

*la marge continentale sud-portugaise:
évolution structurale
et sédimentaire **

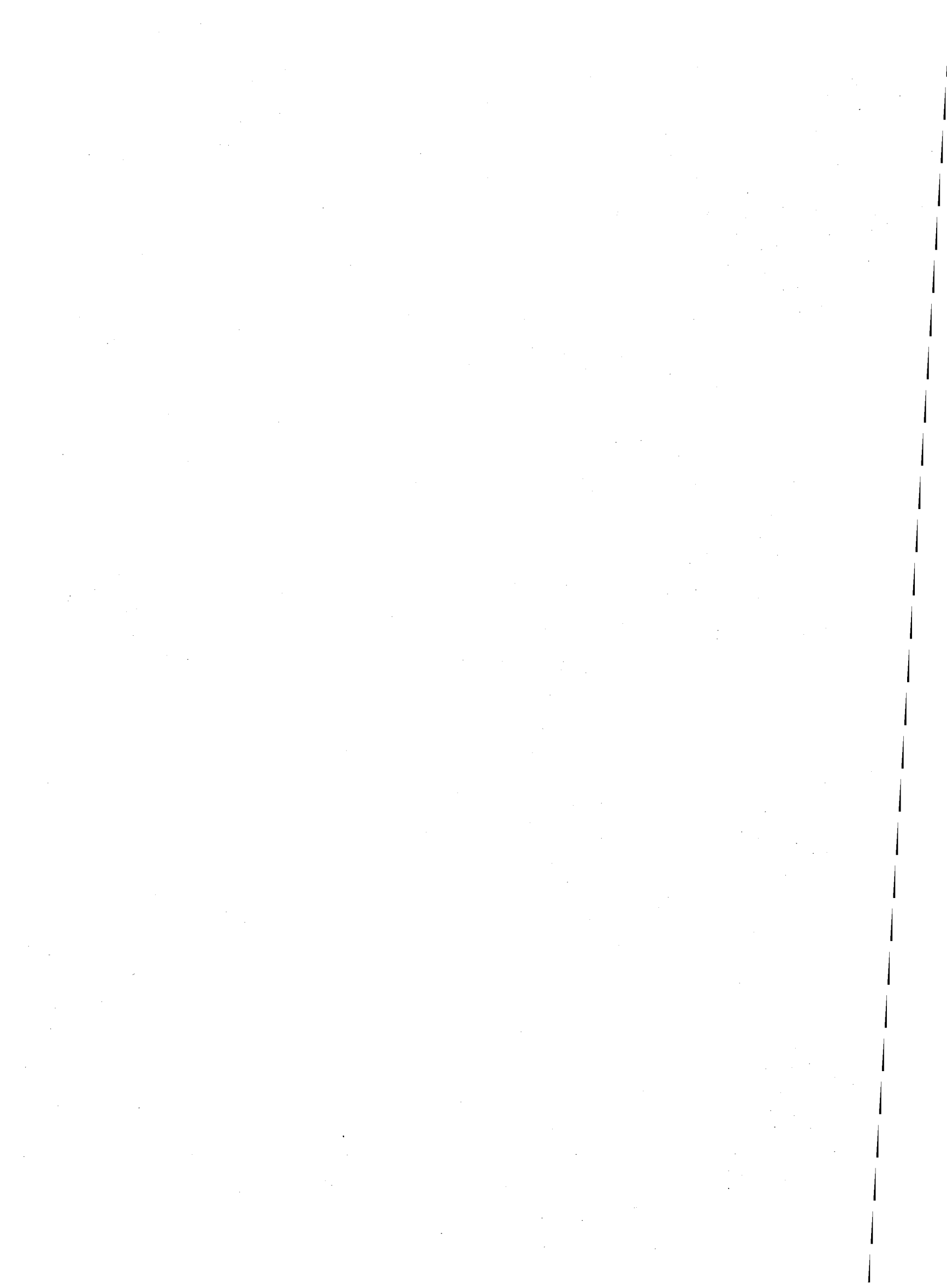
D. MOUGENOT **
J. H. MONTEIRO ***
P. A. DUPEUBLE ****
J. A. MALOD **

* Contribution n.º 91 du Groupe d'Étude de la Marge Continentale (ERA 605).

** Groupe d'Étude de la Marge Continentale, Département de Géologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie, 4 Place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05, France.

*** Serviços Geológicos de Portugal, Rua da Academia das Ciências, 19-2.º, 1200 Lisboa, Portugal.

**** Laboratoire de Géologie, Faculté des Sciences et des Techniques de Rouen, 76130 Mont Saint Aignan, France.



RESUMO

Palavras-chave: Margem continental — Offshore — Portugal — Rift — Mesozóico — Cenozóico — Orogenia alpina — Reflexão sísmica

A evolução estrutural e sedimentar da margem continental portuguesa a Sul do canhão submarino de Setúbal é reconstituída a partir de rede apertada de perfis sísmicos e de numerosa colheita de amostras.

Durante o Triásico e a base do Liásico a margem algarvia, situada na bordadura da Mesogeia, sofreu os efeitos de uma distensão. Sobre a margem do Baixo Alentejo, os «riftings» do Jurássico superior e do Cretácico inferior provocam a abertura ou o alargamento do Atlântico na região. No Cenozóico a margem é deformada por fases tectónicas alpinas; durante o Eocénico e o Miocénico, alguns acidentes transversais tornam-se activos devido ao efeito de esforços compressivos.

RÉSUMÉ

Mots-clés: Marge continentale — Offshore — Portugal — Rift — Secondaire — Tertiaire — Orogène alpin — Sismique réflexion

L'évolution structurale et sédimentaire de la marge continentale portugaise au Sud du canyon de Setúbal, est reconstituée à partir d'un réseau serré de sismique réflexion et de nombreux prélèvements.

Au Trias et à l'Infralias, la marge de l'Algarve située en bordure de la Mésogée subit les effets d'une distension. Sur la marge du Baixo Alentejo, les «riftings» du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur provoquent l'ouverture ou l'agrandissement de l'Atlantique dans cette région. Au Cénozoïque, la marge est disloquée par les phases tectoniques alpines: à l'Eocène et au Miocène, des compressions remobilisent certains accidents transverses.

ABSTRACT

Key-words: Continental margin — Offshore — Portugal — Rift — Mesozoic — Cenozoic — Alpine chain — Seismic reflection

The structural and sedimentary evolution of the portuguese continental margin South of Setúbal Canyon is outlined from the study of many seismic reflection profiles and rocks samples.

During Triassic and Early Liassic time, a distension affects the Algarve margin that belongs to the Mesogean area. Off Baixo Alentejo rifting phases at Late Jurassic and Early Cretaceous times induced opening or widening of the adjacent part of the Atlantic ocean. Alpine orogeny is inferred to explain the Eocene and Miocene deformation of the margin specially along the main NE-SW fractures.

I — INTRODUCTION

1. Origine des données

La marge continentale sud-portugaise (au Sud de 38° 10' N) comprend deux portions (occidentale et méridionale) disposées à angle droit de part et d'autre du cap de São Vicente (fig. 1). Située à l'emplacement d'une grande route maritime, elle a été parcourue par de nombreux navires océanographiques (1) qui ont procédé à une exploration de reconnaissance en sismique réflexion. En 1973, le Groupe d'Etude de la Marge Continentale a entrepris l'exploration systématique de la plate-forme continentale sud-portugaise, en collaboration avec l'Instituto Hidrográfico de Portugal (2). Ces recherches ont abouti à la publication de la «Carta Geológica da Plataforma Continental» du Portugal au 1/1 000 000 (BOILLOT et al., 1978). En 1976, nous avons poursuivi cette exploration sur l'ensemble de la marge (3) avec la collaboration du Serviço de Fomento Mineiro.

La synthèse que nous présentons, qui reprend la géologie de la plate-forme continentale en l'étendant vers le large, est fondée sur l'interprétation des profils de sismique réflexion (4) présentés sur les figures 2 et 4, et sur l'analyse des prélèvements de roche sur le fond par carottes et dragages (5).

2. Méthodes d'étude

A l'aide des profils sismiques, nous avons caractérisé un certain nombre de formations par leurs «faciès acoustiques» et leurs dispositions stratigraphiques et structurales relatives. Les prélèvements nous ont permis de connaître l'âge et la lithologie des formations portées à l'affleurement. Pour celles qui restent enfouies, des incertitudes subsistent sur leur nature, leur âge et celui des «discordances» qui les séparent, que seuls des forages permettront de lever.

II — LA MORPHOLOGIE

Grâce aux levés bathymétriques précis de l'Instituto Hidrográfico de Portugal, complétés au-delà de 1000 m

par nos minutes de sonde, celles du G. E. B. C. O. (carte n° 60 du S. H. français), du C. O. B. et de l'Hydrographic Department of the Navy (Admiralty Chart C 6101), la morphologie de cette région a pu être définie et interprétée (MOUGENOT et VANNEY, 1978; VANNEY et MOUGENOT, en préparation).

A l'Ouest du Baixo Alentejo, la marge occidentale (fig. 2) s'allonge du Nord au Sud entre les canyons de Setúbal et de São Vicente. Le canyon de Setúbal débouche dans la plaine abyssale du Tage, séparée par le banc de Gorringe de la plaine abyssale du Fer-à-Cheval (fig. 1). Au Nord du canyon de São Vicente, les fonds sous-marins dessinent sur plus de 60 km de large, une surface faiblement inclinée de 0 à environ 2000 m. Il s'agit d'une forme d'accumulation néogène et récente qui s'interrompt au niveau de massifs constitués de terrains plus anciens (montanhas dos Príncipes de Avis, dos Descobridores...). Une surface d'érosion paléogène, enfouie sous les bassins néogènes, réapparaît en surface sur ces montagnes. A proximité des canyons, à l'emplacement de failles NE-SW, existe une rupture de pente brutale. A l'Ouest enfin, une pente abrupte située entre 2000 et 3200 m résulte du jeu de failles N-S. Au-delà, jusqu'aux profondeurs abyssales (5000 m), la surface du fond marin est accidentée.

(1) Campagnes du R. R. S. «Discovery» (ROBERTS et STRIDE, 1968), du «Meteor» (GIESEL et SEIBOLD, 1968), du N. O. «Terebel» (campagne «Terebel 69», Institut Océanographique de Monaco, non publiée), du N. O. «Jean Charcot» (campagne «Noratlante», Groupe scientifique du C. O. B., 1971; campagnes «Gibraltar II 67», «Nestlante», «Gibraco», «Albatlante» et «Tripode», non publiées), du «Kane» (Cruise report OCR 931008 de l'U. S. Naval Oceanographic Office, Washington, non publiée), du «Vema» (Cruise 27 du Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades, non publiée) et du R. V. «Atlantis II» (UCHUPI et al., 1976).

(2) Campagnes «Lusitanie 73» du N. O. «Job Ha Zelian» (BOILLOT et al., 1974a; MOUGENOT, 1976), «Lusitanie 74 et 75» du N. O. «Le Noroît» et du N. H. «Almeida Carvalho» (BALDY et al., 1975, 1976 et 1977; BALDY, 1977).

(3) Campagnes «Hespérides 76» du N. O. «Jean Charcot» (G. E. M. C., 1977) et campagne «Sinfar 76» du N. H. «Almeida Carvalho».

(4) Informations techniques: près des côtes, positionnement du navire par radar et relevés d'amers; vers le large, positionnement par satellite et estime. Sismique: sources Sparker (appareils S. I. G. ou E. G. G.) et flûtes de surface jusqu'à 1200 m de profondeur; sources canon à air Bolt, et flûte immergée au-delà.

(5) Carottiers à percussion et dragues du C. N. E. X. O.

Au Sud de l'Algarve, la marge méridionale (fig. 4) s'élargit considérablement d'Ouest en Est: à partir du canyon de Portimão, la pente change de direction et s'affaiblit au point d'évoquer la morphologie des grands deltas (fig. 1). La plate-forme continentale est bien délimitée par l'isobathe de 140 m. Large de 25 km, elle se rétrécit au Sud de Faro et du cap de São Vicente. Près du littoral, cette plate-forme correspond à une surface d'érosion plio-quadernaire qui tronque le Miocène; vers le large, elle constitue une surface d'accumulation terminée par un front de progradation, à l'origine de la rupture de pente. En contrebas, existent des plateaux marginaux. A l'Ouest du canyon de Portimão (planaltos de Sagres, de Lagos et de Portimão), ces plateaux sont constitués par des accumulations néogènes dont la surface sommitale, entre 500 et 1000 m, est conforme à la stratification (surface structurale). A l'Est (planaltos d'Albufeira, de Bartolomeu Dias et de Faro), ils correspondent à des formes d'accumulation récentes disposées entre 500 et 800 m et séparées de la plate-forme continentale par des dépressions, probablement entretenues par le passage de la veine d'eau méditerranéenne profonde. Au Sud de Faro, ces reliefs sous-marins prennent une extension importante jusqu'au banc du Guadalquivir (importante structure WSW-ENE; voir fig. 1).

La morphologie de la marge continentale sud-portugaise est donc composite. Ses replats sont polygéniques (formes d'accumulation, surfaces d'érosion paléogènes ou plio-quadernaires...). Ses ruptures de pentes sont souvent d'origine tectonique. Mais l'érosion (canyons...) et la sédimentation (front de progradation...) jouent aussi un rôle important en bordure de la plate-forme.

III — LA SÉRIE STRATIGRAPHIQUE

1. Le socle hercynien

Il affleure près de la côte entre le cap de Sines et le cap de São Vicente. Les échantillons de roches sédimentaires détritiques et épimétamorphiques prélevés appartiennent aux formations suivantes: flyschs du Culm, série volcano-sédimentaire du Sub-Culm et série quartzo-phyladique du Dévonien supérieur (BALDY et al., 1976). Les faciès définissant la «zone sud-portugaise» se poursuivent donc sur le plateau continental adjacent. Ils réapparaissent vers le large à la faveur d'accidents importants: des flyschs du Culm ont notamment été dragués sur la pente au Sud du canyon de Setúbal⁽⁶⁾ et sur le banc du Guadalquivir⁽⁷⁾.

2. Le Jurassique et le Crétacé basal

Les phénomènes diapiriques dont on observe les effets sur la plate-forme au Sud de l'Algarve suggèrent l'existence d'évaporites à la base de la série mésozoïque. A terre, ces évaporites appartiennent au Trias supérieur et à l'Hettangien (PALAIN, 1976). Au-dessus, le Lias et le

Dogger sont bien représentés mais, en mer, ils ne furent que rarement rencontrés à l'affleurement⁽⁸⁾.

De nombreux échantillons mésozoïques recueillis par carottages ou dragages appartiennent au Jurassique supérieur-Crétacé basal. Comme en Algarve occidentale et dans le bassin de Santiago de Cacém, ils présentent de façon constante des faciès d'eau peu profonde⁽⁹⁾, voire saumâtre⁽¹⁰⁾. Sur la pente continentale (hørsts aux environs de 9° 45' W) se rencontrent aussi des faciès néritiques peu profonds⁽¹¹⁾. Mais il s'agit presque toujours de microbrèches qui pourraient correspondre à des dépôts de plate-forme (peut-être péri-récifaux) resédimentés sur la pente. Dans l'un de ces échantillons d'ailleurs, nous avons trouvé quelques Calpionelles⁽¹²⁾ dont certaines étaient piégées dans des oncolithes.

A la fin du Jurassique, et au tout début du Crétacé, il existait donc à l'emplacement de la marge actuelle un vaste domaine épicontinental, débouchant sur une mer ouverte en communication avec la Mésogée par où migraient les Calpionellidés dont certains venaient «s'échouer» en eau peu profonde (DUPEUBLE et al., 1977).

3. Le Crétacé et le Paléocène

Nous n'avons pas de prélèvements appartenant avec certitude au Crétacé inférieur. Pourtant, ces terrains bien développés en Algarve (REY et RAMALHO, 1973) et que le forage Pescada a traversé, doivent exister sur la marge. Mais il s'agit de formations régressives souvent représentées par des grès difficiles à dater, et des argiles qu'il est malaisé de prélever.

Situées plus au large que les formations du Jurassique supérieur-Crétacé basal, les formations du Crétacé supérieur affleurent sur une grande étendue au Nord du

⁽⁶⁾ Dragage 21 (38° 02' N, 9° 42' W) du «Vema» (Cruise 27 du Lamont-Doherty Geological Observatory) communiqué par W. B. F. Ryan.

⁽⁷⁾ Dragage L74.D211 (36° 21' N, 7° 45' W) (BALDY, 1977).

⁽⁸⁾ Sur le banc du Guadalquivir, le dragage H76.DR37 (36° 22' N, 7° 44' W) a ramené un galet de micrite à Radiolaires, très petits spicules et rares filaments qui pourrait être du Dogger et le dragage L74.D211 un calcaire à spicules, Ostracodes, quelques Lagénidés, débris d'Entroques et petites sections d'Ammonites, peut-être du Lias.

⁽⁹⁾ Calcaires souvent graveleux à Algues (*Clypeina jurassica*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Salpingoporella annulata*) et grands Foraminifères agglutinés du Portlandien-Berriasien. De nombreux échantillons de dolomie prélevés à proximité et où s'observent parfois des fantômes de gravelles ou de Foraminifères agglutinés (*Alveosepta jaccardi*) ont été rapportés aux mêmes niveaux.

⁽¹⁰⁾ Calcaire micritique dolomitisé à restes de Gastéropodes, d'Ostracodes et *Alveosepta jaccardi*, du Portlandien-Berriasien.

⁽¹¹⁾ Calcaires du Portlandien-Berriasien, souvent graveleux à Foraminifères agglutinés (Pseudocyclammines), parfois construits à Algues (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Lithocodium aggregatum*, *Clypeina jurassica*, *Bacinnella irregularis*) ou à Polypiers. Les oncolithes et les Trocholines sont également fréquents.

⁽¹²⁾ Calpionelles dont *Crassicolaria intermedia* du Tithonique supérieur.

Canyon de São Vicente sous forme de dépôts⁽¹³⁾ marins francs (mais restant néritiques peu profonds) rapportés à la limite albo-cénomaniennne, puis de dépôts pélagiques du Turonien⁽¹⁴⁾ et du Campanien⁽¹⁵⁾. Au Maestrichtien, s'observe une différenciation importante des faciès. Du Nord (montagne dos Príncipes de Avis) vers le Sud (montagne dos Descobridores), nous avons trouvé: des calcaires néritiques peu profonds⁽¹⁶⁾, des faciès de plate-forme externe⁽¹⁷⁾ et des marnes pélagiques⁽¹⁸⁾. A l'Ouest, du Maestrichtien pélagique existe aussi à l'état remanié dans du Dano-paléocène⁽¹⁹⁾.

Ces variations locales de faciès résultent peut-être d'une simple différenciation paléo-bathymétrique (approfondissement du Nord-Est vers le Sud-Ouest). Mais il est possible aussi qu'un soulèvement se soit produit au Nord-Est pendant le Sénonien supérieur, au moment de la mise en place des complexes hypo-volcaniques de Monchique et de Sines⁽²⁰⁾.

Nous n'avons prélevé qu'un seul échantillon, attribuable au Dano-paléocène (fig. 2). Il s'agit d'un calcaire à nombreux Foraminifères planctoniques⁽¹⁹⁾.

4. L'Éocène supérieur et l'Oligocène

Très bien identifié sur la montagne dos Príncipes de Avis, l'Éocène supérieur est formé pour l'essentiel de calcaires néritiques peu profonds⁽²¹⁾. Dans des prélèvements pourtant très voisins, nous avons trouvé des dépôts de plate-forme⁽²²⁾ ou de sommet de pente⁽²³⁾. Cette variabilité ne traduit probablement pas une différenciation morphologique dans l'espace (trop grande proximité des prélèvements). Par contre, ils pourraient résulter d'une évolution bathymétrique rapide dans le temps (subsidence importante durant l'Éocène supérieur).

L'Oligocène n'a pas été rencontré en mer⁽²⁴⁾. Il semble correspondre à un épisode de soulèvement dont témoignent, sur le continent adjacent, des dépôts continentaux (formation de Benfica ou de Moreia) et sur la plate-forme continentale des surfaces d'érosion importantes.

5. Le Néogène et le Quaternaire

Le Néogène est difficile à identifier en raison de son recouvrement par des sédiments meubles récents. Toutefois, sur la plate-forme continentale de l'Algarve où se prolongent les beaux affleurements situés à terre, nous avons pu prélever des échantillons très détritiques, assez souvent mal classés et riches en bioclastes⁽²⁵⁾. Les associations faunistiques suggèrent un dépôt très peu profond, peut-être dans des zones d'«herbier». Mais quelques calcaires bioclastiques mieux classés, à nombreux débris de Lithothamniées et rares Foraminifères planctoniques, indiquent un milieu de dépôt dans une zone un peu plus profonde du plateau. Il est difficile de préciser l'âge de ces formations que l'on peut rencontrer dès le Miocène inférieur.

Sur l'emplacement des séries progradantes, à la limite externe de la plate-forme, les forages montrent que la série plio-quaternaire est constituée d'alternances argilo-gréseuses.

Sur la marge profonde, nous avons souvent prélevé du Néogène ou du Quaternaire constituant des remplissages ou des placages⁽²⁶⁾ trop minces pour être reconnus par sondage sismique. Enfin, divers prélèvements sur la pente ont permis de ramener des marnes pélagiques grises du Pliocène⁽²⁷⁾ et des vases silteuses du Pléistocène⁽²⁸⁾.

⁽¹³⁾ Calcaires bioclastiques à débris de Lamellibranches, Bryozoaires, Echinodermes, rares Orbitolinidés roulés, petits agglutinés (*Textulariella*) et *Hedbergella waschitensis*.

⁽¹⁴⁾ Calcaire micritique légèrement argileux à nombreux *Heterohelix* sp. et Globotruncanidés dont *Globotruncana helvetica* et *G. schneegansi*.

⁽¹⁵⁾ Calcaire micritique à Globotruncanidés dont *Globotruncana ventricosa*, *G. arca* et *G. calcarata*, ainsi qu'à nombreux *Heterohelix* sp.

⁽¹⁶⁾ Calcaires bioclastiques détritiques à ciment micritique et nombreux *Siderolites calcitrapoides*, Orbitoïdes, *Sulcoperculina*, *Omphalocyclus*, à débris de Rudistes et rares *Calcisphaerula*.

⁽¹⁷⁾ Micrites légèrement détritiques, plus ou moins dolomitisées, à nombreuses traces de bioturbation, *Calcisphaerula*, Pithonelles et une *Nummofallotia cretacea*.

⁽¹⁸⁾ Marnes à nombreux Foraminifères planctoniques (dont *Globotruncana fornicata*, *G. stuarti*, *G. arca*, *G. contusa*, *Pseudotextularia elegans* et *Heterohelix* sp.) déterminés par G. Glaçon (Université Pierre et Marie Curie).

⁽¹⁹⁾ Calcaire légèrement argileux à Globigérines dont *Globigerina* cf. *daubergensis* du Danien remaniant du Maestrichtien à *Globotruncana stuarti* et *Racemiguembelina fructicosa*.

⁽²⁰⁾ Le massif de Sines se prolonge en mer: au large du cap de Sines nous avons prélevé des tufs bréchiqes à fragments d'Albitophyre d'un type identique à ceux qui s'observent sur la côte.

⁽²¹⁾ Calcaires bioclastiques ou micrites plus ou moins dolomitisées, ferruginisées ou phosphatisées à Nummulites, Orthophragmines (*Asterodiscus*), *Grzybowski*, Sphaerogypsines, Rotaliidés et restes de Bryozoaires, d'Echinodermes et de Lithothamniées.

⁽²²⁾ Calcaire bioclastique ferruginisé à *Asterodiscus*, *Grzybowski*, quelques planctoniques et rares Nummulites, Amphistégines et Rotaliidés.

⁽²³⁾ Calcaire à planctoniques dominants, petits benthiques et petits débris d'Orthophragmines.

⁽²⁴⁾ Le forage Ruivo, cependant, a peut-être traversé de l'Oligène supérieur.

⁽²⁵⁾ Calcarénites, grès hétérométriques ou microconglomérats à éléments de quartzite, et débris d'Echinodermes, de Lamellibranches, d'Algues Lithothamniées et des Foraminifères benthiques souvent dominés par les genres *Elphidium* sp. et *Ammonia* sp.

⁽²⁶⁾ Micrite finement détritique, peut-être miocène moyen, à nombreux planctoniques dont *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *Globotruncadrina* cf. *altispira*, *G.* cf. *dehiscens* et *Globorotalia* cf. *praemenardii*; micrites pleistocènes, parfois glauconieuses, phosphatisées et ferruginisées, à nombreux planctoniques dont *Globorotalia tosaensis*, *G. truncatulinoides*, *Pulleniatina*, Sphaéroïdines, débris d'Orbulines et d'Echinodermes.

⁽²⁷⁾ Dragages H76.D31 (36° 46' N, 9° 44' W), H76.D34 (36° 37' N, 8° 48' W), H76.D35 (36° 25' N, 8° 01' W) et H76.D40 (36° 26' N, 7° 37' W) étudiés par G. Glaçon.

⁽²⁸⁾ Carottage à piston (H76.KS04: 37° 06' N, 9° 20' W) étudié par P. Cirac (Institut de Géologie du bassin d'Aquitaine, Bordeaux). H. R. KUDRASS (1973) rend compte de nombreux prélèvements récents effectués sur une coupe transversale à la marge du Baixo Alentejo.

6. Conclusion

Ainsi, sur la marge continentale sud-portugaise, les conditions de dépôt pendant le Crétacé et le Cénozoïque ont varié considérablement. Depuis le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (faciès peu profonds, voire continentaux) jusqu'au Pliocène, la subsidence fut interrompue à trois reprises (passages de faciès pélagiques ou de plate-forme à des faciès néritiques peu profonds ou continentaux): peut-être au Maestrichtien, certainement à l'Eocène inférieur, probablement à l'Oligocène. Dans l'espace, les prélèvements révèlent une différenciation paléo-morphologique progressive, particulièrement sur la marge occidentale. Au Jurassique supérieur, la limite externe des faciès de plate-forme était située très au large (vers 9° 45' W ou au delà). Au Maestrichtien et à l'Eocène supérieur, cette frontière passe aux environs de la montagne dos Príncipes de Avis. Au Néogène enfin, la limite est sans doute proche de l'actuelle (isobathe 200 m environ). Il existe donc un recul progressif de la pente vers le continent.

Cette évolution traduit, malgré quelques interruptions (soulèvements apparents dus à des phénomènes thermiques, tectoniques ou à des variations eustatiques), la subsidence générale de la marge. En admettant que la bordure de la plate-forme fut autrefois à une profondeur identique à l'actuelle (-200 m), nous pouvons estimer que cette subsidence depuis l'Eocène supérieur (-40 MA), malgré le soulèvement oligocène, a dépassé 600 m (la profondeur actuelle des échantillons éocènes supérieurs de faciès néritique est d'environ 800 m). Une telle subsidence résulte probablement de l'effet conjoint du refroidissement de la lithosphère⁽²⁹⁾ et des mouvements tectoniques tertiaires.

IV — LA STRUCTURE

1. Répartition des différentes formations

Nos profils de sismique réflexion font apparaître un ensemble de formations stratifiées, plus ou moins transparentes, d'épaisseur très variable (0 à 3 s t.d.) et reposant sur un horizon diffractant qui constitue le toit du socle acoustique (fig. 6).

Sur la marge occidentale, ce socle acoustique correspond le plus souvent à des horsts ou à de grands compartiments (demi-horsts) NE-SW ou NNE-SSW basculés vers le large par des failles de rotation⁽³⁰⁾. A leur sommet (horsts situés vers 9° 45' W), nous avons prélevé du Jurassique terminal-Crétacé basal qui semble parfois reposer directement sur le socle hercynien⁽⁶⁾. Une importante discordance d'âge Crétacé basal sépare les séries basculées et les séries de remplissage plus récentes. Cette discordance dite néocimmérienne, due à une distension, est générale sur les marges à l'Ouest de l'Europe. Sur la plate-forme continentale ouest-portugaise, les forages la situent à la limite entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Au Sud de l'Estremadura cependant, il

n'existe pas de discontinuité importante entre le Portlandien et le Berriasien. Par contre, le Valanginien est souvent discordant (REY, 1972). Il est donc possible que la discordance néocimmérienne soit légèrement diachrone.

Au sein des formations stratifiées de la marge occidentale, une seconde discordance sépare des séries bien litées, parfois diffractantes, souvent déformées et ravinées où nous avons prélevé des échantillons du Crétacé supérieur et du Paléocène, généralement pélagiques et des séries plus récentes, constituées d'Eocène supérieur le plus souvent néritique. Cette discordance est particulièrement nette en bordure des bassins (à cause de l'érosion postérieure) et sur l'emplacement de certains grands accidents qui ont rejoué en compression (fig. 6). Ainsi mettons-nous clairement en évidence une phase tectonique compressive d'âge éocène inférieur ou moyen (lutétienne ou anté-lutétienne).

Sur la marge méridionale, les terrains déformés constituent un socle acoustique qui est ici beaucoup plus jeune qu'au Nord du cap de São Vicente puisqu'il inclut l'ensemble des séries du Mésozoïque, et du Paléogène si elles existent⁽³¹⁾. Mais l'âge du mouvement tectonique, qui fut probablement très intense, est mal connu. Probablement éocène moyen⁽³²⁾, il peut être plus tardif (oligocène ou même miocène moyen).

Au sein des séries bien stratifiées et transparentes qui surmontent la discordance éocène, une troisième discontinuité s'observe sur la marge occidentale entre l'Eocène supérieur basculé qui affleure sur la montagne dos Príncipes de Avis et des formations néogènes dont les couches sont généralement parallèles au fond (fig. 6). Bien que moins importante que la précédente, cette discordance a les mêmes caractéristiques. Probablement due, elle aussi, à une phase de compression, elle n'apparaît clairement qu'en bordure des bassins et à proximité des accidents anciens remobilisés. Mais nous ne sommes pas en mesure de la dater précisément: sans doute intra-oligocène⁽³³⁾, il est possible qu'elle date du Miocène moyen.

⁽²⁹⁾ En admettant que la détumescence de la lithosphère continentale a débuté au Crétacé inférieur, selon une courbe théorique identique à celle de la lithosphère océanique (PARSONS et SCLATER, 1977), on trouve depuis 40 MA une subsidence thermique de l'ordre de 400 m.

⁽³⁰⁾ Sur les profils sismiques, on ne distingue pas directement les failles de rotation des failles normales (leur partie concave est située au sein du substratum acoustique). Mais l'aspect en toit presque symétrique des demi-grabens (fig. 6), nous incite à penser que non seulement ces compartiments se sont affaissés, mais qu'ils ont subi une «rotation» le long d'un plan concave.

⁽³¹⁾ Au sein du socle acoustique, généralement diffractant, apparaissent parfois des formations mieux stratifiées qui pourraient correspondre à certaines séries du Paléogène.

⁽³²⁾ Dans le forage Imperador, la base du Miocène est discordante sur le Crétacé inférieur. De plus, dans deux forages pétroliers situés au Sud d'Huelva par 37° N, il semble qu'existe une discordance de l'Eocène indifférencié, soit sur le Crétacé supérieur, soit sur l'Eocène inférieur (STOECKINGER in BENKHELIL, 1976). Ces données confirmeraient l'âge éocène moyen de la tectonique à l'origine des déformations du socle acoustique.

⁽³³⁾ Sur la marge peu profonde, cette discordance correspond à une surface d'érosion importante qui n'a sans doute pu se développer qu'à la faveur du soulèvement oligocène.

Sur l'ensemble de la marge, le Néogène est très bien représenté. Comme à terre, il est discordant et largement transgressif sur la couverture mésozoïque et paléogène, et sur le socle hercynien qui affleure près du littoral du Baixo Alentejo. On y distingue trois unités remarquables. Les couches du Néogène inférieur (sans doute le Miocène inférieur) qui n'atteignent pas le littoral, ont subi une déformation à grand rayon de courbure, qui date probablement du Miocène moyen, mais peut être Miocène supérieur. Les couches du Néogène moyen (sans doute le Miocène supérieur) sont légèrement discordantes et transgressives sur les précédentes. Elles affleurent largement sur la plate-forme continentale entre les canyons de São Vicente et de Portimão. Fréquemment, elles sont surmontées par une discontinuité qui correspond à une surface d'érosion plus ou moins ravinante. Au-dessus, se sont déposées les couches du Néogène supérieur (sans doute le Pliocène) sous forme, soit de formations progredantes (notamment sur la plate-forme au Sud de l'Algarve et à l'Ouest du cap de Sines), soit d'ensembles plus ou moins ravinants (paléo-vallées comblées) mais parfois bien stratifiés (notamment sur la marge profonde).

Les formations récentes (quaternaires) ont un aspect identique à celles du Néogène supérieur. Sur la marge profonde, elles finissent de remplir les bassins néogènes qui s'étagent entre la plate-forme continentale et les reliefs situés au large (montagne dos Príncipes de Avis, banc du Guadalquivir...; voir coupe IV). Au Sud de Faro enfin, elles forment une ride due à des courants de contour, qui surmonte le Néogène supérieur (coupe I).

2. Nature et géométrie des structures

La marge continentale sud-portugaise est affectée par une tectonique cassante très apparente. Classiquement, on interprète ces failles par le rejeu dans la couverture des accidents anciens du socle sous-jacent (BOILLOT et al., 1974b; BALDY et al., 1975). Au Stéphano-Permien, le socle de la Meseta ibérique a été affecté par un épisode général de fracturation (ARTHAUD et MATTE, 1975) qui a provoqué, en compression, la formation de décrochements dits «tardi-hercyniens». Dans le Sud-Ouest de la Péninsule ibérique, les structures apparues à cette époque sont, par ordre d'importance décroissante: les décrochements sénestres NE-SW (failles d'Odemira-Ávila, de Sor et du Tage); les décrochements sénestre ENE-WSW (failles du Guadalquivir, de Pomarão, de São Bento et d'Alandroal); les décrochements NW-SE (failles de Grândola et de Moura) sub-parallèles aux structures hercyniennes.

Il est clair que certaines de ses fractures se prolongent sur la marge. La faille d'Odemira-Ávila suit le flanc sud du canyon de São Vicente dont le talweg est situé à l'emplacement d'un graben NE-SW (fig. 3). La faille du Tage longe le versant sud du canyon de Setúbal. D'autres accidents ont des directions identiques: les horsts situés à l'Ouest du cap de Sines (fig. 3) sont dus aux rejeux de failles NE-SW, qui contrôlent aussi la répartition des

bassins néogènes sur la marge occidentale et les montées diapiriques récentes sur la marge méridionale. Au Sud de Faro (fig. 5), un accident ENE-WSW (la faille de Faro) limite, sur la plate-forme et les plateaux marginaux, un compartiment méridional très subsident. Enfin, au Nord-Ouest du cap de Sines, la répartition des séries récentes est liée au jeu des fractures NW-SE.

Les accidents NNE-SSW qui délimitent des horsts dans la partie médiane de la marge occidentale et au Sud du cap de São Vicente, ne sont pas fréquents sur le socle émergé. Il est possible qu'ils aient été induits dans la couverture, lors des compressions cénozoïques, par un rejeu en cisaillement sénestre des fractures tardi-hercyniennes NE-SW, comme semble l'indiquer leur disposition (les accidents NNE-SSW sont souvent recoupés par de grandes failles NE-SW; voir fig. 3).

Enfin, les accidents NNW-SSE qui apparaissent au large, sur la marge occidentale, sont plus rares encore sur le socle émergé. Ils sont parallèles à des failles bordières de la «fosse mésozoïque» portugaise (bassin lusitanien). Les uns comme les autres pourraient être un effet des distensions mésozoïques⁽³⁴⁾.

Quoi qu'il en soit, il est probable que le jeu de ces différents accidents est polyphasé. Ainsi les accidents tardi-hercyniens, qui affectent jusqu'à la série néogène, ont certainement rejoué, après le Paléozoïque, au cours de phases alternées de distension et de compression.

V — ÉVOLUTION STRUCTURALE ET SÉDIMENTAIRE

A cause de certaines lacunes de notre information, une interprétation de la marge continentale sud-portugaise ne peut être tentée qu'à condition de la situer dans un ensemble plus vaste, étendu aux marges proches (marges ouest-ibériques et sud-espagnoles) et aux bassins du continent adjacent (bassins lusitaniens, de Santiago de Cacém et de l'Algarve) où les observations sont parfois beaucoup plus complètes⁽³⁵⁾.

1. Les ouvertures océaniques au Mésozoïque

1.1. LA CHRONOLOGIE DES DISTENSIONS CONTINENTALES

1.1.1. LE SOULÈVEMENT PERMO-TRIASIQUE

Au Permien et au Trias inférieur s'est produit, au Portugal, un important soulèvement régional comme

⁽³⁴⁾ Rappelons toutefois que la sismique réflexion ne permet pas, en général, de distinguer une faille normale d'un décrochement ou d'un chevauchement, ce qui rend fragiles nos hypothèses.

⁽³⁵⁾ Trias: C. PALAIN 1976, C. VIRGILI et al., 1977, G. ZBYSZEWSKI et J. BARRETO DE FARIA, 1971; Jurassique: R. MOUTERDE et al., 1972, R. B. ROCHA, 1976; Crétacé: J. REY, 1972, P. Y. BERTHOU, 1973, J. REY et M. RAMALHO, 1973; Néogène: G. ZBYSZEWSKI, 1949, B. HAGUENAUER, 1973.

l'indiquent l'absence quasi-totale de dépôts du même âge et l'importance de l'érosion⁽³⁶⁾ qui alimentait alors la sédimentation à l'Est de la Péninsule ibérique (VIRGILI et al., 1977).

Il est possible d'avancer deux explications pour ce soulèvement:

— au Permien, après une dernière phase de compression importante qui affecte l'Ouest du Portugal (A. Ribeiro, communication orale), s'est achevée l'édification de la chaîne hercynienne. A l'emplacement de la zone de collision, la croûte fut soulevée par réajustement isostasique;

— dès le Permien, une importante extension précédant l'ouverture de la Mésogée, a provoqué un échauffement de la lithosphère et son intumescence («doming»).

Ainsi, le soulèvement permo-triasique peut-il être interprété soit comme un phénomène post-tectonique (fin du cycle hercynien), soit comme une phase de pré-ouverture (début du cycle mésogéen).

1.1.2. LA DISTENSION DU TRIAS SUPÉRIEUR ET DE L'INFRALIAS

En Algarve, vaste monoclinale méso-cénozoïque (coupe II), cette phase de distension est particulièrement évidente. Ce bassin est affecté par une flexure longitudinale très importante (Sagres-Alportel, E-W à ENE-WSW), située dans le prolongement probable de la flexure du Guadalquivir (ROCHA, 1976). Au Nord, le socle est peu profond; la couverture (Lias, Dogger de faciès neritique peu profond) est seulement fracturée. Au Sud, les séries s'épaississent (Lias, Dogger néritique ouvert aux influences pélagiques, Malm et Crétacé inférieur); la présence en profondeur de formations salifères donne lieu à des anticlinaux diapiriques et à des plis (coupe I) jusque sur la plate-forme continentale.

Ainsi, au Trias supérieur et à l'Hettangien, un passage latéral de faciès faisait la transition entre la série des «grès de Silves» injectée de filons basaltiques (180 MA) au Nord, et une série évaporitique probablement épaisse au Sud. Dès le Trias supérieur, s'était donc constitué le versant nord d'un bassin en distension orientée E-W à ENE-WSW, probablement affecté par des accidents transverses (accidents N-S de Portimão et de Huelva; peut-être accident NW-SE d'Albufeira, BALDY, 1977).

Sur la marge occidentale, nous avons très peu d'indications sur la distension du Trias et de l'Infralias. Au large du bassin de Santiago de Cacém, où affleurent les «grès de Silves», le forage Pescada a traversé des évaporites. Celles-ci semblent pourtant ne pas provoquer de diapirisme sous la marge, sauf peut-être au pied de la pente continentale et en domaine abyssal (partie orientale de la plaine abyssale du Tage) où s'observe une surface ondulée profonde dont la morphologie peut être due à des déformations halocinétiques (OLIVET, 1978).

Selon l'explication retenue pour le soulèvement permo-triasique, ces bassins où s'accumulent des sédiments détritiques du Trias supérieur, peuvent être considérés soit comme une fosse molassique (distension post-tectonique), soit comme un rift continental (distension pré-ouverture). Nous penchons pour la première interprétation, en raison de l'absence de volcanisme au Trias et de la superficie importante des bassins qui ne ressemblent pas aux fosses tectoniques des rifts continentaux.

1.1.3. LE «RIFTING» DU LIAS

Dans la «fosse mésozoïque» portugaise, on enregistre au Sinémurien et au Pliensbachien, précédés d'importantes émissions basaltiques (roches vertes de la partie supérieure des «grès de Silves»), des taux de subsidence élevés au sein de bassins étroits et profonds où se sont développés des faciès confinés. De même au Toarcien, ont lieu des surrections localisées à l'origine d'apports détritiques importants mais de faible extension. Ce sont là les signes de phénomènes de «rifting».

Par analogie avec cette évolution du bassin lusitanien, nous pensons que des rifts liasiques se sont développés à la même époque sur la marge sud-portugaise qui n'ont pu être identifiés, probablement parce qu'ils se trouvent profondément enfouis sous la marge actuelle. D'ailleurs comme au Maroc (MANSPEIZER et al., 1978), il existe probablement au Portugal une continuité entre la distension triasique et le «rifting» liasique qui précède une ouverture océanique.

1.1.4. LA DÉTUMESCENCE DU LIAS SUPÉRIEUR ET DU DOGGER

En Estremadure (bassin lusitanien) après la phase du «rifting» liasique, le dépôt de sédiments franchement marins au Dogger (calcaires à filaments) et des transgressions importantes (en particulier au Toarcien-Aalénien et au Callovien inférieur) suggèrent fortement une subsidence régionale de la lithosphère (détumescence). En Algarve, cette subsidence a permis le dépôt de marmo-calcaires à Ammonites, largement ouverts aux influences pélagiques. Aussi pensons-nous que cette détumescence a affecté, comme les régions voisines, la marge sud-portugaise.

1.1.5. LE «RIFTING» DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR

A la fin du Dogger et au début de l'Oxfordien débuta, à l'Ouest du Portugal, une seconde phase de soulèvement marquée par une importante lacune et une discordance générale. A l'Oxfordien supérieur, s'individualisa une fosse N-S étroite et très subsidente (présence de faciès

⁽³⁶⁾ Les granites tardi-tectoniques porphyroïdes ont, au Trias supérieur, leur couverture (1 à 2 km) déjà décapée (C. PALAIN, communication orale).

«profonds» plus ou moins confinés) qui se combla au Kimmeridgien par une épaisse série. Cette fosse se prolongeait vers le Sud: en Arrábida et dans le bassin de Santiago de Cacém⁽³⁷⁾, on observe, au Jurassique supérieur, des variations considérables de faciès ou d'épaisseur d'Est en Ouest le long de flexures N-S. Enfin, au Nord du cap de São Vicente, un important volcanisme doléritique (150 MA) résulte d'une distension E-W (A. Ribeiro, communication orale). Comme le bassin lusitanien, il est donc probable que la marge du Baixo Alentejo a été affectée par une deuxième phase de «rifting» au Jurassique supérieur.

En Algarve au contraire, la sédimentation paraît continue entre le Callovien et l'Oxfordien (banc de calcaire marneux à nodules ferrugineux ou phosphatés, probablement de faciès profond). Au Nord de Faro, la sédimentation marine du Dogger s'est poursuivie au Malm. Par contre dans la région du cap de São Vicente, sont apparus, à l'Oxfordien supérieur, des faciès très peu profonds qui affleurent sur la plate-forme continentale. Sur la marge méridionale, il semble donc que le second épisode de «rifting» n'a pas eu lieu, sinon dans sa partie occidentale, comme un contrecoup tardif (Oxfordien supérieur) du soulèvement de la marge ouest-portugaise.

1.1.6. LE «RIFTING» DU CRÉTACÉ INFÉRIEUR

Sur la marge occidentale, une importante reprise de la distension se produisit au Crétacé inférieur. Elle fut à l'origine du basculement vers le large (rotation) de grands demi-horsts (discordance néocimmérienne) et du rajeunissement de certains reliefs. A terre et sur la plate-forme continentale, il en résulta une régression générale (débutée probablement au Portlandien) et un développement important des séries continentales (bassin lusitanien) ou très peu profondes (région de Lisboa et Algarve). Sur la marge profonde enfin, les formations du Crétacé inférieur ont rempli les demi-grabens entre les blocs basculés puis ont commencé à les recouvrir (fig. 6).

1.1.7. LA DÉTUMESCENCE DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR ET DU PALÉOCÈNE

De l'Albien au Paléocène, l'apparition de faciès franchement marins sur la marge occidentale⁽³⁸⁾ et l'existence d'une importante transgression, au Cénomaniens, sur l'Estremadure, sont l'indice d'une subsidence générale (détumescence de la lithosphère).

1.2. LA CHRONOLOGIE DES OUVERTURES OCÉANIQUES

La première anomalie magnétique de type océanique, bien identifiée au large de la marge sud-portugaise, correspond à l'anomalie J (112 MA) située à l'emplacement de la ride Tore-Madère (OLIVET, 1978; voir fig. 1). A l'Est, la partie occidentale de la plaine abyssale du Tage est une zone d'anomalie tranquille. Son substratum océanique

(PURDY, 1975) correspond à un «spreading» qui, soit précède de peu la formation de croûte correspondant à l'anomalie J (Malm ou Néocomien), soit est largement plus ancien (Lias supérieur ou Dogger).

La portion orientale de la plaine abyssale du Tage semble aussi de nature océanique comme l'atteste la constitution du banc de Gorringer⁽³⁹⁾ qui la borde au Sud. L'importance de la couverture sédimentaire qui surmonte la croûte océanique suggère que celle-ci est ancienne. D'âge permien ou triasico-liasique pour J. L. OLIVET (1978), elle est sans doute plus jeune (Lias supérieur, Dogger ou Malm).

Au Sud de l'Ibérie enfin, la croûte océanique a peut-être disparu par subduction, ou bien se trouve recouverte par des nappes de glissement néogènes. Pour certains auteurs (BIJU-DUVAL et al., 1977), cette aire océanique a toujours été étroite et marquée, dès le Dogger, par le passage d'une grande faille E-W, transformante, allant de l'Atlantique central à l'Ouest (ouverture entre l'Afrique et l'Amérique du Nord) à la Mésogée à l'Est (ouverture entre l'Afrique et l'Europe). Nous pensons néanmoins qu'au Jurassique a pu exister une aire océanique plus importante, ce qui implique une certaine divergence à la même époque entre l'Afrique et la Péninsule ibérique. Cette hypothèse explique mieux l'évolution subsidente au Mésozoïque des marges nord-marocaine et sud-ibérique.

En définitive, il demeure bien des incertitudes sur l'âge et les modalités de la formation des premières aires océaniques au large de la marge sud-portugaise. Par ailleurs, les limites mêmes de cette marge avec le domaine océanique restent fort mal connues.

1.3. LA CINÉMATIQUE DES PHASES D'OUVERTURE

1.3.1. LES OUVERTURES NE-SW

Il est probable que les accidents tardi-hercyniens ont été un guide mécanique des premières phases d'ouverture. Si l'on admet que le «rifting» liasique (permo-triasico-liasique pour OLIVET, 1978) résulte d'une extension NE-SW dont on retrouve la trace de Terre-Neuve jusqu'à la mer du Nord. Ce sont nécessairement les failles NE-SW qui ont alors joué de façon privilégiée le rôle

⁽³⁷⁾ L'épaisseur du Malm dans le forage Pescada est plus du double de celle du forage Paio, elle-même plus importante que dans les affleurements près de Santiago de Cacém.

⁽³⁸⁾ Des faciès identiques existent sous le bassin du Tage: ils ont été rencontrés lors d'un forage à Coruche.

⁽³⁹⁾ Le banc de Gorringer correspond à une portion de la croûte océanique et du manteau supérieur, soulevée et légèrement basculée vers le Nord-Est (CYAGOR, 1977). Le forage (site 120, leg XIII du D. S. D. P.), qui a été fait sur sa face nord, à un endroit où la couverture sédimentaire est incomplète, a ramené du Barrémien presque au contact des basaltes. Le substratum du banc est donc antébarremien, mais des tentatives de datation sur des roches volcaniques draguées (FERAUD et al., 1977) n'ont pas permis de préciser son âge: les échantillons datés (50-60 MA) sont toujours beaucoup plus jeunes que les fonds océaniques adjacents et correspondent probablement à une activité volcanique postérieure.

de direction transformante (du Nord au Sud: les accidents de Nazaré, du Tage et d'Odemira-Ávila; fig. 7). Ces directions sont d'ailleurs très bien marquées dans la morphologie actuelle des aires océaniques les plus anciennes ⁽⁴⁰⁾. A terre et sur la marge, elles semblent décaler les rifts continentaux liasiques dont l'orientation générale est NNE à NNW (directions de la «fosse mésozoïque» portugaise).

Au Jurassique supérieur (deuxième «rifting»), les nouveaux fossés tectoniques semblent, à peu de chose près, emboîtés dans les précédents, ce qui suggère que le mouvement d'extension était orienté suivant la même direction (NE-SW) qu'au Lias. Ainsi, au Jurassique supérieur (et sans doute dès le Dogger), alors que l'Atlantique central s'ouvrait selon des directions NW-SE (OLIVET, 1978), l'ouverture océanique entre l'Amérique et l'Ibérie semble s'être effectuée selon des directions NE-SW. De ces deux mouvements divergents a dû résulter un écartement de l'Afrique et de l'Ibérie (fig. 7). Le comportement de la plaque ibérique au Jurassique aurait donc été plus indépendant de l'Afrique que ne le laisse supposer son évolution ultérieure.

1.3.2. L'OUVERTURE NW-SE

Au Crétacé inférieur, on observe sur la marge occidentale un brusque changement dans l'orientation des bassins. Aux deux extrémités de la marge, les blocs basculés au début du Crétacé sont orientés NE-SW et forment de nouveaux bassins très obliques par rapport à la direction N-S des rifts antérieurs. Nous interprétons cette disposition nouvelle comme l'effet d'un brutal changement dans l'orientation de l'ouverture océanique. Devenant NW-SE, c'est-à-dire parallèle à celle qui prévalait jusque-là dans l'Atlantique central, un tel mouvement provoqua la remobilisation en distension aussi bien des anciennes directions transformantes NE-SW que des anciens rifts N-S. Ainsi s'expliquerait l'apparition d'importants bassins, obliques par rapport à la «fosse mésozoïque» portugaise (fig. 7). Enfin, cette reconstitution cinématique implique que l'Ibérie devint alors plus ou moins solidaire de l'Afrique (leur divergence cessa), durant le Crétacé.

2. Les remobilisations alpines au Cénozoïque

2.1. LA PHASE ÉOCÈNE

L'étude stratigraphique et structurale de la marge occidentale montre qu'à l'Éocène inférieur ou moyen survint un épisode de déformation par compression qui a rarement été mis en évidence à terre, en l'absence de séries bien datées du même âge. Cette phase tectonique est synchrone de celle qui affecta le Nord de la marge ouest-ibérique ⁽⁴¹⁾ et les zones internes des Cordillères bétiques lors de l'affrontement de l'Afrique avec l'Ibérie. Probablement orientée N-S, la compression remobilisa les accidents anciens orientés obliquement, en particulier certaines failles NE-SW (fig. 6). Il est possible qu'au

pied des compartiments ainsi soulevés se soient produits des glissements par gravité (olistostromes). Ceci expliquerait le faciès diffractant ou perturbé de certaines formations du Crétacé supérieur et du Paléocène, en particulier au Sud de la montagne dos Principes de Avis et à l'Ouest de la montagne dos Descobridores qui seraient alors des structures apparues à l'Éocène.

En Algarve, les flexures E-W rejouèrent probablement à la même époque (PRATSCH, 1958). Mais sur la marge méridionale, en raison de l'absence de datations précises des séries déformées et de la complexité de l'histoire néogène, il n'est pas possible de mettre en évidence les caractéristiques de cette phase tectonique.

2.2. LA PHASE OLIGOCÈNE

A l'Oligocène, se produisit une émergence importante due à un soulèvement d'origine thermique ou tectonique. A cette occasion se développa, sur la plate-forme actuelle et ses abords, une surface d'érosion étendue. A l'Oligocène terminal, ce soulèvement fut suivi d'une transgression (dès le Chattien; M. T. Antunes, communication orale) et d'une distension donnant naissance à des grabens où s'accumulèrent d'épaisses séries néogènes ⁽⁴²⁾.

2.3. LES PHASES MIOCÈNES

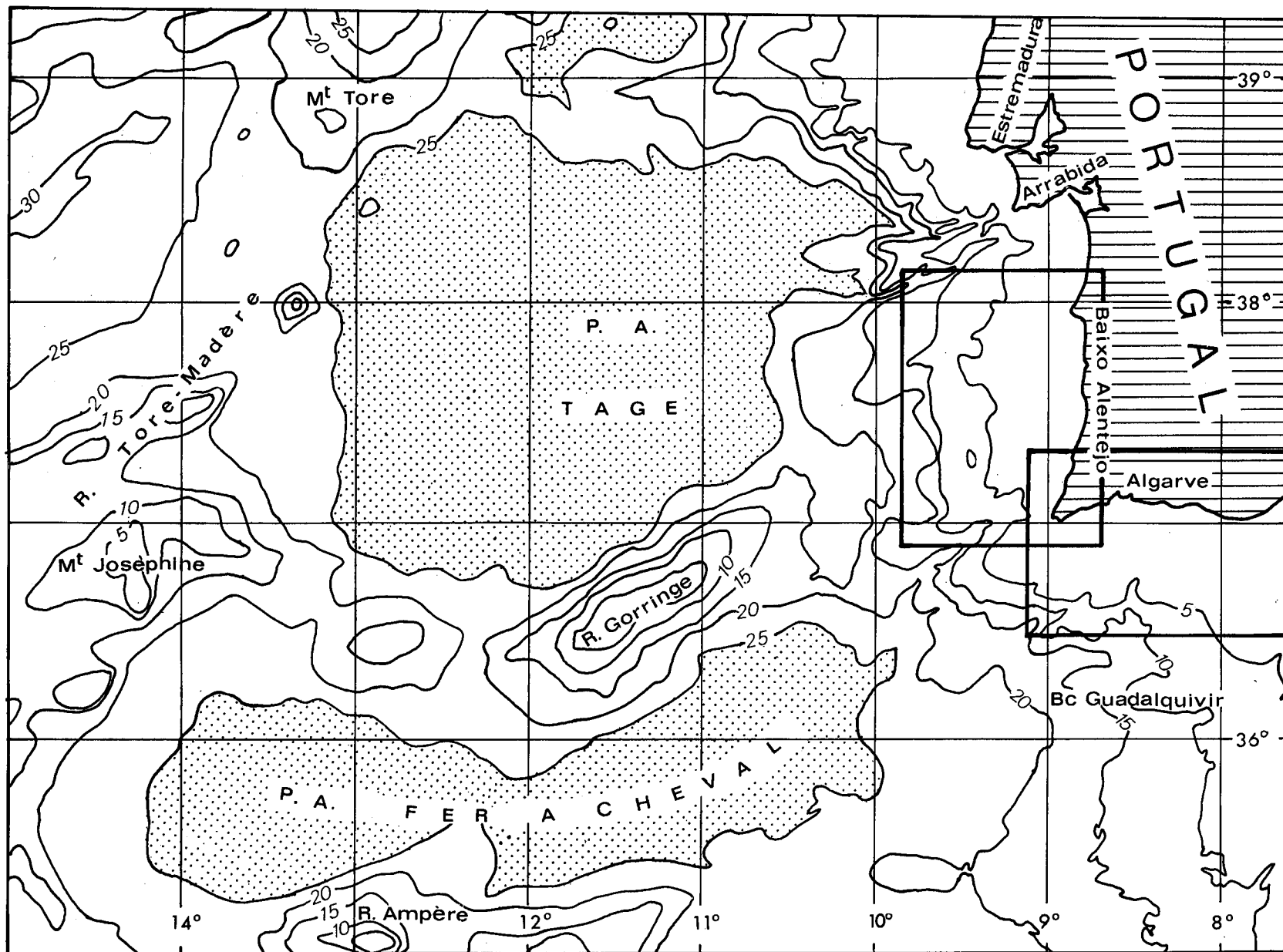
Au Miocène, une phase tectonique qui atteint son paroxysme à l'Helvétien et au Tortonien, remobilisa des accidents anciens dont certains avaient déjà rejoué à l'Éocène (fig. 6). Les contraintes en compression, probablement plus obliques (NW-SE) qu'à l'Éocène, provoquèrent (fig. 7):

— dans la croûte continentale, le jeu de certains accidents tardi-hercyniens (NE-SW ou ENE-WSW): chevauchement du socle au Sud du canyon de Nazaré (BOILLOT et al., 1975) et dans la Serra da Estrela: plissement puis chevauchement de la couverture en Arrábida (SEIFERT, 1963) et au Nord-Ouest du bassin du Tage;

⁽⁴⁰⁾ D'après J. BONNIN (1978): «la direction NE-SW est la direction générale du massif de Goringe qui est lui-même encadré, au Nord et au Sud, par deux accidents ayant la même orientation. Il est d'ailleurs très probable que l'accident sud traverse la plaine abyssale du Fer-à-Cheval pour contrôler le bord nord du mont d'Ampère.» Cette direction contrôle aussi la partie amont du canyon de Nazaré et le versant nord de la marge profonde au large de l'Estremadura (fig. 1).

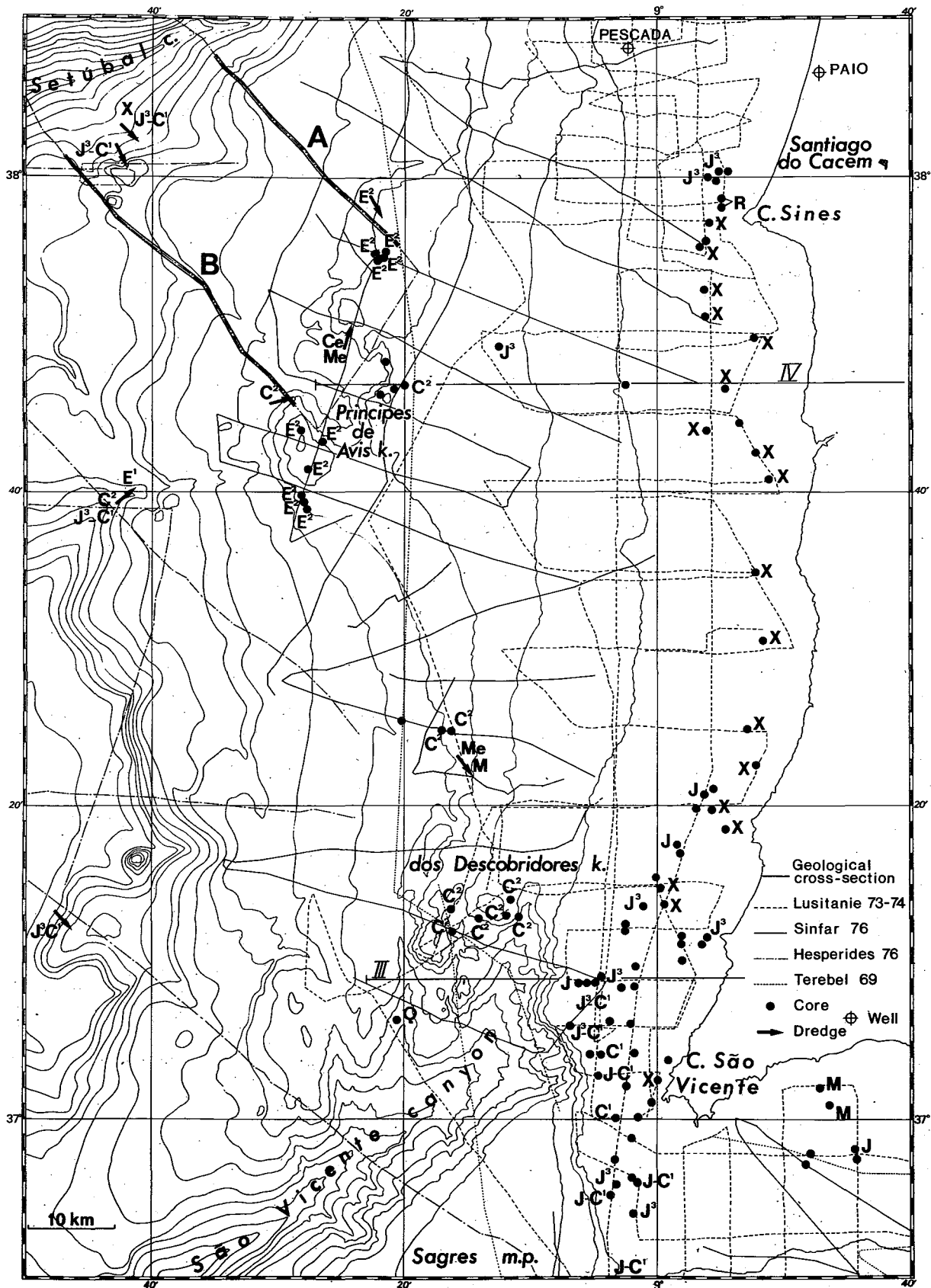
⁽⁴¹⁾ A l'Éocène, la subduction vers le Sud de la lithosphère océanique du golfe de Gascogne aurait provoqué un soulèvement important des montagnes sous-marines de Galice et de Vigo (AUXIETRE et DUNAND, 1978).

⁽⁴²⁾ Dans le graben de l'embouchure du Tage, la puissance de la série néogène atteint localement 1000 m (forage Barreiro). Sur la plate-forme au large du Baixo Alentejo, l'épaisseur du Néogène dépasse rarement 0,3 s t.d. (300 m environ). Sur la marge de l'Algarve, le Néogène s'épaissit considérablement d'Ouest en Est et surtout du Nord vers le Sud où parfois il atteint 1,2 s t.d. (1200 m environ).



LÉGENDE: P. A. (plaine abyssale); R. (ride de); Mt. (montagne sous-marine de); Bc (banc du).

Fig. 1 — Présentation physiographique de la région étudiée. Bathymétrie selon A. S. LAUGHTON et al. (1975); isobathes en centaines de brasses



LÉGENDE: R (roche éruptive); X (socle hercynien); J (Jurassique); J³ (Jurassique supérieur); C¹ (Crétacé inférieur); C² (Crétacé supérieur); Me (Mésozoïque indifférencié); E¹ (Eocène inférieur); E² (Eocène supérieur); M (Miocène); P (Pliocène); Ce (Cénozoïque indifférencié); Q (Quaternaire); les carottages non datés correspondent à des dolomies ou à des grès azoïques probablement mésozoïques; m.p. (plateau marginal); k (montagnes sous-marines); C (cap); c (canyon); A et B (coupes sismiques présentées sur la figure 6).

Fig. 2 — Carte bathymétrique de la marge occidentale (au large du Baixo Alentejo) par J. R. Vanney (espacement des isobathes: 200 m). Plan de position des profils sismiques. Situation des prélèvements et des coupes géologiques (voir pages suivantes)

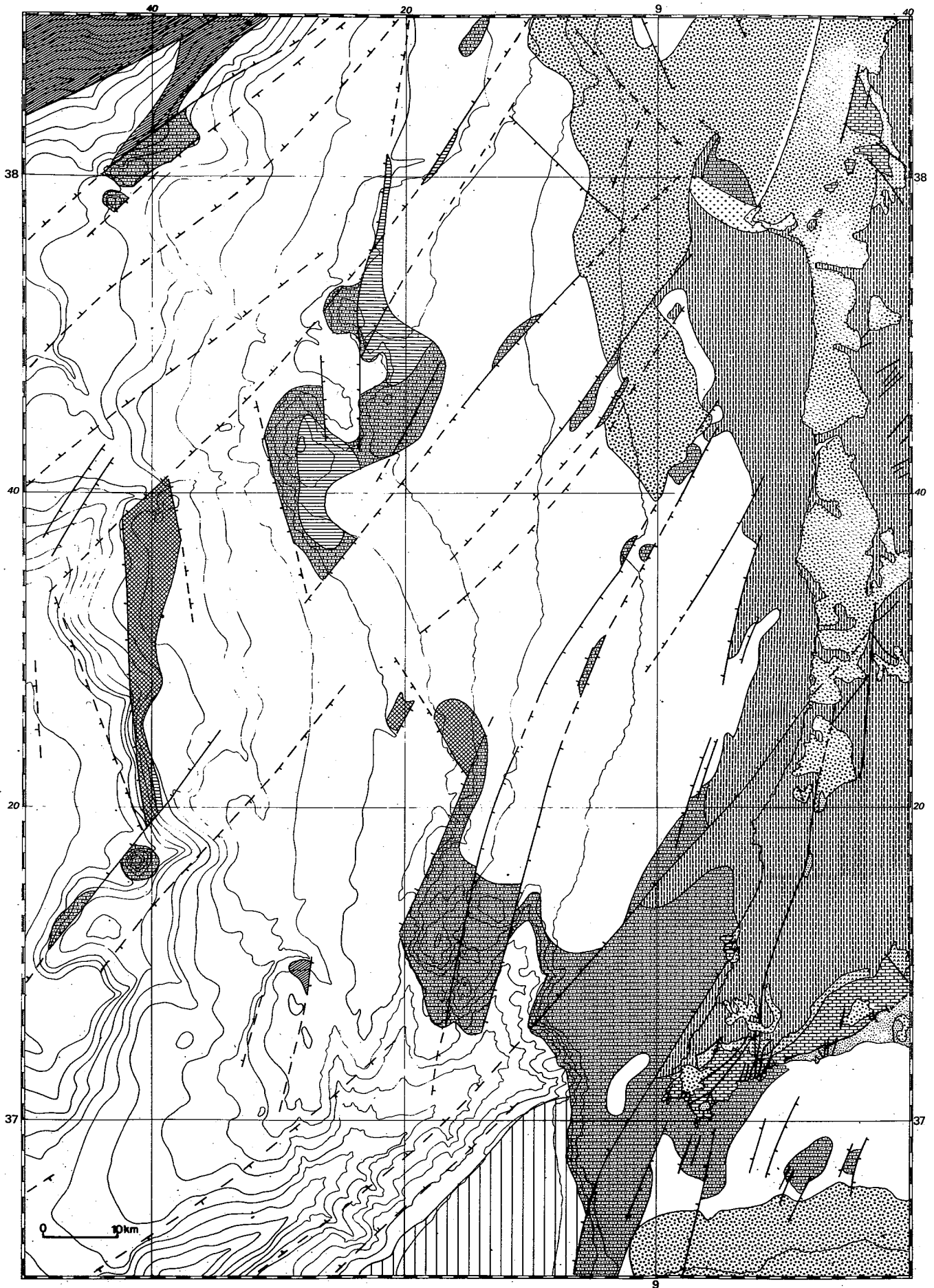
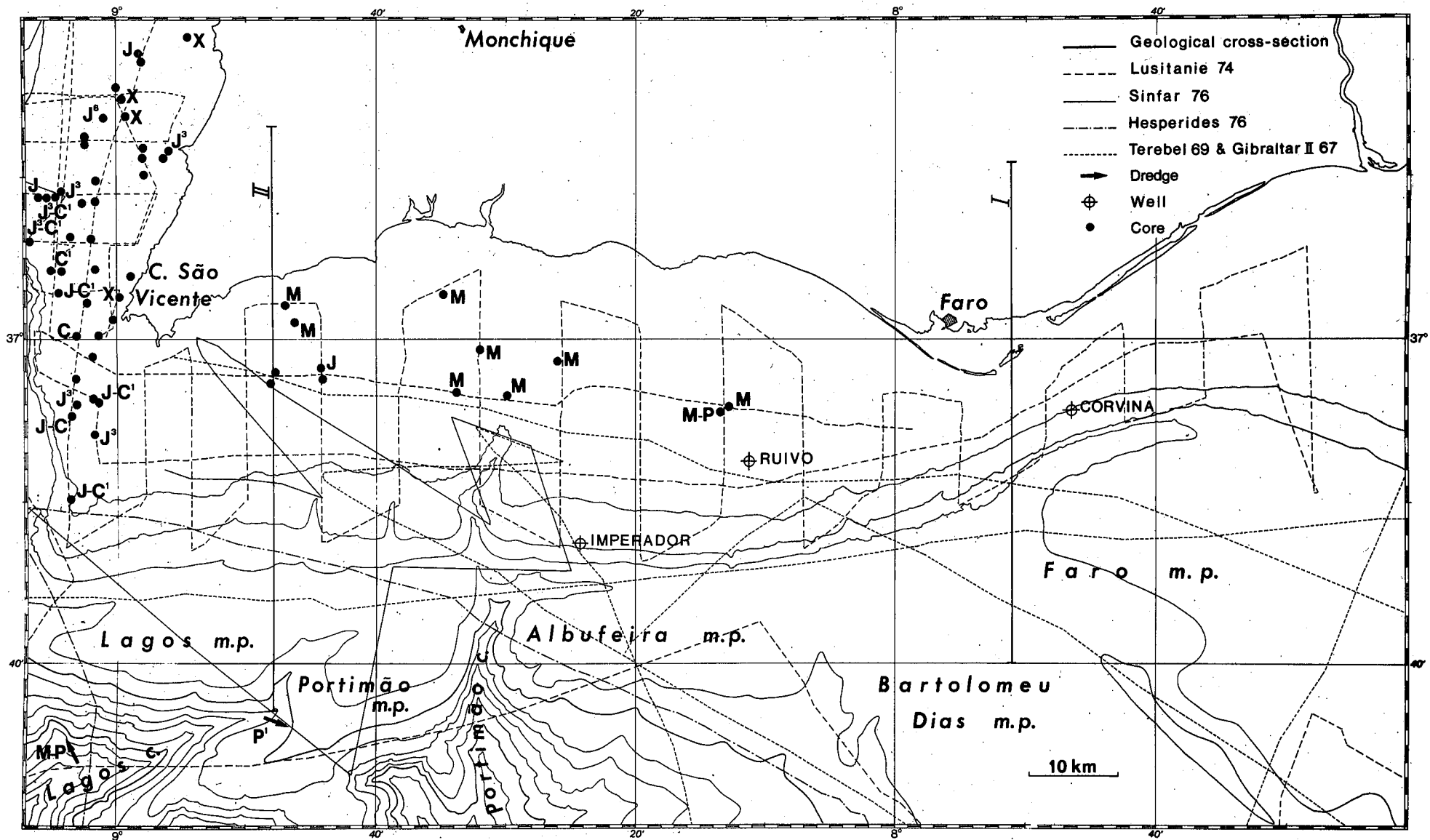


Fig. 3 — Carte géologique de la marge occidentale (au large du Baixo Alentejo). Voir légende pages suivantes



LÉGENDE: X (socle hercynien); J (Jurassique); J³ (Jurassique supérieur); C¹ (Crétacé inférieur); M (Miocène); P (Pliocène); P¹ (Pliocène inférieur); les carottages non datés correspondent à des dolomies ou à des grès azoïques probablement mésozoïques; m.p. (plateau marginal); C (cap); c (canyon).

Fig. 4 — Carte bathymétrique de la marge méridionale (au large de l'Algarve) par J. R. Vanney (espacement des isobathes: 200 m). Plan de position des profils sismiques. Situation des prélèvements et des coupes géologiques (voir pages suivantes)

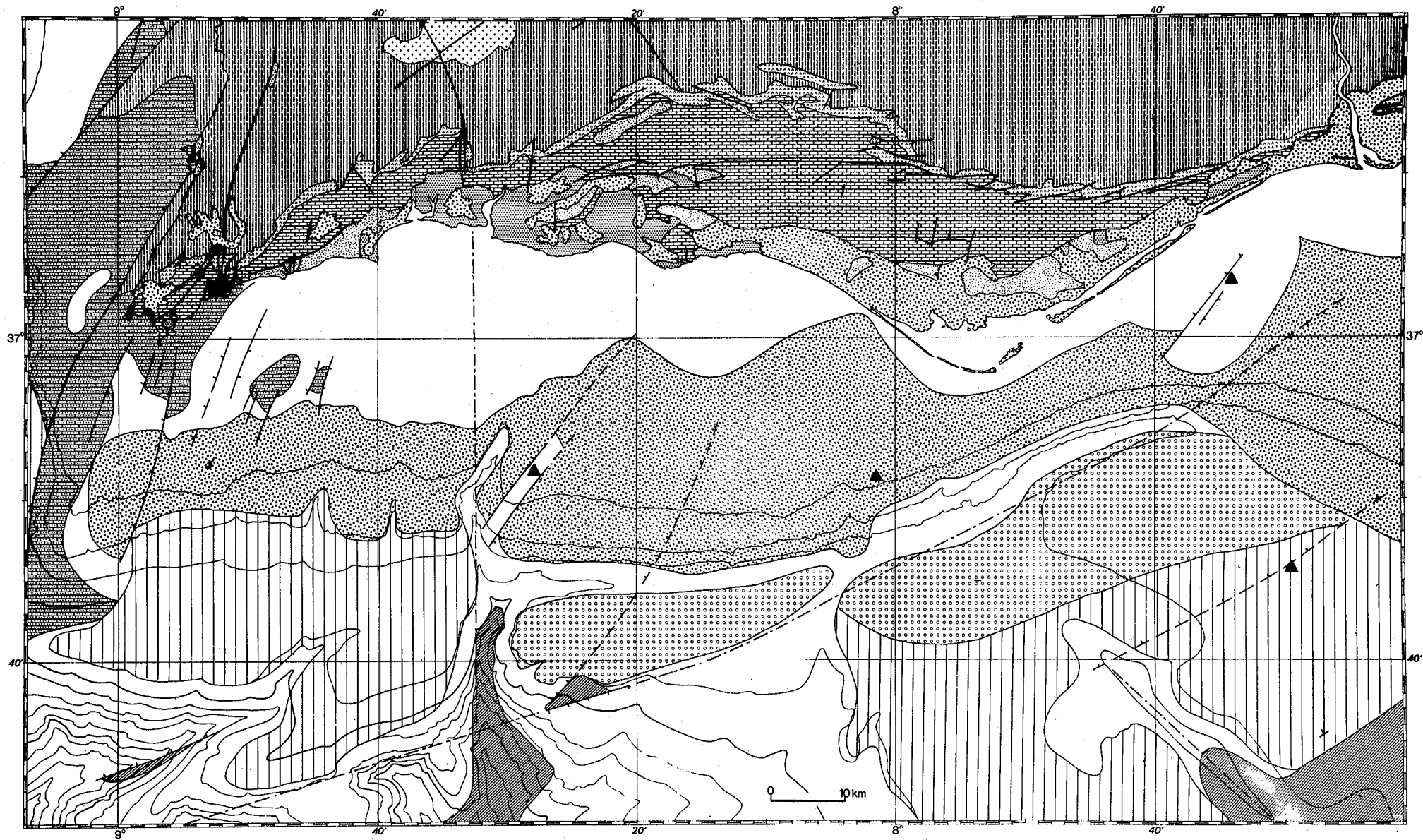
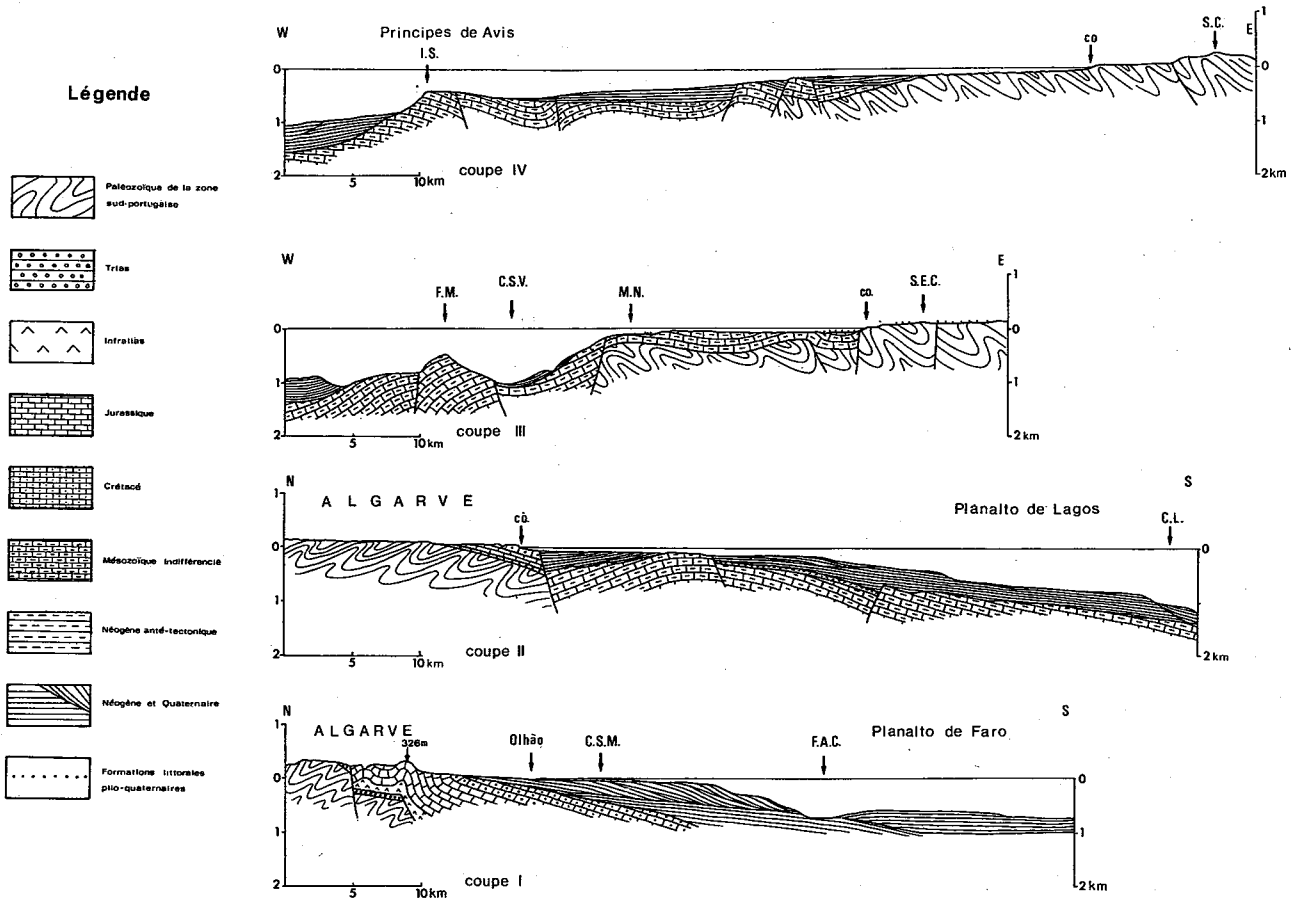
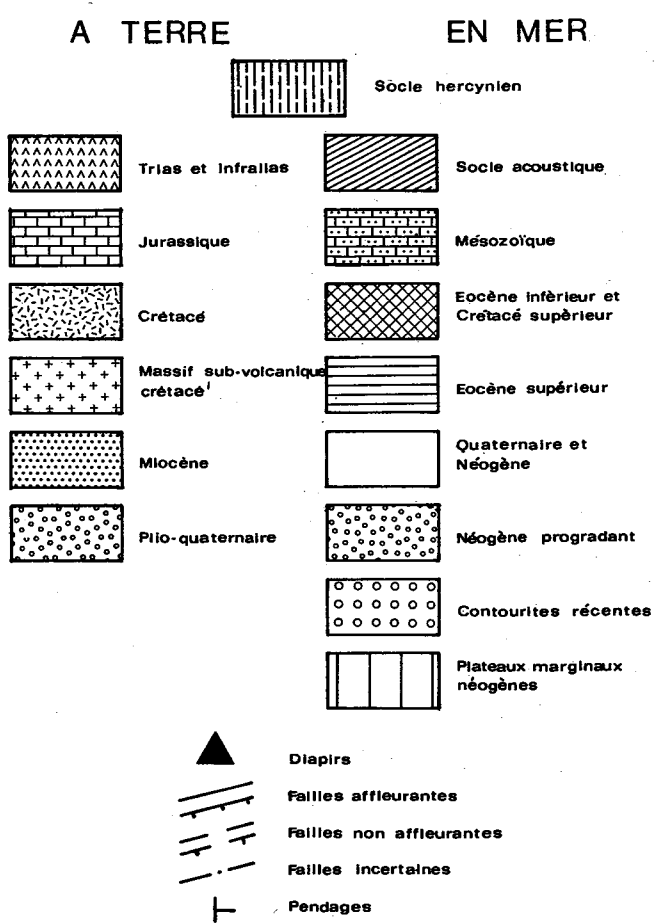


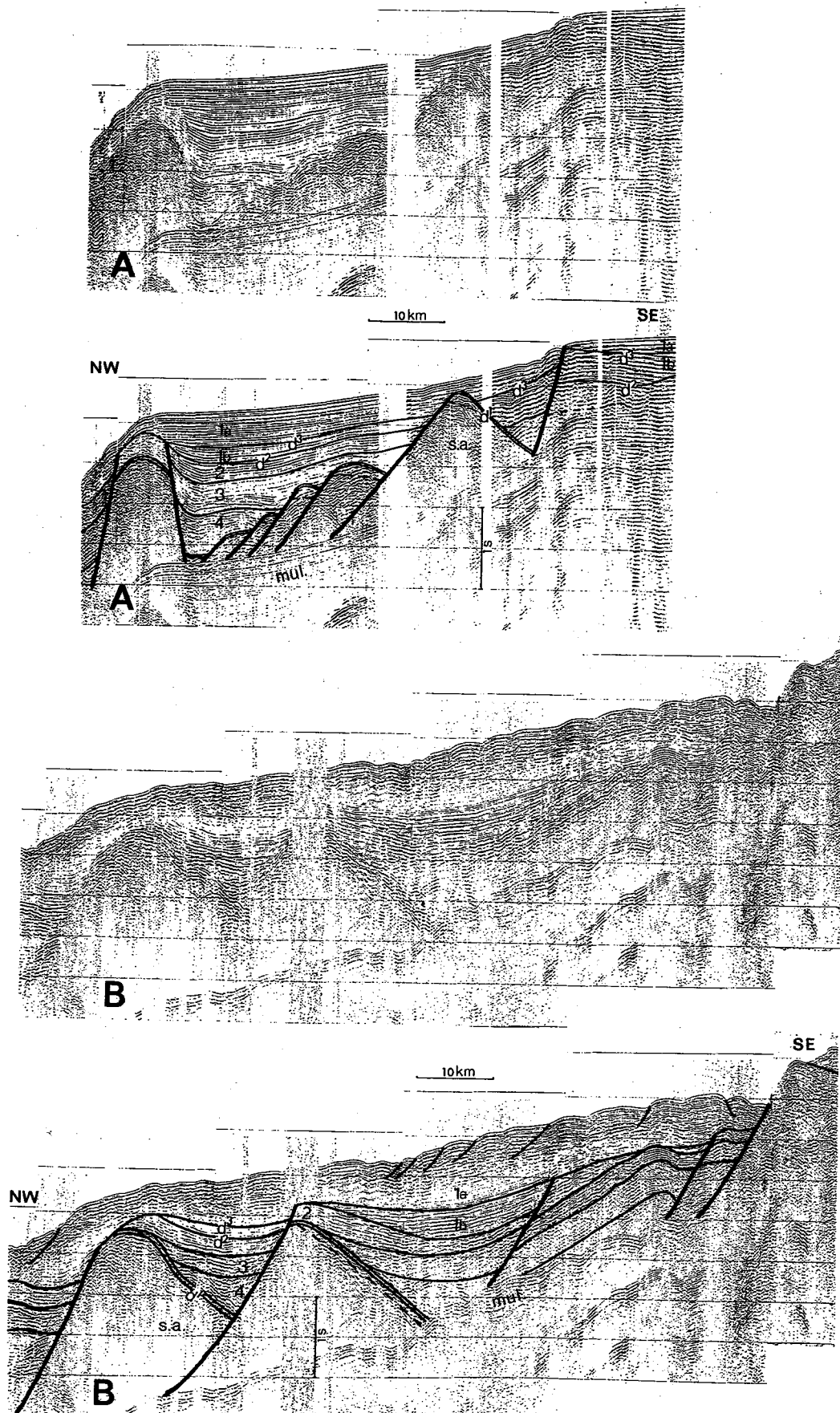
Fig. 5 — Carte géologique de la marge méridionale (au large de l'Algarve). Voir légende page suivante



Coupes géologiques schématiques (position sur les figures 2 et 4) et leur légende



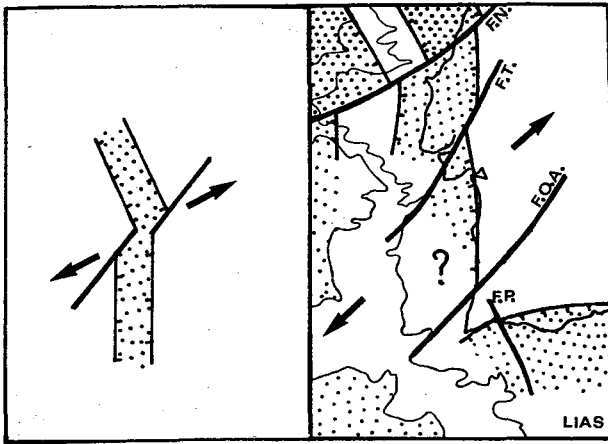
Légende des cartes géologiques (figures 3 et 5)



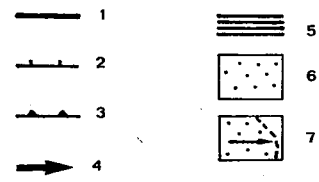
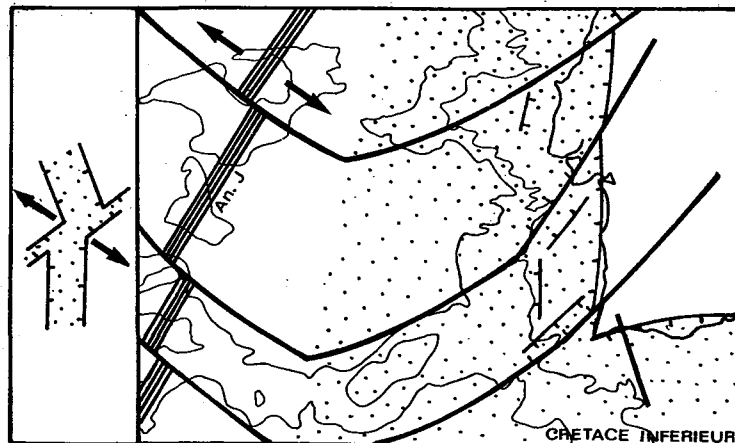
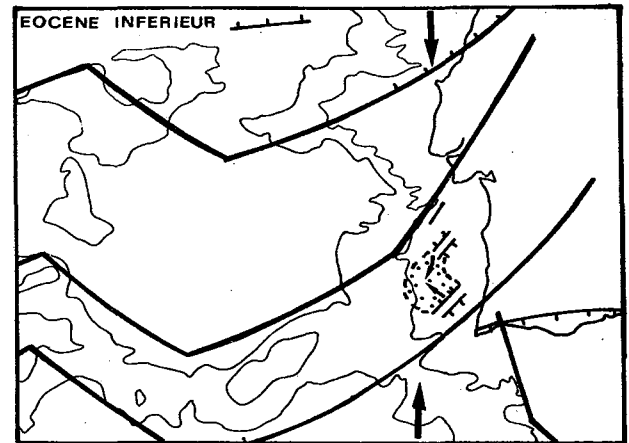
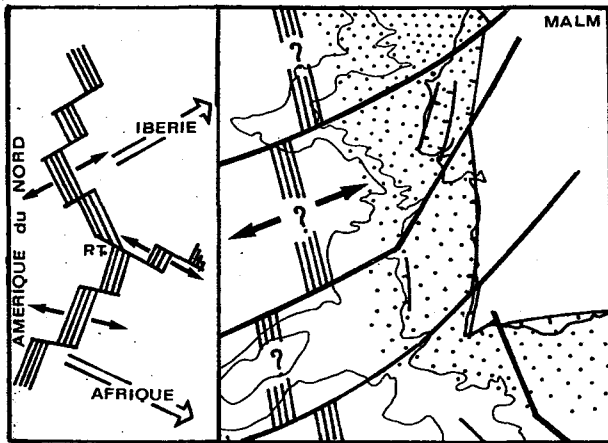
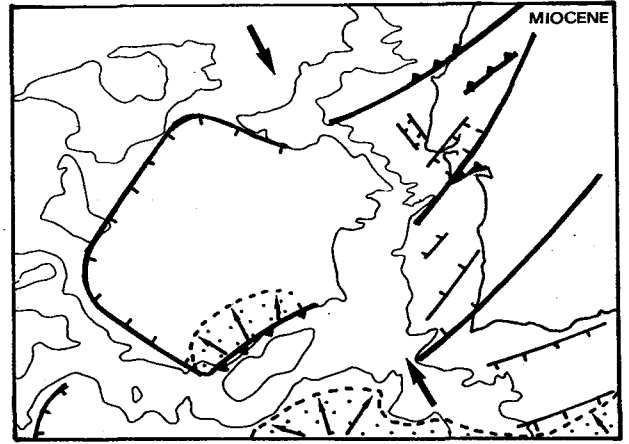
LÉGENDE: s.a. (socle acoustique); mul. (multiple).

Fig. 6 — Profils sismiques A et B (voir position sur la figure 2) et leur interprétation. Sur ces deux coupes on voit clairement des blocs basculés à l'origine de la discordance néocimmérienne (d^1). Lors des compressions alpines, certains de ces demi-horsts ont été repris en compression (d^2 : discordance éocène inférieur; d^3 : discordance oligocène ou miocène moyen). Les différentes formations ont été notées selon la terminologie adoptée par J. L. AUXIETRE et J. P. DUNAND (1978): 1a (Miocène supérieur et Pliocène); 1b (Eocène supérieur à Miocène inférieur); 2 (Crétacé supérieur et Eocène inférieur); 3 (Albo-Cénomanién); 4 (Néocomien et Aptien)

RIFTINGS



COMPRESSIONS



LÉGENDE: 1 (faille ou direction transformante); 2 (faille normale ou flexure); 3 (faille inverse); 4 (orientation des contraintes); 5 (dorsale océanique); 6 (bassin sédimentaire); 7 (olistostrome); F.N. (faille de Nazaré); F.T. (faille du Tage); F.O.A. (faille d'Odemira-Ávila); F.P. (faille de Portimão); P.T. (point triple); An. (anomalie).

Fig. 7 — Évolution schématique de la marge sud-portugaise et du domaine océanique adjacent

— dans la croûte océanique, la remobilisation d'une faille transformante fossile probable [subduction d'une lithosphère océanique sous le banc de Gorringe (PURDY, 1975; BONNIN, 1978)].

Entre ces accidents chevauchants ont existé de vastes compartiments moins déformés où les reliefs se sont rajeunis et où les bassins se sont affaissés (les plaines abyssales en particulier) par suite du jeu de failles ou de flexures. Au Tortonien, une phase de compression et l'apparition d'importantes dénivelées ont provoqué la mise en place d'une grande nappe de glissement (olistostrome de Gibraltar; BONNIN et al., 1975) qui prolongea les zones externes des Cordillères bétiques jusque dans la plaine abyssale du Fer-à-Cheval (fig. 7).

2.4. LA NÉOTECTONIQUE

Au Néogène supérieur, la subsidence des bassins et le rajeunissement des reliefs se sont poursuivis. Ainsi, au pied de la faille de Faro (fig. 5), les séries récentes ont comblé un important bassin dont les assises néogènes ont été déformées vers le Sud, à l'approche du banc du Guadalquivir qui fut donc resoulevé au Quaternaire (MALOD et MOUGENOT, 1979). Sur la marge occidentale, les horsts NE-SW ont encore contrôlé la répartition des séries récentes et sont limités par des failles qui semblent affecter tout le Néogène.

La sismicité actuelle est diffuse. Elle montre qu'il n'existe pas, dans cette région, de frontière nette entre l'Afrique et l'Ibérie (sauf à proximité du banc de Gorringe et plus à l'Ouest), mais que le rapprochement probablement très lent de ces deux plaques déforme une grande partie de la lithosphère, en provoquant le rejeu des accidents anciens qui se comportent comme des zones de faiblesse à l'égard de la compression (HATZFELD, 1976). Bien qu'actuelle, cette image nous donne une idée probablement fidèle du mécanisme de la déformation au Cénozoïque qui, déjà, était contrôlée par les fractures anciennes.

VI — RÉSUMÉ ET CONCLUSION

Schématisée, l'histoire de la marge sud-portugaise comprend six événements majeurs (fig. 7):

— au Trias supérieur et à l'Infralias, après un important soulèvement permo-triasique, se produit une distension post-tectonique à l'origine de vastes bassins molassiques.

En Algarve et sur la marge méridionale, s'individualise un bassin E-W. Sur la marge occidentale en revanche, cet événement est beaucoup moins apparent;

— au Lias, après un épisode de volcanisme, se sont probablement individualisés, au sein des bassins déjà formés, des rifts continentaux qui sont probablement enfouis sous la marge actuelle;

— au Jurassique supérieur, après la subsidence de la fin du Lias et du Dogger que nous interprétons comme un effet de la détumescence de la lithosphère, débute un second épisode de «rifting». Sur la marge occidentale, s'individualise un rift N-S situé dans le prolongement de la «fosse mésozoïque» portugaise. En Algarve, cet événement provoque un soulèvement de la partie occidentale tandis qu'une évolution subsidente normale se poursuit dans la partie orientale et au-delà, dans les zones externes des Cordillères bétiques;

— au Crétacé inférieur, une extension, sans doute oblique par rapport à la précédente, provoque une importante reprise du «rifting». Sur la marge occidentale, le «rift» du Jurassique supérieur et ses directions transformantes (NE-SW) sont alors repris en distension (bascullement des blocs et discordance néocimmérienne). Au large de la marge occidentale, cette distension aboutit pour la première fois à la création d'une croûte océanique bien identifiée;

— à l'Eocène inférieur, après la subsidence du Crétacé supérieur et du Paléocène (nouvelle détumescence lithosphérique), la marge sud-portugaise, située dans l'avant-pays des Cordillères bétiques, est affectée par une compression qui remobilise les fractures anciennes;

— au Néogène enfin, après un soulèvement à l'Oligocène, des phases alternées de compression et de distension permettent le dépôt d'épaisses séries, bien développées sur la marge méridionale, et leur déformation au Miocène ou plus récemment, à l'emplacement des anciennes fractures à nouveau remobilisées.

REMERCIEMENTS

Nous remercions G. Boillot. Il fut l'initiateur de ce travail; il nous a conseillés et a critiqué notre manuscrit. Notre reconnaissance va aussi à toutes les personnes qui ont participé en mer à la collecte des données et aux organismes qui ont financé ces campagnes: le C. N. R. S. (soutien financier de l'ATP IPOD et de l'ATP Géodynamique), le C. N. E. X. O., l'Instituto Hidrográfico de Portugal et le Serviço de Fomento Mineiro.

BIBLIOGRAPHIE

- ARTHAUD, F. et MATTE, Ph. (1975) — *Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation.* Tectonophysics, 25, pp. 139-171.
- AUXIETRE, J. L. et DUNAND, J. P. (1978) — *Géologie de la marge ouest-ibérique (au Nord de 40° N): le banc de Galice, les montagnes de Vigo, de Vasco da Gama et de Porto.* Thèse 3^è cycle, Paris, 216 pp.
- BALDY, Ph. (1977) — *Géologie du plateau continental portugais au Sud du cap de Sines.* Thèse 3^è cycle, Paris, 120 pp.
- BALDY, Ph., BOILLOT, G., DUPEUBLE, P. A., MALOD, J., MOITA, I. et MOUGENOT, D. (1977) — *Carte géologique du plateau continental sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadix).* Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XIX, n° 4, pp. 703-724.
- BALDY, Ph., BOILLOT, G., MOITA, I. et MOUGENOT, D. (1975) — *Structure géologique du plateau continental sud-portugais.* C. R. Acad. Sc., Paris, t. 271, série D, pp. 1063-1066.
- BALDY, Ph., DUPEUBLE, P. A., FANTINET, D. et MOITA, I. (1976) — *Stratigraphie des terrains affleurant sur le plateau continental sud-portugais.* 4^è Réunion. Ann. Sci. Terre, Paris, p. 28.
- BENKHELIL, J. (1976) — *Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères bétiques (Espagne).* Thèse 3^è cycle, Nice, 180 pp.
- BERTHOU, P. Y. (1973) — *Le Cénomaniens de l'Estremadura portugaise.* Mem. Serv. Géol. Portugal, Lisboa, N. S., n° 23, 169 pp.
- BIJU-DUVAL, B., DERCOURT, J. et LE PICHON, X. (1977) — *From the Tethys ocean to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system.* Int. Symp. Struct. Hist. Mediter. Bas., Split, ed Technip, Paris, pp. 143-164.
- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P. A., HENNEQUIN-MARCHAND, I., LAMBOY, M., LEPRETRE, J. P. et MUSELLEC, P. (1974b) — *Le rôle des décrochements «tardi-hercyniens» dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'Ouest et au Nord de la Péninsule ibérique.* Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), vol. XVI, fasc. 1, pp. 75-86.
- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P. A. et MOUGENOT, D. (1974a) — *Géologie du plateau continental portugais entre le cap Carvoeiro et le cap de Sines.* C. R. Acad. Sc., Paris, t. 279, série D, pp. 887-890.
- BOILLOT, G., DUPEUBLE, P. A. et MUSELLEC, P. (1975) — *Carte géologique du plateau continental nord-portugais.* Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XVII, n° 4, pp. 422-480.
- BOILLOT, G., MOUGENOT, D. et al. (1978) — *«Carta geológica da plataforma continental» du Portugal au 1/1 000 000 accompagnée de sa notice explicative.* Serv. Geol. Portugal et Inst. Hidro., Lisboa.
- BONNIN, J. (1978) — *Evolution géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar.* Thèse d'Etat, Paris, 144 pp.
- BONNIN, J., OLIVET, J. L. et AUZENDE, J. M. (1975) — *Structure en nappe à l'Ouest de Gibraltar.* C. R. Acad. Sc. Paris, t. 280, série D, pp. 559-562.
- CYAGOR (1977) — *Le banc de Goringe (SW Portugal), un fragment de manteau et de croûte océanique reconnu par submersible.* C. R. Acad. Sc. Paris, t. 285, série D, pp. 1403-1406.
- DUPEUBLE, P. A., BOILLOT, G., LAMBOY, M., MAUFFRET, A. et MOUGENOT, D. (1977) — *Le passage Jurassique-Crétacé sur la marge continentale atlantique de la Péninsule Ibérique.* 5^è Réunion. Ann. Sc. Terre, Rennes, p. 210.
- FERAUD, G., BONNIN, J., OLIVET, J. L., AUZENDE, J. M. et BOUGAULT, H. (1977) — *Sur quelques datations du volcanisme alcalin de la ligne Açores-Gibraltar et leur contexte géodynamique.* C. R. Acad. Sc. Paris, t. 285, série D, pp. 1203-1206.
- GIESEL, W. et SEIBOLD, E. (1968) — *Sedimentechogramm vom ibero-marokhanischen Kontinentalrand.* Sonderdruck aus «Meteor» Forschungsergebnisse, Stuttgart, Reihe C, Heft 1, pp. 53-75.
- GROUPE D'ETUDE DE LA MARGE CONTINENTALE (1977) — *Campagne Hespérides 76.* 5^è Réunion. Ann. Sc. Terre, Rennes, p. 258.
- GROUPE SCIENTIFIQUE DU CENTRE Océanologique de Bretagne (1971) — *Campagne Noratlante (3 août-2 novembre 1969).* Publication du C. N. E. X. O., Paris.
- HAGUENAUER, B. (1973) — *Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du bassin du Tage au Portugal.* Thèse d'Etat, Nancy, 289 pp.
- HATZFELD, D. (1976) — *Étude de la sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar.* Ann. Géophys., t. 32, fasc. 1, pp. 71-85.
- KUDRASS, H. R. (1973) — *Sedimentation am Kontinentalhang vor Portugal und Marokko im Spätpleistozän und Holozän.* Sonderdruck aus «Meteor» Forschungsergebnisse, Stuttgart, Reihe C, 13, pp. 1-63.
- LAUGHTON, A. S., ROBERTS, D. G. et GRAVES, R. (1975) — *Bathymetry of the northeast Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to southwest Europe.* Deep-Sea Research, vol. 22, pp. 791-810.
- MALOD, J. A. et MOUGENOT, D. (1979) — *L'histoire géologique néogène du golfe de Cadix.* Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XXI, n° 5, pp. 603-611.
- MANSPEIZER, W., PUFFER, J. H. et COUSMINER, H. L. (1978) — *Separation of Morocco and eastern North America: a Triassic-Liassic stratigraphic record.* Geol. Soc. Amer. Bull., vol. 89, pp. 901-920.
- MOUGENOT, D. (1976) — *Géologie du plateau continental portugais (entre le Cap Carvoeiro et le cap de Sines).* Thèse 3^è cycle, Rennes, 140 pp.
- MOUGENOT, D. et VANNEY, J. R. (1978) — *Cartographie géomorphologique de la plate-forme continentale du Portugal et de ses abords.* Bull. Soc. Géol. Fr., (7), t. XX, n° 5, pp. 785-789.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R. B., RUGET, C. et TINTANT, H. (1972) — *Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale.* Bol. Soc. Geol. Portugal, vol. XVIII, pp. 73-104.
- OLIVET, J. L. (1978) — *Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central.* Thèse d'Etat, Paris, 230 pp.
- PALAIN, C. (1976) — *Une série détritique terrigène, les «grès de Silves»: Trias et Lias inférieur du Portugal.* Mem. Serv. Geol. Portugal, 25, 377 pp.
- PARSONS, B. et SCLATER, J. G. (1977) — *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age.* J. G. R., vol. 82, n° 5, pp. 803-827.
- PRATSCH, J. C. (1958) — *Stratigraphische-Tecktonische untersuchungen um Mesozoikum vom Algarve (sud-Portugal).* Beihefte zur Geolog. Jahrb., h. 30, 123 pp.

- PURDY, G. M. (1975) — *The Eastern End of the Azores-Gibraltar Plate Boundary*. Geophys. J. R. Astr. Soc., 43, pp. 973-1000.
- REY, J. (1972) — *Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadure (Portugal)*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 21, 477 pp.
- REY, J. et RAMALHO, M. (1973) — *Le Crétacé inférieur de l'Algarve occidentale (Portugal)*. Com. Serv. Geol. Portugal, t. LVII, pp. 155-181.
- ROBERTS, D. G. et STRIDE, A. H. (1968) — *Late Tertiary Slumping on the Continental Slope of Southern Portugal*. Nature, vol. 217, pp. 48-50.
- ROCHA, R. B. (1976) — *Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve occidental*. Ciências da Terra (U. N. L.), Lisboa, n.º 2, 178 pp.
- SEIFERT, H. (1963) — *Beiträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal*. Geol. Jahrbuch, vol. 81, pp. 277-344.
- UCHUPI, E., EMERY, K. O., BOWIN, C. O. et PHILLIPS, J. O. (1976) — *Continental margin off Western Africa: Senegal to Portugal*. The Amer. Ass. of Petro. Geol. Bull., vol. 60, n.º 5, pp. 809-878.
- VANNEY, J. R. et MOUGENOT, D. (à paraître en 1980) — *La plate-forme continentale portugaise et les provinces adjacentes. Analyse géomorphologique*. Mem. Serv. Geol. Port., Lisboa.
- VIRGILI, C. et al. (1977) — *Triasico y Permico de España*. Cuadernos de Geologia Ibérica, Madrid, n.º 4.
- ZBYSZEWSKI, G. (1949) — *Contribution à la connaissance du Pliocène portugais*. Com. Serv. Geol. Portugal, t. XXX, pp. 5-24.
- ZBYSZEWSKI, G. et BARRETO DE FARIA, J. (1971) — *O sal-gema em Portugal metropolitano; suas jazidas, características e aproveitamento*. Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min., vol. XX, fasc. 1-2, pp. 5-106.

OBSERVATIONS ET RÉPONSES

Mr. REY — Est-ce-que, à l'échelle de l'Atlantique Nord, vos reconstitutions paléogéographiques peuvent être maintenues sans difficultés majeures dans l'hypothèse d'une plaque ibérique n'occupant pas au Mésozoïque une position méridienne fondamentalement différente de la position actuelle (c'est-à-dire sans envisager un coulisage de l'ordre de 4000 km de long d'une faille nord-pyrénéenne)?

Mr. MOUGENOT — Il est certain que les données connues à terre dans le Jurassique des Pyrénées (identité des séries de part et d'autre de la faille nord-pyrénéenne), dans le Crétacé inf. du bassin d'Aquitaine et du Nord de l'Espagne (grabens très subsidents décalés par des failles NE-SW) et dans le Crétacé sup. du bassin lusitanien (accident de Nazaré delimitant un compartiment plus subsident au Nord) sont contradictoires avec une ouverture du golfe de Gascogne au Crétacé par un coulisage le long de la faille nord pyrénéenne (modèle Galdeano-Le Pichon). Il est donc probable que la Peninsule Ibérique occupait, au moins à partir du Jurassique, une position méridienne proche de l'actuelle; le golfe de Gascogne s'est alors ouvert ou rouvert selon des failles transformantes peut-être NE-SW. En ce cas, il faut imaginer qu'à la fin du Permien ou au Trias, s'est produit soit une ouverture soit un coulisage amenant la Peninsule Ibérique de la position très occidentale où elle était par rapport à l'Europe à la fin du Paléozoïque, à une position plus orientale proche de sa position actuelle.