le Sud (en tireté, occurrence locale de *Kosmoceras* dans le domaine mésogéen); 4 — Voies de migration de faunes mésogéennes (M) vers le Nord (en tireté, occurrence locale de *Phylloceras* dans le domaine boreal); 5 — Gisements de *Kosmoceras* du Callovien supérieur.

Fig. 3.29. — Mobile reconstitution of the Western Europe during Upper Callovian (after Rocha and Tintant): 1 — Zones probably emerses; 2 — Boundary between boreal and mesogean realms; 3 — Boreal fauna migration paths (B) towards the South (in broken lines *Kosmoceras* local occurrence in mesogean realm); 4 — Mesogean fauna migration paths (M) towards the North (in broken lines *Phylloceras* local occurrence in boreal realm); 5 — Distribution of Upper Callovian *Kosmoceras* fauna.

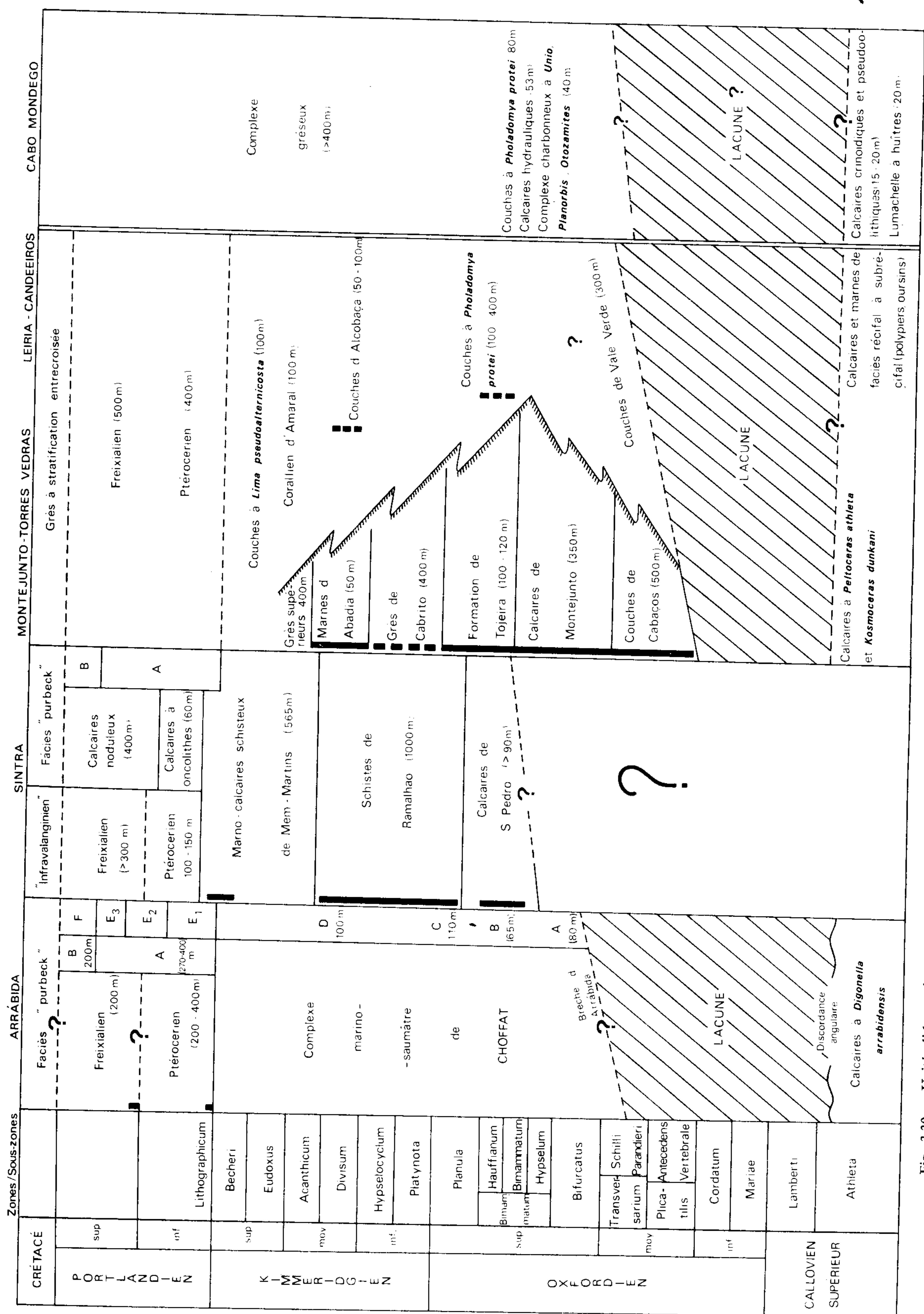


Fig. 3.30. — Unités lithostratigraphiques du Jurassique supérieur dans le bassin au Nord du Tage, d'après Mouterde, Ramalho, Rocha, Ruget et Tintant.
 Fig. 3.30. — Upper Jurassic lithostratigraphic units in the Northern Tagus basin (after Mouterde, Ramalho, Rocha, Ruget and Tintant).

sions parfois considérables (Serra dos Candeeiros), des dépôts continentaux à plantes (Montejunto) ou des formations rouges (W dos Candeeiros) séparent fréquemment les deux cycles. Les faciès de l'Oxfordien s'ordonnent de façon logique sur une axe orienté du SSW vers le NNE (Fig. 3.31):

1) Les dépôts de type bassin, à faune pélagique riche en céphalopodes, sont localisés dans une zone étroite, affleurant de Torres-Vedras au flanc sud du Montejunto. On peut y distinguer:

a) Une phase d'installation, correspondant aux Couches de Cabaços très organo-détritiques, avec des passées bitumineuses à végétaux, de petits récifs, des brachiopodes, des oursins, mais aussi des bancs riches en céphalopodes. Au Montejunto cette formation comprend les zones à *Plicatilis* et à *Transversarium*.

b) Une phase plus franchement pélagique, correspondant à l'extension maximale du bassin: les Calcaires de Montejunto, dépôts micritiques en bancs minces et bien lités, dont la faune est essentiellement constituée de céphalopodes. Ils débutent dans la zone à *Bifurcatus* mais représentent aussi la zone à *Bimammatum*.

c) Une phase de régression, correspondant à la Formation de Tojeira, marquée par l'apparition d'apports détritiques fins, et le développement vers leur sommet de petits récifs à polypiers. Les nombreux céphalopodes indiquent le sommet de la zone à *Bimammatum* et la zone à *Planula*.

Ce bassin, cerné de toute part par des zones de plate-forme, sauf vers le SSW, ne pouvait s'ouvrir vers l'Océan que dans cette direction, où les affleurements sont malheureusement très rares, l'Oxfordien étant généralement masqué par les niveaux plus récents du Jurassique supérieur et/ou du Crétacé. La partie supérieure de l'étage affleure cependant dans la région de Sintra, avec les Calcaires de S. Pedro et la base des Schistes de Ramalhão, formations très puissantes et riches en céphalopodes, à caractère pélagique très accentué (Fig. 3.30).

2) Les faciès à céphalopodes du bassin oxfordien sont bordés par des formations de plate-forme marine, puis par des formations saumâtres disposées en auréoles concentriques:

a) Vers le NW, de la Serra de El-Rei à Batalha, l'Oxfordien est représenté par les Couches à *Pholadomya protei*, épaisse série de calcaires débutant par des formations saumâtres, surmontées de faciès marins à polypiers et Chaetétidés, Myacées, Nérinées et brachiopodes. Dans la Serra de El-Rei et aux environs d'Alcobaça, le sommet de cette série contient de rares ammonites (*Orthosphinctes*, *Decipia*) de l'Oxfordien supérieur; elle représenterait donc un équivalent latéral des Calcaires de Montejunto et de la formation de Tojeira.

Sur le flanc ouest de la Serra dos Candeeiros, la base saumâtre de l'Oxfordien est très réduite et marquée par des niveaux à cailloux noirs qui reposent directement sur le Bathonien.

b) Plus à l'E, dans le centre et sur le flanc oriental de la Serra dos Candeeiros, la série de base, à caractère fluviatile

(Couches de Vale Verde) s'épaissit considérablement. Les faciès marins, dépourvus de céphalopodes se localisent au sommet de la série. De tels faciès mixtes, où la série saumâtre montre fréquemment des intercalations encore franchement marines, souvent riches en oncolites, forment une ceinture de Leiria à Fátima et Rio Maior.

c) Plus au N comme vers l'E, les faciès deviennent saumâtres et même continentaux (Tomar, Pombal, Ansião et jusqu'à Figueira da Foz). Dans cette localité, au-dessus de dalles à empreintes de pattes de Dinosaures et de niveaux à lignite, la série oxfordienne se termine par des intercalations marines à *Ostrea pulligera*.

Au S du Tage, des calcaires micritiques à céphalopodes, identiques à ceux du Montejunto et de même âge, se retrouvent dans les sondages de Barreiro; un peu plus à l'E (sondage de Montijo), ces mêmes niveaux passent à des faciès de plate-forme.

Plus au S, en Arrábida, l'Oxfordien est entièrement saumâtre et repose en discordance angulaire sur le Callovien. Il est représenté par les couches à *Nerinea elsgaudiae* (base du Complexe marino-saumâtre de P. CHOFFAT) qui ont livré une microfaune identique à celle des Couches de Cabaços; elles passent vers l'E à des calcaires, conglomérats et brèches polygéniques (Brèche d'Arrábida).

L'Oxfordien à céphalopodes est aussi connu dans des sondages de la région de Santiago de Cacém, qui ont livré quelques ammonites des zones à *Transversarium* et à *Bimammatum*. Ces couches reposent sur une brèche analogue à celle de l'Arrábida. Il existe donc dans cette région un petit golfe marin ouvert vers l'W.

En Algarve, l'Oxfordien à céphalopodes, de type bassin, existe dans la région d'Albufeira — Loulé — Faro, où il dessine un golfe ouvert vers le S; l'Oxfordien moyen existe aussi très localement dans la région de Sagres. Mais dans tout l'W de l'Algarve, de Lagos au Cap S. Vicente, l'étage est représenté essentiellement par des formations de plate-forme très littorale à oncolites et par des formations saumâtres ou continentales débutant par une brèche reposant localement sur l'Oxfordien moyen.

L'Oxfordien de l'Estremadura montre à sa base des faunes à affinités encore essentiellement subboréales: présence de Cardiocératidés au Montejunto, similitude des faunes de Périssphinctidés avec celles du Poitou et d'Angleterre. Cependant, au cours de l'étage, se développent des influences mésogéennes (arrivée de *Dichotomoceras*) qui deviennent dominantes dans la Formation de Tojeira (apport massif de Phyllocératidés, présence d'*Idoceras*, *Sutneria*). Ce cachet mésogéen est beaucoup plus accentué en Algarve, ce qui conduit à envisager une progression de ces faunes du S vers le N au cours de l'étage.

Le Kimmeridgien voit la réduction progressive du bassin pélagique au N du Tage, envahi peu à peu par une sédimentation détritique abondante (Fig. 3.32).

Les faciès de bassin, à céphalopodes, se localisent au SW (Sintra) où ils sont représentés par la majeure partie des Schistes de Ramalhão.

Plus au N, le caractère détritique et de plus en plus grossier de la série s'accroît rapidement. Le Kimmeridgien inférieur a été identifié dans la région de Torres Vedras

(Grès de Cabrito à rares *Ataxioceras*). Cette formation détritque, qui correspond à des apports d'origine occidentale, disparaît vers l'E, sur le flanc sud du Montejunto.

Le Kimmeridgien moyen est représenté par un épisode de sédimentation plus fine, les Marnes d'Abadia, qui livrent une faune très homogène de céphalopodes. Cet épisode, sans doute assez bref, présente une grande extension géographique puisqu'on le retrouve en de nombreux points: au Montejunto où il repose directement sur la Formation de Tojeira; à Santa Cruz, sur le littoral à l'W de Torres Vedras où le Kimmeridgien moyen est très argileux et surmonté directement par des marnes à *Isognomon rugosa* (Ptérocérien); à Lisboa même, au sondage de Monsanto, où la série est à dominance argileuse. Enfin, la faune d'Abadia a été également retrouvée à Arruda dos Vinhos, près de Vila Franca de Xira, dans un Kimmeridgien à caractère détritque très accentué.

En effet, dans toute l'extrémité nord-est du bassin, les Marnes d'Abadia sont surmontées par une série détritque fortement subsidente, les Grès supérieurs, dont les apports se font d'E en W, et dont le maximum de puissance semble correspondre à un sillon tectonique, orienté SSW-NNE, depuis Sintra jusqu'au Nord de Santarém. À Arruda, la puissance du Kimmeridgien dépasserait, d'après les sondages, 2.500 m.

La partie terminale de ce complexe marino-saumâtre montre fréquemment des épisodes récifaux, lenticulaires et sans doute non synchrones (Corallien d'Amaral) difficiles à dater avec précision, puis passe à des marnes saumâtres (Ptérocérien) et continentales, qui peuvent atteindre le Portlandien.

Vers le NW le Kimmeridgien est représenté par une série marino-saumâtre plus calcaire et non subsidente, les Couches d'Alcobaça.

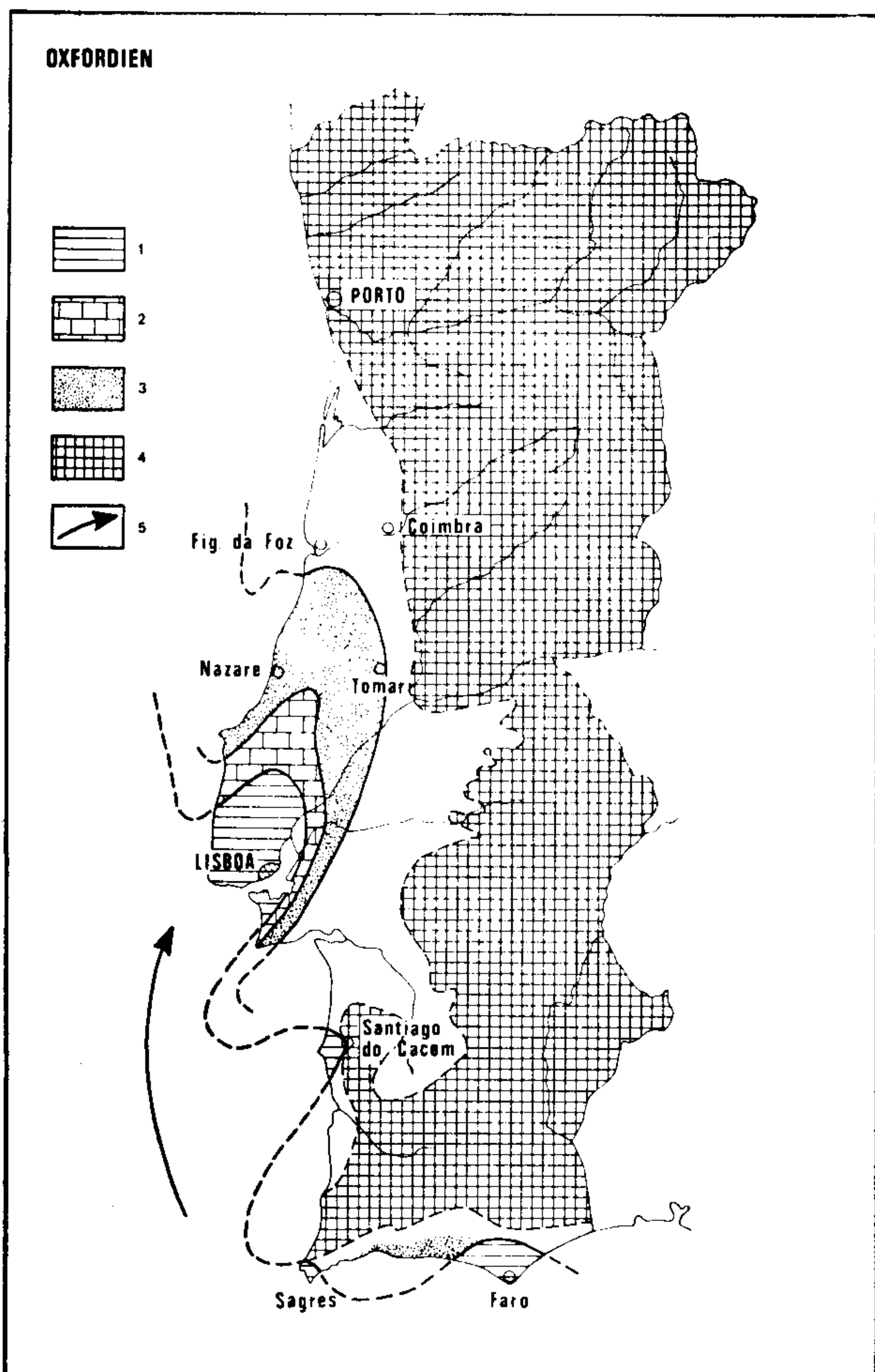


Fig. 3.31

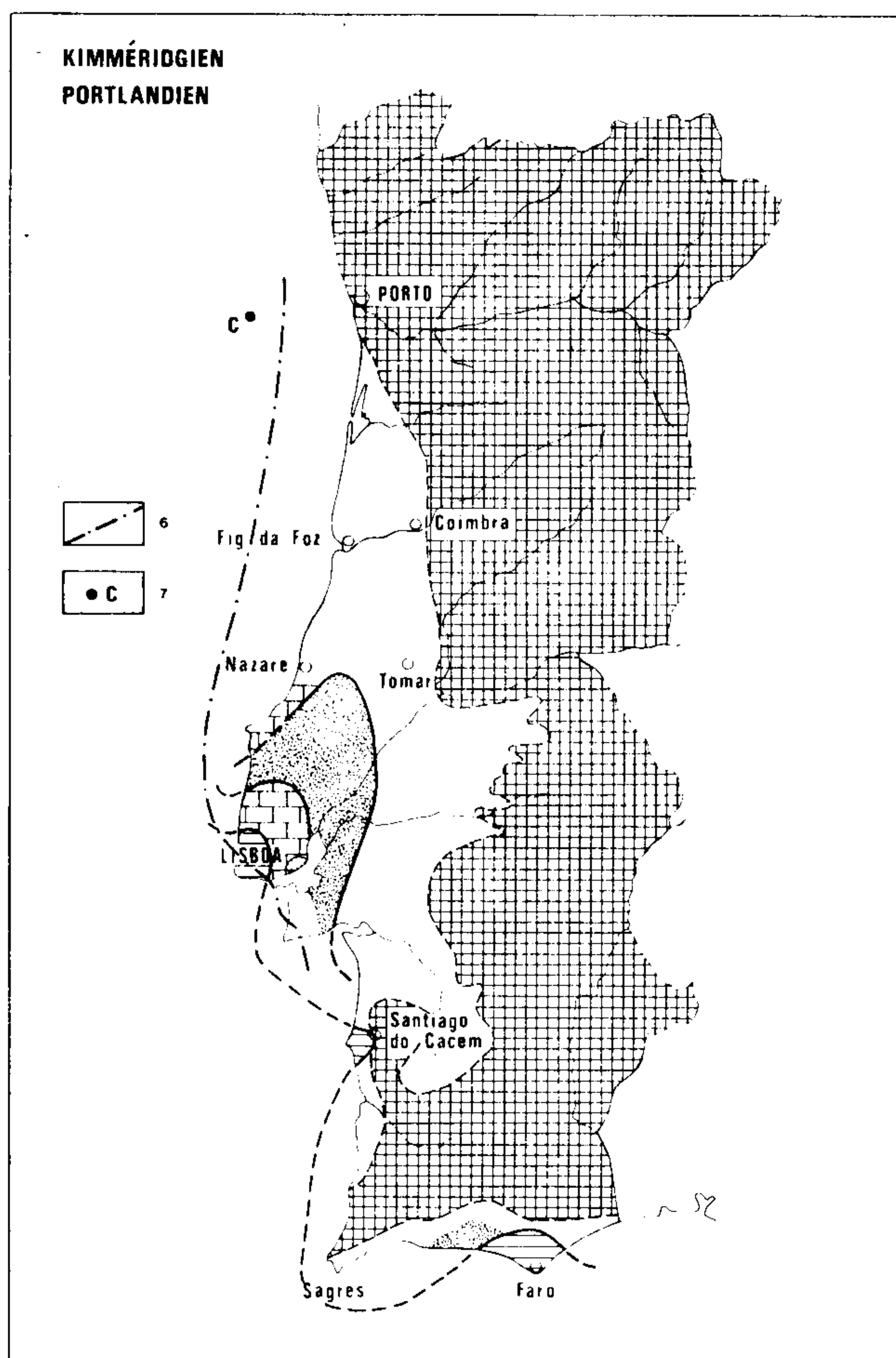


Fig. 3.32

Fig. 3.31. — 3.32. — Esquisses paléogéographiques du Jurassique supérieur dans le bassin au Nord du Tage, d'après Mouterde, Rocha, Ruget et Tintant.

1 — Faciès de bassin à Céphalopodes; 2 — Faciès de plate-forme carbonatée; 3 — Faciès détritiques; 4 — Socle ante-triasique; 5 — Voie de migration des faunes mésogéennes; 6 — Limite entre les faciès de bassin à Céphalopodes (à l'W) et les faciès détritiques (à l'E), pendant le Portlandien; 7 — Gisement à Calpionelles.

Fig. 3.31. — 3.32. — Upper Jurassic palaeogeographical sketches (after Mouterde, Rocha, Ruget and Tintant).

1 — Basin facies with abundant Cephalopods; 2 — Limestones and dolomitic-limestones of platform facies; 3 — Detrital facies; 4 — Older Triassic basement; 5 — Mesogean fauna migration path; 6 — Boundary between basin facies (West) and detrital facies (East), during Portlandian; 7 — Calpionella local occurrence.

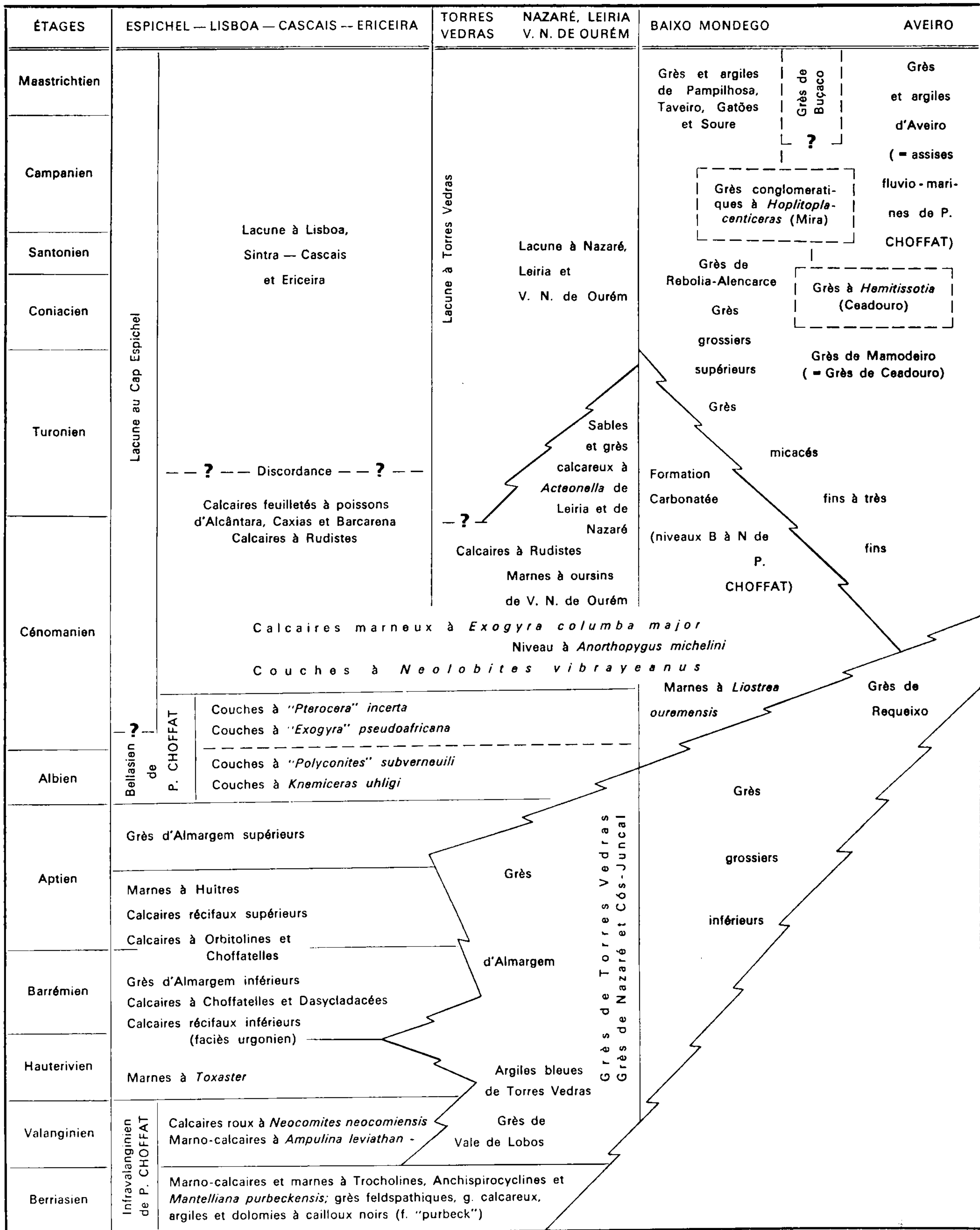


Fig. 3.33. — Unités lithologiques du Crétacé dans le bassin au Nord du Tage, d'après Berthou, Choffat, Rey, Soares et Teixeira (tableau établi par Rocha, Soares et Barbosa).

Fig. 3.33. — Cretaceous lithostratigraphic units in the Northern Tagus basin (compiled by Rocha, Soares and Barbosa based on data from Berthou, Choffat, Rey, Soares and Teixeira).

En Arrábida, le Kimméridgien est représenté par des faciès de bordure: complexe marino-saumâtre vers l'W de la chaîne, passant plus à l'E à des conglomérats et à des marnes continentales. Plus au S, le golfe de Santiago de Cacém fonctionne sans doute encore au début du Kimméridgien.

En Algarve, le golfe de Loulé persiste, avec des calcaires micritiques qui ont livré des ammonites du Kimméridgien inférieur. Plus à l'W, l'étage semble passer à des formations marino-saumâtres à oncolites et charophytes, difficilement distinguables de l'Oxfordien supérieur. Le tout est surmonté de dolomies représentant sans doute le Kimméridgien supérieur et peut-être le Portlandien.

Durant le Kimméridgien, la progression des faunes mésogéennes vers le N, déjà amorcée à l'Oxfordien supérieur, s'est encore accentuée et a gagné en Estremadura la faune d'Abadia, riche en Phyllocératidés et en espèces mésogéennes.

Durant le Portlandien la tendance régressive s'accroît, et les faciès à céphalopodes ne sont connus qu'à la base de l'étage et localisés dans la région de Sintra (Marno-calcaires schisteux de Mem-Martins à *Lithacoceras ulmense* et *Taramelliceras prolithographicum*), ainsi qu'au Cap Espichel (Fig. 3.32), avec un horizon à *Lithacoceras siliceum* situé dans la base du Ptérocérien. Au-dessus viennent des grès freixaliens, qui ont livré de très rares et mauvaises ammonites paraissant indiquer le Portlandien supérieur.

En arrière de ce petit golfe, le Portlandien est représenté par des formations de plate-forme littorale à foraminifères (Sintra, Arrábida) et plus au N par des formations saumâtres ou continentales à Vertébrés (Lourinhã).

L'océan doit cependant persister plus à l'W du rivage actuel (Fig. 3.32) puisque des calcaires à Calpionelles ont été dragués au large de Porto.

3.2.7. Crétacé inférieur

Au début du Crétacé c'est seulement dans la région de Cascais-Sintra-Belas que se localisent des faciès carbonatés, à faunes littorales et laguno-saumâtre. La limite Jurassique-Crétacé est difficile à préciser; elle peut être située à la base des Marno-calcaires et marnes à Trocholines, Anchispirocyclines et *Mantelliana purbeckensis*, dont l'association d'Ostracodes et de Carophytes est celle du faciès «purbeck» d'Angleterre et du Jura.

A Ericeira-Malveira et au Cap Espichel (chaîne d'Arrábida) se situerait une frange côtière de marais littoraux à sédimentation essentiellement terrigène et carbonatée. On peut ainsi définir un rivage et vers le N et l'E une plaine de décharges fluviales venues des cadrans NE et E (Fig. 3.34).

Pendant le Berriasien sup.-Valanginien inf. (Marno-calcaires à *Ampulina leviathan*) des mouvements orogéniques auraient déterminé, d'une part le basculement de la plate-forme vers l'W et le SW, accompagné par l'invasion du bassin par des nappes progradantes estuariennes (Grès de Vale de Lobos), d'autre part la montée de blocs marginaux ce qui explique l'existence de discordances locales (partie orientale du bassin de Torres Vedras) et d'aires sans dépôt (Olhalvo, Abrigada, secteur oriental de Cercal).

Au Valanginien sup. (Calcaires roux à *Neocomites neocomiensis*) la mer, transgressive, avance de quelques kilomètres vers l'E et le NE, avec installation d'un régime littoral bien défini par les Argiles bleues à Foraminifères de Torres Vedras. Vers l'W, le régime marin devient plus net, tandis que sur le continent s'instaure un équilibre pédogénétique.

A l'Hauterivien — Marnes à *Toxaster* — les faciès carbonatés deviennent plus importants et le rivage se déplace encore plus vers l'E et le NE (Fig. 3.34). En même temps les conditions écologiques ont favorisé le développement des Échinides et des Ammonites (*Spitidiscus*, *Crioceratites*, *Neocomites*, *Neolissoceras*)

L'évolution des conditions écologiques a permis l'installation progressive de biohermes, qui ont édifié un récif-barrière à caractéristiques «monostœiques», centré à l'W de Cascais (Calcaires récifaux inférieurs). Dans l'arrière-récif la faune a un cachet particulier, avec l'association de Madréporaires, Nerinées, Rudistes, Équinides et Algues encroûtantes. Vers le N, à Ericeira, les Rudistes (*Requienia*) réapparaissent dans des couches calcaires interstratifiées avec des petits corps gréseux, attribués à un milieu marin interne.

Dans le bassin de Runa, dans une grande partie du bassin de Torres Vedras et dans la partie orientale de la chaîne d'Arrábida, l'Hauterivien est marqué par des faciès essentiellement pélitiques, localement avec de minces couches dolomitiques. Les associations biotiques présentes parlent en faveur d'un milieu littoral (intertidal?), à caractère saumâtre.

Vers le N, des corps gréseux fins et pélitiques dus à des épandages détritiques venus du NE et de l'E, se déposeraient sur le Valanginien inférieur; ils marqueraient une très faible rupture dans l'équilibre pédogénétique du Valanginien supérieur.

Au Barrémien, les nappes sédimentaires sont progradantes vers l'W et le SW. Dans la région de Sintra-Cascais on peut individualiser, au-dessus des Calcaires récifaux inférieurs, les Calcaires à Choffatelles et Dasycladacées, avec une association de grandes Nerinées, Réquiénies, Foraminifères arénacés et Dasycladacées. Le faciès est semblable à celui de la zone interne du récif-barrière de l'Hauterivien supérieur et indique à une sédimentation en milieu marin confiné et peu profond.

Dans la région d'Ericeira, correspondent des Calcaires à Choffatelles et Dasycladacées, des argiles, des grès calcaires et/ou dolomitiques et des calcaires gréseux à *Pterotrignia caudata* et *Trignia hondaana*; au-dessus viennent des calcaires et des marnes à *Glaucônia*, Naticidés, Huîtres, Échinides, dents de Poissons, Foraminifères (*Choffatella decipiens* est fréquent) et Ostracodes. Ces faciès correspondent à une évolution dans des milieux côtiers. L'unité supérieure a un caractère plus confiné, probablement lagunaire.

Une évolution semblable est celle de la région occidentale de la chaîne de l'Arrábida; ici, la régression, qui a dû débiter à la fin de l'Hauterivien, est perturbée localement, par des conditions plus franchement marines.

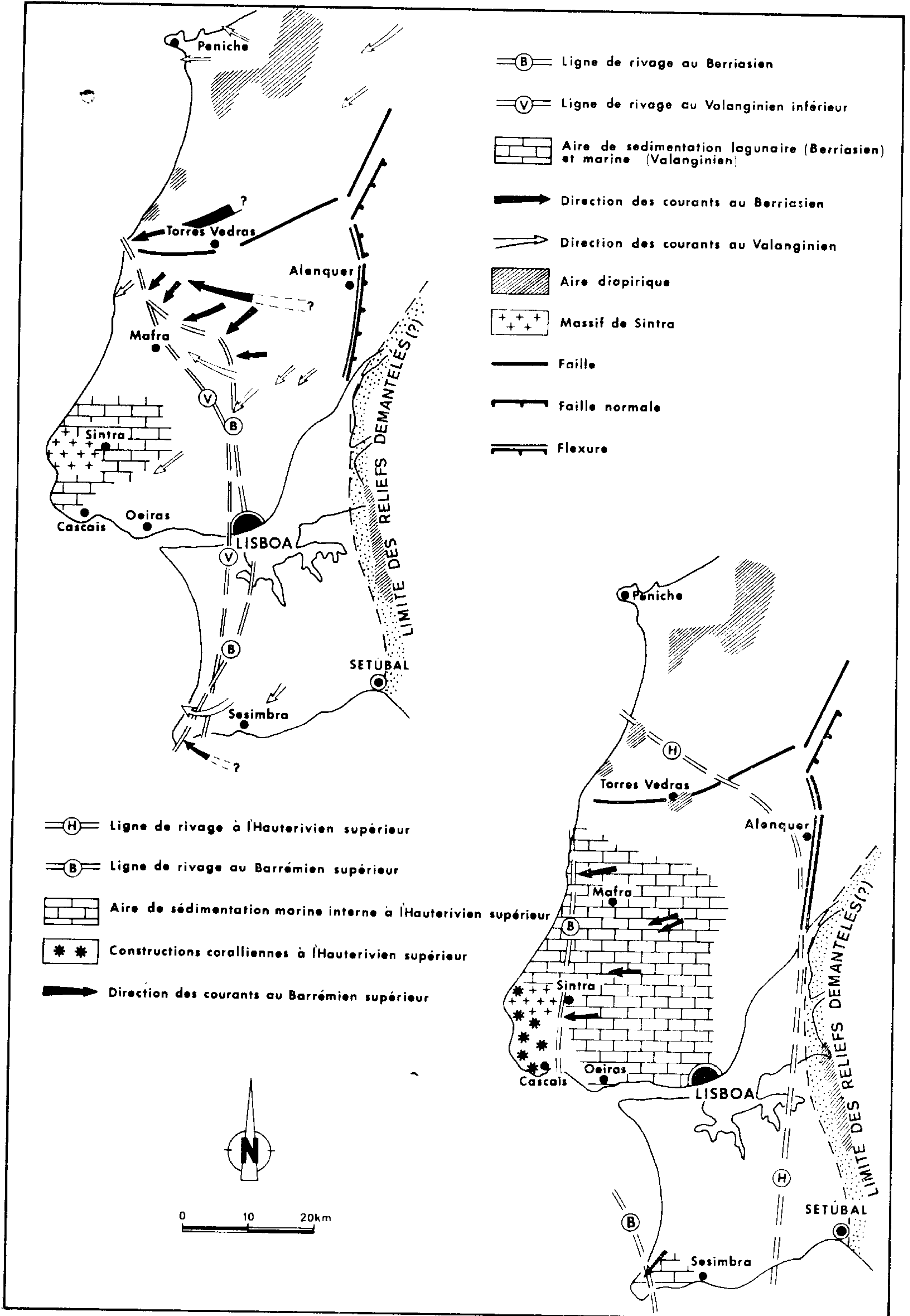


Fig. 3.34. — Esquisses paléogéographiques du Berriasien-Barrémien de la bordure occidentale, d'après Choffat, Ramalho et Rey.
 Fig. 3.34. — Berriasian — Barremian palaeogeographical sketches in the Northern Tagus basin (after Choffat, Ramalho and Rey).

Au Barrémien sup.-Aptien (Grès d'Almargem) les corps sédimentaires progradent vers l'W et le SW et marquent bien un mouvement régressif généralisé. Au Barrémien sup. (Grès d'Almargem inférieurs), les faciès marins marno-calcaires à Huîtres, Nérinées, Acteonelles, Lituolidés et Ostracodes se localisent seulement dans une étroite bande couvrant l'actuel rivage de l'Atlantique entre Ericeira et le Cap Espichel.

Au Barrémien terminal, base de l'Aptien, une évolution de tendance transgressive montre la présence de faciès carbonatés — Calcaires à Orbitolines et Choffatelles — à Huîtres, Échinides (*Heteraster oblongus*), Foraminifères (*Palorbitolina lenticularis*, *Praeorbitolina cornyi*, *Orbitolinopsis* gr. *kiliani*), Ostracodes et Algues, vers l'intérieur; le rivage correspondait, en ce moment, à une ligne qui, depuis Ericeira au N, suit le méridien de Telhal jusqu'en Arrábida, un peu à l'W de Sesimbra. Cette sédimentation marine interne, infralittorale, précède l'installation locale de conditions récifales, avec édification de «patch-reefs» (Calcaires récifaux supérieurs), de plus en plus jeunes vers l'E.

A Ericeira et Cascais, l'Aptien inf. se termine par des Marnes à Huîtres où sont fréquents *Palorbitolina lenticularis*, *Choffatella decipiens*, *Everticyclammina virguliana* et *Freixialina* sp.. Le ravinement de cette unité, d'âge anté-Grès d'Almargem supérieurs, marque l'existence d'un net mouvement régressif des eaux vers l'W; toute la bordure actuelle va recevoir des apports de matériel grésos-argileux, principalement de l'E.

A Ericeira et Cascais on peut mettre en évidence la présence d'apports des cadrans occidentaux (Fig. 3.34), ce qui témoigne de la présence de pointements à l'W du rivage actuel; la présence de ces pointements peut s'expliquer par le jeu de failles qui serait à la base de l'émersion de blocs du socle.

Sans exclure la présence de dépôts gréseux (Grès grossiers inférieurs) néocomiens au N de la région Nazaré-Leiria, les éléments floristiques connus permettent de les dater de l'Aptien-Albien au Cénomaniens.

Dans le Bas Mondego les Grès grossiers inférieurs reposent en discordance sur le Jurassique; ils fossilisent, localement, un karst dans les calcaires du Dogger. Ici et vers l'E on admet qu'ils puissent être d'âge cénomaniens. Ceci se vérifie dans la région d'Aveiro où les Grès de Requeixo sont attribués à l'Aptien-Cénomaniens. On admet donc un diachronisme important pour la base des Grès grossiers inférieurs (Fig. 3.33).

L'Albien à faciès carbonaté (Couches à *Knemiceras uhligi*+Couches à «*Polyconites*» *subverneuili*) est développé à l'W d'une ligne qui passe au N du massif de Sintra, à Loures et dans la partie occidentale de la chaîne d'Arrábida. Ces dépôts, diachrones, passent en continuité aux Grès d'Almargem supérieurs. Les conditions de milieu ont permis, à l'Albien supérieur, l'installation de biostromes à Rudistes et Orbitolines (Couches à «*P.*» *subverneuili*); ces couches se sont essentiellement déposées sur un complexe de haut fond, développé le long d'une bande NW-SE, depuis

Guincho jusqu'aux alentours d'Oeiras, avec la définition de deux écozones, une externe et l'autre interne, par rapport au haut-fond.

On assiste, à l'Albien, dans le SW de l'Estremadura et à l'W de l'Arrábida, à l'installation d'un domaine infralittoral supérieur à littoral; en même temps, vers le N et l'E, s'accumuleraient des dépôts grésos-argileux, quartzeux à arkosiques, localement conglomératiques, en structures qui suggèrent des milieux de plaines alluviales, avec des apports des cadrans orientaux (Fig. 3.35). Les diverses séquences s'enchaînent dans une mégaséquence à tendance transgressive, dans une plate-forme où les rapports avec le Proto-Atlantique seraient difficiles, comme le témoigne l'absence de Foraminifères planctoniques et d'Ammonites (deux seuls fragments de *Mortoniceras lampasensis* en association avec *K. uhligi*).

3.2.8. Crétacé supérieur

Au Cénomaniens, la mer avance vers le N et l'E. Au Cénomaniens inférieur les faciès marneux et calcaréo-marneux, souvent riches en Huîtres (Couches à «*Exogyra*» *pseudoafricana*) et Ostracodes s'organisent en séquences oscillantes à tendance positive. Les Orbitolines sont fréquentes, associées à des Ovalveolines. Vers le sommet apparaissent les Simplaealveolines et les Praealveolines (*S. simplex* et *P. iberica*); dans des niveaux marneux les Ostracodes (*Sarlatina merlensis*) sont abondants.

D'une façon générale le régime hydrodynamique paraît être plus faible au Cénomaniens inférieur qu'à l'Albien supérieur, ce qui est en accord avec l'hypothèse de sédimentation en domaine de plate-forme interne. Vers le N et l'W, dans la bordure occidentale, la sédimentation serait essentiellement grésos-argileuse en régime de plaines alluviales.

Au Cénomaniens moyen les eaux avancent progressivement vers l'E et le NNE (Fig. 3.35), atteignant vers la fin (Couches à «*Pterocera*» *ncerta*) la région du Bas Mondego, à l'W de Tentugal-Soure. Au N et NW de Lisboa le faciès est calcaréo-marneux, souvent plus franchement marneux, à strates fines à moyennes de biopelmicrites et/ou biomicrites. On connaît ici les premières *Praealveolina* gr. *cretacea* (fréquentes vers le sommet) et *Ovalveolina ovum*, en dehors de *P. iberica*, *S. simplex*, *S. merlensis*, abondants Lamellibranches, fragments de Végétaux et de Végétaux. Les Ammonites sont rares (un seul fragment de *Turrilites costatus*).

Vers le N, surtout à partir du «bassin circonscrit» de Runa, le Cénomaniens moyen est grésos-marneux à calcaire, localement avec d'épaisses couches de grès quartzo-feldspathique. La faune est pauvre; *Liostrea ouremensis* est courante tandis que des Foraminifères et des Ostracodes sont connus en quelques horizons.

D'une façon générale on peut dire que:

- 1) pendant le Cénomaniens moyen les conditions du milieu dans la région de Sintra-Lisboa seraient identiques à celles du Cénomaniens inférieur;

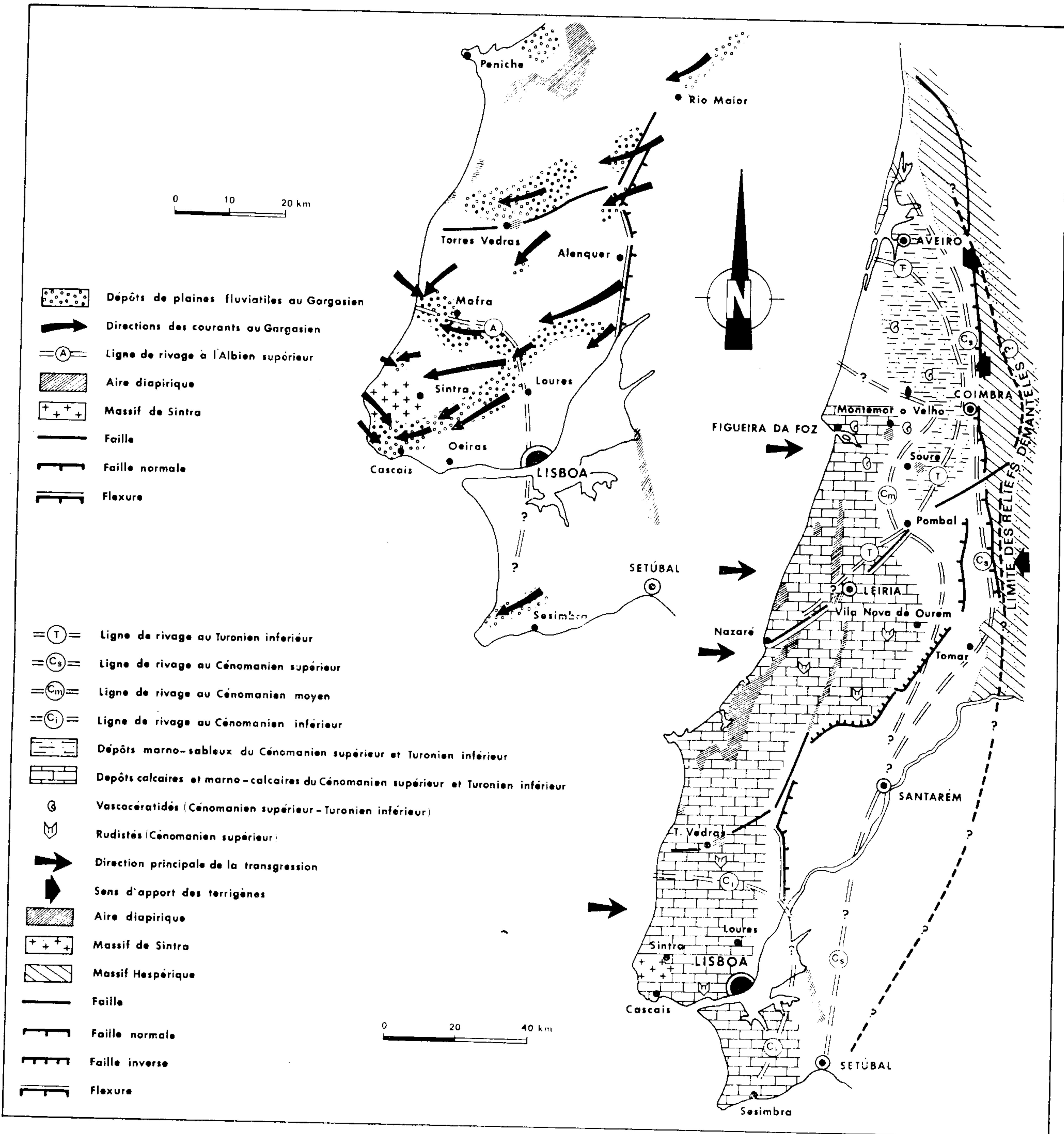


Fig. 3.35. — Esquisses paléogéographiques du Gargasien-Turonien inférieur de la bordure occidentale, d'après Berthou, Choffat, Lauerjat, Rey et Soares.
 Fig. 3.35. — Gargasien — Lower Turonian palaeogeographical sketches in the Northern Tagus basin (after Berthou, Choffat, Lauerjat, Rey and Soares).

- 2) vers la fin du Cénomanién moyen se sont installés, progressivement, vers le NE et l'E, des milieux de plaine littorale («tidal flat»), et au N du Mondego une plaine alluviale;
- 3) l'influence des structures-barrières placées à l'occident est devenue de moins en moins importante ce qui a permis, pendant le Cénomanién supérieur, l'installation de milieux plus franchement marins. Ce processus pourrait même être en liaison avec une accélération de la subsidence de la marge continentale. En même temps, dans les régions émergées le climat serait identique et les conditions du milieu ont permis une meilleure évolution pédogénétique que celle du Gargasien.

Au Cénomanién supérieur la transgression atteint son développement maximum (Fig. 3.35), avec la ligne de rivage située aux alentours de Setúbal (région orientale de la Chaîne d'Arrábida) au S et vers le N à Rio de Couros-Ancião, Coimbra-Pampilhosa, Oliveira do Bairro e Carrajão(?).

La série débute par des biomicrites et/ou biosparites riches en microfaune (*Praealveolina cretacea tenuis*), *Neolobites vibrayanus*, *Eucalycoceras pentagonum*, *Calycoceras stoliczkai* et *Lissoniceras mermeti*, qui marquent les Couches à *N. vibrayanus*. Les ammonites deviennent plus fréquentes, associées à une microfaune et une microflore pélagiques (Globotruncanidés, Nannofossiles calcaires), ce qui témoigne d'une plus nette influence marine. Au S du parallèle de Leiria, dans cette plate-forme carbonatée le milieu évolue, vers l'installation de communautés à Rudistes.

Dans la région de Lisboa on peut distinguer, généralement, deux types de communautés: une inférieure, à prédominance de Caprinules associées à des Exogyres, des Nérinées, des Échinides, des Coelentérés et une microfaune et microflore appauvries (*Simplalveolina simplex*, Dasycladacées, Gymnocodiacees); l'autre supérieure, plus riche en Sauvagésiinés, Radiolitidés et Requiéniidés (*Durania arnaudi*, *Sauvagesia sharpei*, *Radiolites lusitanicus* et *Apricardia carentonensis*), accompagnées de Nérinées, *Chondronta joannae* et de Foraminifères (*Pseudocyclammina rugosa*, *Hemicyclammina sigali*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Cuneolina pavonica-parva*, etc.). La série correspond à une séquence régressive, avec passage d'une «écozone» à Rudistes à un domaine interne plus micritico-argileux et riche en macrofaune, où les peuplements à Rudistes sont réduits. C'est dans la communauté supérieure que P. CHOFFAT a signalé la présence (Monte Serves) de *Vascoceras gamai* (?); c'est le seul Vascoceratidé signalé au S de la ligne Nazaré-Leiria.

Dans la région centrale, depuis Runa jusqu'aux alentours de Leiria, les peuplements à Rudistes semblent être moins importants dans l'ensemble. Ici on peut suivre le passage d'un domaine externe à l'W (Nazaré), riche en Rudistes, à un domaine interne (Vila Nova de Ourém) où les Rudistes n'existent presque pas. Dans le domaine externe les niveaux à Rudistes sont surmontés par des calcaires plus ou moins cristallins, localement quartzeux,

à lentilles marneuses et contenant des *Actaeonella* et des *Tylostoma*. Dans le domaine interne des marnes riches en Échinides (*Micropedina olisiponensis*, *Heterodiadema ouremense*, *Hemiaster scutiger*, *H. lusitanicus*, etc.), Ostréidés, *Tylostoma* et Ostracodes (*Cytherella dordoniensis*, *C. berthoui*, etc.) sont partiellement contemporaines des niveaux à Rudistes du domaine externe. Ces marnes sont surmontées, à Boieiro-Olival (Vila Nova de Ourém) par des calcaires biosparitiques à Rudistes.

Dans l'ensemble, les faciès du Cénomanién supérieur sont organisés en séquences négatives et ils témoignent d'un mouvement régressif; il aurait débuté plus tôt et plus rapidement, au moins au Sud de Torres Vedras, et il se serait étendu progressivement vers le N et l'W.

Dans les affleurements du bassin du Mondego à l'W de Tentugal, le Cénomanién supérieur se termine, par des faciès calcaires, «rognoneux», riches en Lamellibranches, Gastéropodes et Échinides, associés à des Vascoceratidés (*Vascoceras mundae-gamai*) et *Calycoceras*. La microfaune est pauvre (*Simplalveolina simplex*, *Hemicyclammina sigali* et *Placopsilina cenomana*); les Algues sont plus fréquentes (Dasycladacées, Gymnocodiacees, Codiacees). Cet ensemble est surmonté par un deuxième niveau à Vascoceratidés (*Pachyvascoceras*) attribué à la base du Turonien. L'évolution des faciès ne montre aucun changement sensible au passage Cénomanién supérieur-Turonien inférieur. Un changement se produit au Turonien inférieur, en rapport probablement avec le rejeu «local» de l'accident de Nazaré.

Vers le N et l'E les séries deviennent de plus en plus terrigènes, et elles passent à des faciès gréso-marneux et gréso-calcaires, localement riches en «rognons» à caractéristiques réductrices (conditions euxiniques établies progressivement au niveau de la vase). La macrofaune est riche en individus et pauvre en espèces (abondance d'Ostréidés et Tylostomes); de rares Vascoceratidés (*V. gamai* et *V. barcoicense*) ont été recueillis associés à de très rares *Calycoceras*. La microfaune est représentée par des rares Foraminifères et d'abondants (localement) Ostracodes.

Étant donné la rareté des éléments paléontologiques significatifs il est difficile de préciser l'isochrone Cénomanién-Turonien.

Un peu plus vers l'E (Marmeleira do Botão-Canedo-Mogofores) et le N (Oia-Carrajão-Requeixo-Azurva) le faciès est généralement gréseux, fin à très fin, micacé, parfois argileux, à discontinuités lithiques fréquentes et avec une microfaune pauvre.

En conclusion on peut dire que, pendant le Cénomanién supérieur, une plate-forme carbonatée, infralittorale à circalittorale (?), ouverte aux influences du large, se serait installée vers l'W et le S (Fig. 3.35); vers le N et l'E cette plate-forme est bordée par des zones margino-littorales à grands apports de terrigènes et développement local de «mangroves» (Pedrulha, Espigão, Sargento-Mor).

Le Turonien incontestable est connu seulement au N de la ligne Nazaré-Leiria.

Dans le Bas Mondego, à l'W de Montemor-o-Velho, le Turonien inf. débute avec la première occurrence de *Pa-*

chyvascoceras douvillei-durandi, *Fallotites subconciatus*, *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* et *P. footeanum* («Zone à *P. douvillei-durandi*»); cette zone comprend une partie des «calcaires blancs à polypiers styliformes» (couches H de P. CHOFFAT) mais aussi les «calcaires dolomitiques et marno-calcaires rognoneux» de P. CHOFFAT. Entre ces deux unités lithologiques il y a une discontinuité séquentielle, qui traduit bien une phase négative. Une nouvelle discontinuité au sommet des calcaires dolomitiques est surmontée par des marnes et/ou des calcaires marneux à grands Naticidés, *Inoceramus labiatus*, *Fagesia superstes* et *Choffaticeras (Leoniceras) barjonai* (=couche à *I. labiatus* et *Pseudotissotia barjonai* de Choffat), et par des calcaires, localement à couleur rose, pauvres en fossiles et avec des «birdseyes» (=«Calcaire blanc à *Actaeonella grossouvrei*» + «Calcaires à mica et grains de quartz» de P. CHOFFAT). Toute cette série est attribuée à la zone à *Fagesia superstes*.

Depuis les couches à *Vascoceras*, les faciès, toujours à caractère marin, s'organisent en séquences négatives qui traduisent le sens régressif du cycle sédimentaire. Il en est de même un peu plus vers l'E, où les calcaires marneux «rognoneux» à *Vascoceras* sont surmontés, en discontinuité, par des calcaires localement dolomitiques et à polypiers styliformes; ceux-ci appartiennent à des séquences qui vont depuis les calcaires marneux et marno-gréseux à des grès marno-calcaires, fins à très fins, et fortement micacés.

Cet enrichissement progressif en terrigènes marque le passage au «Grès micacé fin à très fin» à moules de mollusques (*Nucula*, *Nuculana*, *Inoceramus*, *Astarte*). Ces grès, attribués au Turonien sup. (leur base est probablement diachronique) sont bien visibles dans les affleurements orientaux et septentrionaux et ils manquent totalement ou en partie vers l'W et le S; ceci peut être lié à des diastrosismes locaux de faible amplitude (d'origine diapirique?). Ces faciès correspondent à des dépôts de plaine littorale, localement avec des structures laminées et stratification «flaser».

Dans les affleurements de la région d'Aveiro, où la série cénomano-turonienne présente une condensation plus importante, il peut y avoir une lacune au moins d'une partie du Turonien.

Dans le Bas Mondego, vers l'E du méridien de Tentugal on peut observer le passage continu des Grès micacés fins à très fins aux Grès grossiers supérieurs (grossier à très grossier, argileux, parfois même conglomératique, quartzeux à arkosique, normalement blanchâtre à taches rougeâtres et/ou violacées, et à structures rythmiques circoscrites). Ces derniers, contemporains en partie des Grès de Ceadouro et des Grès de Buçaco (?), peuvent être d'âge turonien à sénonien.

Les Grès grossiers supérieurs sont surmontés par les Grès et argiles de Pampilhosa, Taveiro, Gatões et Soure (Fig. 3.33), datés, à Taveiro, du Campanien supérieur-Maastrichtien. Dans la région de Soure-Pombal on peut individualiser entre ces deux unités les Grès de Rebolia-Alencarce, à stratification oblique planaire ou en chenal («trough cross-stratification»). Ces grès sont aussi consi-

dérés comme contemporains, en partie, des Grès de Ceadouro (région d'Aveiro), dont la partie supérieure est datée du Coniacien par un niveau à *Hemitissotia ceadourensis* (Fig. 3.33).

L'analyse de la succession séquentielle des faciès pendant le Turonien-Coniacien permet de dire qu'il y a eu progradation d'E en W de nappes gréseuses; au Turonien inférieur elles ne dépasseraient pas la ligne Arazedo (?) - Pissão - Sargento-Mor - Pedrulha - Rebolia - Pombal; vers la fin du Turonien inférieur et au Turonien supérieur-Coniacien (?) elles auraient atteint les régions plus occidentales. C'est pour cela qu'on admet un diachronisme pour la limite inférieure des unités gréseuses, qui serait de plus en plus ancienne vers l'E et le N.

Sur tout l'ensemble de la région au N de la ligne Nazaré-Leiria, une plaine alluviale à nappes coalescentes se serait développée. Au N du Mondego, des influences marines nettes sont discernables pendant le Sénonien. En même temps, dans les aires d'alimentation, et sous des conditions climatiques plus chaudes et relativement plus humides que celles du Cénomaniens sup.-Turonien sup., se produit une rupture des conditions de l'équilibre pédogénétique. Probablement cette rupture a été favorisée par des effets diastrophiques faibles et localisés, insuffisants pour permettre des modifications sensibles du relief. D'après S. DAVEAU le bassin tectonique de Lousã n'existerait pas au cours du dépôt des Grès de Buçaco.

Crétacé terminal *

Après la transgression du Cénomaniens la mer a abandonné presque totalement la marge continentale au Sud de l'accident tectonique de Nazaré.

Au Nord, pendant le Turonien et jusqu'au Campanien, il y a eu des épisodes à régime marin, tandis qu'au Sud le Néocrétacé marin ne serait connu que par des forages dans la région d'Azambuja.

Au Coniacien (Grès do Ceadouro) la mer se trouvait pas très loin du «Maciço Hespérico». Cependant, au Campanien supérieur, le golfe correspondant était confiné aux environs de Mira. Ailleurs, on ne connaît que des dépôts non marins, ce qui est vrai pour la généralité des formations du Crétacé terminal.

La région au Sud de Nazaré était alors émergée. Elle a été le théâtre d'une activité volcanique importante (peut-être de sédimentation marine, localisée dans la fosse où va se différencier le bassin du Tage).

Il y a, donc, une asymétrie nette par rapport à l'accident de Nazaré et ses prolongements.

La rotation sénestre de la Péninsule Ibérique semble avoir provoqué l'effondrement successif, du Nord vers le Sud, de blocs fracturés qui sont à l'origine de dépressions favorables à la sédimentation (continentale et même marine). Plus au Sud, l'érosion a prédominé.

La distension a facilité l'extrusion de matériel volcanique ainsi que l'installation de massifs sub-volcaniques.

* par M. T. Antunes.

Crétacé terminal (post-Sénonien inférieur) au Nord de l'accident de Nazaré

GRÈS CONGLOMÉRATIQUE DE MIRA (CAMPANIEN SUPÉRIEUR)

Dans la région de Mira sont connus des conglomérats et grès plus ou moins grossiers contenant un peu de carbonates. On y a recueilli des ammonites (*Hoplitoplacenticeras marroti* et *H. besairiei*) typiques du Campanien supérieur. Sur la plate-forme on connaît dans des sédiments contemporains, des foraminifères bentoniques (*Larrazetia*, *Siderolites*, *Nummofallotia*, etc.) ainsi que des foraminifères planctoniques.

L'ensemble des éléments connus indique, pour la région de Mira et jusqu'au large de Figueira da Foz, une sédimentation en milieu marin côtier peu profond.

CRÉTACÉ TERMINAL, NON MARIN, DE LA BEIRA LITORAL

Le Crétacé terminal non marin est largement représenté dès la région d'Aveiro jusqu'au Sud du Mondego, vraisemblablement jusqu'à Pombal, au moins.

A Aveiro, on peut reconnaître 3 sub-unités: la plus basse est essentiellement pélitique, de couleur bleu grisâtre ou rougeâtre; elle est constituée par des séquences positives à granoclassement décroissant allant jusqu'à des argiles marneuses à concrétions carbonatées et, parfois, à des lits irréguliers, peu épais, de calcaire. On n'a pas trouvé de fossiles. Quelques gisements à mollusques (Presa, Chousa do Fidalgo, environs d'Ílhavo et Quintãs), certainement un peu plus anciens, sont en rapport avec diverses positions de la ligne de rivage au cours de la régression post-cénomaniennne.

La deuxième sub-unité est caractérisée par la proportion plus grande de matériel détritique grossier. Des argilites et grès marneux de couleur plus ou moins claire, fréquemment argileux, avec des bioturbations et des fossiles (*Corbicula*, quelques *Bulimus*) sont parfois interrompus par des chenaux. Ceux-ci contiennent un remplissage fossilifère avec des galets, sables à galets d'argile, lignite et quelques lits pélitiques. La sédimentation est typiquement fluviale.

Au dessus on trouve un ensemble très caractéristique du type «flaser»: une succession de couches décimétriques de sable fin, blanc ou un peu jaunâtre, ou de silt surmontées par des lits fins d'argile plus ou moins carbonneuse. Les fossiles, surtout les vertébrés (tortues, crocodiliens, poissons, etc.) sont nombreux dans les chenaux, des plantes et des branchiopodes sont abondants dans les couches à sable fin et argile. La flore est caractérisée par la présence de *Debeya lusitanica* juste au dessus des couches riches en vertébrés.

La troisième sub-unité est essentiellement pélitique et semblable à la première, bien que moins fossilifère. Seulement quelques gastéropodes d'eau douce (*Hydrobia*) ne suffisent pas pour déterminer les caractères paléoécologi-

ques, et moins encore pour déterminer l'âge, que l'on admet, comme crétacé, compte tenu des affinités avec les couches sousjacentes et de leur intégration dans le même ensemble lithostratigraphique.

En plusieurs endroits, dont Taveiro, au dessus des sables et argiles à végétaux, il y a également des pélites, toutefois la proportion de matériel détritique est plus élevée. D'une façon générale les apports de matériel détritique semblent de plus en plus importants au fur et à mesure que l'on s'approche du «Maciço Hespérico» et l'accident de Nazaré.

Les vertébrés ne laissent aucun doute quant à l'âge encore crétacé de cette série. Les végétaux sont également en accord avec un âge Maastrichtien ou tout au plus Campanien supérieur-Maastrichtien.

PALÉOGÉOGRAPHIE ET PALÉOÉCOLOGIE

Lors de la réduction du petit golfe de Mira, une vaste région (Esgueira, Quintãs, Covão de Lobo, Portomar, Vizo, Casal de Bernardos, Taveiro, etc.) est restée sous des conditions assez uniformes. Des couches probablement plus basses que celles d'Aveiro, Presa, etc. contiennent des mollusques d'eau saumâtre.

A Aveiro il n'y a pas d'affleurements de dépôts marins, ni même de dépôts formés sous la proche influence de la mer.

Plus haut on trouve une faune malacologique appauvrie, à *Corbicula* et gastéropodes d'eau douce (*Hydrobia*) ou terrestres (*Bulimus*). L'ensemble des mollusques et la presque totalité des vertébrés (intolérants à la salinité, comme les chéloniens pelomedusidés, urodèles, des poissons dont *Lepisosteus* et *Amia*) permettent de refuter toute hypothèse d'influence marine non lointaine. Une contre-preuve est donnée par la rareté extrême des vertébrés en principe marins (mosasaures, sélaciens et quelques holostéens). L'ensemble des éléments paléontologiques et sédimentologiques indique la prépondérance de sédimentation en milieu dulçaquicole, parfois vaseux, à faible énergie.

La région, généralement inondée, était en communication lointaine avec la mer. Souvent il y avait des épisodes d'émersion et dessiccation.

La végétation était riche. Les diverses associations paraissent correspondre aux divers stades de xérosérie. Les végétaux, comme les animaux, indiquent un climat tropical et une région marécageuse. Il y avait alternance (probablement saisonnière) de périodes humides et sèches.

Il ne semble pas s'agir de la plaine d'inondation d'un grand fleuve. Il s'agirait plutôt d'une région basse et plate, séparée de la mer par une sorte de cordon (ou cordons) littoral. Un modèle actuel suggestif, compatible à la fois avec les caractères de la sédimentation, de la faune et de la végétation pouvant correspondre aux divers stades d'une xérosérie, serait la région des Everglades en Floride, USA.

Pendant les derniers temps du Crétacé toute la région a été soumise à une subsidence active, en rapport avec des événements tectoniques responsables du soulèvement du relief. L'érosion reactivée et la sédimentation correlative

sont à l'origine de couvertures du «Maciço Hespérico», ainsi que de dépôts détritiques grossiers comme ceux de Sítio da Nazaré. Cette activité orogénique correspond à la phase laramienne de l'orogénie alpine.

COUVERTURES DU «MACIÇO HESPÉRICO» («GRÉS DO BUÇACO»)

Sur le «Maciço Hespérico» on trouve des dépôts continentaux qui posent encore bien de problèmes. L'érosion a éliminé certains de ces dépôts; des lambeaux isolés représentent les restes de formations en grande partie détruites. Les dépôts mieux connus sont les «Grés do Buçaco», bien exposés à Buçaco, où ils se présentent silicifiés et très durcis.

Les grès en question, fluviatiles, sont formés de grains plus ou moins arrondis et bien calibrés, indiquant une origine plus ou moins lointaine; le feldspath y est rare et altéré. La kaolinite semble prédominer dans la fraction argileuse, ce qui correspond à des stades très avancés de l'hydrolyse des feldspaths et indique des précipitations fréquentes et abondantes.

Les éléments paléontologiques sont rares. Outre quelques bois silicifiés, on connaît des macrorestes en provenance de quelques gisements ayant livré, pour la plupart, la même flore à *Debeya* et *Cinnamomum broteri*, de plusieurs localités de la Beira Litoral et du «complexe basaltique de Lisbonne». Ce fait semble indiquer que les «Grés do Buçaco» sont corrélatifs du Campanien supérieur-Maastrichtien de la région entre Taveiro et Aveiro.

La silicification intense des sédiments au sommet de la Serra do Buçaco est de nature diagenétique, Elle est le résultat de l'altération «in situ» d'une partie très importante des minéraux des argiles avec libération de silice.

Crétacé terminal entre le diapir de Soure et l'accident de Nazaré, rapports avec le complexe basaltique

Au Nord du diapir de Soure existent les affleurements les plus méridionaux des «Arenitos e argilas de Pampilhosa, Taveiro, Gatões e Soure», corrélés avec les «Arenitos e argilas de Aveiro».

Ces dépôts sont recouverts par des sédiments gréseux, à faciès continental, formant divers corps sédimentaires mal connus.

On n'y connaît aucun fossile. Ces corps sédimentaires peuvent dater de la fin du Crétacé ou du Tertiaire; leur âge est certainement ante-miocène.

Au Sud du diapir de Soure persistent les difficultés pour caractériser le Crétacé terminal. A Sítio da Nazaré le Cénomaniens est recouvert par des grès jaunâtres passant à des sables feldspathiques (Turonien ou déjà Sénomien?). Une épaisse série continentale leur succède. Elle comprend des lits de conglomérats séparés par des argiles, en séquences à granoclassement décroissant: conglomérats-grès-pélites de couleur rouge foncé. Le matériel détritique

provient surtout des calcaires crétacés, il y a cependant une contribution importante des argiles rouges à quartz bipyramidé hettangiennes en provenance du diapir voisin.

Des recherches récentes ont révélé une riche faune de gastéropodes terrestres, incluant des formes du «complexe basaltique» (*Pupa*, «*Helix*» *basaltica*, etc.) outre le soit disant *Anadromus ribeiroi* qui est bien l'*Anastomopsis elongatus* connu seulement dans le Campanien — Maastrichtien de Provence. Par conséquent les épisodes volcaniques et sédimentaires de Lisboa avec la même faune malacologique, ainsi que les sédiments de Sítio de Nazaré, sont encore crétacés. Des dépôts corrélatifs (conglomérats, grès et argiles de couleur rouge prédominante) ont généralement été rapportés à l'Eocène. On les a représentés sur les cartes géologiques sous un certain nombre de dénominations correspondant à autant de régions où ils affleurent, notamment celles de Cós, Juncal, Pousos, Montes et Pombal.

Neocrétacé sur la plate-forme continentale

Des campagnes océanographiques ont permis de mettre en évidence l'énorme extension du Crétacé supérieur mais seulement, ou presque, au Nord de l'accident de Nazaré, depuis la latitude du cap Mondego jusqu'au Nord de l'embouchure du Minho.

Le Crétacé tout à fait supérieur participe dans une vaste structure monoclinale perturbée seulement par une zone élevée NNE-SSW, et par des diapirs au large de Figueira da Foz.

On l'a pu caractériser du point de vue stratigraphique: (a) Coniacien-Campanien, calcaires argileux plus ou moins gréseux avec de rares *Globotruncana*; (b) Santonien-Campanien, calcaires détritiques grossiers, bioclastiques, et grès à ciment calcaire avec quelques *Globotruncana*, riches en *Nummofallotia*; (c) Campanien, marnes sableuses avec divers *Globotruncana*; (d) Maastrichtien inférieur, calcaire marneux avec des *Globotruncana* variés.

Comme il serait à prévoir, sur la plate-forme il y a des dépôts à faciès marin de plus grande profondeur, estimée par les auteurs entre —500 et —1000 mètres, d'où l'importance des foraminifères planctoniques, non représentés à Mira.

*
* * *

À la suite de la régression post-cénomaniens la mer s'est retirée du continent. Au Campanien supérieur il ne subsistait qu'un petit golfe (Mira) et peut-être un autre, étroit mais assez profond, dans le bassin du Tage.

La régression de la mer était alors complète au Sud de la Chaîne Centrale, ce qui a déterminé, en liaison avec les activités tectoniques, des situations diverses.

Sur le «Maciço Hespérico» et/ou auprès des reliefs principaux, le transport de matériel détritique déposé sur des surfaces d'érosion du massif ou sur des formations mésozoïques plus anciennes a été particulièrement important.

Le transport de matériel grossier est spectaculaire près de l'accident de Nazaré, où d'anciennes fractures hercyennes ont été réactivées; leur rejet vertical atteint 1600 mètres environ.

L'activité tectonique correspond à la phase laramienne. En rapport avec la distension alors vérifiée il y a eu un volcanisme intense dans la région Lisboa-Mafra.

La Beira Littorale correspondait à une région basse très étendue, en général inondée mais soumise à des épisodes d'émersion saisonnière ou épisodique. Une subsidence active a permis la sédimentation de grandes quantités de matériel détritique, pélites surtout, et de quelques carbonates et matière organique.

La sédimentation de haute énergie n'a été possible qu'en échelle réduite, dans des chenaux empruntés par des cours d'eau drainant le «Maciço Hespérico».

Le climat devait être assez chaud et humide: il y avait au moins des régions très humides, marécageuses. Ceci n'exclut pourtant pas l'existence d'endroits plus secs aux alentours.

3.2.9. Paléogène *

Le Paléogène est l'une des périodes les plus mal connues de l'histoire géologique du Portugal.

C'est seulement après la datation de quelques gisements repères qu'il a été possible de mieux interpréter ces formations.

Toute la problématique du Paléogène a été centrée sur le «Complexo de Benfica» et sur les interprétations de CHOFFAT, à la fin du siècle dernier. Toutefois, le progrès des connaissances a été surtout remarquable au Nord de la Chaîne Centrale.

LE PALÉOGÈNE AU NORD DE LA CHAÎNE CENTRALE

Les formations paléogènes sont représentées dans la Beira Alta, notamment à Naia et Coja (Éocène terminal, juste après la phase paroxysmale pyréenne), ainsi qu'à Nave de Haver, avec la suite des couvertures paléogènes de Zamora-Salamanca, en Espagne. D'autres affleurements se suivent jusqu'à la région littorale au Nord de Nazaré. On doit remarquer quelques faits importants:

a) Dans le bassin du Douro sont particulièrement développées des formations avec prédominance de sédiments en provenance de la Chaîne Centrale, datés de l'Éocène moyen et supérieur. Quelques autres dont la datation est incertaine, ont été rapportés avec doute au Crétacé supérieur ou à l'Oligocène.

b) Tous les gisements suffisamment datés sont éocènes.

c) Le Paléogène (Éocène surtout) est largement représenté dans le bassin du Douro, où il est surmonté, à l'Est de Toro, par le Miocène moyen et supérieur.

d) Il y a une discordance nette entre l'Éocène moyen et la base de l'Éocène supérieur, d'une part, et l'Éocène terminal.

e) Cette situation contraste avec celle au Sud de la Chaîne Centrale, dans le bassin du Tage, où le Paléogène n'est représenté que dans les deux grandes dépressions périphériques où l'enregistrement sédimentaire est plus complet, celles du bas Tage et de Madrid-Huete-Priego, à l'Est.

f) Dans les deux bassins du Douro et du Tage il y a une certaine éclipse de l'Oligocène.

L'asymétrie par rapport à la Chaîne Centrale est le résultat d'évènements qui concernent la tectonique globale. De toute façon le rôle le plus important revient aux deux phases tectoniques les plus importantes: phase pyrénéenne à l'Éocène terminal et phase néocastillane vers la fin du Miocène inférieur et le début du Miocène moyen.

La surrection de la Chaîne Cantabrique vers la fin de l'Éocène est probablement en rapport avec la subsidence active du bassin entre cette chaîne (nouvelle ou renouvelée) et la Chaîne Centrale, qui a également été atteinte.

En même temps, dans le bassin du Tage, il ne semble y avoir eu d'activité importante que dans les dépressions périphériques.

Plus tard, au Néogène, et à la suite de l'approche et du contact avec le massif Bétique c'est, au contraire, le bassin du Tage qui est le plus actif, tandis que, tant qu'on peut en juger actuellement, le bassin du Douro était bien plus stable; il y aurait là une lacune entre le Paléogène et la dernière moitié du Miocène moyen.

L'étude de la plate-forme apporte de nouvelles données qui permettent de mieux comprendre l'évolution géologique sur le continent, et réciproquement. Sur la plate-forme le Paléogène est marin, en général. Ce Paléogène est largement représenté au Nord de l'accident de Nazaré. Au Sud, la situation est tout à fait différente. On y connaît seulement une étroite bande paléogène à l'Ouest du Canyon de Lisboa, tandis que le Néogène est largement représenté depuis l'Estremadura jusqu'en Algarve. Le Paléogène est inconnu sur la plate-forme au Sud de la Serra da Arrábida.

RÉGION LITTORALE AU NORD DE L'ACCIDENT DE NAZARÉ

Les falaises côtières entre Sítio da Nazaré et Vale Furado montrent l'une des meilleures coupes du Tertiaire ancien; on peut observer également les rapports géométriques avec le Crétacé et avec des dépôts rattachés provisoirement au Miocène.

On a pu caractériser une formation avec deux membres. Le plus bas (conglomérats, sables et argiles rouges à concrétions calcaires) a été daté de l'Éocène moyen à supérieur (Lutétien probable à Bartonien inférieur). Le plus élevé (conglomérats et grès grossiers feldspathiques) est probablement d'âge Bartonien supérieur (=Ludien).

Le membre inférieur a 60 à 70 mètres d'épaisseur dans la région type. On peut y observer une succession de 6 séquences allant d'un conglomérat ou grès grossier jusqu'à des grès fins ou des pélites rouges, à concrétions carbonatées, souvent compacts et durcis. La présence d'*Anchilophus*

* par M. T. Antunes.

dans la partie supérieure de la 4ème séquence indique les premiers temps de l'Éocène supérieur, tandis que le crocodilien *Iberosuchus* (1ère séquence) indiquerait probablement le Lutétien.

L'unité supérieure a plus ou moins 40 m d'épaisseur. Il s'agit généralement de sédiments grossiers à éléments détritiques en provenance du «Maciço Hespérico». Même si l'on ne possède pas de données permettant une datation précise, il n'est pas difficile de corréler cette unité avec d'autres, datées de l'Éocène terminal et en rapport avec l'orogénie pyrénéenne (Grès de Coja).

COUVERTURES PALÉOGÈNES DU «MACIÇO HESPÉRICO» DANS LA BEIRA ALTA

L'énorme surface polygénique qui s'étend depuis l'Espagne jusqu'à la Beira Alta présente des couvertures tertiaires, le plus souvent constituées par des grès feldspathiques; on les a souvent confondues avec les «Grès do Buçaco». De tels sédiments sont pour la plupart dérivés des granites du «Maciço Hespérico».

La partie la plus importante de ces arkoses est certainement paléogène (Grès de Coja et formations corrélatives), mais il y en a de plus modernes (peut-être miocènes), outre des dépôts argileux à kaolinite dérivés des schistes pre-ordoviciens, ainsi que des épandages très grossiers que l'on rapporte au Villafranchien.

La découverte à Coja de *Paleotherium* cf. *crassum*, *Diplobune secundaria* et *Peratherium cuvieri*, mammifères caractéristiques de la zone de Montmartre, ont permis de les dater du Ludien (Éocène terminal). La découverte à Naia (Tondela) de *Geochelone* (? *Cheirogaster*) sp. vient limiter l'âge à l'intervalle Éocène moyen — Oligocène moyen, ce qui permet, compte tenu aussi des caractères lithologiques, etc., de corréler ces dépôts avec les arkoses ludiennes de Coja. De cette façon on peut mieux reconstituer l'ancienne étendue de la couverture en question, qui est le résultat de l'érosion du relief granitique qui venait d'être rajeuni lors de la phase paroxysmale de l'orogénie pyrénéenne.

Des dépôts semblables sont bien représentés dans la région de Nave de Haver. Comme à Coja, des dépôts riches en kaolinite (Miocène?) surmontent des arkoses riches en montmorillonite.

Les rares fossiles des arkoses de Nave de Haver, des bois silicifiés ne donnent aucune précision. Cependant il est certain que ces dépôts sont contemporains, au moins en partie, des «Grès de Coja».

Des dépôts très semblables sont connus à Vilar Formoso, Ervedal da Beira, etc.

D'autres dépôts plus au Nord, ceux de Longroiva et de Trás-os-Montes sont insuffisamment connus; on a pensé à un âge paléogène pour une partie de ces couvertures, ce qui reste à démontrer.

LE PALÉOGÈNE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE

La carte géologique de la plate-forme 1:1 000 000 donne une image de la distribution du Paléogène, particulièrement bien représenté au Nord de Nazaré. L'épaisseur dès le Paléocène au Lutétien supérieur est de 550 mètres environ.

Une discordance sépare l'Éocène inférieur et moyen de l'Éocène supérieur-Oligocène inférieur, ce qui est en accord avec ce qui est connu sur le continent.

La sédimentation, toujours marine, a eu lieu en milieu profond (500 à 1000 mètres) avec une grande quantité de matériel détritique fin et d'organismes planctoniques. La phase orogénique laramienne semble avoir eu peu de répercussions en dehors de l'accident de Nazaré et peut-être plus au Sud, où la décompression doit être en rapport avec la genèse des massifs subvolcaniques de Sintra, Sines et Monchique, du complexe basaltique, et de nombreuses roches filoniennes ou extrusives jusqu'en Algarve. L'élévation du compartiment méridional du «Maciço Hespérico» n'a pas rendu possible le dépôt de sédiments marins post-cénomaniens et ante-miocènes.

La profondeur a diminué après le Crétacé terminal. Pendant l'Éocène inférieur prédominait une microfaune riche en foraminifères planctoniques (*Globorotalia*, *Globigerines*) associée à une sédimentation fine. Pendant le Lutétien inférieur se sont déposés des calcaires bioclastiques, calcaires gréseux et grès grossiers à *Nummulites* et de rares *Globorotalia*.

Les apports importants de matériel détritique terrigène sont des conséquences du voisinage de régions émergées qui ont été successivement bousculées lors de la phase pré-pyrénéenne et de la phase paroxysmale pyrénéenne.

Après le Lutétien les organismes planctoniques sont rares dans les formations de la plate-forme au Nord de Nazaré. La profondeur a été réduite au Lutétien supérieur et pendant l'Éocène supérieur-Oligocène (< 200 m).

L'Oligocène est très mal représenté, ce qui est en accord avec les bassins sédimentaires du continent.

L'importance de la régression qui, à l'Éocène supérieur et Oligocène, s'est vérifiée largement en Europe est nette.

En somme, sur la plate-forme les cycles sédimentaires principaux sont représentés dès le Paléocène jusqu'à l'Éocène supérieur-Oligocène.

PALÉOGÈNE AU SUD DE LA CHAÎNE CENTRALE. «COMPLEXO DE BENFICA», SUBDIVISIONS, CORRÉLATIONS

Le «Complexo de Benfica» est un ensemble artificiel, très hétérogène, comprenant d'assez épaisses séries continentales. On peut considérer trois grandes coupures bien mises en évidence d'après les caractères lithologiques et l'existence d'importantes discordances.

Le manque de fossiles n'empêche pourtant pas d'arriver à une datation bien plus précise par rapport aux connais-

ces d'il y a quelques années à peine. Ceci a été possible grâce à la mise en valeur de caractères bien reconnaissables ayant une importance générale et servant comme autant de repères que l'on peut dater indirectement: tous sont liés à des événements tectoniques majeurs, dont les principaux correspondent à la phase paroxysmale pyrénéenne (Éocène supérieur), et à la phase castillane (vers l'Oligocène moyen); enfin, la limite supérieure donnée par des assises marines du Chattien? et de l'Aquitainien inférieur.

L'unité inférieure représente, comme les autres, un cycle sédimentaire qui débute par le dépôt de conglomérats, puis par des arkoses, enfin par d'épaisses assises carbonatées («calcários de Alforneiros»), en partie lacustres. Quelques points fondamentaux sont à remarquer: le matériel détritique provient essentiellement du «Maciço Hespérico»; les arkoses sont surtout importantes, car ces assises font partie d'énormes couvertures dérivées de l'érosion des granites hercyniens (éloignés au moins de quelques 200 kilomètres), elles sont très probablement corrélatives d'autres au Nord de la Chaîne Centrale et de l'accident de Nazaré datées de l'Éocène terminal.

L'unité intermédiaire débute par d'épais conglomérats suivis d'argiles rouge brique, marnes rouges, et quelques niveaux calcaires peu importants. La source des clastes a changé nettement car les galets de calcaires mésozoïques deviennent prédominants sur des quartzites, etc., du socle, et même ceux-ci peuvent avoir été repris des grès du Crétacé notamment. Ce changement fondamental du sens général du drainage et le déplacement des sources d'alimentation en matériel détritique depuis le socle vers la marge continentale se maintiendra longtemps.

L'unité la plus élevée est séparée des assises sous-jacentes par une discontinuité remarquable, correspondant à un épisode de surrection très important; l'une des conséquences en a été le dépôt de conglomérats épais, spectaculaires, à blocs atteignant 1 mètre. Ils sont surmontés successivement par des sables et pélites rouge brique, et enfin par des argiles très compactes rouge orange à taches blanches, des grès argileux violacés, quelques calcaires blancs et croûtes ferrugineuses; il semble s'agir de ferralisation, même si le procès n'est pas allé assez loin pour permettre la formation de croûtes latéritiques développées.

L'importance très évidente de la phase tectonique qui est à l'origine de cette unité fait admettre comme très probable la corrélation avec la phase castillane, qui est repérée dans la partie orientale du bassin du Tage grâce au gisement de Carrascosa de Campos, d'âge Stampien supérieur, un peu plus ancien qu'une discordance comparable.

Enfin, le sommet de l'unité supérieure est surmonté par des couches qui se rattachent à la première ingressión marine tertiaire du bassin du Tage (? Chattien-Aquitainien inférieur). Sans que l'on puisse donner une datation très fine, l'unité inférieure date essentiellement de l'Éocène terminal, atteignant peut-être la base de l'Oligocène («calcários de Alforneiros»); l'unité moyenne est à rapporter à la première moitié de l'Oligocène (Stampien); la dernière correspond plus ou moins à la seconde moitié de cette période (Chattien).

Des dépôts vraisemblablement corrélatifs du «Complexe de Benfica» se retrouvent sur le porteur occidental du bassin du Tage, dans le Ribatejo.

D'autres dépôts rapportés au Paléogène sont vraisemblablement plus modernes.

3.2.10. Néogène *

Le Néogène est largement représenté au Portugal. Pourtant la distribution géographique n'est pas du tout homogène. D'une façon générale, les formations miocènes sont particulièrement importantes au Sud de la Chaîne Centrale et de l'accident de Nazaré, tant sur le continent que sur la plate-forme continentale, et ceci jusqu'en Algarve. Par son importance tout à fait remarquable dans le cadre de l'Europe occidentale la partie terminale du bassin du Tage est à noter spécialement.

Le Pliocène, dont la paléogéographie est fort différente, correspond surtout à une bande qui s'étend pratiquement sur toute la région littorale. Par contre l'importance des dépôts pliocènes à l'intérieur est bien moindre qu'on ne le pensait, souvent il s'agit en réalité de Miocène, ou de Quaternaire.

Le Néogène du bassin du Tage

Le Néogène du bas bassin du Tage est remarquable sous plusieurs points de vue: par la position géographique à la limite des domaines méditerranéen et atlantique, par la représentation très complète de niveaux depuis l'Aquitainien inférieur jusqu'au Pleistocène, par la richesse des données qu'il fournit, par les possibilités de corrélation qu'il apporte, par l'importance économique.

À Lisboa, l'épaisseur du Miocène ne dépasse pas quelques 300 mètres, le Pliocène n'y étant presque pas représenté; plus au Sud l'épaisseur est bien plus grande, de l'ordre de 1200 mètres pour l'ensemble du Néogène (d'après les résultats de l'étude des forages profonds), tandis que le Pliocène affleurant en surface atteint des épaisseurs de l'ordre de 50 mètres ou un peu plus.

D'une façon générale, la région terminale du bassin a été le siège de plusieurs ingressions marines et autant d'épisodes de régression intercalaires; on peut dénombrer plusieurs cycles sédimentaires, encadrés par une transgression et la régression suivante, 6 pour le Miocène, 1 pour le Pliocène. La subsidence y a été intense, et compensée par une sédimentation active, dont les éléments terrigènes, apportés par des fleuves importants, sont arrivés en quantité surtout lors de mouvements orogéniques (phase néo-castillane, notamment), qui ont fait rejouer d'anciennes fractures hercyniennes.

LIMITE OLIGOCÈNE - MIOCÈNE

Le problème de la limite Oligocène-Miocène se pose dans le bassin du Tage comme dans bien d'autres où l'Aquitainien n'est pas en rapport avec un Chattien marin. Ainsi

* par M. T. Antunes.

les couches les plus inférieures, celles qui correspondent au premier cycle sédimentaire (noté C_0 , par ségrégation du cycle C_1 , qui a été considéré d'une façon trop étendue), ont livré des fossiles apparemment archaïques et pouvant suggérer un âge oligocène (certains ostracodes, pollens, etc.). Un autre fait est la présence de glauconies datées K-Ar de 24 ± 1 MA. Bien que la méthode utilisée puisse être contestée, au moins dans la précision des résultats, sujets à des facteurs d'erreur pas tout à fait contrôlables, la date en question paraît dépasser la limite de 22,5 MA admise par certains auteurs. Il est vrai, toutefois, que d'autres placent la limite Oligo-Miocène à 24 ou 25 MA.

De toutes façons, même si l'absence de données ne permet pas de savoir si les premières assises marines sont ou non encore oligocènes, on peut retenir que, comme dans certains bassins en France, on connaît des niveaux plus anciens que le stratotype Aquitanien. Est-il question d'un Aquitanien au sens large ou bien d'un autre étage plus ancien?

LE NÉOGÈNE DANS LA RÉGION OCCIDENTALE DU BASSIN DU TAGE

La région entre Lisboa et Serra da Arrábida est particulièrement importante. Dans l'état actuel des connaissances on a pu reconnaître 7 cycles sédimentaires miocènes notés C_0 à C_6 , outre un cycle qui date déjà du Pliocène (Fig. 3.39).

À noter, spécialement, la considérable richesse de faciès, ainsi que celle des renseignements paléontologiques. La position des niveaux à mammifères terrestres permettant de les repérer facilement par rapport aux formations marines offre la possibilité de corrélations directes, du 1er ordre, entre horizons marins et continentaux, au moins pour le Miocène inférieur et pour le début du Miocène moyen. D'autres données importantes sont à attendre des études en cours portant sur la Paléobotanique et la Palynologie, ou sur les Ostracodes. On peut également reconnaître des changements climatiques, particulièrement mis en évidence par les faunes marines: des conditions tropicales ont dû prévaloir au moins, dès la genèse des récifs barrière à coralliaires de l'Aquitainien pour atteindre, au Burdigalien supérieur et Langhien, un maximum de température (comparable à celle du Golfe de Guinée), tandis que, plus tard, les conditions deviennent plus proches de celles de la côte marocaine. Les faunes et la végétation du continent indiquent, en outre, des épisodes probablement plus humides, alternant avec d'autres caractérisés par une relative sécheresse, avec passage de milieux forestiers à d'autres plutôt de savane ou steppe.

Les transgressions et régressions ont également eu des conséquences d'ordre paléogéographique (Figs. 3.36-3.37): ingression limitée, formant un petit golfe (C_0); golfe aquitanien plus étendu vers l'intérieur jusqu'à la région de Almeirim (C_1); circonstances semblables pour (C_2), soit lors de la grande transgression fin Aquitanien et surtout du Burdigalien; au Burdigalien terminal deux oscillations

rapides et profondes (C_3 et C_4) amènent à des changements importants avec ennoyage du bassin du Sado et du littoral au Nord de la Serra de Sintra; à l'apogée de la transgression du Serravallien (C_5) l'anticlinal Sintra-Caneças est probablement devenu une île tandis que la progression maximale vers l'intérieur est responsable de

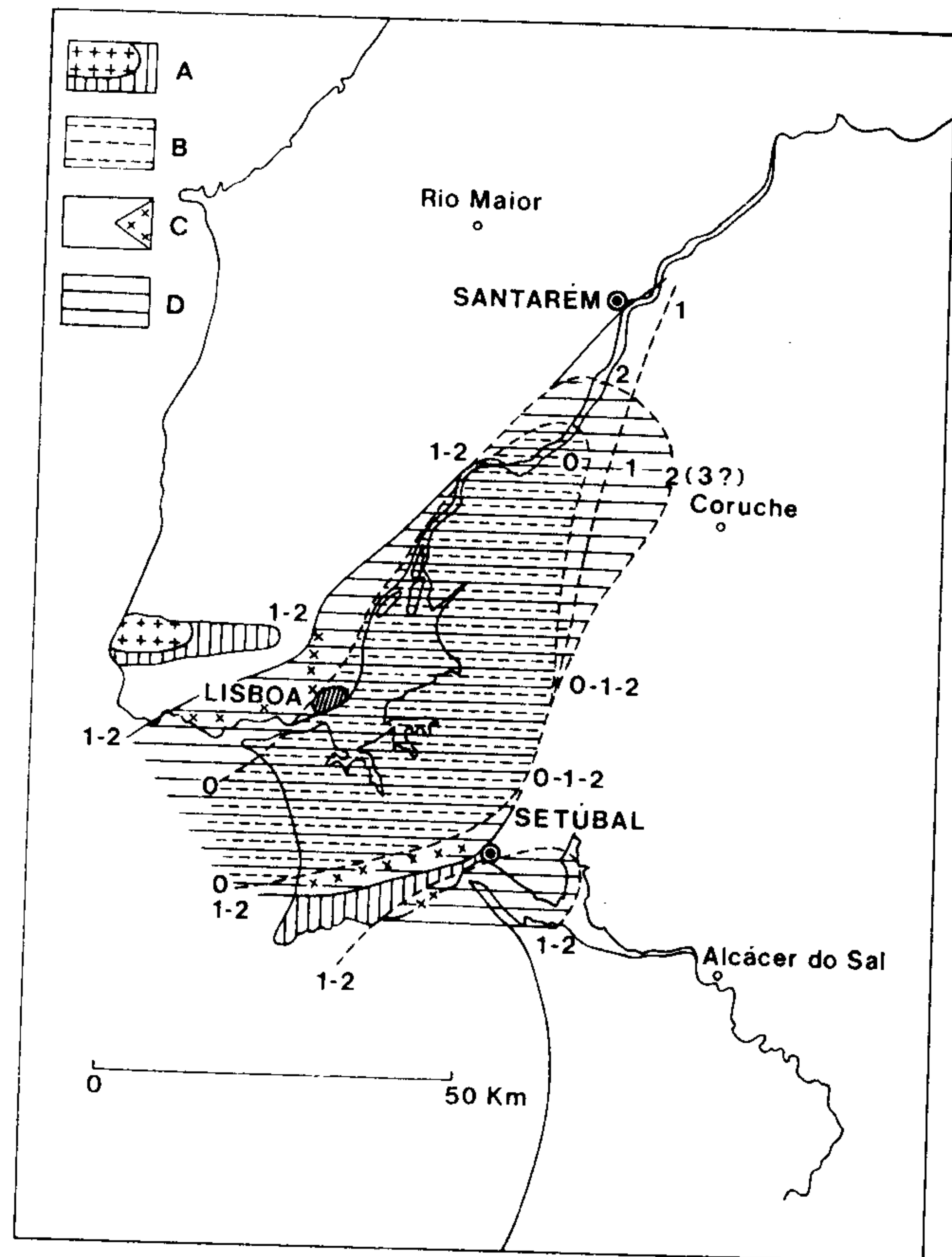


Fig. 3.36. — 3.38. — Paléogéographies successives au cours du Néogène concernant le bassin du Tage et régions voisines:

Fig. 3.36. — 3.38. — Palaeogeographical sketches concerning Tagus' basin and nearby regions during Neogene times:

Fig. 3.36. — ? Chattien supérieur, Aquitanien et Burdigalien: A — Massif subvolcanique de Sintra et terrains mésozoïques des anticlinaux Sintra-Caneças et de la Chaîne d'Arrábida; B — Transgression correspondant au cycle sédimentaire C_0 (? Chattien supérieur — Aquitanien inférieur); C — Idem C_1 (Aquitanien), avec distribution des récifs frangeants à coralliaires hermatypiques; D — Idem C_2 (Burdigalien).

Fig. 3.36. — ? Upper Chattian, Aquitanien and Burdigalian: A — Sintra subvolcanic massif, and mesozoic sedimentary formations from Sintra-Caneças and Arrábida Chain anticlinal folds; B — Transgression corresponding to C_0 sedimentary cycle (? Upper Chattian — Lower Aquitanian); C — Idem, C_1 (Aquitanian) showing the distribution of fringing reefs with hermatypical corals; D — Idem, C_2 (Burdigalian).

l'établissement jusqu'au delà de Santarém, dans le bassin du Sado, etc., ce sont d'ailleurs des repères permettant de corréler les gisements continentaux de Ribatejo avec les formations marines; enfin, le golfe se rétrécit nettement au Tortonien.

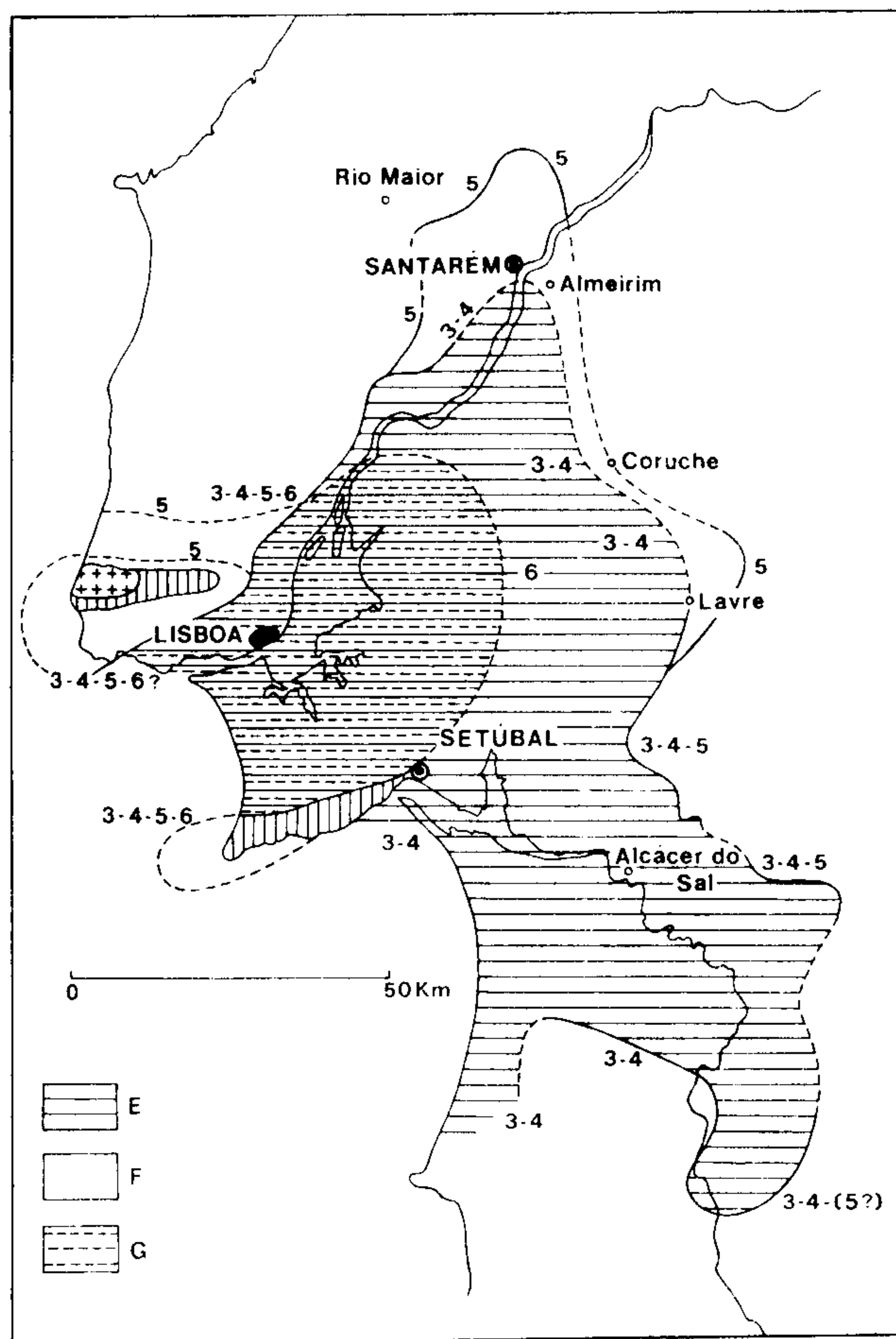


Fig. 3.37. — Burdigalien terminal, Langhien, Serravallien et Tortorien-? Messinien; E — Oscillations transgressives du Burdigalien terminal, cycles C_3 et C_4 ; F — Idem C_5 (Langhien supérieur et Serravallien); G — Idem C_6 (Tortonien et possible Messinien). Remarquer en particulier la pénétration dans le bassin du Sado, le bras qui a isolé l'île Sintra-Caneças, et le maximum d'avancée des eaux saumâtres (C_5) avec gisements à huîtres très loin vers l'intérieur.

Fig. 3.37. — Uppermost Burdigalian, Langhian, Serravallian and Tortonian-? Messinian; E — Transgressive movements, C_3 and C_4 cycles (Uppermost Burdigalian); F — Idem, C_5 (Upper Langhian and Serravallian); G — Idem, C_6 (Tortonian and possible Messinian). Remark specially: the ingression in Sado basin; the channel that isolated Sintra-Caneças as an island; and the maximum ingression (C_5), when brackish waters attained far-inland regions, as shown by several oyster localities.

Les caractères lithologiques fondamentaux sont indiqués ensemble avec le schéma donné (Fig. 3.39).

Les formations pliocènes ou admises comme pliocènes sont plus réduites et moins bien connues. D'abord, une série de sédiments pour la plupart grossiers, à faciès continental (avec des argiles, gypse, diatomites et lignite), n'a jamais pu être datée avec précision. Elle surmonte le sommet du Miocène marin, mais, comme les dernières couches bien datées sont encore tortoniennes, il reste un intervalle considérable mal défini (Messinien ou Zancleén?). Ce qu'on peut affirmer c'est que de tels sédiments montrent l'établissement ou le renouveau d'un réseau hydrographique puissant dont l'embouchure pourrait être située plus au Sud vers la lagune d'Albufeira.

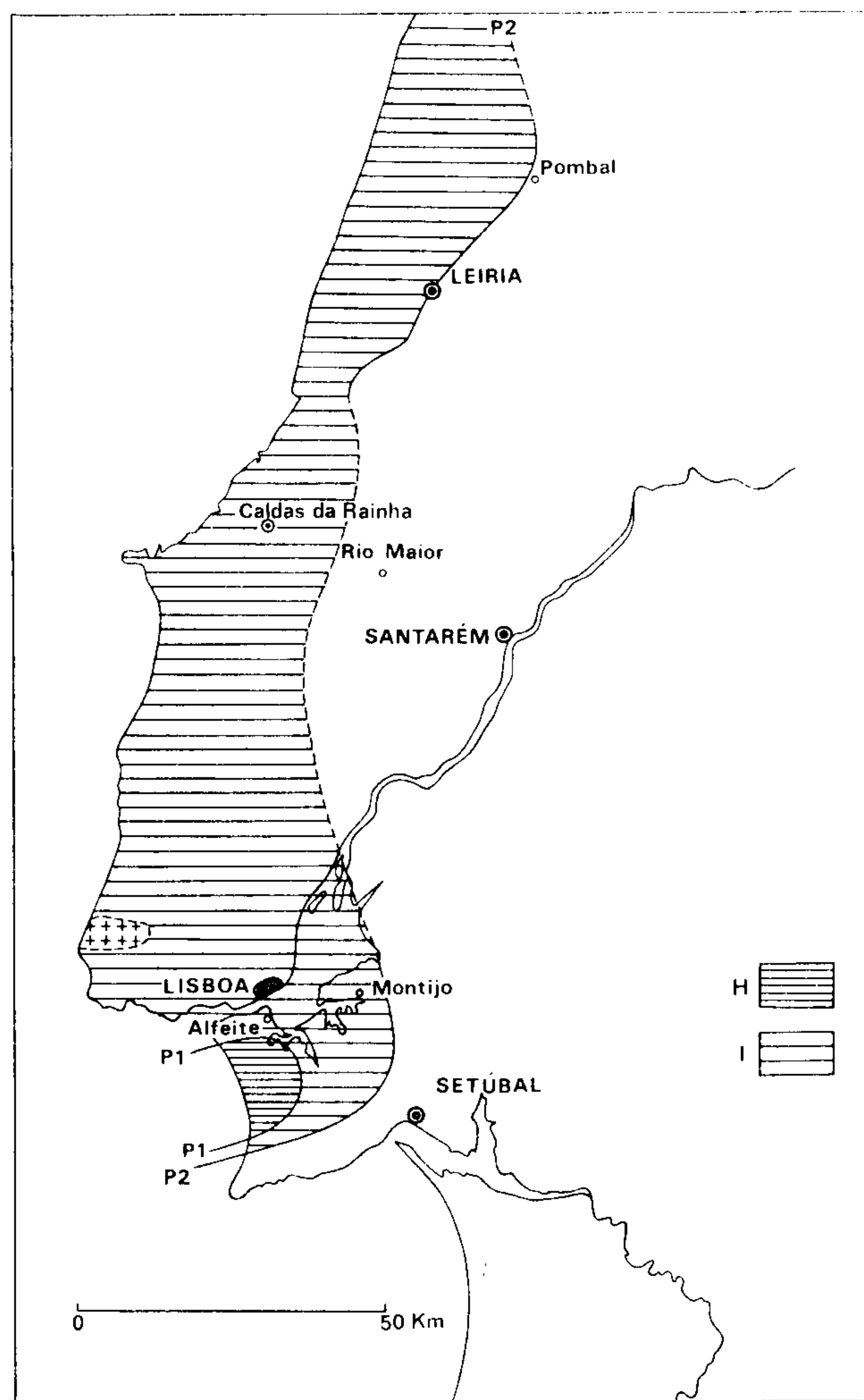


Fig. 3.38. — ? Zancleén, Piacenzien: H — Cycle P_1 (couches inférieures d'Alfeite); I — Idem P_2 (couches supérieures d'Alfeite, couches de Fonte da Telha, littoral de Caldas da Rainha, Leiria, Pombal, etc.). Remarquer les différences très profondes par rapport aux paléogéographies miocènes. Sont indiquées les limites maxima approximatives de l'ingression de l'Atlantique vers l'intérieur en correspondance avec les cycles sédimentaires C_0 à C_6 , P_1 et P_2 (voir figure 3.39). Des ingressions moins importantes se sont vérifiées au Miocène dans le littoral Ouest de l'Alentejo et Algarve, ainsi qu'au Sud de l'Algarve. Pour le Pliocène le schéma est presque complet, des dépôts ayant été rapportés au Pliocène étant à rattacher en fait au Miocène et/ou au Pléistocène.

Fig. 3.38. — ? Zanclean, Piacenzian: H — P_1 Cycle (lower Alfeite beds); I — P_2 Cycle (upper Alfeite and Fonte da Telha beds; marine formations in western littoral region — Caldas da Rainha, Leiria, Pombal, etc.). Note the deep contrasts between Pliocene and Miocene palaeogeographies. Maximum limits for marine ingression are shown, in correspondance to C_0 — C_6 and P_1 — P_2 sedimentary cycles (see fig. 3.39.). There is evidence of less important miocene ingressions in western Alentejo and Algarve, as well as in southern Algarve. The sketch concerning Pliocene is near complete since many formations previously regarded as Pliocene are indeed Miocene and/or Pleistocene.

La série précédente est surmontée par des assises marines plus ou moins grossières, surtout sableuses, à faune de mollusques considérés comme plaisanciens et quelques végétaux. Le golfe pliocène était peu développé vers l'Est, par contre l'ensemble des dépôts en rapport avec la transgression pliocène est très étendu depuis le

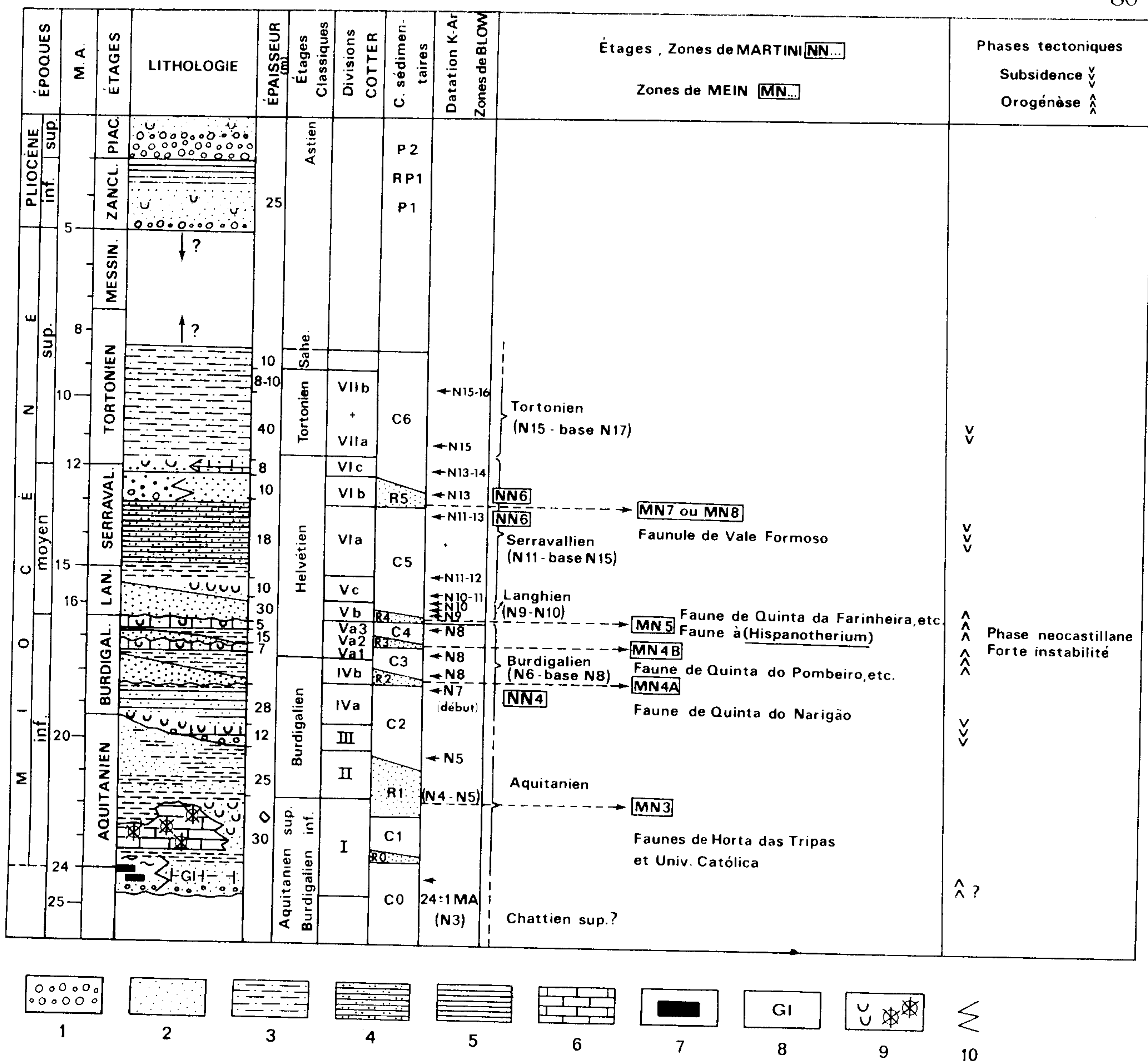


Fig. 3.39. — Le Néogène dans le bassin du Tage, région de Lisboa. *Lithologie*: 1 — Clastes plus ou moins grossiers; 2 — Sables grossiers et moyens; 3 — Sables fins à très fins; 4 — Argiles silteuses; 5 — Pérites; 6 — Calcaires; 7 — Lignite; 8 — Glauconite; 9 — Coquilles, Coraux hermatypiques; 10 — Passages latéraux. *Datation*: La limite chronologique supérieure des formations tortonniennes, ainsi que la datation des dépôts pliocènes, sont moins précises. *Épaisseur*: Les valeurs indiquées sont celles concernant la région de Lisboa; l'épaisseur est bien supérieure (total de l'ordre de 1200 mètres) dans la région axiale du synclinal de la Péninsule de Setúbal. *Étages classiques*: Ceux qui ont été mentionnés dans la littérature: Aquitainien supérieur ou Burdigalien inférieur (pour la division I de Cotter), à Sahélien pour les assises sommitales du Miocène, plus ou moins altérées (décalcifiées notamment). *Divisions*: Celles qui ont été distinguées autrefois par J. Berkeley Cotter dans le Miocène lisboisais, et considérées dans les cartes géologiques. *Cycles sédimentaires*: Correspondant à une transgression marine et la régression suivante: C₀ à C₆ (Miocène), P₁ et P₂ (Pliocène). Maxima de régression auxquels correspondent des dépôts continentaux ou paralicques à influence continentale plus ou moins accentuée. *Zones de Blow*: Définies d'après les foraminifères planctoniques. *Étages*: Interprétation actuelle; zones de Martini d'après le nannoplancton calcaire; zones de Mein basées sur les mammifères non marins (faunes de: Horta das Tripas et Universidade Católica; Quinta do Narigão, etc.; Quinta do Pombeiro, etc.; Quinta da Farinheira, etc. «Faune à *Hispanotherium*»).

Fig. 3.39. — Neogene in Tagus basin, Lisbon region. *Lithology*: 1 — Rudites; 2 — Coarse and middle grained sands; 3 — Fine/very fine sands; 4 — Silty pelites; 5 — Pelites; 6 — Limestones; 7 — Lignite; 8 — Glauconite; 9 — Shells, hermatypical corals; 10 — Lateral changes in facies. *Age*: Upper chronological limits for Tortonian formations, as well as for the age of Pliocene beds, are not so well established as for the most of miocene formations. *Thickness*: Data presented in the table concerns Lisbon region. In the axial part of the synclinal of Setúbal Peninsula thickness is much greater (about 1200 meters for total Neogene deposits). *Classical stages*: References are made to the stages so far quoted in literature, from Upper Aquitanian or Lower Burdigalian (for Cotter's Division I) till Sahelian for uppermost Miocene beds which are (moderately) altered by decalcification. Correspondence to the most recent points of view are also presented. *Divisions*: Divisions based in the lithostratigraphical units defined long ago by J. C. Berkeley Cotter and used in geological maps. Although if modern criteria is used there is not a complete agreement between these limits and these divisions and the formations. *Sedimentary cycles*: They concern a marine transgression and the following regressive movement: C₀ to C₆ (Miocene), P₁ and P₂ (Pliocene). The maximum of the regressions is also indicated in correspondence with non marine, fluvial or paralic beds with some continental influence. *Blow's zones*: Biozones defined on planctonic foraminifera. *Stages, etc.*: Stages as indicated according to recent views; *Martini zones* are based on calcareous nannoplancton; *Mein zones* are based on non marine mammals (faunas from Horta das Tripas, Universidade Católica and Quinta do Narigão, etc.; Quinta do Pombeiro, etc.; Quinta da Farinheira, etc. with *Hispanotherium* fauna).

Nord du Portugal jusqu'en Algarve, toutefois limité à la seule région littorale plus ou moins atteinte par l'abrasion marine.

LE NÉOGÈNE DE RIBATEJO (BASSIN DU TAGE)

Contrairement à la région de Lisboa, le Néogène de Ribatejo est essentiellement continental, avec peu d'intercalations marines ou à influence marine.

Les formations les plus anciennes sont :

- l'Aquitaniens de Serra de Almeirim, seule formation marine connue en affleurement (exigu, d'ailleurs), est l'équivalent d'une partie des couches à «*Venus ribeiroi*» de Lisboa et environs;
- des assises marines très peu connues, traversées par des forages à une certaine profondeur (rive droite du Tage, feuille de Coruche);
- l'ensemble détritique de Ota et Arneiro, comprenant des intercalations à huîtres dans la partie supérieure; mal définie, cette unité hétérogène peut comprendre des assises paléogènes, excédant l'âge burdigalien (à «helvétien») souvent admis.

On peut reconnaître cependant que la plupart des affleurements sont plus modernes. Sur la rive droite du Tage, grâce à un certain nombre de gisements à mammifères découverts ou réinterprétés récemment, on peut se faire une idée assez précise de la stratigraphie et datation de la plupart de la série, qui correspond surtout à la moitié supérieure du Miocène moyen et au Miocène supérieur (étages continentaux: Astaracien, Vallésien et Turolien). Du point de vue lithologique prédominant d'abord des sables et argiles, avec quelques niveaux carbonatés, ainsi que des lignites; plus haut, d'importantes assises calcaires, spécialement celle de Cartaxo-Almoster-Santarém, avec quelques lits sableux intercalés.

Bien que le manque, ou la pauvreté des renseignements disponibles rend délicate une interprétation d'ensemble valable pour le Miocène de la rive gauche du Tage, les horizons calcaires supérieurs y sont absents.

D'autre part, des assises sablo-argileuses affleurent sur de vastes étendues et se prolongent dans le bassin du Sado. Rapportées au «Mio-Pliocène», leur âge doit correspondre plus ou moins à la deuxième moitié du Miocène moyen. Ces dépôts recouvrent par endroits des gisements à huîtres qui paraissent représenter l'apogée de la transgression du Serravallien.

Le remplissage miocène du bassin du Tage correspond, avec des variations dans le détail, à la sédimentation dans le lit ordinaire et dans la plaine d'inondation d'un fleuve et de ses tributaires, apportant des matériaux en provenance soit du «Maciço Hespérico» soit du massif calcaire situé à l'Ouest. Plus tard, dans un environnement caractérisé par l'aplanissement avancé du relief, par des zones étendues soumises à un régime lacustre, et par une certaine aridité, la sédimentation carbonatée a été prépondérante.

Dans le Ribatejo, aux dernières assises du Miocène se suivent, avec un contraste bien net, des dépôts détritiques

généralement grossiers, témoignant la reprise de la sédimentation fluviale. Ces dépôts couvrent des surfaces d'érosion reconnaissables en plusieurs endroits. Cependant, les assises les plus importantes rapportées au Pliocène sont celles qui constituent le remplissage du bassin d'effondrement de Rio Maior (et, en moindre degré, celui de Vale de Santarém): un ensemble fort épais de sables blancs, très exploités pour l'industrie, surmonté par des diatomites et d'assez importantes couches à lignite.

Malgré des recherches en divers domaines, spécialement en paléobotanique, on est loin d'avoir une vue satisfaisante de l'évolution du bassin pendant les temps post-miocènes, ainsi que des phénomènes qui ont alors eu lieu, et de leur datation.

Le Néogène du bassin du Sado

Le bassin du Sado semble être plus moderne que celui du Tage, dont il représente la suite vers le Sud-Ouest à partir du Miocène inférieur. En effet, l'effondrement de ce bassin, qui est d'ailleurs relié à celui du Tage, doit être en rapport avec le soulèvement de portions du socle (Serra de Palma, Serra de Grândola, région entre Montemor-o-Novo, Ferreira et Aljustrel) ainsi que du Meso-Cénozoïque de Serra da Arrábida, déjà au cours du Miocène et même plus tard. C'est ce que l'on peut penser d'après les données disponibles. D'abord, le Paléogène n'a jamais pu être caractérisé. Certes, les dépôts grossiers, continentaux, qui se trouvent à la base de la série, contenant souvent de l'attapulгите, ont été considérés comme paléogènes compte tenu des ressemblances de faciès avec certains dépôts du «complexo de Benfica». Il paraît toutefois que ces ressemblances ne signifient pas nécessairement que de tels dépôts soient en corrélation; elles ne traduisent qu'une convergence de circonstances semblables dans le cadre des phases initiales de la différenciation du bassin, avant qu'un réseau hydrographique se soit organisé, donc en conditions de drainage déficient.

De ce fait, et si l'on fait exception de niveaux marins mal connus (en forage seulement) près de Setúbal, on ne connaît ni Aquitaniens, ni Burdigaliens. Peut être (et encore!) les premiers niveaux datés (Marateca, Palma, Alcácer do Sal, etc.), des conglomérats peu épais, des sables et quelques niveaux carbonatés peu importants, à faciès marin littoral, datent-ils de la fin du Burdigalien, soit plus ou moins l'âge de la division V-a du Miocène lisbonnais. Il reste toutefois à préciser davantage la datation de la formation marine en cause; bien que les données disponibles indiquent avec une très forte probabilité, un âge Langhien à Serravallien inférieur. En effet, on trouve un peu plus haut des gisements à huîtres qui semblent bien correspondre à l'apogée de la transgression serravallienne, comme dans le bassin du Tage.

Enfin, des dépôts plus modernes, fluviaux, sont représentés dans le même bassin. Il s'agit, pour l'essentiel, de sables et argiles à montmorillonite prédominante, à fossiles rares (végétaux, mastodonte), qui peuvent être corrélés avec l'Astaracien. Des couches plus élevées mais à position

insuffisamment définie du point de vue stratigraphique ont livré un *Hipparion* à cachet ancien (Vallésien inférieur sans doute) dans un puits à Alvalade d'où proviennent également quelques dents de Squales; il est toutefois impossible de préciser s'il s'agit bien des mêmes couches. On a parlé de Tortonien, mais il ne peut être caractérisé. Quoiqu'il en soit, le Pliocène est mal représenté, puisque la plupart des dépôts ainsi considérés appartiennent en fait à l'ensemble miocène qu'on vient de mentionner. Peut-être quelques couvertures détritiques, grossières en général, et peu épaisses, sont-elles pliocènes (ou pléistocènes?).

Le Néogène d'Algarve

En plus des dépôts marins (sables plus ou moins fins, carbonates) qui remplissent le petit fossé d'Aljezur, le Néogène est représenté spécialement dans l'Algarve méridionale. Contrairement aux interprétations habituellement admises, le Pliocène est relativement peu important, au moins en ce qui concerne le développement des formations de cet âge; en effet, les sédiments considérés comme pliocènes (ou plio-quatérnaires) sont en grande partie plus anciens, du Miocène.

D'une façon générale, les dépôts, essentiellement miocènes, du littoral Sud se trouvent tout le long de la côte depuis Sagres jusqu'au Guadiana. Les affleurements correspondent à une bande, discontinue par endroits, limitée à quelques kilomètres vers l'intérieur; quelques lambeaux épargnés par l'érosion montrent cependant que l'aire couverte par les formations miocènes a été plus étendue.

Le Miocène de l'Algarve méridionale comprend, dans l'état actuel des connaissances, trois unités fondamentales.

L'unité inférieure, à faciès marin, est une succession d'assises carbonatées jaunâtres (biocalcarénites, quelques niveaux à matériel déritique terrigène généralement fin) constituant notamment les belles falaises côtières entre Lagos, Praia da Rocha et Albufeira. Les formations correspondent à une transgression importante sur le Crétacé ou des terrains plus anciens, voir même sur le socle carbonifère. L'âge a été considéré comme «Helvétien» surtout «Helvétien supérieur» d'après les faunes de mollusques, car en effet il y a des ressemblances avec certaines assises du Serravallien de Lisboa (division VI-c, notamment) du point de vue faciès. Toutefois l'étude des foraminifères planctoniques (en cours) indique plutôt un âge plus ancien, Aquitanien (?) et Burdigalien. Vers le milieu de la série, une oscillation régressive a été détectée. En général, la partie supérieure se présente très karstifiée, à dépressions remplies par des sables souvent riches en fossiles (vertébrés marins avec de rares restes d'amphibiens, donc non marins).

L'unité intermédiaire correspond pour l'essentiel à une oscillation régressive très accentuée, durant laquelle (et certainement en rapport avec une phase tectonique ayant rajeuni le relief du massif hercynien d'Évora) se sont déposées d'épaisses assises de sables blancs, arkosiques, fluviatiles, bien exposés sur la côte à Olhos de Água. La régression y est mise en évidence déjà par les couches

sommitales de la série carbonatée, lesquelles deviennent de plus en plus riches en sable et passent à des grès calcaires grossiers. On ne connaît aucun fossile dans ces assises. Par contre, les niveaux plus élevés de la coupe de Olhos de Água (des sables plus ou moins cohérents, plus fins, jaunâtres) ont livré des vertébrés qui indiquent sans doute un milieu marin littoral, peu profond: poissons dont *Procarcharodon megalodon* et bien d'autres sélaciens, un Sirénien, quelques os incomplets de grands mammifères (Cétacés?). Compte tenu de l'absence de *Carcharodon carcharias*, espèce qui apparaît (et est très commune partout) au Pliocène, ainsi que de la présence d'un Sirénien qui semble identique à la forme commune du Miocène moyen, *Halianassa cuvieri* (à l'exclusion des *Felsinotherium* du Pliocène), on peut conclure à l'âge miocène de la faune. Ceci fait «vieillir» les sables en cause, toujours considérés comme plio-pleistocènes. Juste au-dessus des sables à vertébrés on observe un dépôt sableux grossier, quelquefois consolidé en grès calcaire dur, riche en valves d'huîtres dispersées, avec quelques autres mollusques dont des Pectinidés; il semble correspondre déjà à une nouvelle oscillation régressive, qui va s'accroître car cette lumachelle est surmontée à son tour par des sables feldspathiques non marins, près du sommet des falaises côtières. Finalement, la série sableuse est recouverte par des cailloutis bien roulés pleistocènes. En somme, la série en cause est bien miocène; si la transgression est bien celle du Serravallien, ce qui est bien possible mais reste à démontrer, les sables arkosiques entre ces niveaux et la série carbonatée datent essentiellement du Langhien, et l'évènement tectonique important qui est à leur origine est sans doute la phase neocastillane déjà mentionnée. La régression pourrait être mise en évidence également par quelques calcaires considérés comme lacustres qui, près de Faro, contiennent des gastéropodes terrestres ou d'eau douce.

L'unité la plus élevée, rapportée toujours à des niveaux très élevés du Miocène n'est représentée qu'en Algarve orientale où elle est transgressive sur le Trias. Elle est particulièrement bien exposée sur les bords de la rivière de Cacela, où se situe le gisement le plus remarquable du Portugal en ce qui concerne les mollusques, très nombreux et variés, généralement à test très bien conservé. Les dépôts, épais de quelques mètres, indiquent un milieu marin littoral peu profond, à sédimentation caractérisée d'abord par le dépôt de galets, ensuite par des sables de plus en plus fins. La datation proposée (Tortonien ou Sahélien) a été fondée sur la faune malacologique. Des études en cours sur les foraminifères pourront peut-être préciser l'âge (les foraminifères planctoniques sont malheureusement assez rares), ce qui est absolument nécessaire pour des corrélations moins vagues et incertaines. Par contre on a fait peu attention aux assises un peu plus épaisses qui surmontent les niveaux dont il a été question. Il s'agit de couches assez homogènes de sédiments silteux grisâtres ou un peu jaunâtres (on se demande comment on a pu affirmer qu'il s'agit de craie!) réputés comme stériles. De nouvelles recherches ont cependant permis de récolter un certain nombre de fossiles, médiocres mais intéressants: mollusques toujours de très petite taille dont il ne reste que des moules,

de rares empreintes d'écailles de poissons, quelques débris de végétaux. L'ensemble des caractères est compatible avec (et indique même) un milieu lagunaire à faune appauvrie, à individus peu nombreux et toujours mal développés, probablement à salinité très basse, toujours à sédimentation à basse énergie. Il est évident qu'il y a eu une oscillation régressive à une époque où les apports terrigènes étaient très réduits, probablement avec un climat assez aride et en absence de cours d'eau de quelque importance. Il est tentant d'y voir un équivalent, peut-être en partie, du Messinien, mais cette hypothèse ne peut pas être vérifiée pour le moment.

Il se pose maintenant le problème du Pliocène en Algarve. En fait, on l'a vu, l'essentiel des dépôts sableux considérés jadis comme pliocènes ne l'est pas. Ceci a pratiquement éliminé le Pliocène d'Algarve tel qu'il était conçu, comprenant à la fois des dépôts quaternaires et (surtout) miocènes. Le caractère couleur rouge, souvent invoqué, n'est que le résultat d'une évolution diagénétique dénouée de valeur stratigraphique. D'autre part, le Pliocène marin indiscutable n'a jamais été trouvé au Sud de la Péninsule de Setúbal (bassin du Tage). Seule exception, les dépôts en rapport avec l'importante et bien développée surface d'abrasion du littoral de l'Alentejo et de l'Algarve occidentale; rapportée, d'après des critères non paléontologiques, au Calabrien, son étude rentre plutôt dans un chapitre consacré au Pleistocène.

Néogène au Nord de la Chaîne Centrale

Les dépôts néogènes sont mal représentés, ou mal connus, au Nord de la Chaîne Centrale et ses prolongements jusqu'à l'accident de Nazaré. Seules exceptions, le Pliocène marin, bien représenté à S. Pedro de Muel, Monte Real, Leiria et Pombal, notamment, ainsi que les assises continentales à lignites, argiles et diatomites qui les surmontent. Il en sera question à propos du Pliocène.

LE MIOCÈNE ENTRE ALCOBAÇA, LEIRIA ET COIMBRA

Dans la région considérée, une aire assez étendue correspond à des affleurements de sédiments grés-argileux qui, d'après leur position stratigraphique, ont été rapportés depuis Choffat à l'Oligocène ou au Miocène. En effet, à l'Ouest de Pombal ils sont recouverts par le Pliocène marin incontestable; d'autre part ils se superposent clairement au Crétacé terminal et à des séries détritiques continentales probablement paléogènes.

La datation restait quand même très incertaine ou, au moins, fort imprécise jusqu'à ce que la découverte de mammifères fossiles à Amor soit venue clarifier en partie la situation. Cependant, la partie bien datée se limite à la région à l'Ouest du diapir de Leiria; ailleurs l'interprétation de tels dépôts, pour la plupart à faciès fluviatile (quelquefois marécageux ou palustre), demeure problématique vu l'absence de toute preuve directe de l'âge.

Néanmoins il y a quelques indices de dépôts marins, même si leur caractérisation est vraiment très précaire:

- à Casal Verde, 2 km au NE de Paião, Figueira da Foz, des roches siliceuses contiennent, de façon un peu surprenante, des foraminifères dont des Miliolides et Globigerinidés; elles dérivent par silicification secondaire probablement de calcaires à éléments clastiques déposés en milieu marin; l'âge demeure incertain;
- des forages dans la région de Marinha Grande, à l'Ouest de Leiria, ont traversé des argiles et marnes gris-verdâtre, avec des foraminifères (*Ammobaculites*, etc.), ostracodes, Characées et lamellibranches, attribuées au Miocène; on ne les connaît pas en affleurement.

Les gisements d'Amor présentent un intérêt exceptionnel, car ce sont les seuls au Nord de l'accident de Nazaré permettant une datation exacte. De ce fait ils constituent un repère précieux. Des prélèvements en trois points ont livré à la fois des gros mammifères et d'autres de petite taille, ossements d'oiseaux, reptiles, amphibiens et poissons, outre des gastéropodes, notamment. Il est intéressant de noter l'existence de deux biotopes différents, pourtant contemporains; l'un correspond à une sédimentation fluviatile, l'autre à des marécages où les chéloniens emydidés et surtout les urodèles étaient nombreux. L'ensemble de la faune de mammifères indique le début du Miocène moyen, Langhien sans doute, soit MN5 de Mein juste comme le niveau V-b de Lisboa à «faune à *Hispanotherium*». L'horizon fossilifère semble très limité dans le temps, toutefois l'aire où la formation en cause affleure est tout de même assez importante car elle s'étend à Monte Real (argiles à *Helix*, Planorbes et Unionidés), et vraisemblablement, plus au Nord; à Carvide des assises qui pourraient être plus ou moins corrélatives (bien qu'un âge pliocène ait été admis, sans preuves) ont livré, outre des *Helix*, Characées et peut-être Unionidés, des *Cerithium* et des *Gobius* (poissons téléostéens) pouvant indiquer des eaux un peu saumâtres en communication avec la mer. Les apports de matériel détritique, dont des quartz bipyramidés en provenance des marnes du Lias inférieur, montrent que le diapir voisin a été bousculé lors de la phase neocastillane. La suite de cette série miocène vers le Nord, dans la région de Pombal notamment, est à admettre, cependant elle s'y trouve mal délimitée et confondue avec des formations plus anciennes.

D'autres dépôts (sables et argiles avec quelques couches de lignite) de la région de Leiria — Alencarce et Fonte da Moura, par ex. — ont été considérés comme miocènes. Les seuls fossiles récoltés, des macrorestes végétaux, ne permettent pas de précisions.

MIOCÈNE POSSIBLE DANS LA BEIRA ALTA

Parmi les couvertures du socle dans la Beira Alta on trouve d'assez importantes masses de sédiments essentiellement argileux dérivés de la formation des schistes et grau-

wackes pré-Ordoviciens de Beira. Des fragments de schistes de dimensions très variables constituent la plupart des sédiments en cause et évoluent généralement vers des argiles verdâtres ou souvent rougeâtres. D'autres composants importants sont les galets de quartz filonien, tandis que la contribution des granites est très limitée. Divers lambeaux échappés à l'érosion témoignent de leur grande extension autrefois. L'origine traduit certainement un rajeunissement du relief schisteux, mais quand? On sait que de tels dépôts sont postérieurs aux arkoses ludiennes de Coja; d'autre part, comme au SE de la Serra do Carmulo, à Arganil, Folques, etc., ils sont recouverts par des accumulations de blocs et autres sédiments très grossiers plus ou moins considérés comme équivalents des *rañas* décrites en Espagne et ailleurs au Portugal (âge possible Villafranchien). L'âge Miocène est donc possible, mais loin d'être prouvé. Toujours au Nord de la Chaîne Centrale, en Espagne, dans le bassin du Douro, le Miocène est largement représenté à l'Est de Toro; des gisements remarquables à Palencia, Valladolid, etc., sont typiques de la partie supérieure du Miocène moyen, d'autres étant plus modernes, du Miocène supérieur.

Par contre on n'y connaît aucun gisement plus ancien, la «faune à *Hispanotherium*» n'y a jamais été retrouvée. Ces faits auraient pu suggérer la partie supérieure du Miocène moyen comme âge possible pour certaines couvertures de la Beira. Faute de preuves décisives, le problème reste ouvert.

Pliocène

D'après les idées généralement admises, pendant le Pliocène il y a eu une succession d'événements comportant une transgression marine, ensuite une phase de régression, enfin, une nouvelle transgression. Celle-ci est considérée comme calabrienne; l'étage Calabrien étant inclus dans le Pleistocène, on ne s'en occupera pas dans ce chapitre. On a écarté ainsi des formations aussi intéressantes que les terrasses les plus élevées (120 à 190 mètres environ), dont les traces dans la morphologie sont évidentes depuis le littoral Nord jusqu'en Algarve, ou bien encore la quasi totalité du «Plio-Pleistocène» de l'extrême Sud du Portugal («vieillie» comme on l'a montré dans le chapitre sur le Néogène d'Algarve). D'autre part les épandages grossiers du type «*raña*» seraient villafranchiens et comme tel n'ont pas de place ici. Dans les bassins du Tage et du Sado une formation très étendue («Mio-Pliocène») est bien Miocène, alors que les couvertures continentales pliocènes sont bien plus réduites qu'on ne le pensait; d'autres ont été rapportées au Pliocène sans preuves.

Après de telles réductions on peut se demander ce qu'il en reste. La réponse donnée (malgré des imprécisions inévitables) peut être résumée comme suit: *a*) dépôts marins plus ou moins grossiers (conglomérats, sables), fossilifères, entre la Chaîne d'Arrábida, au Sud, et la région de Pombal; *b*) graviers, sables et argiles non marins, dans des dépressions comme celles de Rio Maior et Vale de Santarém, dans le bassin du Tage à Cartaxo,

Serra de Almeirim, etc., et peut-être encore bien plus au Nord à Pampilhosa; *c*) dépôts d'argiles, diatomite et lignite, particulièrement importants près de Leiria, Óbidos, Rio Maior et Vale de Santarém.

En conclusion, l'étude du Pliocène portugais se heurte au manque de révision stratigraphique actualisée, ainsi qu'à l'imprécision de la datation, soit des assises en question, soit de celle des dernières couches miocènes sousjacentes (dans la Péninsule de Setúbal); les mammifères restent inconnus, pas d'étude de foraminifères planctoniques, échelle palynologique locale loin d'être établie, sont autant de difficultés qui s'opposent à une interprétation correcte.

Le Pliocène dans le bassin du Tage

PÉNINSULE DE SETÚBAL

Les assises pliocènes sont bien représentées au Sud des affleurements miocènes de la rive gauche du Tage entre Cacilhas et Trafaria. Elles se suivent dans la partie axiale du synclinal limité au Sud par la Chaîne de Arrábida jusqu'aux falaises côtières, comme à Fonte da Telha, et Adiça, et jusqu'à l'intérieur vers Pinhal Novo et Montijo.

Sur les dernières couches miocènes, le soit-disant «Complexe de Sobreda» (qui représente des couches lessivées et décalcifiées du Tortonien et même du Serravalien), on voit des assises grossières, conglomérats et sables, où l'on a cité des galets de roches du massif de Sintra et des environs de Lisboa. Elles correspondent à une sédimentation réalisée sous la double influence de la mer et de fleuves à assez haute énergie. Quelques mollusques récoltés dans cette série, à Alfeite, n'ont jamais été décrits. Les autres fossiles connus, des végétaux terrestres, peuvent fournir des renseignements écologiques, mais ne permettent nullement de préciser l'âge. Des arguments indirects font penser qu'ils représentent le Tabianien (Pliocène inférieur), avec une transgression modeste suivie de régression mise en évidence par les lits à végétaux.

Plus haut se placent des sables et graviers à intercalations argileuses ayant livré à Alfeite, Fonte da Telha, etc., une faune malacologique variée, à caractère marin littoral, considérée comme astienne. S'il en est ainsi, comme les auteurs l'admettent, il s'agit de Pliocène supérieur (Plaisancien), d'ailleurs c'est l'interprétation récente de BRÉBION d'après la révision des gastéropodes. Sans doute il y a eu alors une nouvelle ingression de la mer (Fig. 3.38) plus importante que celle du Pliocène inférieur, même si la progression vers l'intérieur n'a pas excédé quelques 25 km (par rapport à la côte actuelle). Comme on le montrera, une telle interprétation de l'âge pose des problèmes de corrélation et datation en rapport avec le Pliocène de Estremadura.

Finalement on a considéré comme pliocènes des assises de sables fins, de galets très émoussés, avec des argiles et diatomites. Les sables indiquent sans doute des actions de transport éolien; ils représentent la progression vers l'intérieur de dunes côtières. Une révision stratigraphique s'impose, car les rapports avec certaines couches d'argiles,

avec du gypse, des diatomites et du lignite ne sont pas évidents. En ce qui concerne l'âge, les auteurs, faute de preuves décisives, l'ont souvent rapporté au Pliocène, toutefois avec doute car il pourrait s'agir de Pleistocène. Compte tenu de l'âge Pliocène supérieur des assises sous-jacentes et de l'importance de la série en cause, elle doit être, totalement ou presque, quaternaire.

COUVERTURES DÉTRITIQUES À L'INTÉRIEUR RAPPORTÉES AU PLIOCÈNE

Dans le Ribatejo il y a des dépôts pliocènes, même si leur développement et extension ne sont pas aussi importants que l'on croyait. En effet, au schéma classique des auteurs il faut soustraire les calcaires de Santarém et les assises qu'ils surmontent (d'âge miocène), le «complexe MP» dont la plus grande partie n'a vraiment rien à voir avec le Pliocène, des dépôts certainement intéressants du point de vue économique — lignites, diatomites — vraisemblablement quaternaires, et il en est de même pour les assises de sables et de galets rapportées au Pliocène supérieur, comme celles de Serra de Almeirim, etc.

Ce qui reste comme Pliocène possible (car on n'a jamais pu obtenir de datation précise) n'est pas important: les sables et argiles de Cruz do Campo, affleurant sur la rive droite du Tage entre cette localité et Azambuja, peut-être également les sables de Cartaxo, des restes de couvertures sableuses des environs de Santarém, etc.

Il faut encore dire un mot au sujet des sables éolisés de Rio Maior, si remarquables du point de vue économique. Ils pourraient représenter la progression de dunes vers l'intérieur entre les «Serras» de Candeeiros et Montejunto à partir de vastes étendues sableuses en rapport avec le niveau marin placé aujourd'hui vers 200 mètres. Ils semblent corrélatifs des sables fins de Coima, dans la Péninsule de Setúbal; s'il en est ainsi, les sables en cause sont postérieurs aux niveaux marins d'Alfeite et Fonte da Telha à faune du Pliocène supérieur. Par conséquent, un âge Pleistocène est à envisager. À plus forte raison sont sans doute quaternaires les diatomites et lignites qui, à Rio Maior comme à Óbidos, succèdent aux sables en cause.

D'une façon générale la chronologie de toutes ces couvertures laisse beaucoup à souhaiter.

Le Pliocène en Estremadura

Dans la région du diapir de Caldas da Rainha et plus au Nord jusqu'à Leiria et Pombal une transgression pliocène bien caractérisée est responsable du dépôt de conglomérats et sables fossilifères reposant sur le Miocène ou sur des formations plus anciennes. A l'ensemble de ces sédiments se superposent des diatomites et lignites (Óbidos, Barracão, etc.), continentaux, surmontés à leur tour par des dépôts marins ou fluviomarins sans fossiles rapportés au Pliocène supérieur (peut être correspondant au Calabrien).

La plupart des auteurs a admis un âge Pliocène inférieur, pour les assises inférieures marines, ce qui est contradictoire avec la corrélation également admise avec les gisements d'Alfeite (couches supérieures), Fonte da Telha, etc., considérés comme astiens. BRÉBION accepte également la corrélation mais l'âge serait Pliocène supérieur. La question peut être tranchée car on a trouvé des foraminifères planctoniques à Pombal. La révision de ce matériel pourra préciser la biozonation et l'âge de la formation ou, au moins, fournir un repère bien daté. N'importe, les données disponibles indiquent plutôt un âge Pliocène supérieur. Compte tenu de la très brève durée du Pliocène (3 MA environ) ceci revient pratiquement à placer la plus grande partie des diatomites et lignites dans le Pleistocène, bien que les limites chronologiques soient encore fort imprécises. Cette interprétation nouvelle diffère nettement des idées admises jusqu'à présent.

À plus forte raison, la transgression suivante, dont l'importance géomorphologique est remarquable dans les régions côtières depuis l'extrême Nord jusqu'en Algarve, doit être traitée à propos du Pleistocène.

*
* *

Comme ailleurs en Europe, la paléogéographie pliocène est fort différente de celle du Miocène. On a parlé de «révolution pliocène» à juste titre. Autant que les données sur le Pliocène du Portugal, très incomplètes, quelquefois contradictoires et le plus souvent imprécises, nous le permettent, on peut supposer qu'après la grande régression du Tortorien-Messinien il y a eu une ingression marine très limitée dans la Péninsule de Setúbal, suivie par une oscillation régressive (Fig. 3.38); c'est ce qui correspond aux couches inférieures d'Alfeite dont l'âge, estimé d'après la position mais sans preuves directes, serait Pliocène inférieur (Zanclén).

Plus tard, une nouvelle et plus importante transgression a déterminé l'élargissement du petit golfe pré-existant dans la Péninsule de Setúbal, et l'inondation de la région entre Caldas da Rainha et Pombal. Une plate-forme d'abrasion bien plus étendue s'est développée, bien que son établissement et surtout son développement puissent être davantage en rapport avec la transgression calabrienne; en plusieurs endroits elle est limitée à l'intérieur par de belles falaises fossiles, tandis que les surfaces sont souvent recouvertes par d'assez minces couvertures détritiques, malheureusement stériles jusqu'à présent. Ceci est cependant du domaine du Quaternaire.

3.2.11. Quaternaire

Transition du Pliocène au Quaternaire

Les dépôts pliocènes datés par des faunes marines, dont un des éléments principaux est *Chlamys excisa*, sont connus en divers points du littoral portugais: région de Pombal, Monte Real, S. Pedro de Muel, S. Martinho do Porto, Caldas da Rainha, Óbidos, Péninsule de Setúbal

et Algarve (Cacela). Ces dépôts caractérisent une transgression marine attribuée au «Plaisancien-Astien» qui a envahi les parties basses du littoral de cette époque et spécialement les zones d'estuaires.

Au-dessus de ces dépôts marins, on observe des formations continentales sableuses, parfois conglomératiques avec des intercalations d'argiles, de diatomites et de lignites, lesquelles ont été considérées comme «villafranchiennes» (Caldas da Rainha, Óbidos et Péninsule de Setúbal). Récemment, des sondages réalisés dans les bassins de lignites de Mina do Pinheiro (Soure) et de Rio Maior ont montré la présence dans le complexe des lignites et diatomites, de minces intercalations argileuses à fragments de coquilles marines parmi lesquelles *Chlamys excisa*. Il y aurait donc eu après le maximum de transgression pliocène, un retrait de la mer avec de petites oscillations positives.

Dans la région de Barracão, au N de Leiria, la série marine pliocène est recouverte à une altitude de 140-150 m, par un complexe contenant des argiles à végétaux (*Glyptostrobus europæus*, *Osmunda strozzi* et *Juniperoxylon pachyderma*). Au-dessus de ce dernier, on observe un épais complexe de grès argileux, souvent conglomératiques, qui se termine par une surface de remblaiement, légèrement inclinée vers l'océan et dont les cotes les plus élevées, situées plus à l'Est, remontent jusqu'à une altitude de 200 à 250 m.

On peut donc interpréter, à première vue, la série à végétaux, superposée au Pliocène marin, comme étant d'âge villafranchien inférieur (Pliocène) la série détritique qui lui est superposée pouvant correspondre à la remontée marine du Calabrien avec passage latéral au Villafranchien supérieur (Quaternaire ancien).

En différents points du littoral portugais, on connaît actuellement des vestiges d'anciennes plages en rapport avec des surfaces topographiques situées à des cotes supérieures à celles des plages siciliennes. C'est pour cette raison qu'autrefois, ils ont été considérés comme «pliocènes». Latéralement, dans les vallées des principaux fleuves, ces plages anciennes ont pour équivalents latéraux des dépôts de grès et de conglomérats situés à des cotes élevées et toujours en rapport avec des niveaux de remblaiement. C'est le cas de la vallée du Tage où les dépôts de ce type sont en rapport avec une surface sub-horizontale qui s'étend entre 120 et 130 m à l'Est d'Almeirim où elle est recoupée par le réseau hydrographique local. Cette surface s'abaisse légèrement vers l'aval et se relève vers l'Est et le Nord-Est.

Les niveaux de plages les plus élevés et leurs équivalents latéraux, ont été cités entre 190 et 230 m dans la région entre le Mondego et le Tage et entre 180 et 190 m dans la région littorale entre le Douro et le Mondego.

Les niveaux inférieurs se situent entre 150 et 160 m et entre 120 et 135 m. Ils sont plus constants et se retrouvent au long de toute la côte, depuis le Nord jusqu'au Sud du pays. Très souvent, leur surface montre des imprégnations ferro-manganésifères formant des croûtes aliotiques d'aspect pseudo-latéritique. Auprès du signal géodésique de Mirouços, au N du Cap S. Vicente, ce niveau a donné en surface des petits galets taillés de type «pebble culture» plus ou moins roulés.

Dans la vallée du Cávado, un dépôt de sables et de graviers considéré comme «pliocène», contient auprès de Cruto une intercalation d'argile noire charbonneuse qui a donné des feuilles de *Pteris* cf. *parschlugiana* et de *Lygodium gaudini*, ainsi que des pollens de *Pinus* et de *Populus*. Cependant, ce dépôt dont le point le plus élevé se trouve à la cote +75 m pourrait être plus récent.

Considérant la position des divers niveaux marins cités, formant des lambeaux séparés les uns des autres, il semble s'agir à première vue des restes d'une transgression calabrienne, suivie par plusieurs phases regressives. Dans certains cas il a pu y avoir des déformations dues à la tectonique locale, spécialement dans le Sud du pays.

Les plages et les terrasses

SICILIEN I — En différents points le long du littoral on connaît des dépôts de sables et de graviers en rapport avec des méplats topographiques attribués au Sicilien. Latéralement, dans les principales vallées, ils passent parfois à des dépôts de terrasses de même âge. Les dépôts observés appartiennent à 3 niveaux successifs: «Sicilien Ia'» entre 100 et 110 m, cité au N et au S du Douro, «Sicilien Ia» entre 90 et 100 m, connu sur tout le littoral et finalement «Sicilien Ib» entre 75 et 85 m. Au Nord du Tage, les couches supérieures des dépôts de plage de Açafora et de Magoito ont donné une industrie de petits galets taillés de type «pebble culture» attribuée à l'Abbevillien.

SICILIEN II — Les plages du niveau de 60-70 m ont été signalées en divers points du littoral. Dans la péninsule de Setúbal, on a recueilli autrefois au voisinage du fort de Baralha, une petite faune constituée par *Maetra subtruncata* var. *triangula*, *M. solida*, *Donax vittatus* var. *atlantica*, *Cardium echinatum*, *Pecten maximus* et *Mytilus edulis*. Plusieurs dépôts de plages (Ribamar, Ericeira, Açafora, Magoito, Areias, Nord du Cap S. Vicente, etc.) ont donné des industries roulées de petits galets taillés de type «pebble culture». Dans la vallée du Minho, le Sicilien II est représenté par 2 niveaux de terrasses situés entre 60 et 70 m (Sicilien II) et entre 45 et 55 m (Sicilien IIa). Le plus élevé des deux a montré, dans le gisement de Corga, au milieu d'un dépôt de sables et de graviers, une couche d'argile avec des pollens de *Pinus sylvestris*, *Castanea*, *Betula*, etc.

TYRRHÉNIEN I — Dans la vallée du Minho, le Tyrrhénien I correspond à deux niveaux de terrasses bien marqués dans la topographie. Le plus élevé, entre 45 et 50 m (Tyrrhénien Ia') a donné auprès de Covas do Arraial, entre Cerveira et Valença, une intercalation ligniteuse avec végétaux mal conservés. Le niveau inférieur (Tyrrhénien I) se développe entre 30 et 40 m.

Les plages de 30-40 m sont connues sur tout le littoral portugais où elles constituent une série de lambeaux séparés les uns des autres. Au pied du phare de Montedor (au N de Viana do Castelo) dans un dépôt de sables et de galets on a recueilli des instruments acheuléens en place. A leur tour, les formations sablo-limoneuses qui

recouvrent ces dépôts de plage ont donné des fonds de cabanes avec abondants galets taillés de style «languedocien». Au N de Porto, dans les dépôts de plages de Boa Nova on a trouvé des industries roulées de style microlusitanien attribués à l'Acheuléen. Plus au Sud les plages tyrrhéniennes du littoral d'Ericeira ont livré des pièces acheuléennes et moustériennes.

Les terrasses de 30-40 m sont connues dans les principales vallées fluviales. Les plus importantes sont celles de la vallée du Tage, qui se développent surtout sur la rive gauche entre Vale de Cavalos et Alcochete. La coupe des terrasses d'Alpiarça montre à la partie inférieure, une épaisse série de sables et de conglomérats attribuée à l'époque glaciaire mindelienne et qui ont donné des industries clacto-abbeyliennes plus ou moins roulées. Les niveaux sableux qui font suite contiennent de l'Acheuléen ancien. Plus haut dans la série, une épaisse intercalation argileuse a livré une flore de caractères tempérés chauds (Mindell-Riss) représentée par *Salix atrocinnerea*, *Quercus*, rhizomes de *Nymphaea alba* et de *Nuphar luteum* et pollens de *Pinus* et de *Ericaceae*, en association avec des industries de l'Acheuléen moyen. La série sableuse, parfois conglomératique, qui constitue la partie supérieure de la coupe a donné de l'Acheuléen supérieur avec éléments micoquiens, levalloisiens et tayaciens.

TYRRHÉNIEN II — Le niveau de plage de 12-15 m est bien connu en différents points du littoral. Dans le Nord du pays, il est parfois recouvert par des limons superficiels. Plus au Sud, il est parfois masqué par des dépôts de sables dunaires. Au N de Estarreja, les sables et conglomérats de plages sont couverts par des sables et argiles grises reconnus par des sondages. Dans les argiles on a trouvé des pollens de *Pinus*, *Betula*, *Castanea*, *Erica*, *Rhododendron*, *Caluna*, *Herbacea* et *Graminea*, montrant un climat ressemblant à celui du Nord du Portugal actuel ou légèrement plus chaud. L'ensemble de la série a montré une succession de 3 périodes plus fraîches et humides séparées par 2 autres plus chaudes avec marécages. La série s'étend probablement jusqu'au Wurm III (?).

Dans la péninsule de Setúbal, dans le niveau de plage de 15 m on a cité auprès du Fort de Baralha, dans un cordon de galets et de sable de plage consolidé, une faune avec *Macra solida*, *Cardium echinatum*, *C. norvegicum* var. *ponderosa*, *C. edule*, var. *umbonata*, *Mytilus edulis*, *Patella vulgata*, *P. caerulea* var. *subplana*, *Purpura haemastoma*, *Murex erinaceus*, *Strongilocentrotus lividus* et *Pollicipes cornucopiae*. Dans les falaises du Cap de Sines, le niveau de plage de 10-15 m contient une abondante industrie de petits galets taillés microlusitaniens du type «pebble culture». Le niveau de galets de plage est recouvert par des sables dont la partie supérieure a donné des silex du Paléolithique supérieur. Des sables de dunes recouvrent l'ensemble des dépôts.

Dans la zone de Samouqueira, les sables et conglomérats de plage sont couverts par des sables avec intercalation d'argile à végétaux comprenant *Salix cinerea* et *Alnus glutinosa*, accompagnés par des pollens de *Pinus*, *Betula*, *Alnus*, *Quercus*, *Ericaceae*, etc. Dans la falaise de la plage

de Malhão au N de Vila Nova de Mil Fontes, les dépôts de la plage de 12-15 m présentent une lumachelle de coquilles, parmi lesquelles des fragments de *Pecten*, *Mytilus*, *Ostrea*, *Anomia*, *Tapes*, *Patella*, *Balanus*, *Serpula*, etc. Ce niveau est recouvert par une série sableuse avec de l'Acheuléen et plus haut par des sables dunaires gris avec «Languedocien».

Au Sud du rio Mira, en face de Vila Nova de Milfontes, le conglomérat de la plage de 15-20 m est couvert par un niveau tourbeux avec des pollens de *Pinus*, *Betula*, *Salix*, *Castanea*, *Alnus*, *Ericaceae*, *Rhododendron*, etc. Plus haut, dans une série sableuse on a recueilli une riche industrie acheuléenne avec micoquien. La partie supérieure de la coupe est constituée par des sables gris à industries «languedociennes» et proto-asturiennes, couverts par des sables de dunes modernes.

Les plages de 12-15 m du littoral ont pour équivalents latéraux dans les principales vallées, des terrasses fluviales qui donnent parfois des restes de végétaux fossiles, des mollusques d'eau douce, des mollusques terrestres et des ossements de vertébrés. C'est ainsi que le gisement de Mealhada, appartenant à une basse terrasse du rio Certima, a donné des restes de *Trapa bituberculata*, *Salix cinerea*, *Phragmites*; des pollens de *Pinus sylvestris*, *P. cembra*, *Quercus*, *Salix*, *Betula*, *Ulmus*, *Ericaceae*; des mollusques: *Limnaea palustris*, *L. limosa*, *Valvata piscinalis*, *Planorbis albus*, *Cyclas*, *Unio*, etc.; des ossements de *Cervus elaphus*, *Equus caballus*, *Palaeoloxodon antiquus* et *Hippopotamus amphibius major*, et aussi des industries acheuléennes et moustéroïdes. Dans la vallée du Tage, la terrasse de Carregado a donné une dent et une défense de *Palaeoloxodon antiquus* et celle de Santo Antão do Tojal (dans le bassin de Loures) des restes d'éléphant et de *Equus caballus* avec des silex moustériens. Il faut encore citer en Algarve le gisement d'Algoz où l'on a trouvé pendant l'ouverture d'un puits des ossements de *H. amphibius major* en association avec *Cervus elaphus* de la race *canadensis* et avec des instruments moustériens.

TYRRHÉNIEN III = OULJEN — Des vestiges de plages de 6-8 m sont connus dans l'îlot de Insua à l'embouchure du rio Minho. Ils sont représentés par un niveau de galets reposant sur un limon jaune subaérien et contenant une abondante industrie «languedocienne» associée à des coquilles de *Littorina littorea*, *L. obtusata*, *L. rudis*, *Nassa reticulata*, *Patella athletica*, *P. vulgata*, *Purpura lapillus*, *Trochocochlea lineata*, etc. Entre Carreço et Viana do Castelo, la plaine littorale est bordée par un cordon de galets contenant d'innombrables instruments paléolithiques plus ou moins roulés d'âges divers. À Porto, sur la plage de Castelo do Queijo, le niveau de 5-8 m a livré des industries acheulo-moustériennes, associées à divers mollusques. Entre Figueira da Foz et S. Pedro de Muel les vestiges de plages sont masqués par les dunes modernes. Dans la falaise maritime, au Sud du ruisseau de S. Pedro de Muel, une alternance de sables et d'argiles, superposée au niveau de plage, a donné des pollens de *Pinus pinaster*, *Betula*, *Corylus*, *Ericaceae* avec *Rhododendron ponticum* et *Rhus*. Plus au Sud, le niveau de plage de 5-8 m avec des coquilles

de *Littorina littorea*, *Patella vulgata*, etc. est connu à la base de la grotte de Furninha (Peniche). Plus haut, un remplissage sableux avec plusieurs niveaux ossifères, a donné des restes de *Dicerorhinus kirchbergensis*, *Ursus arctos*, *Hyaena striata*, *Felis catus*, *F. pardina*, *Cervus elaphus*, ainsi que de nombreux oiseaux, tortues, poissons et industries moustériennes. Les niveaux supérieurs de la grotte contenaient des industries du Paléolithique supérieur et du Néolithique.

Sur la côte sud de la péninsule de Setúbal, le niveau de plage de 6-8 m, du fort de Baralha a montré autrefois la présence de *Tapes pullastra*, *Venus gallina* var. *striatula*, *Cardium edule* var. *umbonata*, *Glycymeris* (*Pectunculus*) *bimaculata*, *Pecten maximus*, *Patella safiana*, *P. coerulea* var. *subplana*, *Cardium norvegicum* var. *ponderosa*, *Echinus miliaris*, *Strongilocentrotus lividus*, etc. Au Sud du Cap de Sines, le niveau de 6-8 m se poursuit, recouvert par des niveaux sableux contenant parfois des intercalations tourbeuses.

Niveaux de plages de 2 m

On les a observée au bord du rio Mira au Sud du sémaphore de Milfontes et aussi plus au Nord, auprès du fortin de Porto Covo où le niveau contient des coquilles marines. Au Sud du rio Mira, on connaît ce niveau entre les pointes de Pedra da Atalaia et de Pedra de D. Rodrigo.

Vestiges glaciaires

Des traces de la glaciation de Wurm sont connues dans la Serra da Estrela. Elles sont représentées par des restes de moraines, des polis glaciaires, des vallées en «U», des lacs et des cirques glaciaires. Les moraines correspondraient à 3 phases de retrait.

Dunes consolidées wurmiennes

En divers points du littoral, entre Magoito, Oitavos, Sines, Vila Nova de Milfontes et Sagres, on connaît des formations de dunes consolidées contemporaines d'une époque au cours de laquelle le niveau de la mer était plus bas que l'actuel. Les dunes consolidées fossilisent souvent d'anciennes falaises et plongent dans la mer où elles forment une série de récifs et même d'îlots comme celui de Pecegueiro. Sur la plage de Morgavel une couche de tourbe en rapport avec la dune consolidée date d'un interstade du Wurm; on y a recueilli des pollens de *Pinus*, *Ericaceae* et *Nympheaceae*.

Tufs et travertins

Ils peuvent appartenir à des époques très différentes. Parmi les plus connus, les tufs de Condeixa à l'Ouest de Coimbra, situés entre 90 et 100 m d'altitude, ont donné des restes de végétaux (*Vitis vinifera*, *Rubus cassius*, *Olea europaea*, *Laurus nobilis*, *Quercus pedunculata* ou *lusita-*

nica?, *Alnus glutinosa*, *Smilax mauritanica*, *Scolopendrum officinale*), des mollusques terrestres (*Limnaea auricularia*, *Bythinia tentaculata*, *Rumina decollata*, *Helix barbula*, *H. nemoralis*) et des vertébrés (*Hippopotamus amphibius major*, *Palaeoloxodon antiquus*). Dans le bassin du Tage, les Tufs de Pernes contiennent des mollusques terrestres et des végétaux fossiles entre lesquels *Chamerops humilis* et *Adiantum reniforme*. D'autres plus modernes, comme ceux de Rio Maior, contiennent dans leur partie supérieure des fragments de céramiques néolithiques.

Dépôts de grottes

Un certain nombre de grottes ont donné des ossements de vertébrés quaternaires en association avec des industries pré-historiques. Parmi les principales on peut citer: la grotte de Serra dos Molianos (Turquel) ayant donné *Dicerorhinus kirchbergensis*, *Ursus arctos*, etc.; la grotte de Fontainhas (Montejunto) avec une faune à *U. arctos* et *Crocota crocuta spelea*; la «Gruta Nova da Columbeira», ayant livré une faune avec *U. arctos*, *C. crocuta*, *C. crocuta spelaea*, *Felis pardus*, *D. kirchbergensis*, des industries moustériennes et une dent de Néanderthalien; la grotte de Furninha (Peniche) déjà citée et la grotte de Salemas (Ponte de Lousa) où l'on a recueilli une faune à *Hyaena hyaena*, en association avec des industries moustériennes, suivies par d'autres, perigordiennes et solutréennes et avec une dent de Néanderthalien.

Formations modernes

Elles sont constituées par des sables de plages, des dunes littorales et par des alluvions fluviales.

Les sables de plages forment des dépôts plus ou moins étendus conformément à la topographie locale. Les plus développés correspondent aux zones basses du littoral, couvertes de dunes, comme par exemple entre Espinho, Cabo Mondego et S. Pedro de Muel, entre Trafaria et le Cap d'Espichel, entre la pointe de Tróia et le Cap de Sines et entre Albufeira et Vila Real de Santo António.

Les dunes littorales en rapport avec la présence des plages se développent du Nord au Sud, entre Espinho, le Cap Mondego et Nazaré où elles forment une bande continue, dont la largeur maximum est d'environ 10 km dans le Pinhal de Leiria. Plus au Sud, elles forment les lambeaux séparés les uns des autres. Un des affleurements les plus importants s'observe entre la pointe de Tróia et le Cap de Sines. Au delà de celui-ci, elles constituent une série d'alignements de temps en temps interrompus, qui se prolongent jusqu'à proximité d'Aljezur et de Carrapateira. Finalement, en Algarve méridional, les principaux affleurements de dunes s'étendent le long de la côte depuis Albufeira jusqu'à Vila Real de Santo António, où, associées aux sables de plages, elles forment une série de cordons littoraux.

Les alluvions fluviales et fluvio-marines sont surtout développées dans la partie aval des vallées qui débouchent

sur la côte. Celles de caractère fluvio-marin, sont constituées, à la base, par des sables et des conglomérats surtout d'âge wurmien, couvertes par des niveaux sableux, puis par des vases contenant souvent des coquilles de *Cardium edule* et de *Scrobicularia plana*. Dans la vallée du Tage de tels dépôts remontent jusqu'à proximité de Muge, dans la zone où se font sentir les effets des marées. Dans les régions situées plus en amont, des dépôts alluviaux deviennent franchement fluviaux et continentaux, se chargeant progressivement de matériaux détritiques. Dans certains cas, les vases peuvent contenir des restes de végétaux comme c'est le cas des alluvions du rio Antuã, au Sud d'Estarreja, qui ont donné des pollens et des restes de *Pinus*, *Alnus*, *Quercus*, *Acer*, *Rhododendron*, etc.

3.2.12. L'activité magmatique au Mésozoïque

En ce qui concerne l'activité magmatique pendant le Mésozoïque il faut distinguer deux grands domaines: le Massif Hespérique et les bordures méso-cénozoïques.

En effet, outre les dykes de dolérites et de porphyres génétiquement associés à la granitisation hercynienne il y a dans le Massif d'autres dykes de lamprophyres et de dolérites-basaltes dont les âges K/Ar permettent de mettre en évidence un cycle d'activité basaltique alcaline, à tendance shoshonitique, d'âge 224 ± 11 M.A. (Trias inférieur); on a en outre des indices d'autres émissions basiques aux environs de 203 ± 3 M.A. Les émissions de 224 ± 11 M.A. doivent correspondre aux derniers épisodes de l'orogénèse hercynienne avec remplissage des fentes de distension fini-orogéniques.

Dans la bordure méridionale il y a eu des épanchements de basaltes et de diabases datés de 187 ± 3 M.A. et situés au milieu des grès et calcaires dolomitiques du Trias et du Lias. Ces volcanites qui, tout au moins à l'Est ont un chimisme tholeïtique, sont des éléments bien caractéristiques d'une province qui présente les mêmes caractères sédimentologiques et volcaniques qu'au Maroc et au NE des États Unis.

Dans la bordure occidentale un autre cycle d'activité volcanique a pu être caractérisé à Soure, Vermoil, Leiria et Rio Maior, dans l'intervalle 160-130 M.A.. Ce cycle s'exprime par des dykes NNE-SSW et ESE-WNW de diabases, teschenites et basaltes, ainsi que par quelques petits massifs hypovolcaniques aux environs de Leiria. Le secteur où cette activité est la plus nette est délimité au NW et au SE par deux accidents tectoniques très importants: l'accident de Nazaré-Lousã et l'alignement Serra d'Aire-Montejunto, ce qui apporte d'autres arguments en faveur d'une activité épeirogénique depuis le Malm jusqu'au Valanginien.

Ce cycle volcanique doit être aussi représenté aux environs de Arruda-Alenquer. Le chimisme de ce cycle semble être du type alcalino-olivinifère mais il n'est pas bien connu en raison de la difficulté d'avoir un échantillonnage frais abondant. Dans la bordure sud, le filon basaltique de Cacula avec ses 126 M.A. pourrait appartenir à ce même cycle.

Le quatrième cycle d'activité magmatique est pour le moment situé dans l'intervalle 100-70 M.A. (Crétacé supérieur); il se manifeste très particulièrement au Sud du parallèle de Torres Vedras: Mafra, Runa et Complexe basaltique de Lisboa, ainsi que dans les massifs de Sintra, Sines et Monchique. Il faut ajouter que quelques accidents volcaniques de type central dans le bloc situé au NW de l'alignement Serra d'Aire-Montejunto appartiennent aussi à ce cycle tardif. C'est aussi le cas des volcans de Nazaré, Papoa-Peniche, Casalinho-Alcobaça, Alcanede-Torres Novas, Alvariz-Bombarral et quelques autres sans doute.

Les massifs sub-volcaniques de Sintra, Sines et Monchique se succèdent dans l'intervalle 80-70 M.A. et semblent montrer une tendance qui pourrait être générale dans le fossé lusitanien: migration des âges magmatiques vers le Sud dans chaque cycle. Cette tendance assez nette dans le quatrième cycle, pourrait se retrouver dans les cycles plus anciens.

Pour le complexe basaltique de Lisboa il y a un isochrone K/Ar de $72,5 \pm 3$ M.A., alors que pour le champ de Mafra il y a une suggestion d'âge proche des premières manifestations du cycle (100 M.A.). De même dans l'alignement quasi E-W des volcans Lomba dos Pianos-Cartaxo-Funchal il semble possible de distinguer deux sous domaines dont le plus jeune est celui du Sud. Ce cycle est bien représenté dans la partie occidentale de l'Algarve.

Son chimisme peut se rattacher au type basaltique alcalino-olivinifère.

Le tableau ci-joint (Fig. 3.40) donne une vision globale de l'état actuel des connaissances sur la chronologie de l'activité magmatique au Mésozoïque. Il faut remarquer que trois des quatre cycles ont des périodes d'environ 30 M.A. et que les intervalles de repos sont de même grandeur.

Il faut encore signaler que le fossé lusitanien a fini de fonctionner après la fin du volcanisme. Ainsi les phénomènes d'épeirogénie et de volcanisme semblent avoir une certaine relation spatio-temporelle pendant le Mésozoïque.

Il se trouve au Portugal des manifestations de volcanisme continental pendant le Mésozoïque qui sont des éléments précieux pour la compréhension des problèmes de l'ouverture de l'Atlantique et du golfe de Biscaye. Les trois derniers cycles sont des témoins de mouvements globaux dans le secteur nord-atlantique après le Trias.

3.2.13. Synthèse de l'évolution paléogéographique et tectonique

L'évolution post-hercynienne peut être subdivisée en plusieurs étapes, liées aux différentes phases d'évolution de la marge inactive atlantique et de la marge active méditerranéenne.

La première étape correspond à la période du Trias au Dogger; il y a rifting sur la marge sud téthysienne, accompagné de l'émission de magmas tholeïtiques et, au long du rift intracontinental qui évoluera pour donner le bassin lusitanien, la circulation océanique est d'abord limitée, d'où le dépôt du complexe évaporitique, mais la

| Zone | Torres Vedras - -Alenquer - -Soure | Lisboa- -Sintra - -Mafra | Santiago- -Sines | Algarve |
|------|------------------------------------------|--------------------------------|---------------------|---------|
|------|------------------------------------------|--------------------------------|---------------------|---------|

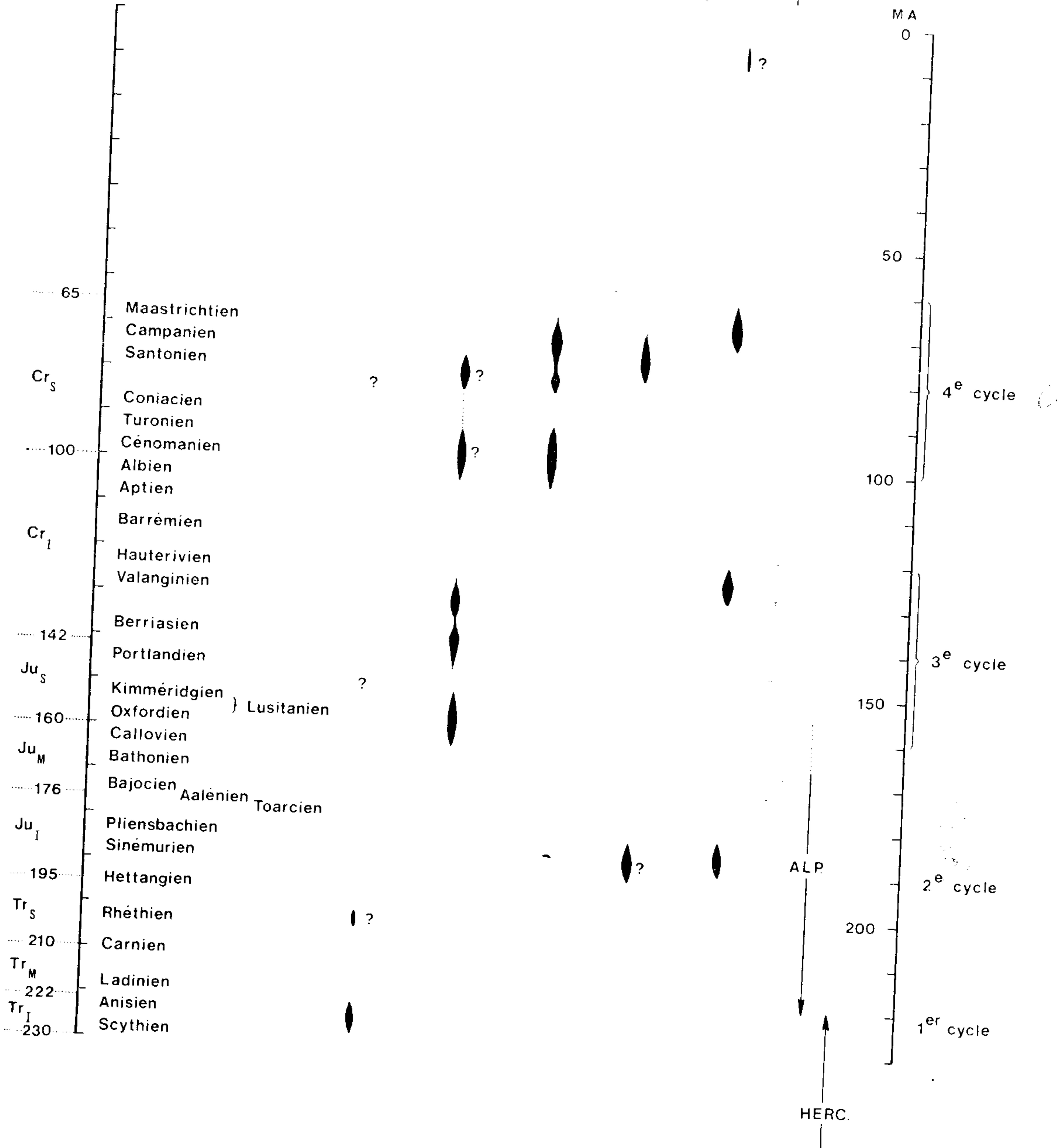


Fig. 3.40. — Activité magmatique pendant le Meso-Cénozoïque dans les différents domaines étudiés.
 Fig. 3.40. — Distribution of igneous activity during Meso-Cenozoic.

distension permettra la subsidence de la marge et l'ouverture progressive d'une mer à circulation plus évoluée, pendant le Lias et le Dogger. Les failles bordières de ces rifts jouent en distension à plusieurs reprises, d'où les biseaux stratigraphiques dans le Dogger et le Malm.

La deuxième étape s'étend du Malm au Paléogène; le rift atlantique se déplace vers l'Ouest, à l'emplacement de l'océan actuel, avec formation de croûte océanique, ce qui contraste avec le stade antérieur, avorté; une jonction triple a dû exister au Malm au SW du Cap S. Vincent, qui explique tout le style tectonique de l'Algarve occidental, avec flexuration et «touches de piano» dans les deux directions N-S et E-W, ce qui traduit un stade de traction de la croûte suivant deux directions principales horizontales. Le même schéma géodynamique permet d'expliquer l'évolution du rift intracontinental lusitanien en aulacogène: la détumescence thermique, due à la migration vers l'ouest du rift, est suffisante pour provoquer la compression des séries déposées à l'intérieur du bassin selon une direction perpendiculaire aux bords et peut ainsi expliquer les accidents chevauchants de direction subméridienne qui affectent les séries jusqu'au Malm. La subsidence liée au deuxième épisode de rifting se poursuit pendant tout le Crétacé. Vers la fin du Crétacé, la rotation de la Péninsule Ibérique, due à l'ouverture du golfe de Gascogne, pourrait être responsable de la mise en place des complexes annulaires subvolcaniques, au long d'un accident qui dessine un arc de cerce dont le pôle n'est pas très éloigné du pôle de rotation de la Péninsule par rapport à l'Europe stable.

Le dispositif en jonction triple de rifts intracratoniques qui englobe la zone d'anomalies magnétiques de la région de Lisbonne (E-W), le fossé du Bas Tage (NE-SW) et le fossé du Sado (NW-SW) commence peut-être à être actif à cette époque; c'est en effet au Crétacé supérieur que débute l'activité volcanique dans la région de Lisbonne, qui doit être responsable de l'anomalie citée ci-dessus, et, si l'on croit aux résultats du sondage d'Azambuja, que débute aussi le remplissage des fossés sédimentaires.

A l'Éocène, commence la compression pyrénéenne dont les effets sont surtout sensibles sur la marge nord-ibérique; le bassin du Douro s'emplit à cette époque, en servant d'avant-fosse à la chaîne Pyrénéo-Cantabrique, mais le raccourcissement au niveau du socle ne se manifeste qu'au long de la marge continentale, au Nord de l'accident de Nazaré; à l'Oligocène, toute la marge émerge.

Au cours du Miocène, la compression bétique se fait sentir; elle décroît du S au N, à l'inverse de la compression pyrénéenne. La Cordillère Centrale subit un soulèvement prononcé, peut être déjà ébauché lors de la phase de compression pyrénéenne, et les produits de l'érosion de la Cordillère emplissent le bassin du Douro au Nord et les bassins du Tage au Sud. La marge est de nouveau comprimée, surtout au Sud cette fois-ci.

A partir du Miocène supérieur, la collision intracontinentale ne peut plus être absorbée que par la déformation interne des plaques. D'après des reconstitutions cinématiques, basées surtout sur les anomalies magnétiques observées en mer, la direction de rapprochement de la plaque

Afrique par rapport à l'Eurasie change graduellement de N-S à NW-SE, du Pliocène au Quaternaire. Dans ces conditions, peuvent se produire, par mécanisme de traction secondaire, des fossés en extension de direction NNE-SSW disposés en échelon et des failles inverses de direction NE-SW dans la Cordillère Centrale. On peut ainsi tenter d'expliquer, quoique de façon très grossière, l'activité néotectonique.

4. RESSOURCES NATURELLES

La géologie du Portugal permet l'existence de substances utiles, dont quelques unes forment des concentrations qui sont ou ont été l'objet d'exploitation au long d'une activité minière qui débute à l'époque pré-romaine.

Les substances de nature géologique, exploitées sur le territoire national jouent un rôle fondamental pour l'économie, car elles supportent plusieurs branches du secteur des industries de transformation dont la contribution pour le Produit Intérieur Brut (PIB) est supérieure à 30%.

L'industrie d'extraction occupe 15 000 personnes environ et les petites et moyennes entreprises dominant l'ensemble (84% des entreprises ayant moins de 100 travailleurs et seulement 4 plus de 500), dispersées par tout le territoire.

Parmi les substances exploitées on doit souligner par leur importance le wolfram, les marbres, les calcaires non-cristallins et les granites, qui à eux seuls fournissent 60% environ du total de production du secteur d'extraction. D'autre part le groupe des minerais et roches industrielles surpasse en valeur celui des minerais métalliques.

En termes de disponibilité de ressources et réserves on peut affirmer que le Portugal occupe une position de relief dans le wolfram, étain, cuivre, plomb, zinc, fer, soufre, kaolin, sel, granites, marbres, calcaires, tripoli et sables, et dans une moindre mesure, l'uranium. Cependant des difficultés de nature technologique ou d'économie d'exploitation ont empêché la mise en valeur de certaines de ces ressources (Cu, Pb, Zn, dans les pyrites, Sn et Fe), induisant en grande partie le déficit de la balance commerciale, avec un coefficient de couverture des importations par les exportations un peu au dessus de 50%.

4.1. Minerais métalliques

Nous distinguerons, les groupes métallogéniques principaux suivants:

4.1.1. Minéralisations pré-hercyniennes

Ces minéralisations sont en rapport avec des phénomènes de magmatisme et sédimentation au cours du cycle hercynien, mais avant l'orogénèse. Ce groupe inclut: la chromite dans les ultramafites de Trás-os-Montes; des sulfures complexes d'origine volcano-sédimentaire dans les niveaux dolomitiques du Cambrien, mais à proximité de roches volcaniques intermédiaires. (Preguiças, Portel-

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ALVES, C. A. M. (1964) — Estudo petrológico do maciço eruptivo de Sintra. *Rev. Fac. Ciências*, Lisboa, 2.ª sér., C, vol. XII, fasc. 2.º, pp. 123-289, 16 figs., quadros I-XXVI, est. I-XXXIII.
- ANTUNES, M. TELLES (1975) — *Iberosuchus*, crocodile Sebecosuchien nouveau, l'Eocène ibérique au Nord de la Chaîne Centrale, et l'origine du canyon de Nazaré. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. LIX, pp. 285-330.
- ANTUNES, M. TELLES & ZBYSZEWSKI, G. (1973) — Le Méotien-Pontien de la basse vallée du Tage (r. droite), Portugal. Essai de synthèse biostratigraphique. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XVIII (II-III).
- ANTUNES, M. TELLES & PAIS, J. (1978) — Notas sobre depósitos de Taveiro. Estudo paleontológico, idade, paleoecologia. *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa, n.º 4 (sous-presses).
- BERKELEY-COTTER, J. C. (1956) — O Miocénico Marinho de Lisboa. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XXXVI — Suplemento, 170 pp.
- BERTHOUS, P. Y. (1973) — Le Cénomanién de l'Estrémadure portugaise. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., n.º 23, 169 pp.
- CANILHO, M. H. (1972) — Estudo geológico-petrográfico do maciço eruptivo de Sines. *Bol. Mus. Min. Geol. Fac. Ciências*, Lisboa, vol. 12.º, fasc. 2.º, pp. 77-161, 17 figs., quadros I-V, 8 mapas, est. I-XXII.
- CAPDEVILA, R., CORRETEGÉ, G. & FLOOR, P. (1973) — Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XV, pp. 209-228.
- CARNEIRO, F. SOARES (1971) — Potencialidades minerais da metrópole. Base firme de desenvolvimento industrial do País. *Arquivos Dir.-Geral Minas e Serv. Geol.*, Lisboa, 2.
- CARNEIRO, F. SOARES (1978) — Caracterização económica da Indústria Extractiva de Portugal. *Bol. Minas*, Lisboa, vol. 15, n.º 2, pp. 57-88.
- CARTA GEOLÓGICA DA PLATAFORMA CONTINENTAL na escala 1/1 000 000 (1978) — *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.
- CARVALHO, D. (1977) — Les gisements de fer du Portugal. *Iron Ore Deposits of Europe*, Hannover, I, pp. 255-260.
- CARVALHO, D., GOÍNHAS, J. A. C. & SCHERMERHORN, L. J. G. (1971) — Principais jazigos minerais do Sul de Portugal. *Livro-Guia Excursão* n.º 4, I CHILAGE, Madrid-Lisboa. Lisboa.
- CARVALHO, D., CONDE, L., HERNANDEZ ENRILE, J., OLIVEIRA, V., & SCHERMERHORN, L.J.G. (1976) — Livro-Guia das excursões geológicas na Faixa Piritosa Ibérica. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. LX, pp. 271-315. Lisboa.
- NEIVA, J. M. COTELO (1944) — Jazigos portuguesas de cassiterite e de volframite. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XXV, 251 pp.
- OLIVEIRA, J. T., HORN, M. & PAPROTH, E. (1979) — Note on the stratigraphy of the South-Portuguese Carboniferous Flysch group. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. LXV, (sous-presses).
- PALAIN, C. (1976) — Une série détritique terrigène. Les «grès de Silves»: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., n.º 25, 377 pp.
- PARADELA, P. L. & ZBYSZEWSKI, G. (1971) — Hidrogeologia Geral do Centro e Sul de Portugal. *Livro-Guia Excursão* n.º 9, I CHILAGE, Madrid-Lisboa. Lisboa.
- PRIEM, H. N. H., BOELRRIJK, N. A. I. M., VERSCHURE, R. H., HEBEDA, E. H. & VERDURMEN, E. A. Th. (1970) — Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Ecl. Geol. Helvet.*, Basel, vol. 63, n.º 1, pp. 255-274.
- RAMALHO, M. (1971) — Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., n.º 19, 212 pp.
- REY, J. (1972) — Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., n.º 21, 477 pp.
- REY, J., ANTUNES, M. T., RAMALHO, M. & PAIS, J. (1979) — Le Crétacé inférieur d'Estremadura (Portugal). Livret-guide. *Lab. Géol. Univ. Paul-Sabatier*, Toulouse, pp. 1-107, figs. 1-41, pl. 1-15.
- RIBEIRO, A. (1974) — Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., n.º 24, 168 pp.
- RIBEIRO, A., CONDE, L. & MONTEIRO, J. H. (Coordination de) (1972) — Carta tectónica de Portugal na escala 1/1000 000. *Serviços Geol. Portugal*, Lisboa.
- RIBEIRO, A. & al. (1979) — A Geotraverse through the Variscan Fold Belt in Portugal. *Geol. en Mijnb.*, 's-Gravenhage (sous-presses).
- CHOFFAT, P. (1885) — Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. I — Contrées de Sintra, Bellas et de Lisbonne. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 68 pp.
- CHOFFAT, P. (1900) — Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. II — Le Crétacique supérieur au Nord du Tage. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 287 pp.
- CHOFFAT, P. (1950) — Géologie du Cénozoïque du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XXX — Suplemento, 183 pp.
- COLÓQUIO DE ESTRATIGRAFIA E PALEOGEOGRAFIA DO MESO-CENOZÓICO PORTUGUÊS (1979) — *Ciências da Terra* (UNL), Lisboa 1978, n.º 5 (sous-presses).
- CONDE, L. N., PEREIRA, V., RIBEIRO, A. & THADEU, D. (1971) — Jazigos hipogénicos de estanho e volfrâmio. *Livro-Guia Excursão* n.º 7, I CHILAGE, Madrid-Lisboa. Lisboa.
- COSTA, J. CARRINGTON DA (1937) — O Neocretácico da Beira-litoral. *Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Porto*, vol. V.
- DIAS, J. M. MATOS & ANDRADE, A. A. SOARES DE (1970) — Portuguese Uranium deposits. *Mem. e Not.* Coimbra, n.º 70, pp. 1-22.
- FERREIRA, M. PORTUGAL V. (1971) — Jazigos uraníferos portuguesas. Jazigos de Au-Ag-sulfuretos do norte de Portugal. *Livro-Guia Excursão* n.º 5, I CHILAGE, Madrid-Lisboa. Lisboa.
- FERREIRA, M. R. PORTUGAL V. (1972) — Rochas Metamórficas. Coimbra, 203 pp.
- JESUS, A. DE & ZBYSZEWSKI, G. (1952) — Contribution à l'étude du «Complexe Basaltique» de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XXXIII, pp. 185-220.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974) — Memória explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. *Inst. Geol. Min. España*, Madrid.
- MATTE, Ph. & RIBEIRO, A. (1975) — Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la Virgation hercynienne de Galiza. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc ibéro-armoricain. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 280, pp. 2825-28.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R. B., RUGET, C. & TINTANT, H. (1972) — Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XVIII, fasc. I, pp. 73-104.
- MUELLER, S., PRODEHL, C., MENDES, A. S. & SOUSA MOREIRA, V. (1973) — Crustal structure in the southwestern part of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*, Amsterdam, 29, pp. 307-318.
- ROCHA, R. BORDALO DA (1976) — Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra*, (UNL), Lisboa, n.º 2, 178 pp.
- RUGET-PERROT, C. (1961) — Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., n.º 7, 197 pp.
- SANTOS, A. R. (1973) — Estudo geológico e geoquímico do maciço de Monchique. *Bol. Mus. Min. Geol. Fac. Ciências*, Lisboa, vol. 13.º, fasc. 2.º, pp. 143-251, 51 figs.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1971) — An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt. *Bol. Geol. Min. España*, Madrid, t. 82 (3-4), pp. 239-268.
- SOARES, A. FERREIRA (1966) — Estudo das formações pós-Jurássicas da região de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do rio Mondego). *Mem. e Not.*, Coimbra, n.º 62, 343 pp.
- SOEN, O. ING (1970) — Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Bol. Geol. Min. España*, Madrid, t. 81 (2-3), pp. 271-298.
- TEIXEIRA, C. (1948-50) — Flora mesozóica portuguesa. *Serviços Geol. Portugal*, Lisboa, 2 vol., 118 + 31 pp., 9 + 21 figs., 45 + 13 est.
- TEIXEIRA, C. (Coordination de) (1972) — Carta Geológica de Portugal na escala 1/500 000. *Serviços Geol. Portugal*, Lisboa.
- THADEU, D. (1973) — Les gisements stannio-wolframitiques du Portugal. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, Liège, t. 96, pp. 5-30.
- THADEU, D. (1977) — Hercynian paragenetic units of the portuguese part of the Hesperic Massif. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XX, fasc. III, pp. 247-276.
- ZBYSZEWSKI, G. (1958) — Le Quaternaire du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Porto, vol. XIII, fasc. I-II, pp. 1-227.