

# MEMÓRIAS

DOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL

LA PLATE-FORME CONTINENTALE  
DU PORTUGAL  
ET LES PROVINCES ADJACENTES:  
ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE

par

*Jean-René VANNEY<sup>°</sup> et Denis MOUGENOT<sup>°°</sup>*

NUMERO 28

LISBOA 1981

Director: *Delfim de Carvalho*

Comissão Editorial: *J. H. Monteiro, A. Ribeiro, G. Zbyszewski*

Responsável: *M. Fátima Beato*

Endereço: R. Academia das Ciências, 19-2.º — 1200 Lisboa — Portugal

# MEMÓRIAS

DOS

SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL

N.º 28

LA PLATE-FORME CONTINENTALE  
DU PORTUGAL  
ET LES PROVINCES ADJACENTES:  
**ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE**

par

*Jean-René VANNEY\* et Denis MOUGENOT\*\**

LISBOA

1981

---

\* Département de Géologie Dynamique; Institut de Géographie, Université de Paris-Sorbonne, 191, rue Saint-Jacques 75005 PARIS.

\*\* Département de Géologie Dynamique, Université P. et M. Curie, 4, place Jussieu 75230 PARIS Cedex 05.

## TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS . . . . .	9
RESUME . . . . .	11
SUMMARY . . . . .	15
RESUMO . . . . .	19
INTRODUCTION . . . . .	23
Les données . . . . .	23
Le cadre structural . . . . .	24
Le milieu morphologique . . . . .	25
L' environnement océanique . . . . .	26
CHAPITRE PREMIER	
LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU MINHO ET DE LA BEIRA LITORAL . . . . .	29
I—LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU MINHO . . . . .	29
1. L'arrière-pays . . . . .	29
2. La ceinture côtière . . . . .	30
3. Le socle submergé . . . . .	30
4. La plate-forme interne . . . . .	30
5. La plate-forme externe . . . . .	31
II—LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE LA BEIRA LITORAL . . . . .	31
1. La plaine maritime . . . . .	32
2. Le domaine infra-littoral . . . . .	32
3. La plate-forme . . . . .	33
CHAPITRE DEUXIEME	
LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE L'ESTREMADURA . . . . .	35
I—LA PLATE-FORME CONTINENTALE AU NORD DE LISBOA . . . . .	36
1. Le plateau littoral . . . . .	36
2. Le Canhão da Nazaré . . . . .	36

a) La rive septentrionale . . . . .	37
b) La rive méridionale . . . . .	37
c) Le problème de l'origine . . . . .	38
3. Le promontoire de l'Estremadura . . . . .	39
a) La plate-forme interne . . . . .	40
α) La région des plateaux . . . . .	40
β) La région des bassins . . . . .	41
b) La plate-forme externe . . . . .	41
<b>II — LA PLATE-FORME CONTINENTALE AU SUD DE LISBOA . . . . .</b>	<b>42</b>
1. L'arrière-pays . . . . .	42
2. Le rivage . . . . .	43
3. Le domaine infra-littoral . . . . .	43
4. La plate-forme . . . . .	44
a) La définition des surfaces . . . . .	44
b) L'étude des paléo-vallées . . . . .	45
α) Localisation . . . . .	45
β) Agencement . . . . .	45
γ) Forme . . . . .	45
δ) Fossilisation . . . . .	46
5. Le rebord, la pente et les canyons . . . . .	46
a) La pente septentrional . . . . .	46
b) La pente méridionale . . . . .	46
c) La pente centrale et les vallées sous-marines . . . . .	47

## CHAPITRE TROISIEME

<b>LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU BAIXO ALENTEJO ET DE L'ALGARVE . . . . .</b>	<b>51</b>
<b>I — LA PLATE-FORME CONTINENTALE OCCIDENTALE (BAIXO ALENTEJO) . . . . .</b>	<b>51</b>
1. Le plateau littoral . . . . .	52
2. La haute plate-forme . . . . .	52
a) La partie interne . . . . .	52
b) La partie externe . . . . .	53
3. La basse plate-forme . . . . .	53
4. Le Canhão de São Vicente . . . . .	54
<b>II — LA PLATE-FORME CONTINENTALE MERIDIONALE (ALGARVE) . . . . .</b>	<b>55</b>
1. La Basse Algarve . . . . .	55
2. La plate-forme continentale . . . . .	56
3. Les plateaux marginaux . . . . .	57

## CHAPITRE QUATRIEME

LES PROBLEMES D'UNE FAÇADE ATLANTIQUE . . . . .	59
<b>I—RECENSEMENT DES RELIEFS . . . . .</b>	<b>60</b>
1. Les formes modelées . . . . .	60
a) Les deltas profluviatiles . . . . .	60
b) Les glacis d'épandage . . . . .	60
c) Les nappes sédimentaires . . . . .	60
d) Les surfaces de progradation . . . . .	61
e) Les rides de contourite . . . . .	61
f) Les rivages submergés . . . . .	61
g) Les vallées fossilisées . . . . .	62
h) Les autres formes de creusement . . . . .	63
2. Les formes structurales . . . . .	64
a) Les massifs éruptifs . . . . .	64
b) Les escarpements de faille . . . . .	64
c) Les escarpements à corniche . . . . .	64
d) Le rebord de la plate-forme . . . . .	65
e) Les plateaux structuraux . . . . .	66
3. Les formes aplanies . . . . .	66
a) Le dispositif septentrional . . . . .	66
b) Le dispositif central . . . . .	68
c) Le dispositif méridional . . . . .	69
<b>II—ESSAI DE RECONSTITUTION . . . . .</b>	<b>70</b>
1. L'héritage tardi-hercynien . . . . .	71
a) Un réseau faillé . . . . .	71
b) Un soubassement nivelé . . . . .	71
c) Une croûte amincie . . . . .	72
2. Les morphologies de distension . . . . .	72
a) Un bras de mer . . . . .	72
b) Une plate-forme rudimentaire . . . . .	72
c) Une plate-forme individualisée . . . . .	74
3. Les morphologies de compression . . . . .	74
a) Les soulèvements préliminaires . . . . .	74
b) L'aplanissement généralisé . . . . .	76
c) La nouvelle plate-forme . . . . .	77
d) L'érosion de la plate-forme . . . . .	77
e) L'évolution post-villafranchienne . . . . .	79
<b>BIBLIOGRAPHIE . . . . .</b>	<b>81</b>

## LISTE DES FIGURES ET TABLEAU

1. La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: cadre morphostructural et couverture cartographique
2. Les différentes surfaces remarquables:
  - A. définition des surfaces remarquables sur un profil bathymétrique
  - B. disposition structurale et géographique d'après des profils sismiques
3. Avertissement et légendes des cartes géomorphologiques, des coupes géologiques et géomorphologiques de la plate-forme continentale du Portugal (dépliant)
4. Carte bathymétrique: feuille de Porto
5. Carte morphologique: feuille de Porto
6. Coupes descriptives: feuille de Porto
7. Le Minho: bloc-diagramme
8. Carte bathymétrique: feuille de Figueira da Foz
9. Carte morphologique: feuille de Figueira da Foz
10. Coupes descriptives: feuille de Figueira da Foz
11. Carte bathymétrique: feuille de Nazaré
12. Carte morphologique: feuille de Nazaré
13. Coupes descriptives: feuille de Nazaré
14. La région de Nazaré: bloc-diagramme
15. La tête du Canhão da Nazaré: blocs-diagrammes schématiques
16. Carte bathymétrique: feuille de Peniche
17. Carte morphologique: feuille de Peniche
18. Coupes descriptives: feuille de Peniche
19. Carte bathymétrique: feuille de Lisboa
20. Carte morphologique: feuille de Lisboa
21. Coupes descriptives: feuille de Lisboa
22. Le Canhão de Setúbal: carte bathymétrique détaillée
23. La région de Lisboa-Setúbal: bloc-diagramme
24. Carte bathymétrique: feuille de Sines

25. Carte morphologique: feuille de Sines
26. Coupes descriptives: feuille de Sines
27. Les Montanhas dos Principes de Avis: carte bathymétrique détaillée
28. Carte bathymétrique: feuille de Portimão
29. Carte morphologique: feuille de Portimão
30. Coupes descriptives: feuille de Portimão
31. La région du Cabo de São Vicente: bloc-diagramme
32. Carte bathymétrique: feuille de Faro
33. Carte morphologique: feuille de Faro
34. Coupes descriptives: feuille de Faro
35. Inventaire des reliefs de la plate-forme continentale du Portugal et de ses abords: bloc-diagramme
36. Les formations progradantes
37. Les rides de contourites
38. Types d'agencement des surfaces d'aplanissement
39. Evolution morphostructurale de la plate-forme continentale du Portugal et des provinces adjacentes: tableau synoptique
40. Evolution morphostructurale de la plate-forme continentale du Portugal et des provinces adjacentes: schémas chronologiques
41. Evolution de la plate-forme au Néogène et au Quaternaire.

## AVANT — PROPOS

«Onde a terra se acaba e o mar começa»

(Camões, *Os Lusíadas*, III, 20)

«Un balcon de mer accoté à la lourde et morne Meseta... Une marge effrangée, où la dureté castillane se détrempe dans la mer océane»

(J. Gracq, *Lettrines*, 2, 194)

Qui a admiré les grèves de Nazaré un de ces jours de nortada où la mer brise avec fracas, qui a vu du haut des falaises de São Vicente la pointe abrupte dos Arquizes se précipiter dans la mer, qui a suivi le galbe harmonieux des dunes enserrant les marais de Faro, celui-là ne manquera pas d'être intrigué par la majestueuse disparition de la Meseta ibérique sous les flots atlantiques. Qui peut évoquer dans sa mémoire le souvenir des navigateurs prestigieux qui y ont levé l'ancre, qui sait la place que tient l'océan dans les destinées du Portugal, celui-là s'interrogera sur les prolongements sous-marins de ce pays. Par sa étendue, par la variété de ses structures et de ses reliefs, la *plate-forme continentale du Portugal* méritait que lui soit appliquée une étude particulière. C'est à sa géomorphologie et à celle de ses bordures que ce mémoire est consacré.

Dans l'explication des formes du relief terrestre, il est des domaines qui occupent une place éminente. Les plates-formes continentales sont de ceux-là, car tous les éléments des paysages sous-marins portent la marque des événements qui survinrent sur les terres adjacentes et dans les profondeurs océaniques voisines. Plus qu'ailleurs, celle du Portugal se singularise par la richesse de ses formes et l'importance des problèmes qu'elles posent.

Elle a fait, et continue de faire, l'objet de nombreuses études géologiques en raison de l'intérêt exceptionnel que lui confère sa position géographique et sa disposition structurale. G. Boillot et son équipe lui ont consacré des travaux qui font autorité. Sa sédimentologie commence à être bien connue grâce aux méticuleuses recherches des équipes spécialisées des Serviços geológicos de Portugal et de l'Instituto hidrográfico da marinha. Les levés bathymétriques réalisés par ce dernier organisme ont fait de la plate-forme lusitanienne l'une des mieux sondées de l'Europe. Mais l'interprétation géomorphologique de ses reliefs a eu la part moins belle. Si divers problèmes ont été abordés dans des travaux régionaux auxquels nous ferons référence chemin faisant, les questions de fond n'eurent guère l'heur d'être traitées dans leur généralité. Nous voulons parler de celles qui touchent aux relations et aux formes qui, tout au long de l'histoire géologique, se développèrent sur le rebord atlantique, tour à tour émergé puis submergé, de la Meseta ibérique.

Certes, ce mémoire ne prétend pas avoir décrit tous les reliefs: nous expliquerons dans l'introduction pourquoi nous nous sommes limités principalement aux formes placées sous la commande des structures. Ce travail n'ambitionne pas plus de résoudre tous les problèmes qu'il pose. C'est un essai de reconnaissance destiné à préparer des recherches plus détaillées et plus approfondies. Il résulte d'une pratique de ces régions portant sur plus de cinq ans et est né de la collaboration permanente, en mer comme à terre, d'un géologue et d'un géomorphologue.

Comme tous les mémoires portant sur une région très étendue, celui-ci doit plus à autrui qu'aux auteurs. A la longue liste des collaborateurs scientifiques involontaires cités dans la bibliographie, il convient d'ajouter les noms des personnalités qui nous ont aidés et à qui nous exprimons notre gratitude. Tout au long de ce travail, nous avons bénéficié de la part des spécialistes portugais d'un esprit de collaboration qui ne s'est jamais démenti. Aussi est-ce un agréable devoir de remercier nos collègues des Serviços geológicos de Portugal sans qui ce travail n'eût jamais pu voir le jour (J. H. Monteiro, G. Zbyszewski). Grande est notre dette vis-à-vis des responsables de l'Instituto hidrográfico da marinha qui nous ont généreusement communiqué la totalité de leurs données (Commandants Almeida e Costa et Fiadeiro; I. Moita). Nous n'aurons garde d'oublier les géomorphologues qui ont fait des terres lusitaniennes des hauts-lieux de la morphologie générale et nous ont fait l'honneur de lire ce texte: nos collègues P. Birot (Université de Paris-Sorbonne) et, avec un soin particulier, S. Daveau (Centro de estudos geográficos, Lisboa) ont pesé chacune de nos affirmations et rectifié maintes erreurs. Une vive reconnaissance nous lie à G. Boillot (Université Pierre et Marie Curie, Paris) qui, nous faisant bénéficier de son expérience, a suivi et aidé toutes les étapes de nos recherches.

Enfin, qu'il nous soit permis de dédier fraternellement ce modeste travail à tous les hommes de mer du Portugal. Qu'il puisse susciter de leur part des recherches un peu moins sommaires que celle-ci, qu'en hommage nous leur offrons\*.

Jean-René VANNEY

Denis MOUGENOT

## RESUME

### INTRODUCTION

Le domaine étudié couvre une superficie égale au tiers du Portugal. L'analyse géomorphologique est intégrée à celle d'un ensemble plus étendu comprenant la ceinture littorale et les étages bathymétriques inférieurs.

Les données provenant des sondages bathymétriques et sismiques sont interprétées sous la forme d'une double série des huit cartes bathymétriques et géomorphologiques (fig. 1), accompagnées de coupes descriptives. Une attention particulière a été portée à l'identification des surfaces planes (fig. 2). Les reliefs sont cartographiés en utilisant les signes conventionnels définis sur la figure 3.

Le cadre structural est commandé par la présence d'un socle ancien (la Meseta Ibérique) compartimenté par un réseau de fractures entrecroisées (tardi-hercyniennes), soumises à des rejeux permanents imposés par l'ouverture de l'Atlantique et la fermeture de la Mésogée.

Le milieu morphologique est caractérisé par un étagement de gradins d'origine variée et dont le plus large constitue la plate-forme continentale.

L'environnement océanique impose un modelé littoral et sous-marin associant les courants de marée et de houles et, plus profondément, le courant de contour provenant du Déroit de Gibraltar.

### CHAPITRE I — LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU MINHO ET DE LA BEIRA LITORAL

L'individualité régionale est déterminée par: 1) la disposition des reliefs en zones parallèles au rivage, 2) la simplicité relative de la structure monoclinale, et 3) la similitude de l'encadrement constitué par le rebord de la Meseta fortement surélevée et la pente continentale découpée en panneaux.

#### I — La plate-forme continentale du Minho (fig. 4 à 7) comprend:

1. L'arrière-pays caractérisé par des surfaces étagées (culminantes et périphériques), entaillées dans le socle ancien.
2. La ceinture côtière formée par l'alternance de falaises, de petites plaines maritimes en partie occupées par un glaciais polygénique, et de rias étroites.
3. Le socle submergé, au Nord du Rio Cávado, accidenté par des pointements rocheux disposés en un double alignement de hauts-fonds, et par des falaises submergées.
4. La plate-forme interne est envahie par un vaste épandage détritique, vraisemblablement formé par le remaniement des prolongements du glaciais polygénique. Il repose sur un aplanissement tranchant le socle et la couverture crétacée.
5. La plate-forme externe est une succession discontinue de plateaux étroits, bordés de reliefs à corniche ou de talus, découpés dans les niveaux plus résistants du Sénonien, au-dessus de la surface d'aplanissement. Le rebord de plate-forme est vigoureusement marqué par des escarpements de faille localement festonnés par les ravins qui affluent au Canhão de Porto.

II — La plate-forme continentale de la Beira Litoral (fig. 8 à 13) est partie intégrante d'une accumulation sédimentaire largement étalée au pied de l'escarpement de faille-flexure qui interrompt brusquement le socle de la Meseta. La zonation comporte les éléments suivants:

1. La plaine maritime est formée par l'épandage de matériaux continentaux et littoraux au cours d'une évolution composite, achevée par la mise en place de cordons littoraux et dunaires accrochés aux caps rocheux dus à la surélévation récente du soubassement nivelé. La régularisation aboutit à la quasi fermeture des anciennes embouchures et à la création d'un rivage rectiligne.
2. Le domaine infra-littoral est un glaciais prolongeant celui du Minho. Il se réduit progressivement vers le Sud et disparaît sous l'influence probable du renforcement des processus de transport.

3. La *plate-forme* proprement dite est supportée par un large fragment de la surface d'aplanissement nivelant le Tertiaire ondulé et faillé. Sa déformation récent d'origine halocinétique est responsable du dégagement des rares accidents qui la surmontent (plateaux ou «brays» typhoniques). L'aplanissement est relayé jusqu'au rebord par des prismes progradants néogènes dont la douce convexité est localement entaillée par la tête du Canhão de Aveiro.

## CHAPITRE II — LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE L'ESTREMADURA

Le grand trapèze sous-marin allant de Nazaré à l'embouchure du Sado est la région clé de la plate-forme portugaise. Elle se différencie de la précédente région par des reliefs plus différenciés et plus complexes, influencés par une trame de dislocations majeures qui ont imposé la formation d'un remarquable réseau de canyons.

I — La *plate-forme continentale au Nord de Lisboa* (fig. 11 à 18) est la partie la plus proéminente qui associe:

1. Le *plateau littoral*, ourlet aplani et partiellement remblayé, est établi en contrebas des serras mésozoïques d'Estremadura. Il est tranché par un rivage escarpé à falaises.

2. Le *Canhão da Nazaré* (fig. 11 à 15) oppose: a) une rive septentrionale plane, modelée en cuesta conformément à la structure monoclinale dirigée vers le Nord; b) à une rive méridionale accidentée par des crêtes structurales, des escarpements de faille parfois retaillés en falaises, et surtout des échines insulaires découpées dans le socle soulevé en horsts (Berlengas) ou chevauchant (Farihões). La morphogénèse de la tête du canyon fut conditionnée par le voisinage d'une importante frontière structurale (l'accident de Nazaré) et le concours de phases de creusement depuis l'Oligocène. Outre l'intervention possible des déversements fluviaux, on doit ranger parmi les processus responsables de l'évidement les cascades de sable entretenues par la convergence des dérives littorales vers la tête du canyon.

3. Le *Promontoire de l'Estremadura* (fig. 16 à 18) est un ensemble massif de plateaux et de cuvettes situé entre les Cabos Carvoeiro et Raso. Il se compose: a) d'une partie interne (jusqu'à l'isobathe de 120 m) où deux unités tabulaires, dominées par les Costeiras de Pero da Covilhã et la Montanha de Camões, ferment la dépression du Mar da Ericeira; b) d'une partie externe en pente douce où alternent des surfaces d'érosion, dénivellées par des failles ou ravinnées, et des nappes sédimentaires. L'intervention locale d'une subsidence articulée par des failles, d'une sous-alimentation en apports sédimentaires et du recul des têtes de canyons pourrait expliquer l'inachèvement partiel de la morphologie.

II — La *plate-forme continentale au Sud de Lisboa* (fig. 19 à 25) est située à l'articulation de la haute Meseta tabulaire (au Nord) et du bassin de remblaiement (au Sud). Elle est profondément entaillée par des canyons et formée par:

1. L'*arrière-pays*, limité par les collines du Pays de Lisboa, les Serras da Arrábida et de Grândola, est composé par les fossés du Tejo et du Sado où les grands glacis polygéniques isolent les plaines estuariennes du Mar da Palha et de la Baía do Sado.

2. Le *rivage* où chacune des baies (Enseadas de Lisboa et de Setúbal) oppose des segments septentrionaux (Costas do Sol et da Arrábida), sculptés en falaises, aux segments méridionaux (Costas da Caparica et da Galé) créés par allongement de cordons littoraux et duinaires.

3. Le *domaine infra-littoral* est surmonté par deux deltas profluviaux, celui du Tejo, bien développé, et celui du Sado, plus embryonnaire. Leurs parties sommitales sont occupées par des barres aux bancs et aux chenaux instables.

4. La *plate-forme*, remarquablement étroite, est faite de surfaces à facettes où se succèdent les formes d'aplanissement (à l'amont) et de progradation (à l'aval). Elles sont entaillées par des réseaux serrés de paléovalées comblées, creusées par le recul des têtes de canyons.

5. Le *rebord, la pente et les canyons* constituent des ensembles tantôt rectilignes en raison de leur origine tectonique (au Nord), tantôt sinueux et formés par les fronts des surfaces de progradation (au Sud). Dans la partie centrale prédomine la triple indentation des Canhões de Cascais, de Lisboa et de Setúbal (fig. 22, 23). L'origine de leurs têtes, quoique largement influencée par le tracé des failles, doit aussi être attribuée à des phénomènes d'érosion régressive produits par des mouvements de masse, puis des courants littoraux lors des oscillations récentes du niveau marin.

## CHAPITRE III — LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU BAIXO ALENTEJO ET DE L'ALGARVE

Influencée par la proximité de la zone d'affrontement entre l'Afrique et l'Espagne, et située dans le prolongement des serras sud-portugaises basculées vers le Sud, la plate-forme méridionale fut astreinte à une subsidence active qui explique la réduction de sa largeur et la pluralité des plateaux marginaux affaissés en contrebas.

I — La *plate-forme continentale occidentale (Baixo Alentejo)* (fig. 24 à 31) se distingue par le médiocre étagement des reliefs, parfois confondus en une sorte de grand plan doucement incliné du rivage jusqu'à plus de 1000 m de profondeur. Trois domaines cependant apparaissent:

1. Le *plateau littoral*, aplani et localement couvert de nappes détritiques diverses, est découpé en falaises vives, parfois élevées.

2. La *haute plate-forme* est un étroit replat comprenant: a) une partie interne (jusqu'à 120 m) modelée au Nord de la Ponta da Arrifana dans le socle où sont conservées des anciennes falaises et des platiers d'abrasion; au Sud de la Ponta s'étend un plateau massif, taillé dans le Mésozoïque, et bordé par un escarpement à corniche modérément festonné; b)

une partie externe, plus récente, où le socle et la couverture peuvent entièrement disparaître sous une banquette de progradation néogène formant un talus convexe faiblement marqué.

3. *La basse plate-forme*, entre 200 et 700 m, est un large plateau d'accumulation peu incliné, dépourvu de rebord externe, sauf aux extrémités nord et sud où les Montanhas dos Príncipes de Avis (fig. 25, 27) et dos Descobridores (fig. 29), ceinturées de lignes de corniches étagées, illustrent un brusque relèvement vers le large des structures profondes. L'ensemble du plateau inférieur est le vestige d'une ancienne plate-forme continentale façonnée de l'Éocène supérieur au Miocène inférieur et affaissée au cours du Miocène supérieur.

4. *Le Canhão de São Vicente* (fig. 29, 31) diffère des autres canyons par la largeur de sa vallée, ouverte le long d'un graben, et partiellement remblayée dans sa partie orientale.

II — **La plate-forme continentale meridionale (Algarve)** (fig. 28 à 34) est remarquable par la netteté de son étagement dû à l'accentuation de la subsidence, par l'épaississement des séries récentes et par l'importance donnée aux formes construites. On distingue les trois étages suivants:

1. *La Basse Algarve*, étendue au pied des surfaces culminantes (Serra do Caldeirão), est un pays de collines nivelées dans le socle et la couverture mésozoïque et néogène. Le plongement vers la mer de l'aplanissement récent est masqué par des lambeaux de glaci polygénique. Au niveau du rivage s'effectue le passage des falaises abruptes (Jurassiques) puis sinueuses (Miocène) à la lagune et au cordon littoral du Pays de Faro.

2. *La plate-forme continentale* comprend, de l'Ouest à l'Est: a) des échines tabulaires individualisées par des failles méridiennes au Sud du Cabo de São Vicente; b) une large surface d'aplanissement modérément disséquée, prolongée par une banquette onduluse construite par la progradation plio-quadernaire; c) à l'Est de Quarteira, prédomine la surface de progradation néogène que surmonte la construction deltaïque de Faro.

3. *Les plateaux marginaux* constituent une série de larges replats (vers 700 m de profondeur), séparés par des têtes de canyons ou des « fosses » élargies par l'érosion opérée par le courant de fond méditerranéen sur l'emplacement de failles. La surface de ces planaltos est de nature substructurale, sauf à l'Est du Canhão de Portimão où ils sont recouverts par des nappes sédimentaires et des rides construites par le courant de contour.

## CHAPITRE IV — LES PROBLÈMES D'UNE FAÇADE ATLANTIQUE

L'objectif est double: une analyse comparative des morphologies sous-marine et subaérienne développées au sommet d'une marge continentale passive située sur le revers océanique d'un « bourrelet côtier » de la Meseta; une tentative pour reconstituer l'élaboration de ces reliefs en relation avec les mouvements de la plaque ibérique.

### I — Recensement des reliefs

Les formes cartographiées, mises à part celles strictement littorales, sont distribuées en trois catégories (fig. 35):

1. *Les formes modelées* sont très diversifiées et comprennent:

- Les deltas profluviatiles du Tejo et du Sado façonnés par l'action conjuguée des crues, de la marée et des dérives littorales.
- Les glaci d'épandage qui doivent procéder du remaniement de la partie basse des glaci polygéniques enracinés sur les plateaux littoraux.
- Les nappes sédimentaires accumulées à l'amont des blocs basculés faisant barrage.
- Les surfaces de progradation (fig. 36), disposées en étroites franges au voisinage du rebord ou, plus rarement, étendues à l'ensemble de la plate-forme, sont parmi les formes les plus originales. Ce sont des corps sédimentaires dont la progression frontale s'est réalisée à mesure que la plate-forme s'approfondissait.
- Les rides de contourites (fig. 37), limitées aux plateaux marginaux de l'Est de l'Algarve, sont des accumulations sédimentaires épaisses, édifiées par le déplacement vers le Nord et l'Ouest de la veine d'eau méditerranéenne.
- Les rivages submergés sont conservés sous la forme de falaises et de plages étagées à des profondeurs comprises entre 150-140 m et 20-15 m.
- Les vallées fossilisées, nombreuses dans la partie centrale, sont le plus souvent dépourvues de connexion avec les embouchures actuelles. On les a interprétées comme des ravins creusés par le recul des têtes de canyons.
- Les autres formes de creusement sont surtout exprimées par les canyons sous-marins, distribués en quatre catégories en fonction de leur dessin et de leur origine présumée, par les ravins qui leur sont souvent associés, et les cuvettes creusées par le courant de contour.

2. *Les formes structurales* sont relativement abondantes et représentées par:

- Les massifs éruptifs mis en place au Crétacé supérieur formant des inselberge de résistance.
- Les escarpements de faille bordant fréquemment les affleurements de socle.
- Les escarpements à corniche, reliefs monoclinaux dégagés au-dessus (reliefs résiduels) ou au-dessous de la surface d'aplanissement sommitale. Au Sud de Lisboa, ce sont des cuestas ou des talus élevés, limitant les blocs basculés au voisinage du rebord (Montanhas dos Príncipes de Avis et dos Descobridores).

- d) Le rebord de la plate-forme peut être un front de progradation, un escarpement à corniche (entaillé à la tête des canyons) ou de faille. Dans les régions fortement subsidentes, l'ancien rebord éocène affaissé (au-dessous de 500 m) se double d'un talus de progradation moins profond (vers 150-200 m), construit en position plus interne à partir du Miocène supérieur.
- e) Les plateaux structuraux (dérivés ou primitifs) dans le Néogène sont principalement connus au sommet des Planaltos de Lagos et de Portimão.

3. *Les formes aplanées* sont plus nombreuses, plus étendues et plus achevées qu'à terre (fig. 38). Elles furent façonnées depuis la fin des temps hercyniens (surface post-hercynienne), au Mésozoïque (surface jurassique, néocomienne s. l. et sénienne), au Paléogène (surface éocène et oligocène) et au Néogène (surfaces helvétique et surtout pinto-pto-villafranchienne, aplanissement polygénique en grande partie responsable de la plianité de la plate-forme). Le nombre, la forme et la position des aplanissements varient du Nord au Sud:

- a) Dans le dispositif septentrional (fig. 38,A), les surfaces s'organisent sur le front océanique du bourrelet marginal, puissamment soulevé en barrière quasi permanente isolant les bassins intérieurs de la Meseta.
- b) Dans le dispositif central (fig. 38,B), les surfaces plus nombreuses, moins étendues mais plus déformées, ont tranché un bourrelet marginal affecté d'exhaussements discontinus et temporaires.
- c) Dans le dispositif méridional (fig. 38,C), les aplanissements, plus déprimés et moins différenciés entre eux, sont agencés à la retombée d'une esquisse de bourrelet dont le flanc océanique a été profondément affaissé.

## II — Essai de reconstitution

Les caractères distinctifs de la plate-forme continentale portugaise et des provinces adjacentes furent acquis au cours de trois périodes distinctes (fig. 39, 40):

1. *L'héritage tardi-hercynien* (fig. 40-1) lui lègue trois éléments essentiels: 1) un réseau de fractures qui seront périodiquement remobilisées; 2) un aplanissement d'âge post-hercynien qui aboutit à 3) un amincissement de la croûte continentale.

2. *Les morphologies de distension* (fig. 40-2 à 7) sont élaborées du Trias au Crétacé supérieur à mesure que l'Atlantique et la Méso-gée s'ouvrent. Les stades suivants sont décrits:

- a) Au Trias supérieur et à l'Infralias (fig. 40-2): formation d'un bras de mer, ouvert entre l'Ibérie et Terre-Neuve, bordé de lagunes à sédimentation évaporitique.
- b) Du Jurassique au Crétacé inférieur (fig. 40-3 à 6): façonnement d'une plate-forme rudimentaire dans une marge fragmentée par les premiers mouvements d'ouverture de l'Atlantique. Les fossés jalonnant les bassins lusitanien (N/NE-S/SW) et d'Algarve (W/SW-E/NE) sont approfondis puis comblés par des marnes et des calcaires d'eau peu profonde. A deux reprises, les blocs bordant la fosse lusitanienne sont nivelés par des aplanissements partiels (surface jurassique) ou plus étendus (surface néocomienne) lors de régressions importantes. Des séries carbonatées recouvrent une pente continentale ébauchée lors de la distension néocommérienne.
- c) Au Crétacé supérieur (fig. 40-7): développement de la plate-forme au-delà des reliefs bordiers sous l'effet de la déumescence thermique et d'une élévation du niveau marin. Les influences marines franches pénètrent largement. Au pied de la marge subsidente se déposent les turbidites et les marnes noires.

3. *Les morphologies de compression* (fig. 40-8 à 11) illustrent le passage à un régime de contraintes qui, exercées par le rapprochement des plaques Europe et Afrique, se maintiennent au cours de cinq étapes majeures jusqu'à l'Actuel:

- a) Du Crétacé terminal à l'Éocène moyen, les premières déformations qui surviennent aux limites nord et sud de la plaque Ibérie sont accompagnées par le soulèvement et le nivellement de hauts-fonds localisés (surface sénienne), puis plus vastes (surface éocène). Ces aplanissements sont mis en parallèle avec les pédiplains façonnés à terre. Des blocs découpés dans la pente continentale sont exhaussés jusqu'au voisinage de la surface marine.
- b) A l'Oligocène (fig. 40-9), l'aplanissement s'étend à la quasi totalité de la plate-forme qui est incorporée à un grand voûsoir sans doute contemporain de la collision entre les parties continentales des plaques Ibérie et Afrique. Son flanc océanique est une plate-forme d'abrasion dominant une pente continentale déjà disséquée; son revers continental isole des cuvettes au drainage médiocre.
- c) Au Miocène (fig. 40-10, 41) se produisent: a) la submersion des précédents aplanissements découpés en graben; b) une importante subsidence et c) le comblement sous une puissante série progradante. Les apports détritiques déversés dans les canyons s'étaient en larges nappes de turbidites dans les régions abyssales qui s'effondrent.
- d) Du Pontien au Villafranchien (fig. 40-11, 41) alternent les phases: a) d'aplanissements qui, par retouches graduelles, précèdent au façonnement des surfaces sommitales (plate-forme continentale) et périphériques (bordure continentale); b) d'accumulation par la mise en place d'une nouvelle série progradante et de glaciais d'épandage, en relation avec les glaciaires polygéniques subaériens; c) de creusement par le recul des têtes de canyons. La chronologie des événements et les environnements climatiques, eustatiques et tectoniques qui les ont conditionnés sont esquissés.
- e) La période postérieure au Villafranchien est caractérisée par: a) la persistance des déformations intraplaques, notamment sous la forme de gauchissements; b) la fréquence des fluctuations climatico-eustatiques qui aboutissent à l'élaboration de formes littorales diversifiées.

## SUMMARY

### The continental shelf of Portugal and adjacent provinces : a geomorphological analysis

#### INTRODUCTION

The relevant area equals one third of the Portugal area. The geomorphological analysis is part of a wider study in which the coastal belt and the lower bathymetric ranges are included.

Data from bathymetric and seismic soundings are interpreted in terms of a double series of eight bathymetric and geomorphological maps (fig. 1), with descriptive sections. Our intention specially focuses on determination of plane surfaces (fig. 2). Reliefs are mapped, using conventional symbols described in figure 3.

The structural framework is controlled by the presence of an old basement (the Iberia Meseta) divided into a cross-bedding joint pattern (Late Hercynian), and subject to on-going recurrence due to the Atlantic opening and the Mesogean closure.

The morphological pattern is characterized by steps in tier of various origins; the wider one is the continental shelf.

The oceanic environment calls for a coastal and submarine shaping affected by tidal and wave currents and, deeper, by the contour current issued from Gibraltar Strait.

#### CHAPTER I — THE MINHO AND BEIRA LITORAL CONTINENTAL SHELF

The area is characterized by: 1) the pattern of the reliefs in zones running parallel to the shoreline, 2) a relative simple monoclinical structure, 3) the similarity between the shelf edge consisting of the sharply uplifted Meseta break, and the continental slope divided into blocks.

I — The Minho continental shelf (fig. 4-7) includes:

1. The backland characterized by stepped surfaces (culminating and peripheral), incised into the old basement.
2. The coastal belt consisting of alternation of cliffs, small maritime plains that are partly occupied by a polygenetic glaciis, and narrow rias.
3. The submerged basement, North of Rio Cávado, indented into rocky outcrops occurring in a double linear arrangement of shoales, and into submerged cliffs.
4. The inner shelf is invaded by a wide detrital fan, likely formed by the reworking of the elongated polygenetic glaciis. It is based on a planation surface interrupting the basement and the Cretaceous strata.
5. The outer shelf consists of a discontinuous sequence of narrow plateaux bounded by cuestas or down-dip scarps, indented at the most resistant Senonian strata above the planation surface. The shelf break is strongly marked by fault scarps that are locally indented by ravines abounding in Canhão de Porto.

II — The Beira Litoral continental shelf (fig. 8-13) is part of sedimentary deposits stretching out at the foot of the faulted monocline scarp which sharply interrupts the Meseta basement. Zoning includes the following areas:

1. The maritime plain is formed by deposition of onshore and offshore materials during a composite evolution, ending with formation of offshore and dune bars incised into rocky headlands that emanate from the recently uplifted plain basement. Grading results in quasi-closure of ancient mouths and creation of an almost rectilinear coastline.
2. The sublittoral area is a fan in prolongation of that of Minho. It gradually shortens southwards and disappears under the likely action of stepping-up drifts.

3. *The shelf* itself is based on a wide fragment of the planation surface which planes the undulated and faulted Tertiary. Outcropping of the rare accidents on top of it (plateaux or typhonic «brays») is caused by a recent halokinetic deformation. The planation surface, up to the shelf edge, gives place to Neogene progradational prisms whose slight convexity is partly incised by the Canhão de Aveiro head.

## CHAPTER II — THE ESTREMADURA CONTINENTAL SHELF

The wide submarine trapezium stretching out from Nazaré to the Sado mouth is the key-area of the Portuguese shelf. It differs from the previous area in the higher variety and complexity of its forms, which are influenced by a grain of the major faults causing formation of a noticeable canyon network.

I — **The continental shelf north of Lisboa** (fig. 11-18) is the most salient area which includes:

1. *The littoral platform*, a planed and partly blanked ledge, stretches below the Estremadura Mesozoic serras. It is interrupted by a steep and cliffed shore.

2. *The Canhão da Nazaré* (fig. 11-15) consists of: a) a northern plane shore that is shaped into cuestas in accordance with the northwards dipping monoclinical structure, which matches; b) a southern shore that is divided into structural ridges, fault scarps sometimes reshaped into cliffs, and specially insular ridges incised into the horst-uplifted or overthrusting basement (Berlangas and Farilhões). The morphogeny of the canyon head has been determined by a nearly wide structural boundary (the Nazaré accident) and combining deepening phases since the Oligocene. In addition to possible action of fluvial overflows, sand cascading caused by longshore currents converging towards the canyon head should be included into the deepening processes.

3. *The Estremadura headland* (fig. 16-18) is made up of a large sequence of plateaux and basins lying between the Cabos Carvoeiro and Raso. It consists of: a) an inner surface (up to a 120 meters isobath) in which two tabular units, dominated by the Costeiras de Pero da Covilhã and the Montanha de Camões, close the Mar da Ericeira depression; b) a slightly dipping outer surface with alternation of faulted or gullied truncation surfaces and sedimentary sheets. The partial incompletion of the morphology could be accounted for by local faulted subsidence, insufficient supply of sediments and upstream retreat of the canyon heads.

II — **The continental shelf south of Lisboa** (fig. 19-23) strikes at the dissection of the high tabular Meseta (north) and the upbuilding basin (south). It is deeply indented by canyons and consists of:

1. *The backland*, bounded by the hills of the Lisboa region, the Serras da Arrábida and de Grândola, consists of the Tejo and Sado fault troughs in which the Mar da Palha and Baía do Sado estuary plain is isolated by wide polygenetic glaciis.

2. *The shore with bights* (Enseadas de Lisboa and de Setúbal) in which northern cliffed segments (Costas do Sol and da Arrábida) match southern segments (Costas da Caparica and da Galé) formed by accretion of offshore and dune bars.

3. *The sublittoral area* is dominated by two profluvial deltas; the Tejo delta is wide and the Sado one is more incipient. Their top surfaces are occupied by bars with unstable banks and channels.

4. *The shelf* of noticeable narrowness consists of intersecting faceted surfaces with alternation of planation form (upstream) and progradation forms (downstream). They are indented by tight networks of buried paleovalleys deepened by the upstream retreat of the canyon heads.

5. *The edge, the slope and the canyons* are either rectilinear forms due to their tectonic origin (north) or sineous arrangements formed by fronts of progradation surfaces (south). The central surface consists of the triple indentation of the Cascais, Lisboa and Setúbal canyons (fig. 22, 23). The heads, although noticeably influenced by fault trace, equally derive from headward erosion phenomena caused by mass movements, then longshore currents during recent variations of the sea level.

## CHAPTER III — THE BAIXO ALENTEJO AND ALGARVE CONTINENTAL SHELF

Influenced by the nearby convergence zone of Africa and Iberia, and prolonging the south-tilted south-portuguese serras, the southern shelf has been submitted to an active subsidence which accounts for its shortening and the multiplicity of downwarped marginal plateaux.

I — **The Western continental shelf (Baixo Alentejo)** (fig. 24-31) is characterized by a moderate arrangement in tiers of the reliefs, sometimes blending into a wide coast plane of moderate dip, up to 1 000 meters in depth. However, 3 areas emerge:

1. *The littoral platform*, planed and locally covered with various detrital sheets, is divided into living and sometimes uplifted cliffs.

2. *The high shelf* is a narrow shoulder that consists of: a) an inner surface (up to 120 meters) which is, north of Ponta da Arrifana, shaped into the basement with the still existing ancient cliffs and the wave-cut platform; a massive plateau, which is incised into the Mesozoic and is bounded by a moderate indented cuesta, stretches out south of the Ponta; b) a more recent outer surface with the basement and the strata which can be completely overlaid by a Neogene progradation bench shaping a convex talus moderately marked.

3. *The low shelf*, between 200-700 meters in depth, is an alluvial platform of moderate dip with no outer ledge except at the northern and southern border surfaces with the Montanhas dos Príncipes de Avis (fig. 25, 27) and dos Descobridores (fig. 29), bounded by steeped cornice lines, which show a sharp and seaward elevation of deep-bedded structures. The lower platform as a whole is the remnant part of an ancient continental shelf, formed from the upper Eocene to the late Miocene and downwarped during the upper Miocene.

4. *The Canhão de São Vicente* (fig. 29, 31) differs from the canyons in the width of its valley, open alongside a graben and partly blanked in its eastern surface.

II — **The southern continental shelf (Algarve)** (fig. 28-34) is characterized by a clear-cut arrangement in tiers, due to step-up subsidence, to recent thickening sequences and to important constructional forms. The 3 following steps can emerge:

1. *The low Algarve*, stretching out at the foot of the culminating surfaces (Serra do Caldeirão), consists of hills planed into the basement and the Mesozoic and Neogene strata. The seaward dip of the planation surface is masked by shreds of the polygenetic glacis. At the shoreline the steep cliffs (Jurassic) then the sineuous ones (Miocene) give place to the lagoon and the offshore bar of the Faro region.

2. *The continental shelf* includes from West to East: a) tabular ridges characterized by southern faults south of Cabo de São Vicente; b) a wide planation surface moderately indented, prolonged by an undulated bench outbuilt by the Plio-Quaternary progradation; c) East of Quarteira, the progradation surface prevails and is topped by the deltaic construction of Faro.

3. *The marginal plateaux* consists of a sequence of wide shoulders (about 700 meters in depth), segregated by canyon heads or «deeps» dilated by erosion from Mediterranean bottom current on fault location. The planaltos surface is substructural, except east of Canhão de Portimão where they are overlaid with sedimentary sheets upbuilt by the contour current.

#### CHAPTER IV — ATLANTIC FRONT PROBLEMS

It is aimed at two things: a comparative analysis of the submarine and subaerial morphologies on top of an inactive continental margin lying on an oceanic revers of a Meseta «marginal swell»; an attempt to reconstruct the reliefs affected by the movements of the Iberia plate.

##### I — Relief review

The forms mapped, except the strictly littoral forms, fall into three categories (fig. 35):

###### 1. *The modelled forms* are numerous and include:

- a) The Tejo and Sado profluvial deltas, due to combined action of floods, tide and longshore currents.
- b) Talus glacis, likely due to reworking of the low surface of the polygenetic glacis incised into the littoral plateaux.
- c) Sedimentary sheets above tilted blocks acting as a dam.
- d) The progradation surfaces (fig. 36), divided into narrow belts near the break or, more rarely, extending to the whole platform, range among the most original forms. They are sedimentary bodies with a front outbuilding proportional to the deepening of the platform.
- e) Contour ridges (fig. 37), bounded by the marginal plateaux of eastern Algarve, are thick sedimentary sheets that have been outbuilt by northward and westward displacement of the Mediterranean water vein.
- f) The submerged shores consist of cliffs and stepped beach at depths ranging from 150-140 m and 20-15 m.
- g) The buried valleys, abounding in the central area, mostly disconnected with the existing mouths. They have been interpreted as ravines deepened by the upstream retreat of the canyon heads.
- h) The other truncation forms mainly consist of submarine canyons that fall into four categories according to their morphologies and their supposed origins, associated ravines and basins deepened by the contour current.

###### 2. *The structural forms* occur in relatively greater number and are represented by:

- a) Eruptive massifs formed during the Upper Cretaceous, shaping resistant inselbergs.
- b) Fault scarps, often bounding basement outcrops.
- c) Cornice scarps, monoclinical reliefs above (residual hills) or below the top planation surface. Cuestas or down-dip scarps occur south of Lisboa, bounding the tilted blocks near the break (Montanhas dos Príncipes de Avis and dos Descobridores).
- d) The shelf edge can be either a progradation front or cornice scarps (indented at the canyon heads) or fault scarps. In the areas of marked subsidence, the ancient Eocene and downwarped break (above 500 m) couples with a not as deep progradation terrace (around 150-200 m), more offlapping from the Upper Miocene on.
- e) The Neogene structural plateaux (derived or original) mainly occur on top of the Planaltos de Lagos and de Portimão.

5. *The planed forms* occur in greater number; they are wider and more mature than onshore (fig. 38). They have been formed since the end of the hercynian period (Post-hercynian surface), during the Mesozoic (Jurassic, Neocomian and Senonian surfaces), during the Paleogene (Eocene and Oligocene surfaces) and during the Neogene (Helvetian and mainly Ponto-plio-villafranchian surfaces, polygenetic planation surface largely responsible for the inherent flatness of the platform).

The planation surfaces vary in number, in form and in position from north to south:

- a) In the northern pattern (fig. 38, A), the surfaces are based on the oceanic front of the marginal swell, markedly uplifted into quite steady dams that disconnect the inner basins from the Meseta.
- b) In the middle pattern (fig. 38, B), the surfaces, which are in greater number and not as wide but more deformed, shaped a marginal swell submitted to discontinuous and temporary uplifts.
- c) In the southern pattern (fig. 38, C), the planation surfaces, which are more subsiding and less differentiated, strike at the side of an incipient swell with a strongly downwarped oceanic flank.

## II — Attempt to reconstruct

The characteristics of the continental shelf of Portugal and adjacent provinces have been won during the three following and distinct periods (fig. 39, 40):

1. *The Late Hercynian heritage* (fig. 40-1) bequeathes three major elements: 1) a fault network that will be regularly reworked; 2) a post-hercynian planation surface causing, 3) a continental crust thinning.

2. *The distension morphologies* have been formed from the Trias to the upper Cretaceous, proportional to the Atlantic and Mesogean opening. The following stages are defined:

- a) During the Late Triassic and the Early Lias (fig. 40-2): formation of a sea arm open between Iberia and Newfoundland, and bounded with evaporitic sedimentation lagoons.
- b) From the Jurassic to the upper Cretaceous (fig. 40-3 to 6): shaping of a rudimentary shelf into a margin that has been fragmented by the Early Atlantic opening movements. The troughs flanking the Lusitanian (N/NE-S/SW) and Algarve (W/SW-E/NE) basins have been deepened by then infilled graben have been twice planed by partial planation surfaces (Jurassic surface) or by wider planation surfaces (Neocomian surface) during important of flaps. Carbonate series are overlying a continental slope derived from the Neocomian distension.
- c) During the Upper Cretaceous (fig. 40-7): elongation of the shelf beyond border reliefs, due to thermal detumescence and rising sea level. It is strongly affected by distinct sea action. Turbidites and black shales are deposited at the foot of the subsiding margin.

3. *The compression morphologies* (fig. 40-8 to 11) illustrate the transition to a stress pattern that has enhanced the European and African plates nearing, during the five major periods up the Present:

- a) From the latest Cretaceous to the Middle Eocene, the early deformations occurring at the northern and southern boundaries of the Iberia plate are followed by uplift and planation of local shoales (Senonian surface) then wider shoales (Eocene surface). The planation surfaces are running parallel to onshore pediplains. Blocks incised into the continental slope have been uplifted up to nearby the marine surface.
- b) During the Oligocene (fig. 40-9), the planation surface is extended to nearly the whole shelf shaped into a wide *voussoir* that is probably contemporaneous to collision between the continental parts of the Iberia and Africa plates. Its oceanic flank is an abrasion platform that dominates an already indented continental slope; its continental backslope disconnects basins of moderate drainage.
- c) During the Miocene (fig. 40-10, 41), the following infilling under a thick prograding sequence. The detrital supplies spilled over the canyons are divided into wide turbidite sheets in the subsiding abyssal regions.
- d) From the Pontian to the Villafranchian (fig. 40-11) there is alternation of: a) planation phases, which gradually shape the top surfaces (continental shelf) and the peripheric surfaces (mainland border); b) alluviation phases with formation of a new prograding sequence and talus glacis, connected with the subaerial polygenetic glacis; c) deepening phases, due to the upstream retreat of the canyon heads. A geochronology of the developments and the climatic, eustatic and tectonic environments which determined them has been worked out.
- e) The Post-villafranchian period is characterized by: a) on-going intraplate deformations, namely warping; b) frequent climatico-eustatic variations causing formation of different littoral forms.

## RESUMO

### INTRODUÇÃO

O domínio estudado cobre uma superfície igual a um terço de Portugal. A sua análise geomorfológica integra-se na de um conjunto mais vasto compreendendo a orla litoral e os andares batimétricos inferiores.

Os dados provenientes das sondagens batimétricas e sísmicas estão interpretados sob a forma de uma dupla série de oito cartas batimétricas e geomorfológicas (fig. 1), acompanhadas de cortes descritivos. Dedicou-se particular atenção à identificação das superfícies planas (fig. 2). Os relevos foram cartografados utilizando os sinais convencionais definidos na figura 3.

O *enquadramento estrutural* é condicionado pela presença de um soco antigo (a Meseta Ibérica) compartimentado por uma rede de fracturas entrecruzadas (tardi-hercínicas), submetidas a rejeito permanente imposto pela abertura do Atlântico e fecho da Mesogéia.

O *meio morfológico* é caracterizado por um escalonamento em degraus de origem variada, constituindo o mais largo a plataforma continental.

O *ambiente oceânico* impõe um modelado litoral e submarino associado às correntes de maré e à ondulação e a maior profundidade, à corrente de contorno proveniente do Estreito de Gibraltar.

### CAPÍTULO I — A PLATAFORMA CONTINENTAL DO MINHO E DA BEIRA LITORAL

A individualidade regional é determinada por: 1) a disposição do relevo em faixas paralelas à costa, 2) a relativa simplicidade da estrutura monoclinical, e 3) a semelhança de enquadramento do bordo da Meseta fortemente sobrelevado e da vertente continental dividida em blocos.

#### I — A plataforma continental do Minho (fig. 4 a 7) compreende:

1. O *interior* caracterizado por superfícies escalonadas (culminantes e periféricas) entalhadas no soco antigo.
2. A *faixa costeira* formada pela alternância de arribas, pequenas planícies costeiras em parte ocupadas por um talude poligénico e rias estreitas.
3. O *soco submerso*, a norte do rio Cávado marcado por afloramentos rochosos dispostos num alinhamento duplo de baixios e arribas submersas.
4. A *plataforma interna*, invadida por uma vasta acumulação detrítica, possivelmente formada a partir dos prolongamentos do talude poligénico, a qual repousa sobre uma superfície de aplanação cortando o soco e a cobertura cretácica.
5. A *plataforma externa* é uma sucessão descontínua de plataformas estreitas, bordejadas por escarpas ou taludes recortados nos níveis mais resistentes do Senoniano, por cima da superfície de aplanação. O bordo da plataforma é vigorosamente marcado por escarpas de falha cortadas em alguns locais por ravinas que confluem no canhão do Porto.

II — A *plataforma continental da Beira Litoral* (fig. 8 a 13) é parte integrante da acumulação sedimentar que se estende no sopé da escarpa da falha-flexura que interrompe bruscamente o soco da Meseta. A zonação comporta os seguintes elementos:

1. A *planície costeira*, formada pela acumulação de materiais continentais e litorais durante uma evolução complexa que terminou com a formação de cordões litorais e dunares, apoiados nas saliências rochosas devidas à elevação recente do nível de base. A regularização conduziu ao fecho quase total das antigas embocaduras e à criação de uma linha de costa rectilínea.
2. O *domínio infra-litoral* é constituído por um talude que prolonga o do Minho. Este reduz-se progressivamente para Sul e desaparece sob a influência provável da maior capacidade do processo de transporte.
3. A *plataforma* propriamente dita é constituída por um grande fragmento da superfície de aplanação que nivela o Terciário ondulado e falhado. A sua deformação recente de origem halocinética é responsável pelo aparecimento dos raros acidentes que a interrompem (plataformas ou «brays» tifónicas). A aplanação continua-se até ao bordo da plataforma por prismas sedimentares progradantes neogénicos, cuja convexidade suave é interrompida localmente pela cabeceira do canhão de Aveiro.

## CAPÍTULO II — A PLATAFORMA CONTINENTAL DA ESTREMADURA

O grande trapézio submarino que vai da Nazaré à embocadura do Sado é a região chave da plataforma portuguesa. Ela diferencia-se da região precedente pela existência de relevos mais diferenciados e mais complexos, influenciados por uma trama de deslocamentos importantes que condicionou a formação de uma notável rede de canhões.

I — A plataforma continental a Norte de Lisboa (fig. 11 a 18) é a parte mais proeminente que associa:

1. A *plataforma litoral*, orla aplanada e parcialmente coberta, estabeleceu-se no nível inferior das serras mesozóicas da Estremadura, sendo cortada por uma linha de costa de arribas escarpadas.

2. O *canhão da Nazaré* (fig. 11 a 15) opõe: a) uma margem setentrional plana, modelada em costeiros em conformidade com a estrutura monoclinial dirigida para Norte; e b) uma margem meridional acidentada por cristas estruturais, escarpas de falha por vezes cortadas por arribas, e sobretudo elevações insulares recortadas no soco elevado em horsts (Berlengas) ou cavalgamentos (Farilhões). A morfogenese da cabeceira do canhão foi condicionada pela vizinhança de uma importante fronteira estrutural (o acidente da Nazaré) e pelas fases de escavamento que tiveram lugar desde o Oligocénico. Além da possível intervenção do escoamento fluvial devem considerar-se também entre os processos responsáveis pelo escavamento, as cascatas de areia produzidas pela convergência das derivas litorais na cabeceira do canhão.

3. O *promontório da Estremadura* (fig. 16 a 18) é um conjunto maciço de plataformas e bacias situado entre os Cabos Carvoeiro e Raso. Compõe-se de: a) uma parte interna (até à isobata de 120 m) onde duas unidades tabulares dominadas pelas costeiros de Pero da Covilhã e Montanha de Camões, fecham a depressão do mar da Ericice; b) uma parte externa de declive suave onde alternam superfícies de erosão desniveladas por falhas ou ravinadas e acumulações sedimentares. A intervenção local de uma subsidência articulada por falhas, de uma sub-alimentação sedimentar e do recuo das cabeceiras dos canhões poderá explicar a morfologia parcialmente inacabada.

II — A plataforma continental ao Sul de Lisboa (fig. 19 a 23) está situada na articulação da alta Meseta tabular (a Norte) e da bacia de deposição (a Sul) sendo profundamente entalhada por canhões e formada por:

1. O *interior* limitado pelas colinas da região de Lisboa e as serras da Arrábida e de Grandola é composto pelas fossas do Tejo e do Sado onde os grandes taludes poligénicos isolam as planícies estuárias do Mar da Palha e da Bacia do Sado.

2. A *linha da costa* onde cada uma das baías (Enseada de Lisboa e de Setúbal) se opõem a segmentos meridionais (costas da Caparica e da Galé) criadas pelo alongamento dos cordões litorais e dunares.

3. O *domínio infra-litoral* é constituído por dois deltas profluviais, o do Tejo bem desenvolvido e o do Sado mais embrionário. A parte superior destes deltas é constituída por barras e canais instáveis.

4. A *plataforma*, notavelmente estreita, é constituída por superfícies facetadas onde se sucedem as formas de aplanação (a montante) e de progradação (a juzante). Estão entalhadas por redes densas de paleovales fossilizados, que tiveram a sua origem no recuo das cabeceiras dos canhões.

5. O *rebordo*, a *vergente* e os *canhões* constituem conjuntos rectilíneos devido à sua origem tectónica (a Norte) ou sinuosos e formados pelas frentes das superfícies de progradação (a Sul). Na parte central predomina a indentação tripla dos canhões de Cascais, de Lisboa e de Setúbal (fig. 22, 23). A origem das suas cabeceiras embora condicionada pela posição das falhas é também consequência de fenómenos de erosão regressiva produzidos pelos movimentos de massa e pela corrente de deriva litoral durante as recentes variações do nível do mar.

## CAPÍTULO III — A PLATAFORMA CONTINENTAL DO BAIXO ALENTEJO E ALGARVE

Influenciada pela proximidade da zona de convergência entre a África e a Península Ibérica, e situada no prolongamento das serras sul portuguesas, basculadas para Sul, a plataforma tem sido sujeita a subsidência que explica a redução da sua largura e a multiplicidade de planaltos marginais abatidos.

I — A *plataforma continental ocidental (Baixo Alentejo)*, (fig. 24 a 31) distingue-se pela pouca separação dos relevos, por vezes confundidos numa espécie de grande plano inclinado docemente, desde a linha de costa até aos 1000 metros de profundidade. Aparecem no entanto 3 domínios:

1. A *plataforma litoral* aplanada e localmente coberta por camadas detríticas diversas, está cortada por arribas vivas, por vezes elevadas.

2. A *alta plataforma* é um degrau estreito compreendendo: a) uma parte interna (até aos 120 m) modelada a norte da Ponta da Arrifana no soco, onde estão conservadas as antigas arribas e plataformas de abrasão das ondas; ao Sul da Ponta estende-se um planalto maciço talhado no mesozóico, e bordejado por uma corniga moderadamente indentada; b) uma parte externa mais recente, onde o soco e a cobertura podem desaparecer inteiramente debaixo de saliências de progradação neogénica formando um talude convexo com pequena expressão morfológica.

3. A *baixa plataforma*, entre 200 e 700 m é uma grande plataforma de acumulação pouco inclinada desprovida de rebordo externo salvo nas extremidades N e Sul onde as Montanhas dos Príncipes de Avis (fig. 25, 27) e dos Descobridores (fig. 29), bordejadas por linhas de cornigas escalonadas, ilustram um relevo brusco, das estruturas profundas ao largo. O conjunto da plataforma inferior é o vestígio dum antiga plataforma continental talhada no Eocénico superior e Miocénico superior e abatida durante o Miocénico superior.

4. O *canhão de S. Vicente* (fig. 29, 31) difere dos outros canhões pela largura do vale, aberto ao longo de um «graben» e parcialmente coberto de sedimentos na sua parte oriental.

II — A plataforma continental meridional (Algarve) (fig. 28 a 34) é notável pela nitidez da sua disposição em andares devida à acentuação da subsidência no espessamento das séries recentes e à importância das formas construídas. Distinguem-se os três andares seguintes:

1. O *Baixo Algarve* estende-se no sopé das superfícies culminantes (Serra do Caldeirão), é uma região de colinas niveladas no soco e cobertura mesozóica e neogénica. O prolongamento para o mar do aplanamento recente é mascarado por retalhos de talude poligénico. Ao nível da linha de costa dá-se a passagem das arribas abruptas (Jurássico) depois sinuosas (Miocénico) à laguna e cordão litoral da região de Faro.

2. A *plataforma continental* compreende, de Oeste para Este: a) elevações tabulares individualizadas por falhas meridiana a Sul do Cabo de S. Vicente; b) uma grande superfície de aplanamento moderadamente indentada, prolongada por uma saliência ondulada construída pela progradação plioquaternária; c) a Este de Quarteira, predomina a superfície de progradação neogénica sobre a qual assenta a construção deltaica de Faro.

3. Os *planaltos marginais* constituem uma série de grandes degraus (cerca de 700 metros de profundidade), separados por cabeceiras de canhões ou fossas alargadas pela erosão operadas pela corrente de fundo mediterrânea nos locais de ocorrência de falhas. A superfície destes planaltos é de natureza subestrutural, excepto a Este do canhão de Portimão onde são cobertas por camadas sedimentares e elevações construídas por correntes de contorno.

#### CAPÍTULO IV — OS PROBLEMAS DUMA FRENTE ATLÂNTICA

O objectivo é duplo: uma análise comparativa das morfologias submarinas e subaérea desenvolvidas no topo de uma margem continental passiva situada do lado oceânico da orla costeira da Meseta; uma tentativa para reconstruir a elaboração destes relevos em relação com os movimentos da placa ibérica.

##### I — Recenseamento dos relevos

As formas cartografadas, além das estritamente litorais, são distribuídas por três categorias (fig. 35):

1. As *formas modeladas* são muito diversificadas e compreendem:

- Os deltas profluviais do Tejo e do Sado gerados pela acção conjugada das cheias, da maré e da deriva litoral.
- Os taludes que devem proceder da parte baixa dos taludes poligénicos enraizados nas plataformas litorais.
- As camadas sedimentares acumuladas a montante de blocos basculados fazendo barragem.
- As superfícies de progradação (fig. 36), dispostas em franjas estreitas na vizinhança do bordo, ou mais raramente estendidas ao conjunto da plataforma, estão entre as formas mais originais. São corpos sedimentares cuja progressão frontal se realizou à medida que a plataforma se aprofundava.
- As rugas de contornos (fig. 37), limitadas aos planaltos marginais a Este do Algarve, são acumulações sedimentares espessas, edificadas pela deslocação para Norte e Oeste da veia de água mediterrânica.
- As linhas de costa submersas estão conservadas sob a forma de arribas e praias em degraus a profundidades compreendidas entre 150-140 m e 20-15 m.
- Os vales fossilizados, numerosos na parte central não estão em geral em relação com embocaduras actuais. Interpretámo-los como ravinas cortadas pelo recuo das cabeceiras dos canhões.
- As outras formas de escavamento são sobretudo expressas pelos canhões submarinos, distribuídos em quatro categorias em função do seu desenho e da sua origem presumível, pelas ravinas que lhes são muitas vezes associadas e as bacias escavadas pela corrente de contorno.

2. As *formas estruturais* são relativamente abundantes e representadas por:

- Os maciços eruptivos instalados no Cretácico superior formando «inselbergs» de resistência.
- As escarpas de falha bordejando frequentemente os afloramentos do soco.
- As escarpas em corniça, relevos monoclinaes, desbastados acima (relevos residuais) ou abaixo da superfície de aplanamento. A Sul de Lisboa são as costeiras ou os taludes elevados, limitando blocos basculados na vizinhança do bordo da plataforma (Montanhas dos Príncipes de Avis e dos Descobridores).
- O bordo da plataforma pode ser uma frente de progradação, uma escarpa de corniça (entalhada na cabeceira dos canhões) ou uma falha. Nas regiões fortemente subsidentes, o antigo bordo oceânico deprimido (abaixo de 500 m) é acompanhado por um talude de progradação menos profundo (a cerca de 150-200 m) construído em posição interna a partir do Miocénico superior.
- Os planaltos no Neogénico são estruturais (derivados ou primitivos) conhecidos principalmente no topo dos Planaltos de Lagos e Portimão.

3. As *formas aplanadas* são mais numerosas, mais extensas e mais desenvolvidas que no continente (fig. 38). Elas formaram-se desde os tempos Hercínios (superfície post-hercínica), no Mesozóico (superfície Jurássica, neocomiana s. l. e senoniana), no Paleogénico (superfícies helveciana e sobretudo ponto-plio vilafraquiniana, aplanamento poligénica responsável em grande parte pelo aplanamento da plataforma). O número, a forma e a posição das aplanamentos variam de Norte para Sul.

- a) Na parte setentrional (fig. 38, A) as superfícies organizam-se na frente oceânica da saliência marginal, poderosamente levantada em barreira quase permanente isolando as bacias interiores da Meseta.
- b) Na parte central (fig. 38, B) as superfícies mais numerosas, menos extensas mas mais deformadas deram forma a uma saliência marginal, submetida a levantamentos descontinuos e temporários.
- c) Na parte meridional (fig. 38, C) as aplanções mais deprimidas e menos diferenciadas entre elas estão dispostas ao lado duma elevação incipiente cujo flanco oceânico foi profundamente deprimido.

## II — Ensaio de reconstrução

As características da plataforma continental portuguesa e das províncias adjacentes foram adquiridas durante três períodos distintos (fig 39, 40):

1. A *herança tardi-hercínica* (fig. 40-1) deixou-lhe três elementos essenciais: 1) uma rede de fracturas que serão periodicamente remobilizadas; 2) um aplanamento de idade post-hercínica que conduziu a 3) um adelgaçamento da crosta continental.

2. As *morfologias de distensão* (fig. 40-2 a 7) formaram-se do Triássico ao Cretácico superior à medida que o Atlântico e a Mesogea se abriram. Foram definidas as seguintes fases:

- a) No Triássico superior e no Infralías (fig. 40-2): formação de um braço de mar, aberto entre a P. Ibérica e a Terra Nova bordejando de lagunas com sedimentação evaporítica.
- b) Do Jurássico ao Cretácico superior (fig. 40-3 a 6): formação de uma plataforma rudimentar numa margem fragmentada pelos primeiros movimentos de abertura do Atlântico. As fossas alinhando-se na bacia lusitaniana N/NE-S/SW e Algarvia (W/SW-E/NE) aprofundam-se e depois são preenchidas por margas e calcários de águas pouco profundas. Por duas vezes os blocos bordejando a fossa lusitaniana são nivelados por aplanções parciais (superfície Jurássica) ou superfícies de aplanção mais extensas (superfície neocomiana) durante regressões importantes. Séries carbonatadas recobrem uma vertente continental esboçada durante a distensão neocimérica.
- c) Durante o Cretácico superior (fig. 40-7): desenvolvimento da plataforma para além dos relevos marginais sob o efeito da detumescência térmica e duma elevação do nível do mar. As influências marinhas francas penetram amplamente. Na base da margem subsidente depositam-se turbiditos e margas negras.

3. As *morfologias de compressão* (fig. 40-8 a 11) ilustram a passagem a um regime de compressão que exercido pela aproximação entre as placas Europa e África se manteve durante cinco etapas principais até à actualidade:

- a) Do Cretácico terminal ao Eocénico médio, as primeiras deformações que ocorrendo nos limites norte e sul da placa Ibérica são acompanhadas pelo levantamento e nivelamento de altos-fundos localizados (superfície senoniana) e seguidamente mais vastos (superfície eocénica). Estas aplanções são paralelas às penínsulas desenvolvidas no continente. Blocos formados na vertente continental foram levantados até perto da superfície marinha.
- b) No Oligocénico (fig. 40-9) a aplanção estende-se à quase totalidade da plataforma que está incorporada num grande arqueamento sem dúvida contemporâneo da colisão entre as partes continentais das placas Ibérica e Africana. O seu flanco oceânico é uma plataforma de abrasão dominando uma vertente continental já dissecada: a sua traparte continental isola bacias de drenagem medíocre.
- c) No Miocénico (fig. 40-10, 41) produziu-se: a) submersão das aplanções precedentes cortadas em «grabens»; b) uma subsidência importante e c) a cobertura sob uma possante série progradante. As contribuições detriticas para os canhões espalham-se em amplas camadas turbidíticas nas regiões abissais subsidentes.
- d) Do Pontiano ao Vilafranquiano (fig. 40-11, 41) alternam-se as fases: a) de aplanção que, por retoques graduais, procedem à instalação das superfícies superiores (plataforma continental) e periféricas (bordo continental); b) de acumulação pela instalação duma nova série progradante e de talude, em relação com os taludes poligénicos sub-aéreos; c) de escavamento por recuo das cabeceiras dos canhões. A cronologia dos acontecimentos e ambientes climáticos, eustáticos e tectónicos que os condicionam são brevemente esboçados
- e) O período posterior ao Vilafranquiano é caracterizado a) pela persistência de deformações intraplacas, notavelmente sob a forma de deslizamentos esquerdos; b) a frequência das flutuações climático-eustáticas que levam ao desenvolvimento de formas litorais diversificadas.

## INTRODUCTION

La marge continentale du Portugal est ajustée comme une équerre, à l'extrémité sud-ouest de la Péninsule ibérique (fig. 1). Cette disposition géométrique est illustrée par l'angle droit quasi parfait qu'elle occupe de part et d'autre du «promontoire sacré» du Cabo de São Vicente où viennent s'articuler deux grandes directions morphostructurales de l'Europe.

Le plate-forme continentale, seule province physiographique analysée complètement dans ce mémoire, s'allonge entre les 37' et 42' parallèles, soit sur une distance méridienne supérieure à 500 km. Sa largeur, qui varie entre 10 et 65 km, est inférieure à la valeur moyenne mondiale. Cette aire maritime de 28 000 km<sup>2</sup> environ couvre une superficie égale au tiers du Portugal continental. En dépit de la modestie de ses dimensions, la plate-forme lusitanienne mérite une étude morphologique à part pour la raison qu'on y dispose d'une documentation particulièrement abondante et qu'elle offre de féconds sujets de réflexion.

### LES DONNÉES

Située sur le trajet d'une des grandes voies maritimes mondiales, la plate-forme portugaise a bénéficié très tôt de levés hydrographiques suffisamment détaillés pour permettre de souligner les particularités de son relief, notamment la présence de vallées sous-marines creusées profondément jusqu'aux abords du rivage (F. FALCÃO MACHADO, 1935; A. RAMALHO, 1932; C. FREIRE DE ANDRADE, 1933, 1934, 1937, 1942). Après la dernière guerre, les croisières françaises (L. BERTHOIS *et al.*, 1965; campagnes *Gibraltar II*, 1967 et *Térébel*, 1969, non publiées; campagne *Noratlante*, 1969, Groupe scientifique du COB, 1971), allemandes (W. GIESEL & E. SEIBOLD, 1968; H. G. GIERLOFF-EMDEN *et al.*, 1970), anglaises (D. G. ROBERTS & A. H. STRIDE, 1968; A. H. STRIDE *et al.*, 1969) et américaines (campagnes du *Kane*,

des N/O *Conrad* et *Vema*, non publiées), n'ont abordé la plate-forme que de manière occasionnelle ou partielle. Aussi en 1970, J. H. MONTEIRO (1971), dans sa synthèse, s'est-il borné à en donner un aperçu morphologique et sédimentologique. Du point de vue géologique et géomorphologique, il s'agissait d'un sujet neuf lorsque s'instaura la collaboration entre le Serviço de Fomento Mineiro et l'Instituto hidrográfico du Portugal d'une part, et les Universités de Rennes, puis de Paris, d'autre part. Cette fructueuse association permit la réalisation de nombreux profils sismiques et bathymétriques, et de prélèvements au cours des campagnes *Lusitania 71, 73, 74, 75, Hespérides 76, 78* et *Sinjar 76*. Les données recueillies ont déjà fait l'objet d'une première interprétation géologique et morphologique de la part de P. MUSELLEC (1974), D. MOUGENOT (1976) et Ph. BALDY (1977). Cependant, la mise à la disposition des auteurs de nouvelles minutes de sondage, notamment celles en provenance de l'Instituto hidrográfico, fut l'occasion de reprendre plus en détail l'analyse de tous les reliefs afin d'en comparer la nature et l'origine avec celles du domaine continental adjacent.

Les auteurs se sont assignés pour tâche essentielle la réalisation d'une double série de huit cartes bathymétriques et géomorphologiques (D. MOUGENOT & J. R. VANNEY, 1978). Cette couverture constitue, en quelque sorte, le complément de la «Carta geológica da plataforma continental de Portugal» dressée par G. BOILLOT et D. MOUGENOT (1978). A l'instar des cartes marines portugaises, l'échelle du 1/150 000 a été retenue. Au Sud du 38<sup>e</sup> parallèle, les isobathes ont été dessinées à partir des minutes obligeamment fournies par l'Instituto hidrográfico (1/25 000 et 1/50 000) et de l'Hydrographic Department britannique (1/200 000). Au Nord de cette limite, le contourage est basé sur les sondes recueillies au cours des campagnes précitées et complétées par les levés plus anciens de la Missão hidrográfica da Costa de Portugal (1915, 1918). Pour les parties profondes, furent utilisées celles collationnées par le

Service hydrographique et océanographique de la marine (coupure Gebco n.° 60) et par L. BERTHOIS pour le Centre Océanologique de Bretagne.

Les toponymes retenus, et figurant sur l'une ou l'autre série de cartes, ont une triple provenance. D'abord, la «Carta litológica submarina da Costa de Portugal» (8 feuilles publiées entre 1913 et 1941). On a ajouté les noms des fonds couramment en usage parmi les pêcheurs au chalut (J. GORMICHO BOAVIDA, 1948); ils sont signalés dans le texte par un astérisque. A défaut, les reliefs ont été nommés par référence au port le plus proche, ou à l'honneur des célébrités maritimes, historiques ou littéraires du Portugal; un double astérisque permet de les identifier. Ces nouvelles appellations ont recueilli l'assentiment préalable de l'Instituto hidrográfico. En ce qui concerne la nomenclature des reliefs, les termes portugais ont été conservés ainsi que l'exigent les conventions et la courtoisie internationales<sup>(1)</sup>.

L'interprétation structurale et génétique des formes est fondée sur l'analyse de 8 700 km de profils sismiques dont on trouvera la position dans G. BOILLOT *et al.* (1975) et PH. BALDY *et al.* (1977). La bonne définition verticale de ces sondages a permis de porter une attention particulière à l'identification des surfaces planes et aux discontinuités qui les affectent, selon les principes exposés par D. MOUGENOT & J. R. VANNEY (1980). Pour ce qui est de ces surfaces, dites remarquables, quatre grands types ont été distingués (fig. 2):

1. *Des surfaces d'accumulation* qui correspondent au toit des dépôts récents fossilisant les autres types de surface.

2. *Des surfaces structurales* quand la topographie est conforme aux discontinuités des terrains sous-jacents d'âge ancien.

3. *Des surfaces d'aplanissement* quand la topographie d'érosion, actuelle ou fossile, tranche les différentes structures sous un angle constant par rapport à l'horizontale. On notera qu'en certaines situations, par suite d'une orientation particulière des profils (lorsqu'ils sont perpendiculaires au pendage réel des couches) ou d'une coïncidence fortuite entre le relief et les pendages, la surface d'érosion peut prendre l'aspect d'une surface structurale dérivée. Enfin, sur les formations récentes peu déformées, il est probable que les surfaces d'aplanissement sont en réalité des surfaces de non-dépôt. Dans ce cas, la discordance angulaire observée est originelle, c'est-à-dire que la troncation sous un angle réduit n'est pas consécutive à un basculement tectonique.

4. *Des surfaces de progradation* qui limitent vers le haut un milieu à stratification caractéristique due à la progression frontale. A l'origine, il s'agit de surfaces d'accumulation ou de non-dépôt probable-

ment remodelées par l'érosion dans le prolongement des surfaces d'aplanissement adjacentes.

Les ressauts topographiques qui séparent ces surfaces sont définis en fonction de leur position structurale (par exemple: escarpement de faille, corniche) ou de leur évolution présumée (par exemple: falaise submergée).

L'ensemble des signes conventionnels utilisés, leurs définitions et leur traduction sont donnés sur la figure 3 qui est reproduite sur un dépliant. Les principales formes terrestres ont été également cartographiées en reprenant pour l'essentiel les travaux de P. BIROT, M. FEIO, O. RIBEIRO, S. DAVEAU et A. & D. de B. FERREIRA. La nature des enregistrements sismiques et l'échelle relativement petite des cartes n'ont pas permis d'aboutir à un inventaire complet de toutes les formes. Pour ce qui concerne les reliefs sous-marins, il a été plus aisé de lire l'influence des facteurs morpho-structuraux que d'identifier les traces des paléomodèles, de nature fluviale ou littorale, qui ont souvent créé des formes d'un ordre de grandeur inférieur au maillage moyen des profils sismiques (5 km).

## LE CADRE STRUCTURAL

L'ensemble de la façade portugaise est formé par la retombée océanique du socle hercynien de la Meseta ibérique. Aussi convient-il de souligner la signification profonde de la présence de ce môle. De façon fondamentale, il singularise cette bordure non seulement du reste de la péninsule, mais également de l'ensemble du monde méditerranéen où, le plus souvent, les blocs continentaux s'achèvent en mer par un cortège de chaînes jeunes plus ou moins démembrées. Ce soubassement relativement résistant a imposé à la configuration générale des formes son caractère majeur: la rigidité, dont l'expression la plus apparente est la généralité du style cassant.

Le socle lusitanien se présente à la façon d'une mosaïque compartimentée par des failles multiples (J. R. PARGA, 1969; F. ARTHAUD & PH. MATTE, 1975) dans le faisceau desquelles est reconnue la direction préférentielle NE-SW dont on verra l'influence sur le tracé des grands canyons sous-marins (G. BOILLOT *et al.*, 1974). Ce n'est pas ici le lieu d'analyser ces linéaments schématiquement reportés sur la figure 1.

(<sup>1</sup>) Exemples: beiral (bordure, banc bordier); canhão (vallée sous-marine, canyon); costeira (costière, collines alignées); enseada (anse, baie); fossa (fosse); planalto (plateau); pontal (banche, rocher plat); serra (chaîne). Le terme «mar» est utilisé par les pêcheurs pour désigner un espace de chalutage relativement homogène dans ses caractères bathymétriques et sédimentologiques.

Qu'il suffise d'observer leur entrecroisement particulièrement serré; il s'agira d'en bien saisir les conséquences pour l'assortiment des reliefs et les problèmes que pose leur mise en place.

Sans qu'il soit besoin de remonter aux plus anciens épisodes et d'entrer dans le détail de l'évolution morphostructurale, il convient de constater qu'elle est une longue succession de dislocations, inaugurées par les fracturations tardi-hercyniennes qui ont guidé la disjonction des plaques Ibérie et Amérique du Nord, et maintenues en activité jusqu'à nos jours par suite du rapprochement des plaques Afrique et Ibérie. Ainsi le réseau actuel de dislocations est calqué sur celui des anciennes lignes de faiblesse du soubassement mésetain: on en veut pour preuve les accidents compressifs formés sur l'emplacement des décrochements tardi-hercyniens, ou les montées évaporitiques associées au rejeu de vieilles fractures. Tout semble s'être passé comme si un ordre structural ancien s'était réimposé sans cesse à des séries nouvelles. Sur la marge portugaise, comme celle de l'Armorique (J. R. VANNEY, 1977), la part de la tradition semble plus grande que celle de l'innovation. Héritage d'autant plus remarquable qu'il a prévalu jusqu'aux plus récents événements. On retiendra comme indices de cette instabilité permanente les déformations des plages tyrhéniennes dans l'Alentejo (P. BIROT, 1950), le rejeu à l'époque historique de certains alignements structuraux (J. C. BOUSQUET *et al.*, 1978), et la persistance d'une activité sismique. Cette dernière a son origine dans l'affrontement des plaques Ibérie et Afrique le long de la zone de fracture Açores-Gibraltar. Cependant, la répartition diffuse des épicentres (fig. 1) indique que les mouvements sismiques procèdent également du rejeu d'accidents se comportant comme des lignes de faiblesse à l'intérieur des plaques en convergence (D. HATZFELD, 1976). Certes, les secousses telluriques demeurent relativement faibles comparées à celles qui agitent d'autres régions méditerranéennes, mais les ravages périodiquement produits par les séismes invitent à les ranger au nombre des processus morphologiques fonctionnels. Les plus catastrophiques d'entre eux furent ceux des 14<sup>e</sup>, 16<sup>e</sup> et 18<sup>e</sup> siècles qui ravagèrent périodiquement les régions côtières; le plus important jamais enregistré fut celui qui survint le 1<sup>er</sup> novembre 1755 (F. L. PEREIRA DE SOUSA, 1931; J. M. MARTINEZ SOLARES *et al.*, 1979): il engendra un «maremoto» (tsunami) dont les lames, hautes de plus de 10 m, dévastèrent toutes les côtes basses depuis la Galice jusqu'au Maroc (F. L. PEREIRA DE SOUSA, 1911, 1914; J. GUILLÉN, 1956); même les caps rocheux ne furent pas épargnés, comme le Cabo Carvoeiro (C. FREIRE DE ANDRADE, 1937). Les enseignements tirés d'autres cataclysmes du même genre aident à concevoir ce qu'en furent les effets sur les fonds infra-littoraux et aux têtes des canyons.

Les autres tremblements de terre dont il est fait état dans la littérature (1858, 1903, 1909) ne semblent pas avoir causé des désastres d'une telle ampleur (P. CHOFFAT, 1904, 1910; S. CALDERÓN ARANA, 1910).

## LE MILIEU MORPHOLOGIQUE

Une lecture sommaire des cartes batymétriques révèle la régularité du profil et du dessin des reliefs de la façade portugaise. Il s'agit là d'un caractère spécifique qui la différencie de la Méditerranée et l'apparente à l'Afrique. Cette simplicité se remarque, entre autre, à l'extension des surfaces planes et l'indentation modérée des escarpements et des côtes. Fréquemment on observe que le contact entre la Meseta et l'Atlantique s'opère par une longue descente en escalier aux marches plus ou moins hautes et larges. Même les montages côtiers les plus hardies (Serras de Arrábida, de Sintra et de St.<sup>a</sup> Luzia par exemple) ne sont que de médiocres accidents comparés aux escarpements monumentaux qui ferment nombre de littoraux méditerranéens. La plate-forme continentale n'est, à tout prendre, que l'un de ces degrés, le plus significatif peut-être. Les ruptures de pente (escarpements ou falaises) plus ou moins marquées entre ces gradins présentent, le plus souvent, un tracé relativement rigide. A terre, presque tous les talus sont des abrupts rectilignes. Le rivage est à peu près dépourvu d'amples articulations sauf dans le secteur des grands estuaires (Tejo, Sado). Encore doit-on noter que ces échancrures actuellement colmatées ne pénètrent qu'une dizaine de kilomètres à l'intérieur des terres. Partout ailleurs, la ligne de côte peut être assimilée à une droite ou à un grand arc à la flèche réduite. La découpeure des rias du Minho est mineure en regard de celle de la proche Galice. Une même lourdeur caractérise le dessin des talus sous-marins, sauf dans la section centrale profondément entaillée par les canyons.

Il serait excessif de croire que la bordure maritime et la plate-forme continentale du Portugal doivent une telle simplicité de ligne à la seule intervention directe des phénomènes tectoniques qui ont découpé la bordure de la Meseta. En vérité, c'est une évolution morphologique complexe qui est responsable de cette disposition dont on se bornera ici à présenter les principaux traits. Déclenchée par les mouvements tectoniques et entretenue à la faveur de climats propices, l'érosion est parvenue à démanteler les reliefs, à niveler les escarpements, et à édifier des accumulations sédimentaires d'étendue et d'origine diverses. Cette évolution poussée jusqu'à la sénilité se renouvela à plusieurs reprises du Permo-Trias au Villafranchien. Répétition qui explique pourquoi la planéité peut être considérée comme le caractère morphologique majeur. Le plus souvent, le relief

se résout en une succession de surfaces différentes en âge et en nature.

A terre, il s'agit d'un étagement ou d'un entrecroisement de plateaux d'érosion et de plaines de remblaiement, le tout disposé en un puzzle complexe à la compréhension duquel ont largement contribué les travaux de H. LAUTENSACH (1932), de M. FEIO (1952) et de P. BIROT (1949). En le ramenant à ses thèmes essentiels, le relief peut être décomposé en trois familles de formes:

1. De hauts aplanissements bien représentés sur les sommets de horsts étroits débités dans le socle. Ces hauts niveaux sont surtout identifiés au Nord du Tejo.

2. Des bas plateaux gauchis et entaillés, tranchant indifféremment le socle et la couverture. S'y trouvent associés des niveaux d'érosion distincts.

3. Des surfaces de remblaiement qui occupent les compartiments effondrés comme les bassins de la Beira litoral et du Ribatejo de part et d'autre de l'Estremadura. La mise en place de ces cuvettes a guidé l'établissement des principaux fleuves. Sur les cartes, ces topographies d'accumulation ont été regroupées sous l'appellation générique de *glacis polygénique*.

Bas plateaux et surfaces de remblaiement forment au-dessus de 100 m une frange littorale presque continue. Cet élément original de la morphologie du Portugal (O. RIBEIRO, 1945), qui joua un rôle déterminant dans le peuplement et la formation du pays, mérite de retenir l'attention du géomorphologue pour la raison qu'il est l'ébauche de la plate-forme continentale à laquelle il fut annexé à plusieurs reprises, notamment au Pliocène. C'est en définitive dans le domaine sous-marin que s'affirme et s'enrichit la planité du relief. Elle s'exprime dans l'infinité des pentes (entre 3 et 10 m/km; J. H. MONTEIRO, 1971) comme dans la pluralité des plateaux étagés, ainsi que l'avait déjà souligné J. BOURCART (1938). En effet, sous le rebord traditionnellement choisi comme limite de la plate-forme, apparaît une autre série de plateaux dont les planaltes de l'Algarve fournissent des exemples achevés. La notion de planité s'enrichit également dans la mesure où l'oeuvre de nivellement est parachevée par la présence de surfaces de progradation qui s'ajoutent à la collection de celles connues à terre.

En définitive, le rapprochement génétique et chronologique entre les surfaces émergées et submergées sera la tâche la plus importante à laquelle on devra s'attacher pour aboutir à une meilleure intelligence de l'évolution péinsulaire.

#### L'ENVIRONNEMENT Océanique

Le régime des oscillations climato-eustatiques instauré depuis le Pliocène contribua activement au

travail d'uniformisation et de régularisation des reliefs. Il convient dès lors de s'interroger sur la tendance et l'efficacité des processus en exercice depuis l'ultime élévation du niveau marin qui débuta il y a 15 000 ans environ.

Sur la plate-forme portugaise viennent se déverser des fleuves (par ordre de module décroissant: Douro, Tejo, Minho, Mondego, Guadiana etc.) dont les crues dangereuses sont parmi les plus puissantes de la péninsule. Mais il faut se garder de surestimer l'importance de ces flots boueux qui peuvent diffuser assez loin au large. Quoiqu'on ne puisse chiffrer le tonnage des apports en matériaux terrigènes, l'extension des formations reliques sur la plate-forme, même devant les embouchures (J. H. MONTEIRO & I. MOITA, 1971; I. MOITA, 1971), donne à penser que les particules sédimentaires, actuelles ou anciennes, y sont réentraînées par des courants littoraux depuis longtemps actifs. Il ne faut voir là qu'une simple présomption qui ne peut être étayée sur une analyse complète de l'environnement océanique: les études manquent encore sur des points aussi fondamentaux que la nature et la capacité respective des processus marins. On se bornera dans les lignes qui suivent à des considérations très générales sur ceux qui sont présumés pouvoir intervenir.

Ce n'est qu'au voisinage du rivage que l'onde de marée, dont l'amplitude maximale varie entre 3,80 m (pour le Minho) et 3,50 m (en Algarve), détermine la formation de courants sensibles. Ils acquièrent une particulière vigueur dans les estuaires étranglés par des accumulations sableuses: des vitesses supérieures à 7-9 km/h (Sado, Tejo), même 13 à 15 km/h (baie de Faro, sortie du Douro) y ont été mesurées (Roteiro da Costa de Portugal, 1952). C'est pendant les crues que leurs effets deviennent spectaculaires: les eaux estuariennes, soulevées de plusieurs mètres au-dessus de leur niveau de pleine mer, sont expulsées à plus de 24 à 28 km/h parfois, comme on le signale aux sorties du Guadiana, de la Ria de Aveiro et de l'estuaire du Douro, et les barres sous-marines qui souvent les obstruent, sont alors puissamment remaniés. Mais en dehors de ces proxymismes brefs et localisés, flot et jusant demeurent soumis à l'influence des autres types de courant.

Tournés vers l'Ouest pour les trois-quarts de sa surface, presque totalement dépourvue de la protection des îles, la plate-forme portugaise est largement ouverte à l'action des houles de l'Atlantique. Aucune statistique n'est disponible sur les états de la mer en différents points de la côte. Il est cependant notoire que la ceinture côtière, hormis quelques secteurs abrités comme l'Algarve, est assujettie à une agitation quasi constante (J. J. REIS DE CARVALHO & J. P. BARCELO, 1966). Elle se traduit par de puissants déferlements et des courants d'arrachement. Lors des tempêtes, ils peuvent provoquer des destructions spec-

taculaires sur les falaises les plus exposées (H. LAUTENSACH, 1926; C. FREIRE DE ANDRADE, 1937; Acção do temporais..., 1937; J. CORREIA PEREIRA, 1937). De l'orientation par rapport aux vents les plus forts et soufflant du 4<sup>e</sup> quadrant (Serviço Meteorológico Nacional, 1965) résulte la formation d'une dérive littorale portant vers le Sud, puis vers l'Est au-delà du saillant du Cabo de São Vicente (C. K. ABEÇASIS *et al.*, 1962; J. J. REIS DE CARVALHO & J. P. BARCELO, 1966). Cette circulation, conforme à la position de la marge portugaise par rapport à l'anticyclone des Açores, progresse à la vitesse moyenne de 9 km par jour. Mais, localement, la découpe des côtes peut occasionner la formation de contre-courants de baie comme dans celles du Tejo et du Sado. L'effet de ces dérives sur la régularisation du trait de côte est remarquablement illustré par l'allongement quasi rectiligne des grands cordons littoraux. Les observations disponibles montrent qu'il s'agit d'un entraînement discontinu dans le temps et l'espace (J. H. MONTEIRO, *verbatim*). S'il est naturel de rencontrer des courants descendant du Nord en été, saison pendant laquelle prévaut le type de temps de «nortada», les eaux en hiver suivent des directions variées sans qu'il soit possible d'établir une relation avec les vents soufflant avant ou pendant la période d'observation (Roteiro da Costa de Portugal, 1952). La configuration locale de la côte et les sautes fréquentes de vent semblent pouvoir expliquer semblable inconstance.

La plate-forme est tout entière baignée par la couche supérieure de l'eau centrale nord-atlantique (H. U. SVERDRUP *et al.*, 1942) dont la salinité au voisinage du fond tombe à environ 36,00‰ (Algarve) et même 35,00‰ (Minho). Outre un mouvement de résurgence (upwelling) particulièrement manifeste de juin à octobre (W. S. WOOSTER *et al.*, 1976), cette eau est le siège d'une dérive portant vers le Sud, puis vers l'Est, comme pour les transferts côtiers.

C'est le courant-limite oriental (W. S. WOOSTER & J. L. REID, 1963). Son déplacement, déjà faible et variable en surface (0,10-0,25 m/s), deviendrait quasiment insensible à la profondeur de 200 m (H. LACOMBE, 1970). En dessous de l'immersion moyenne de 550 m, l'accroissement sensible de la salinité jusqu'à 36,10‰ (Minho) et 36,40‰ (Algarve) matérialise le passage de l'eau méditerranéenne (G. WÜST, 1955; H. LACOMBE, 1956). Issue du Détroit de Gibraltar, cette veine d'eau progresse en sens inverse de l'eau susjacente en contournant la marge portugaise (N. H. KENYON & R. H. BELDERSON, 1973; F. MADELAIN, 1976; I. AMBAR & M. R. HOWE, 1979 a,b). A dire vrai, ce contre-courant n'affecte pas la plate-forme continentale *s. s.* puisque sa limite supérieure oscille entre 550 et 800 m. Mais il a été établi que les inégalités du relief l'obligent à se partager en branches capables de s'engager dans les dépressions ouvertes entre les planaltos de l'Algarve (F. MADELAIN, 1967), et même de remonter les canyons ainsi que cela fut observé devant Setúbal (J. M. PÉRÈS, 1958). Pareil effet de canalisation expliquerait que l'on ait pu mesurer des vitesses supérieures à 0,10 m/s dans plusieurs de ces sites (fig. 29 et 33): 0,17 m/s sur le *planalto de Faro*\*\* (mesure britannique signalée par B. C. HEEZEN & G. L. JOHNSON, 1969), 0,20 m/s sur celui de *Portimão*\*\*, et 0,40-0,50 m/s dans la *Fossa Diogo Cão*\*\* (F. MADELAIN, 1970). On dispose de peu d'indications sur le devenir de cette langue d'eau salée passé le Cabo de São Vicente. On peut cependant présumer qu'elle perd à la fois en immersion et en vitesse. Au large du Cabo da Roca, des témoignages de son passage ont été observés entre 500 et 1 000 m au cours des plongées du bathyscaphe F. N. R. S. III (J. M. PÉRÈS *et al.*, 1975). Progressant encore à 0,04 m/s à la hauteur du Cabo Mondego, la veine d'eau méditerranéenne ne se déplacerait plus qu'à la vitesse de 0,02 m/s dans la dépression Valle-Inclán, ensellement séparant le Banc de Galice et la marge ibérique (H. LACOMBE, 1970).

## CHAPITRE PREMIER

# LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU MINHO ET DE LA BEIRA LITORAL

Il est normal d'aborder l'étude de la plate-forme portugaise par sa partie septentrionale qui regroupe les formes les plus simples. La région, prolongement sous-marin des provinces du Minho et de la Beira litoral, est approximativement limitée vers le Sud par le parallèle 39° 40'. Elle est représentée sur les feuilles de Porto (fig. 4, 5) de Figueira da Foz (fig. 8, 9) et la moitié nord de celle de Nazaré (fig. 11, 12). Une description bathymétrique succincte, assortie d'une interprétation géométrique de la topographie, a été précédemment faite par P. MUSELLEC (1974) L'aire maritime concernée couvre une largeur moyenne de 35 km jusqu'à Póvoa de Varzim (fig. 4), puis s'élargit graduellement pour atteindre environ 60 km devant le Cabo Mondego (fig. 8). La pente transversale diminue ainsi vers le Sud, passant de 5,7 à 3,3 m/km. Ce qui fait l'individualité de la région, c'est d'abord une étonnante simplicité de formes et de structure (fig. 6, coupe XI) qui adoptent une disposition zonée assez fidèlement calquée sur celle des accidents tectoniques. L'autre trait distinctif est la similitude de son encadrement.

Vers le large, la pente continentale, encore insuffisamment sondée, se présente sous des aspects partout analogues. Un profil schématiquement concave, très redressé vers le haut et coupé de plusieurs paliers larges de quelques kilomètres. Les mieux individualisés de ces replats sont repérables aux profondeurs moyennes de 300-500 m (exemple: large du Cabo Mondego, fig. 8), et de 2 200-2 400 m (exemple: devant la Ria de Aveiro, fig. 8). Ces interruptions confèrent au versant une déclivité relativement médiocre puisqu'elle oscille entre 80 et 100 m/km (J. H. MONTEIRO, 1971). L. BERTHOIS *et al.* (1965) ont présumé qu'il s'agissait de constructions deltaïques.

Il est plus probable que les ruptures de pentes représentent les fronts de blocs basculés plus ou moins masqués sous des séries postérieures. Autre trait commun à la pente: la rareté des canyons. Deux seulement s'individualisent à plus de 80 km d'intervalle. Ce sont les *Canhões de Porto*\*\* et de *Aveiro*\*\* dont les cours convergent vers la sortie méridionale de la longue dépression Valle-Inclán (J. R. VANNEY *et al.*, 1979). Plus nombreux sont les ravins qui décrivent localement des réseaux relativement serrés.

Du côté de la terre, la plate-forme est dominée par la partie de la Meseta septentrionale la plus soulevée et située dans le prolongement des montagnes qui enferment le bassin de Vieille Castille. Ces similitudes n'excluent pas des nuances régionales: tandis que le socle tombe directement sur l'Atlantique dans la région du Minho, au Sud de Espinho, la transition est ménagée par l'interposition de la vaste plaine maritime de la Beira litoral.

### I — LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU MINHO

Ainsi que le montre le bloc-diagramme d'ensemble (fig. 7), la plate-forme du Minho est une sorte de replat installé au pied du bloc ibérique.

#### 1. L'arrière-pays

Le front océanique de la Meseta présente un relief énergétique décomposé en un moutonnement de croupes escarpées dont l'alignement fut très tôt signalé par les auteurs. D'abord orienté du Nord au Sud, dans le prolongement du littoral galicien (H. NONN, 1966, 1969), il bifurque ensuite vers le Sud. Sud-Est

à la latitude de Viana do Castelo. L'escarpement dérive d'un grandiose mouvement de flexure faillée, appelée «flexure atlantique» (J. BOURCART, 1936c, 1938), qui reprend une ligne structurale hercynienne majeure. Ce plongement brusque du socle marque la limite orientale du bassin sédimentaire portugais. En contrebas des reliefs les plus élevés (entre 500 et 700 m, dans les limites des figures 4 et 5) s'étagent jusqu'à la mer une série de niveaux d'érosion qui prennent un remarquable développement de part et d'autre du Douro (fig. 5).

La proximité du niveau de base explique l'intense dissection de ces surfaces par des vallées encaissées. Le tracé des principales d'entre elles (Minho, Lima, Cávado, Ave et surtout Douro) aurait été guidé par des cassures qui rejouèrent jusque très récemment le long des anciennes lignes de discontinuité du socle (P. BIROT, 1949). Certaines vallées ont leur fond démesurément élargi en vallées mûres à quelques mètres seulement au-dessus du niveau de la mer. On serait enclin à interpréter ces auges alluviales géantes, dont le remplissage flandrien descend profondément, comme d'anciennes rias comblées. Il serait légitime de voir dans cette émergence une conséquence du mouvement de soulèvement récent proposé par G. ZBYSZEWSKI (1940) et H. LAUTENSACH (1941).

## 2. La ceinture côtière

De toute évidence, le rivage actuel, qui eut initialement un tracé calqué sur des cassures, doit être présentement rangé dans la catégorie des côtes d'émergence. De cette double influence des failles et du soulèvement, l'indice le plus sûr est fourni par le caractère étonnamment linéaire de la côte si différente des profondes rias de la Galice. De manière un peu paradoxale, le Minho est une région accidentée sans côte élevée, et presque dépourvue de grandes falaises vives, excepté en quelques points au Nord du Rio Lima (fig. 5). Au Sud, les gradins d'érosion inférieurs sont nappés de plages soulevées (O. RIBEIRO et al., 1943; C. TEIXEIRA, 1948, 1949; C. TEIXEIRA & G. ZBYSZEWSKI, 1952; G. ZBYSZEWSKI, 1940, 1958) qui tendent à former un glacis composite confinant à une étroite plaine maritime encore marécageuse par places, et que les fortes tempêtes naguère inondaient. Enfin, on peut voir dans la présence de cordons littoraux presque continus, souvent remodelés en dunes basses, le signe ultime du soulèvement des terres.

## 3. Le socle submergé

Le substratum mésétain n'affleure guère sous l'océan. Il n'a été identifié qu'au Nord du Rio Cávado, et sur une largeur qui n'excède pas 10 km

devant l'embouchure du Rio Lima. La topographie en est accidentée et rehaussée de pointements aigus ou d'îlots en forme de reliefs résiduels. Ils se distribuent en une double rangée de roches alignées parallèlement à la côte. D'abord jusqu'aux profondeurs de 10-20 m, une chaîne d'écueils, escarpés vers le large, dont les têtes rendent très dangereux l'atterrage (exemples: Leixão, Feiteira, Boi, Sobtorinha, Baixos da Terra, da Eira, do S. Bartolomeu, Forcadinho, Roncador, etc.). Plus au large, la limite du massif ancien est ponctuée de pitons isolés qui ont noms *Sumalha* \* (20 m), *Parcel* \* (13 m) et *Moitera* \* (19 m). Au Sud du Rio Cávado, seule la rangée d'écueils frangeants subsiste. Au vu des profils, il semble que la retombée occidentale du socle puisse être localement assimilée à une falaise submergée implantée aux dépens d'un escarpement de faille (fig. 6, coupe 1).

## 4. La plate-forme interne

Aux fonds rocheux pré-littoraux succède un grand glacis presque uniformément couvert de formations détritiques grossières (graviers et sables) ou envasées dans les dépressions et vers l'aval (Carta litológica submarina n° 1, 1913). Au Nord, cette rampe occupe toute la partie médiane de la plate-forme depuis le pied des premiers escarpement de socle qu'elle fossilise partiellement (vers 50 m; fig. 6, coupe 2) jusque vers 130 m de profondeur. La plus grande partie de ce domaine est désignée par les pêcheurs sous les noms de *Mar do Limpo* \* et *Mar de Champana* \*. Au Sud du Rio Cávado, le glacis se décale sensiblement vers l'Est: sa limite interne empiète graduellement vers la côte au point de venir envahir les premiers écueils. Dans les deux cas, il s'agit d'un plan en pente douce (3,5 m/km) dont la régularité topographique n'est troublée que par de menus accidents. Ce sont des buttes rocheuses dont les sommets plats sont immergés entre 45 et 58 m: *Apetuado* \*, *Picoto* \*, *Selir* \*, *Sant Ana* \* sont les noms des principales. Elles sont taillées dans le Crétacé qui perce la lentille sédimentaire dans laquelle est modelé le glacis. Comme les profils sismiques le montrent (fig. 6, coupe 3), cette formation, de nature vraisemblablement sableuse, a une épaisseur maximale variant entre 60 (devant le Douro) et 100 m (devant le Minho). Par le fait, elle est à peine apparente sur la coupe géologique XI (fig. 6). Elle peut reposer directement sur le socle (comme au Nord), mais recouvre principalement les assises crétacées faiblement inclinées vers l'Ouest et tranchées par une surface d'aplanissement (fig. 6, coupe 3). Il semble logique d'interpréter celle-ci comme un autre élément de la surface périphérique signalée à terre. Le contact avec le gradin supérieur doit

s'établir au voisinage du rivage de Porto. Pour P. MUSELLEC (1974), le manteau sédimentaire qui fossilise l'aplanissement serait le produit de la con jonction latérale de cônes deltaïques épanchés au débouché des fleuves minhotés. Une interprétation alternative pourrait faire intervenir une mise en place par des cours d'eau divagants lors d'un bas niveau marin: le glacis serait une sorte de bajada étalée par le ruissellement en nappe au pied des escarpements côtiers. On serait enclin à envisager plus favorablement une dernière origine: un remaniement marin du glacis polygénique et des alluvions fluviales. Compte tenu de l'épaisseur et de l'âge relativement ancien du matériel, les trois hypothèses ne s'excluent peut-être pas, chacune pouvant s'appliquer à des stades distincts de la morphogénèse du glacis. Les alignements d'ondulations blasses repérés sur plusieurs profils dans le Mar do Limpo paraissent devoir être interprétés comme d'anciens cordons littoraux. On peut leur prêter un âge würmien en raison de leur profondeur (90 à 120 m) et de leur bon état de conservation. On notera pour finir que la forme et la constitution de ces épanchages ne sont pas sans évoquer celles des unités morphologiques définies sous l'expression de *glacis-plaines* sur la plate-forme sud-armoricaine (J. R. VANNEY, 1977). Comme pour leurs homologues du Golfe de Gascogne, on peut présumer que ces plans inclinés fonctionnent actuellement comme des aires de migration sédimentaire: remontée des sables, transfert des sablons et des pelites vers le bas, ainsi que J. P. BARUSSEAU (1973) l'a envisagé pour le glacis-plaine nord-aquitain. Des études bathymétriques et sédimentologiques fines seraient nécessaires pour préciser la forme et la structure du glacis et pour vérifier la validité de l'interprétation proposée.

##### 5. La plate-forme externe

Les glacis d'épandage s'achèvent vers l'aval le long du pied oriental d'une suite de hauteurs disposées en un alignement étroit et discontinu. Toutes sont des plateaux sédimentaires découpés dans les niveaux résistants de l'épaisse série datée du Sénonien (G. BOILLOT *et al.*, 1975). Au Nord de 41° 50', le *Beiral de Caminha*\* est une élévation peu proéminente (120 m) qui tourne vers la terre une cuesta enterrée en majeure partie. Entre 41° 40' et 41° 30', le *Beiral de Viana*\*, orienté N/NW-S/SE, est plus accidenté et plus élevé puisqu'il culmine à 88 m à la *Pedra de S. Lumedio*\*. La bordure orientale est jalonnée par une succession d'escarpements à corniche regardant vers l'amont-pendage (cuestas). Leur commandement peut atteindre 15 m, comme sur le tracé de la coupe XI (fig. 6). Les isobathes de 90, 100 et même 110 m descendent

encore fidèlement l'emplacement d'une ancienne dépression orthoclinale (actuellement fossilisée sur une grande partie de sa hauteur) qui devait être drainée vers le Nord, en direction d'une probable percée cataclinale située au voisinage de 41° 40'. Les cuestas et les buttes-témoins sont vraisemblablement alignées, comme dans l'Est du Bassin de Paris, sur une flexure moulée à un accident profond du socle (P. MUSELLEC, 1974). La périphérie occidentale du Beiral de Caminha et la partie la plus externe du Beiral de Viana sont occupées jusqu'au rebord par un plan incliné qui tranche en biseau le Sénonien. Il s'agit de la réapparition de la surface d'aplanissement fossilisée sous le glacis interne. Le Beiral de Viana domine le replat par un escarpement bien marqué mais sinueux que l'on interprète comme une falaise submergée. Plus au Sud, l'aplanissement gagne en ampleur jusqu'à ne laisser subsister que quelques buttes allongées (*Pontal do Cerro*\*) ou arrondies (*Nevogilde*\*, *Garoupa*\*, *Canteiro*\*, *Valongo*\*) dont les sommets sont à des profondeurs variant entre 65 et 80 m. Abstraction faite des minces dépôts récents, on peut admettre que le rebord de la plate-forme est formé par l'intersection entre la partie distale de l'aplanissement et le sommet de la pente. Leur recoupement se fait selon un angle particulièrement vif dans les secteurs où le tracé est festonné par des ravins nombreux (comme au Nord de 41° 20') et à la tête du Canhão de Porto qui empiète de plus de 10 km sur l'alignement normal du rebord. La limite de la plate-forme doit sa vigueur à la présence de failles subméridiennes, vraisemblablement récentes, accompagnées de mouvements de masse.

## II — LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE LA BEIRA LITORAL

Au Sud de 41°, l'élargissement et l'aplanissement de la plate-forme vont de pair avec les changements observables dans la morphologie sub-aérienne. La flexure qui interrompt le socle mésétain oblique vers l'intérieur des terres et cède progressivement la place à la plaine maritime de la Beira litoral, la plus large de la péninsule. C'est une dépression tectonique comblée par des sédiments paraliques et des alluvions descendues des montagnes de la Beira Alta. Vers le Sud, l'effacement graduel des reliefs périphériques, la prépondérance des processus d'accumulation fluviales et littoraux et l'accaparement par les sables, tout concourent à uniformiser les tracés et les profils du rivage et de la plate-forme. Autant de conditions propices à une morphologie qui s'apparente à celle des Landes d'Aquitaine (G. Soares de Carvalho, 1954, 1964).

### 1. La plaine maritime

Elle présente une évolution structurale relativement simple. Les terrains mésozoïques, disposés sur une épaisseur de plusieurs kilomètres à l'Ouest de la flexure atlantique, furent ondulés, aplanis, puis recouverts sous un vaste glacis polygénique au cours d'épisodes alternés de submersion et d'émersion. Des plus récents d'entre eux témoignent les multiples niveaux de plages anciennes (C. TEIXEIRA, 1944, 1948; G. SOARES DE CARVALHO, 1951, 1953; G. ZBYSZEWSKI, 1940, 1958) et la pluralité des générations dunaires. La structure profonde est totalement masquée et son influence sur le rivage n'est apparente qu'en quelques points. Soulevé par diapirisme, le soubassement nivelé n'affleure qu'en reliefs médiocres. Tels sont le petit cap rocheux pointant au Nord de Pedrógão (fig. 12) et la Serra de Boa Viagem (ou de Buarcos) qui dresse vers le Nord des crêtes de chevauchement que franchit le cours antécédent du Rio Mondego (A. FERNANDES MARTINS, 1949). Bien que modestement saillant (258 m), ce dernier relief est suffisant pour former l'irrégularité majeure de cette côte monotone que décrit le brusque redan du Cabo Mondego où les falaises et leur cortège d'écueils sont taillés dans le Jurassique. Quelle que soit leur taille, ces avancées rocheuses servirent de môles d'ancrage pour les matériaux charriés par la dérive littorale. Après la dernière transgression, l'œuvre régularisatrice de la mer a abouti à l'implantation d'un ample système de cordons littoraux et à l'édification d'une côte basse et fermée, remarquablement rectiligne et déserte jusqu'aux approches de Nazaré. Les tronçons de falaises mortes, qui subsistent çà et là dans l'arrière-pays, aident à reconstituer le dessin du littoral primitif (H. LAUTENSACH, 1926). Les anses, où se déversaient d'infimes cours d'eau, ont été colmatées; il n'en subsiste que de petites cuvettes pluviales, telle la Lagoa de Mira (fig. 9), répliques lusitaniennes des étangs landais. Les plaines alluviales récentes sont des deltas intérieurs (A. FERNANDES MARTINS, 1949), construits par des fleuves puissants descendus de la Meseta. Leurs embouchures ont résisté différemment à la fermeture et au comblement. Ainsi, le Rio Mondego, contraint à divaguer et à exhausser son lit par les excès de sa charge sédimentaire, n'a-t-il pu maintenir sa fonction estuarienne. Son débouché même, menacé par la progression persistante d'un poulier vers le Nord, aurait disparu si n'intervenait pas périodiquement l'action conjuguée du jusant, des crues et des travaux maritimes rouvrant un chenal dans la barre instable en constante accretion. Quoique atrophie, le régime d'estuaire est mieux conservé à l'embouchure du Rio Vouga, dit Ria de Aveiro, ultime vestige de la transgression flamandienne. Au terme

d'un colmatage progressif dont les étapes ont été reconstituées par plusieurs auteurs (A. SOUTO, 1923; A. FERNANDES MARTINS, 1947; A. DE AMORIM GIRÃO, 1949), la lagune actuelle semble être la copie en réduction du Bassin d'Arcachon. Même ramification complexe de chenaux branchés sur les bras principaux dits de S. Jacinto et de Mira; même paysage de marais et de wadden aux limites incertaines, fréquemment noyés sous plusieurs mètres par les inondations; même instabilité de la passe d'accès étranglée et infléchie vers le Sud par un interminable poulier dont on peut suivre la progression depuis le 14<sup>e</sup> siècle; enfin, même mobilité de la barre sous-marine qui encombre sa sortie. Cependant, entre ces embouchures presque réduites à l'état de reliques, l'ensemble de la ligne littorale a pu sensiblement reculer depuis l'époque historique. C. FREIRE DE ANDRADE (1937) et S. DAVEAU (1978) ont cité de nombreux exemples de cette agressivité de la mer, notamment entre Espinho et Aveiro. Comme dans les Golfes de Cadix et de Gascogne, cette mise à l'alignement expliquerait avantagement la progression des cordons dunaires vers le glacis polygénique qu'ils recouvrent sur une hauteur (50 m au Nord du Mondego, deux à trois fois plus au Sud) et une profondeur relativement grandes (fig. 9).

### 2. Le domaine infra-littoral

En de telles circonstances on ne peut manquer d'être frappé par l'étroitesse du glacis plaqué contre le rivage jusqu'à des profondeurs n'excédant pas 40 ou 50 m. La partie établie devant l'embouchure du Rio Mondego a été cartographiée et définie par P. MUSELLEC (1974) comme un «delta sous-marin». La centaine de mètres de sédiments apparemment non stratifiés qui le constituent repose sur le Crétacé et le Paléogène, préalablement nivelés. H. LAUTENSACH (1926) a présumé qu'il s'agissait d'un remplissage würmien, sans toutefois apporter d'arguments. Le glacis étant identique en tous points à ses homologues du Minho, les mêmes considérations génétiques pourraient lui être appliquées. Vers le Nord et vers le Sud, la frange infra-littorale est occupée par une plage sous-marine en pente sensible où le Roteiro da Costa de Portugal (1952) signale la présence de talus bas (vers 10 et 20 m) échelonnés au long du rivage; il doit s'agir de petites crêtes rocheuses (anciennes dune consolidées?) actuellement enterrées sous des flèches sableuses puissamment remaniées et déplacées par les déferlements et les courants. Certes, il n'est pas exclu que les méthodes de sondage sismique n'aient entraîné une sous-évaluation des limites et de l'épaisseur de ce boudier détritique infra-littoral. Cependant, il est incontestable que celui-ci se rétrécit et disparaît à l'endroit même où

l'on s'attendrait à le trouver le plus puissant, sinon le plus large. Tout se passe comme si la plaine de la Beira litoral, la plus vaste formation de remblaiement portugaise après celle du Ribatejo, avait été privée de ses prolongements sous-marins. Il faut reconnaître que l'on est encore peu informé sur les raisons d'une telle anomalie. Il est peu probable que le Mondego et le Vouga étaient des cours d'eau moins compétents que ceux du Minho. En revanche, on peut présumer que l'érosion marine, dans le même temps qu'elle procédait à la régularisation du rivage, a corrélativement réduit, jusqu'à élimination complète, la partie terminale du glacia détritique. Divers arguments rendent plausible cette hypothèse: 1) l'importance inusitée des formations détritiques grossières sur la partie de plate-forme située plus au large (Carta litológica submarina n° 2, 1914), vestiges éventuels d'un ancien glacia; 2) la coïncidence entre la disparition du glacia et le développement des formations progadantes devant la Beira litoral, tout se passant comme si la trop grande énergie du milieu imposait un transfert de l'accumulation vers la partie distale de la plate-forme; 3) le voisinage immédiat du Canhão de Nazaré situé comme un piège en aval-courant et capable d'exporter les matériaux en transit au niveau des plages sous-marines particulièrement apparentes au Sud du glacia.

### 3. La plate-forme

Au-delà de la lentille sédimentaire infra-littorale réapparaît la surface d'aplanissement qui occupe la quasi totalité du reste de la plate-forme où elle tranche non plus le Crétacé mais les séries cénozoïques, largement ondulées et faillées (fig. 10, coupes 6 et X). Le plus souvent, elle est recouverte par un mince voile de dépôts récents. Elle s'incline doucement vers l'Ouest avec une déclivité de l'ordre de 3,5 m/km et correspond à une structure monoclinale, inclinée vers le Sud-Ouest, qui détermine la formation de petites cuestas discontinues (*Vao de Madagude* \*, *Paredão* \*) interrompant l'extension de la surface d'aplanissement (fig. 10, coupe 7). Depuis son achèvement, elle semble avoir été affectée de déformations, notamment sous l'influence de l'halocinèse guidée par des accidents tectoniques remobilisés à la faveur de mouvements compressifs. Des gonflements se présentent comme une série de surélévations basses qui surmontent de quelques mètres à une dizaine de mètres la topographie régulière avoi-

sinante. Ces irrégularités peuvent provenir d'un modelé banal de dissection comme dans le cas des deux sites du large de Furadouro désignés par les pêcheurs sous les appellations de *Pontal da Galega* \* (entre 50 et 70 m) et de *Pontal da Carlota* \* (entre 100 et 120 m). Plus au Sud, *Morraceiros* \* (65 m, fig. 8) est un plateau à corniche dégagé dans la série monoclinale éocène. Ce sont enfin des crêts qui ceinturent des vallées typhoniques dégagées en «brays» au cœur des bombements diapiriques. Lorsque la dissection a été trop faible et le remblai sédimentaire important, la dépression est à peine apparente dans la bathymétrie: c'est le cas de celle encadrée par les deux crêtes *Montevin* \* et *Tirana* \* (fig. 12), qui peut être considérée comme l'équivalent sous-marin du diapir de Pedrogão. A plus grande profondeur, l'ensemble topographique connu sous le nom de *Pinhal* \* a tous les traits d'une boutonnière allongée sur environ 25 km et cernée par une double série de crêts dans le Crétacé supérieur et l'Éocène inférieur (fig. 13, coupes 8 et 9). A sa terminaison méridionale, le cœur du bray typhonique est percé par une sorte de voûte étroite enveloppée par l'isobathe de 100 m; c'est un mont dérivé dans les terrains résistants du Crétacé supérieur (fig. 10, coupe X). Cette dernière observation est significative car elle permet de souligner la différence avec les diapirs de terre ferme dont le noyau peut s'ouvrir jusqu'à la base du Jurassique (P. CHOFFAT, 1884; G. ZYBSZEWSKI, 1959); contraste pouvant s'expliquer par l'importance plus grande en mer que sur les continents de la série du Crétacé supérieur et du Paléogène.

La partie externe de la plate-forme, en dessous de 120 m environ, présente une topographie monotone qui est celle de la même surface d'aplanissement (*Mar dos Condenados* \*, *Abrolhos* \*). Légèrement inclinée, elle est prolongée jusqu'au rebord, sur une largeur de 10 km, par un prisme progadant néogène de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur qui ravine les formations cénozoïques (fig. 10, coupe 4). Le rebord de la plate-forme est modérément festonné, sauf dans le secteur amont du Canhão de Aveiro dont la branche principale, s'enfonçant de près de 10 km, décrit une sorte d'hémicycle creusé dans les roches du Crétacé supérieur et du Tertiaire (fig. 10, coupe 5), connu des pêcheurs sous le nom de *Fondões de Mira* \* (fig. 9). Cette entaille paraît établie sur la terminaison septentrionale d'un diapir profond (P. MUSELLEC, 1974).

## CHAPITRE DEUXIEME

### LA PLATE-FORME CONTINENTALE DE L'ESTREMADURA

Estremadura: terres extrêmes, Finisterre. Nom évocateur et révélateur tout à la fois. Aux confins de la plate-forme portugaise, le regroupement des reliefs les plus caractéristiques en fait la région clé de la morphologie sous-marine. De Nazaré à Setúbal s'individualise un même ensemble que l'on peut définir comme la partie la plus avancée du bloc ibérique. Entre les parallèles  $39^{\circ} 30'$  et  $38^{\circ} 30'$ , le rebord est décalé jusqu'à 17 km au-delà de  $10^{\circ} W$ , puis ramené par redans successifs à l'alignement le long du 9<sup>e</sup> méridien. Ce grand trapèze est la contre-partie sous-marine du grand saillant des plateaux de l'Estremadura isolés en avant de la cuvette du Ribatejo. L'ensemble de la région est cartographié sur les feuilles de Nazaré (fig. 11, 12), de Peniche (fig. 16, 17) et de Lisboa (fig. 19, 20).

C'est son antéposition qui individualise la région du point de vue géographique; mais c'est aussi sa diversité et la vigueur des formes qui lui confèrent son originalité morphologique. Ici tout est différent et singulièrement plus complexe que ce qui vient d'être analysé plus au Nord: des plateaux étagés interposés entre le Ribatejo et la mer; une côte plus articulée où de larges baies succèdent aux promontoires escarpés; une plate-forme continentale incomparablement plus diversifiée. L'enrichissement morphologique est illustré par la variété et l'indentation des types de reliefs, l'irrégularité de leur arrangement. On ne peut espérer trouver meilleure expression de ce découpage que dans les quatre vallées sous-marines (de Nazaré, de Cascais, de Lisboa et de Setúbal) dont certaines entament la plate-forme sur presque toute sa largeur.

A la richesse et à l'énergie des formes répond celle de la structure profonde. C'est dans cette partie de la façade atlantique que les épaisses séries dis-

posées dans le bassin lusitanien ont été affectées par des déformations de grande ampleur au point d'en exhausser les assises jusque-là profondément enfouies sous la Beira litoral (le socle de Berlenga et des Farilhões par exemple). C'est aussi le domaine où l'entrecroisement des cassures est le plus évident: celles d'orientation méridienne mises en place lors de l'ouverture de l'Atlantique; et celles dont l'orientation transversale est directement empruntée aux vieilles lignes de faiblesse tardi-hercyniennes (faille de Nazaré et linéament du Tejo, pour ne citer que les mieux exprimées). Le long de cette seconde série de dislocations fondamentales sont établies les vallées sous-marines (fig. 1). L'origine tectonique de celles-ci, selon l'interprétation déjà proposée par A. WEGENER (1937), reprise par C. FREIRE DE ANDRADE (1934, 1937) et A. FALCÃO MACHADO (1933, 1934), est parfaitement établie à présent (G. BOILLOT *et al.*, 1974; P. MUSELLE, 1974; D. MOUENOT, 1976). Ces vallées, qui évacuent les sédiments vers les plaines abyssales du Tejo et de l'Ibérie (S. DUPLAIX *et al.*, 1965), découpent une pente continentale de déclivité très variable (gradient moyen de 80 m/km) et constituée de larges panneaux effondrés.

En définitive, les caractères morphologiques plus différenciés qu'ailleurs, que l'on reconnaît comme distinctifs du domaine, sont à l'image du contraste qui s'opère entre les deux types morphologiques de la Meseta définis par P. BIROT (1949). Au Nord du Ribatejo, des compartiments tabulaires découpés par des failles; au Sud de l'Estremadura, un plan incliné qui s'ennoie sous les bassins de remblaiement. Aussi est-on amené à distinguer deux secteurs possédant chacun leur physionomie propre.

## I — LA PLATE-FORME CONTINENTALE AU NORD DE LISBOA

Jusqu'au Cabo Raso, les fonds marins décrivent une sorte de grand promontoire qui se distingue par sa largeur (70 km environ à la hauteur du 39<sup>e</sup> parallèle) et la profondeur de son rebord (vers 400 m à la même latitude). Ce territoire nettement circonscrit présente une unité morphostructurale évidente.

### 1. Le plateau littoral

L'arrière-pays est jalonné de hautes terres tabulaires qui prolongent l'amphithéâtre enfermant la Beira litoral. Les principaux massifs, dont les sommets dépassent 600 m (Serra de Candeiros, 615 m, fig. 12; Serra de Montejunto, 666 m, fig. 14), sont couronnés par des surfaces structurales dérivées, dégagées dans les calcaires jurassiques à partir d'aplanissements. Ils sont découpés par des graben, parfois modelés en poljés, que ferment des escarpements de faille monumentaux dont la fraîcheur atteste l'extrême jeunesse (P. BIROT, 1949; O. RIBEIRO, 1949; A. FERNANDES MARTINS, 1949; V. RAU & G. ZBYSEWSKI, 1949). L'espace compris entre les montagnes et la mer est occupé par un ourlet de plateaux bas (100-250 m) et étendus, à la définition desquels l'épithète de mixte peut être appliquée (O. RIBEIRO, 1949.) C'est une *surface d'aplanissement* taillée dans les terrains tendres et ondulés du Jurassique supérieur et du Crétacé et déformés sous l'effet des montées diapiriques. Les recherches récentes montrent que la soi-disant surface «pliocène» (O. RIBEIRO, 1940) se décompose en plusieurs niveaux, emboîtés ou dénivelés, pouvant se confondre vers l'aval (S. DAVEAU, 1976). C'est également une *surface de remblaiement* édifée par les dépôts plio-villafranchiens étalés en glaciais, comme celui qui fossilise les «brays» typhoniques dont le plus bel exemple est la dépression de Caldas da Rainha (fig. 12; G. ZBYSEWSKI, 1958, 1959; V. RAU & G. ZBYSEWSKI, 1949). Cette ceinture de basses terres est indentée par des vallées encaissées et tranchée par un rivage escarpé. Celui-ci présente la succession typiquement méditerranéenne: des baies étroites fermées par des crêts (Concha de S. Martinho do Porto, fig. 12) ou des cordons dunaires (Lagoa de Óbidos, fig. 12); des plages adossées au fond de criques exigües (sur l'emplacement de failles ou d'affleurements de sable et de marne; P. Y. BERTHOU, *verbatim*), ou allongées en petits tombolos (isthme unissant à la côte l'îlot calcaire de Peniche); des cordons dunaires perchés; et surtout des promontoires à falaises, connus principalement au Nord du Cabo da Roca (H. LAUTENSACH, 1926). Celles-ci sont loin de dresser au-dessus des vagues une muraille continûment escarpée. En de nombreux

points, leur profil est interrompu et adouci par des replats structuraux, des ravinelements, des cônes d'éboulement ou des chaos d'éroulement (C. RIBEIRO, 1949; O. RIBEIRO, 1949). La tranche de terrain rongée depuis la dernière élévation marine n'est peut-être pas considérable comme semble l'indiquer la présence de grottes encombrées de dépôts quaternaires (par exemple, celles creusées dans les falaises de Peniche, P. CHOFFAT, 1907) et de lambeaux de dunes lapidifiques conservées à l'état de placage contre les falaises (nombreux vestiges entre la Ponta da Lampareira et le Cabo da Roca signalés par G. ZBYSEWSKI, 1940, 1958). Ce dernier élément amène à se demander si une partie des écueils et des brisants qui frangent le littoral n'en sont pas les vestiges dégradés. La présence de vauzeuses (J. H. MONTEIRO & I. MOITA, 1971) fournit un autre indice de l'exhaussement du rivage. Un dernier motif de variété est apporté par le batholite granitique de la Serra de Sintra mis en place au Crétacé supérieur (F. MENDES, 1967). Cet inselberg que l'on peut dire de résistance (fig. 17) est isolé et détaillé en pittoresques monolithes au-dessus de la surface côtière. Vu l'altérabilité actuelle du granite qui la compose, sa position haute pourrait être due à un exhaussement récent (S. DAVEAU, *verbatim*). Le massif se prolonge au large des falaises du Cabo da Roca sous forme d'une topographie accidentée par un réseau de failles transverses.

### 2. Le Canhão da Nazaré

Dans la petite Enseada de Pederneira (ou de Nazaré), où se jette le chétif Rio Alcoa, à 500 m du rivage et par des fonds de 60 m, s'ouvre le Canhão da Nazaré. Longtemps réputé comme un abîme insondable, il est connu de longue date comme l'un des traits les plus significatifs de la marge continentale européenne. Les grandes lignes de sa bathymétrie aux approches des côtes sont connues depuis les levés faits au début du siècle par la *Missão hidrográfica*. C. FREIRE DE ANDRADE (1937) en a donné la première description. C'est à G. BOILLOT & P. MUSELLEC (1972) et à P. MUSELLEC (1974) que l'on doit la première interprétation structurale de ce «gouf».

Ce qui fait l'originalité du Canhão, ce n'est pas la profondeur de son débouché abyssal (vers 5 000 m), ni même sa longueur (170 km) ou sa pente longitudinale (50 m/km), toutes relativement médiocres (F. P. SHEPARD & R. F. DILL, 1966); c'est son tracé en espalier qu'il conserve sur la totalité de son cours. Il est l'un des rares canyons du monde, avec celui de la Jolla, par exemple (F. P. SHEPARD & F. C. BUFFINGTON, 1968), à présenter un lit en baïonnette avec une telle continuité.

Pour s'en tenir à la soixantaine de kilomètres que mesure sa traversée de la plate-forme, la carte bathymétrique (fig. 11) et le bloc-diagramme (fig. 14) montrent qu'il s'agit d'une véritable gorge sous-marine creusée jusqu'à plus de 2 000 m. Elle est composée de quatre tronçons, souvent rectilignes, et raccordés par des coudes dont la brusquerie est encore accentuée par le débouché de tributaires ou de courts ravins affluents (fig. 15). Le premier bief est le plus petit (8 km) et le plus étroit (1 km) avec une pente régulière entre 200 et 400 m. Le deuxième tourne brusquement au Nord-Ouest en se creusant à plus de 700 m. Le segment suivant surclasse les précédents par son format (25 km de longueur sur 8 de large) et surtout sa forme en bassin élargi vers l'aval (5 km seulement par 9° 30'). La dernière section est un goulet Est-Ouest grand ouvert sur la pente continentale. L'analyse morphologique s'attachera surtout à décrire les rives qui différencient le relief et la structure.

#### a) La rive septentrionale

Elle se remarque par sa simplicité (fig. 15). Les deux premiers biefs sont bordés par un talus de plus en plus festonné vers l'aval. La courbe de 100 m montre la dissection en courts vallons asymétriques que séparent des saillants et des buttes escarpés. Au-delà de la profonde entaille d'un ravin en forme de reculée, la topographie s'uniformise au-dessus du troisième segment dans la région appelée *Mar do Belatina*\* (fig. 12). La régularité des formes est surtout manifeste entre 9° 20' et 9° 32' où l'isobathe de 200 m enveloppe une sorte de lobe étiré sur 10 km en direction du Sud-Sud-Ouest. Il s'achève par un éperon surélevé (150 m) dont la pointe domine le goulet terminal de près de 1 km. L'ensemble pédonculé qui unit ce plateau quadrangulaire au Mar do Belatina se distingue par son étroitesse (moins de 3 km). Le rebord occidental de l'éperon, confondu avec celui de la plate-forme continentale, décrit une manière de cirque au-dessus de banquettes étagées dont la principale est immergée entre 300 et 400 m.

L'uniformité topographique est à l'image d'une structure sans complication majeure. Dans le troisième bief, la bordure du plateau (*Mar do Belatina*) se conforme à une structure monoclinale (pendage vers le Nord-Nord-Ouest, fig. 15, bloc II) où successivement affleurent les assises du Paléogène, puis du Néogène, toutes deux légèrement déformées, puis nivelées (fig. 13, coupe 11; G. BOILLOT *et al.*, 1972; P. MUSELLEC, 1974; G. BOILLOT & D. MOUGENOT, 1978). Le rebord peut ainsi être défini comme une cuesta à l'extrémité de laquelle une butte-témoin est rattachée par une sorte de percée cataclinale, paléovallée aujourd'hui remblayée (fig. 13, coupe

10). Le lit du troisième bief est peut-être établi dans le prolongement d'un accident le long duquel est creusée la reculée orthoclinale remontant au Nord-Est. Sur les rives du deuxième bief, le Jurassique basculé est découpé par des vallées orthoclinales dont la dissection aboutit au dégagement de buttes étroites. Le premier bief enfin, où vient s'achever la plate-forme sous-marine actuelle, semble établi dans l'axe d'un synclinal de Crétacé (fig. 15, bloc 1).

#### b) La rive méridionale

Elle se distingue de son vis-à-vis par une morphologie plus mouvementée où des assises profondes et des reliefs accidentés se dressent juste au-dessus du canyon. Les reliefs sont faits de petites unités que l'on peut ordonner par rapport au méridien du Cabo Carvoeiro.

A l'Est, la plate-forme est un plan incliné sculpté dans le soubassement mésozoïque perturbé par des montées diapiriques (dont celle de Caldas da Rainha) et un chevauchement (fig. 13, coupe IX). Schématiquement, les zones suivantes apparaissent en s'éloignant de la côte:

— Jusqu'à environ 70 m, un versant en pente assez forte (10 m/km) surmonté de crêtes orthoclinales basses. Les cuestas, dégagées dans les horizons jurassiques résistants, présentent des aspects les plus divers. A l'Est, elles se dégagent à peine de l'aplanissement encore bien conservé (fig. 15, blocs II et III). A l'Ouest, devant la péninsule de Peniche et l'Ilha da Fora (fig. 12), elles forment un alignement autour d'un mont dérivé dans le Jurassique.

— Suit un escarpement sinueux, relativement continu et surmonté de chicots rocheux (54 m). Les profils bathymétriques établissent que le pied de l'abrupt est occupé par une surface rugueuse et régulière, large de quelques centaines de mètres. Aucun prélèvement n'a été tenté: cependant, les formes sont suffisamment expressives pour qu'on puisse y voir une falaise précédée de son platier (P. MUSELLEC, 1974). Elle semble dériver du recul d'un escarpement de faille, accident qui a aussi commandé l'entaille d'un ravin fossile affluent à la tête du deuxième bief (fig. 13, coupe 12).

— Dans le prolongement du platier, un plateau plonge doucement vers le Nord-Ouest (pente 5 m/km) entre 80 et 120 m. La surface d'aplanissement affaissée disparaît en partie sous les cônes d'éboulis étalés devant la falaise (fig. 13, coupe 13). L'érosion sélective n'a creusé dans le Crétacé que quelques alignements rocheux à peine saillants.

— Enfin, entre 120 et 140 m, un replat bordier domine le troisième tronçon du canyon par un talus raide (250 m/km) et indenté. La surface est par-

semée de dômes rocheux dont certains pointent à moins de 100 m de profondeur. Ils paraissent avoir été dégagés dans la carapace résistante du Jurassique fortement soulevée par un pli-faïlle aligné parallèlement à l'axe du canyon.

A l'Ouest, la plate-forme est une chaussée rocheuse et très accidentée. Les reliefs s'organisent autour de deux échines insulaires (fig. 15, bloc IV) dont on sait, depuis 1876, qu'il s'agit de pointements de socle ancien (J. DAVEAU & P. CHOFFAT, 1884; P. CHOFFAT, 1907). Les travaux ultérieurs (C. FREIRE DE ANDRADE, 1937) les ont définis comme des roches métamorphiques (Farilhões) ou des granites tardi-hercyniens (Berlenga; H. N. A. PRIEM *et al.*, 1965). A une dizaine de kilomètres du Cabo Carvoeiro, le *premier massif*, dominé par les îles Berlengas, a une forme de bastion triangulaire dont la pointe est tournée vers le Nord-Ouest (fig. 12). Deux ensembles émergés le composent. Le plus grand est formé par l'Ilha da Berlenga (1,6 km selon son grand axe) dont la surface aplanie (altitude moyenne: 85 m) est rongée par des falaises vives aux multiples découpures orientées par les fractures. Un col rocheux (Canal das Estelas, 14 m) l'unit à l'autre archipel regroupant les îlots aux sommets arrondis de As Estelas et de As Medas. Leurs abords sont parsemés de têtes de roche où la mer brise dangereusement. Ces divers sommets sont portés par un horst qui perce la couverture jurassique. La liaison avec la terre est assurée par un isthme rocheux (entre 30 et 40 m) connu sous le nom de Canal das Berlengas, ou *Mar do Cachimbo* \*. C'est une espèce de large bombement découpé vers le Nord par des chenaux (fig. 11). Dans la même direction, l'escarpement de Berlenga surplombe une longue échine arrondie (*Cabeços da Hortinha* \*) formé par un mont dérivé dans le Jurassique (fig. 15, bloc IV). Dans le val qui le flanque au Nord-Ouest, l'excavation du Crétacé a mis en relief une ligne de cuervas cernant un petit plateau appelé *Mar dos Trancos* \* (38 m; fig. 13, coupe 14). En direction de l'Ouest, l'escarpement das Estelas forme le fronton d'une sorte de baie sous-marine (Vale da Berlenga de C. FREIRE DE ANDRADE, 1937; Canhão de Peniche, D. MOUGENOT, 1976) dont la forme évoque la niche d'un gigantesque décollement. Les deux escarpements de Berlenga et das Estelas se rejoignent vers le Nord pour former un col (*Meia Broa* \*, entre 21 et 86 m) qui partage le *Canal des Farilhões* \* en deux entonnoirs réunis par la pointe. Cette dépression sépare l'échine Berlenga-Estelas de celle des Farilhões orientée perpendiculairement à elle, c'est-à-dire E/NE-W/SW.

Les îles Farilhões, chaîne d'une dizaine de pointements escarpés et dangereux, forme les sommets du *second massif*. Il comporte plusieurs plateaux

altimétriquement distincts mais tous sculptés dans la même écaïlle de socle chevauchante vers le Sud (fig. 15, bloc IV). L'accident, orienté parallèlement à l'axe du canyon, fut mis en place lors d'une phase de compression cénozoïque. Au Sud-Est, le bloc des Farilhões (94 m d'altitude à Farilhõe Grande) présente vers la terre un escarpement de chevauchement (fig. 13, coupe 14), d'une rectitude remarquable. Le versant tourné vers l'océan est très escarpé et découpé en éperons aigus par des ravins profonds. Vers l'Ouest enfin, s'allonge sur près de 5 km une crête aplanie (entre 95 et 125 m) où pointent quelques têtes de roche (*Cabeços da Beira Nova* \*, 75 m).

### c) Le problème de l'origine

Au terme de cette analyse de la tête du Canhão da Nazaré, deux données paraissent significatives pour expliquer sa localisation:

α. Le voisinage d'une *frontière structurale*. Sous la rive méridionale passe l'accident de Nazaré qui met en contact deux unités morphostructurales fondamentalement distinctes (fig. 15). Au style disloqué qui prédomine au Sud s'oppose le régime monoclinial qui caractérise le Nord. Cette démarcation fondamentale est interprétée comme le prolongement sous-marin de l'accident tardi-hercynien NE/SW de Nazaré qui affecte l'Ouest de la Péninsule ibérique (J. R. PARGA, 1969). En raison de cette disposition frontalière, le Canhão da Nazaré peut être apparenté à d'autres formes comparables dans le monde, tel le Gouf de Capbreton dans l'angle sud-est du Golfe de Gascogne.

β. L'intervention de l'*érosion sélective*. Considérée dans ses rapports avec la structure ainsi sommairement définie, la plus grande partie de la vallée est le résultat de l'érosion qui mit en relief l'inégale résistance des terrains affleurant sur les compartiments adjacents. Le troisième bief (et le quatrième peut-être) est une dépression orthoclinale déblayée en semi-boutonnaire (ou en demi-combe) entre la retombée des terrains résistants du socle et du Jurassique (au Sud) et la série discordante du Crétacé et du Paléogène (au Nord). La rive anacлинаle du Nord est une cuesta (ou un crêt). L'expression de «combe de flanc» (G. BOILLOT *et al.*, 1975) ne peut être retenue, le crêt opposé faisant défaut ou n'ayant jamais existé. Pour les deux segments amont, les données structurales semblent autoriser à les définir comme une vallée surcreusée dans un synclinal et une cluse.

Les relations qui unissent le canyon à la structure apparaissent aussi clairement explicitées que pour certaines vallées fluviales. Il serait difficile de trouver meilleur exemple de canyon dont le cours

supérieur est aussi étroitement soumis aux conditions tectoniques et lithologiques. Au point que l'on serait tenté de dire que la structure est la préfiguration du canyon. Mais si l'on essaie de dépasser ce constat de conformité et de définir comment le canyon a acquis sa configuration actuelle, on se trouve fort embarrassé par l'indigence de l'information. Tout au plus peut-on avancer quelques présomptions touchant à deux problèmes importants.

γ. Le problème des *modalités d'érosion*. Quoiqu'il soit difficile, et même hasardeux, de vouloir reconstituer quel a pu être le point de départ de l'évolution, on peut cependant admettre les deux faits suivants:

— l'existence au Crétacé supérieur, et à l'Éocène, d'une vallée importante le long de la faille de Nazaré qui délimitait vers le Sud le compartiment fortement subsident de la Beira litoral;

— le surcreusement de cette vallée pendant une régression de grande ampleur, vraisemblablement celle qui survint à l'Oligocène et qui fut responsable de l'entraînement des matériaux accumulés dans les éventails profonds découverts au débouché du canyon dans la plaine abyssale ibérique.

Par contre, la présence (d'après la stratigraphie sismique) de fonds indurés d'âge miocène moyen au débouché du canyon et d'un épais remplissage contemporain de turbidites dans la plaine abyssale sont des preuves incontestables que la vallée sous-marine était fonctionnelle quand la structure de Nazaré fut mise en place. Dès lors s'affirme l'antériorité du Canhão da Nazaré aux mouvements compressifs et aux déformations halocinétiques récentes. Antécédence qu'illustre parfaitement l'inadaptation du deuxième bief qui se maintient en cluse au travers de ces divers accidents.

δ. Le problème des *agents d'érosion*. Mise à part la dépression initiale formée au contact des deux blocs dénivelés et les mouvements de masse associés aux déformations compressives, il est encore délicat de définir la contribution respective des autres éléments naturels ayant pu aider au façonnement.

Si la participation des processus fluviaux n'est évidemment pas niable lors des bas niveaux marins, le souci de considérer le canyon comme le prolongement submergé de fleuves dont il acheminait la substance érosive, peut obliger à des reconstitutions paléogéographiques périlleuses. Fut-il une embouchure désertée par un Tejo que la surrection de l'Estremadura contraignit à se déverser vers le Sud (J. P. PINOT, 1972)? Quoiqu'aussi incertain, le choix du Zézère (H. LAUTENSACH, 1932; O. RIBEIRO, 1955), voire du Mondego, eût été plus plausible. Sur

des bases paléontologiques, on a pu récemment proposer d'en faire le collecteur des eaux d'un «pré-Douro» paléogène (M. T. ANTUNES, 1975).

En revanche, on peut considérer avec faveur l'idée qu'intervinrent, pendant les hauts niveaux marins, des courants de sable sur l'efficacité érosive desquels on fait présentement grand cas (D. S. GORSLINE, 1970). Une analyse morpho-sédimentologique de l'éventail sédimentaire édifié au débouché abyssal apporterait d'utiles renseignements sur le déroulement des processus au moins pendant le Pléistocène. D'ailleurs, n'est-il pas demeuré le principal agent en activité? Toute la configuration morphologique actuelle indique que la vallée doit fonctionner par captage de sables accumulés à sa tête par la convergence des dérives littorales. Il est notoire que la diffraction des houles y entretient des mers moins sévères, mais la connaissance des processus par lesquels les houles dominantes font affluer les sédiments à l'origine du canyon mériterait d'être explicitée par des recherches approfondies.

Pour finir, il convient de remarquer que d'autres possibilités ne doivent pas être exclues pour autant. Certains théories, naguère en vogue, qui attribuaient le creusement des canyons à des mécanismes aussi mystérieux que la suffosion (W. S. T. SMITH, 1902) ou la cavitation (D. W. JOHNSON, 1939) exercée par de puissantes échappées d'eau thermale, pourraient trouver ici un terrain d'application apparemment favorable puisque dans les séries sous-jacentes sont présentes les évaporites et les assises calcaires nécessaires au développement de ces processus. En outre, dans une région même modérément sismique, faut-il négliger le choc des tsunamis catastrophiques comme processus accessoire (W. H. BUCHER, 1940)?

### 3. Le Promontoire de l'Estremadura

Sur une carte hypsométrique et bathymétrique sommaire, la Cordilheira Central et l'Estremadura semblent appartenir à une même unité orographique, comparable à un bloc grossièrement rectangulaire dont le côté ouest aurait été rabattu sous la mer. C'est ce «rabat», en forme de triangle scalène imparfait, que l'on s'entend désigner sous l'expression de «Promontoire de l'Estremadura», en raison de sa position saillante entre les parallèles des Cabos Carvoeiro et Raso. Ce triangle, dont la hauteur dépasse 70 km, surplombe par son petit côté le Canhão da Nazaré, tandis que le plus long domine les plateaux étagés descendant vers la plaine abyssale du Tejo.

Par la lourdeur relative de son découpage, cette partie de la plate-forme participe de la massivité des terres dont elle constitue les confins submergés. On trouverait aisément d'autres évidences de cette rigidité apparente la planéité des surfaces, l'orientation des talus ou un certain étagement des formes. Autant de phénomènes qui trahissent la présence d'une structure et d'un modelé en harmonie avec ceux de l'Estremadura. Même sous-sol mésozoïque sur lequel le Néogène discordant est cantonné à quelques bassins, à la façon de la molasse du Jura. Style tectonique analogue, composé de plis lourds et cassés imposés par la puissance du Jurassique ou le voisinage du soubassement. Semblable intervention d'un nivellement néogène qui recoupe sous un angle faible un aplanissement présumé paléogène.

Tous ces traits ne suffisent pas en eux-mêmes à composer une physionomie originale qui, par certains côtés, emprunte encore son cachet d'uniformité au style morphologique dominant plus au Nord. L'étonnant sur ce promontoire est de n'y point retrouver les ensembles morphologiques zonés en longues bandes parallèles au rivage. Ici prévaient un compartimentage en petites unités différenciées composant une marqueterie de bassins et de plateaux guidés par des accidents de direction NE/SW et NW/SE auxquels se conforment de nombreux talus. On y rencontre le rebord de la plate-forme à une profondeur anormalement grande, singulièrement dans la partie la plus occidentale où, couramment, plus de 300 à 350 m d'eau la recouvrent. Enfin, une dissection sous forme de cuvettes affecte une partie relativement étendue du promontoire.

Les raisons de cette diversité ne peuvent apparaître qu'en considérant la place particulière qu'occupe cette région. Elle forme une sorte d'immense voûte encadrée par deux systèmes de canyons profonds (Nazaré au Nord, ceux de la région de Lisboa au Sud) dont le déblaïement ne resta pas sans influence sur l'érosion des parties distales. Ensuite, sur cet angle de la plate-forme, s'observe le mieux l'entrecroisement des alignements de cassures disposées en faisceaux dont les lignes directrices sont parallèles aux côtés du bloc (D. MOUGENOT, 1976): au Nord, se sont encore les fractures N.NE-S.SW dont les effets s'éteignent vers 39°; au Sud, déjà se manifestent ceux des cassures NW-SE dont on verra l'influence se poursuivre au-delà de Lisboa. Nul doute que les efforts tectoniques contradictoires exercés sur cette charnière n'aient entraîné un affaissement et un découpage du rebord plus accusés qu'ailleurs.

C'est précisément la dissection croissante des reliefs qui est le meilleur critère de la différenciation régionale proposée (fig. 16, 17).

### a) La plate-forme interne

#### α. La région des plateaux

Les régions appuyées au rivage jusque vers 100 m de profondeur sont celles qui présentent la topographie la plus simple. Les assises jurassiques modérément plissées sont nivelées par une surface d'aplanissement identique à celle qui tronque les bas plateaux de l'Estremadura. C'est l'orientation, autant que la nature des reliefs, qui confère leurs caractères propres aux deux unités tabulaires respectivement localisées au Sud-Ouest du Cabo Carvoeiro et à l'Ouest du Cabo da Roca.

Il serait aisé de comparer le plateau septentrional (fig. 18, coupe VIII) le plus spacieux (30 km de côté), à un amphithéâtre en pente douce adossé aux falaises à écueils qui encadrent la baie largement ouverte au Sud du Cabo Carvoeiro (fig. 17). La partie amont est un talus crénelé, sapé aux dépens de l'escarpement de faille qui a décalé les surfaces d'aplanissement néogènes. La partie aval est cachée par une plage sous-marine en forme de croissant. Toute la partie centrale du plateau est sous-tendue par un aplanissement en pente douce; il est quasiment intact sauf au Sud où s'esquisse un bray typhonique au pourtour oriental d'un dôme diapirique. Entre 20 et 30 km du rivage, l'extrémité occidentale du plateau s'accidente. D'abord, apparaît un cortège de lanières tabulaires qui s'étirent vers le Sud-Ouest. On a regroupé ces reliefs sous l'appellation de *Costeiras de Pero da Covilhã* \*\*. Ce sont des plateaux structuraux découpés dans un bombement faillé. Les fronts de cuesta, parfois proéminents (fig. 18, coupe 15), s'opposent de part et d'autre de ce horst. En son milieu se dressent quelques buttes-témoins et un pointement de socle ancien conservé au fronton d'un bloc faillé (fig. 18, coupe VIII). On peut admettre que le dégagement de ces formes structurales procéda de la destruction de la surface néogène déformée sur l'emplacement d'anciens accidents méridiens. Le flanc ouest du bombement est bordé, sur une distance d'environ 35 km, par un talus submérien dont le commandement varie entre 20 m (Sud) et 60 m (Nord). La large table, silhouettée par l'isobathe de 60 m qui s'effile vers le Nord en une arête étroite (*Cerro do Sudoeste* \*, 45 m), a son extrémité recourbée en crochet dominant par un escarpement impressionnant le Canhão de Peniche. L'irrégularité de son tracé est souligné par de nombreuses indentations de l'isobathe de 100 m. Les anfractuosités méridionales sont clairement en relation avec les débouchés de dépressions orthoclinales. Dans la profonde échancre centrale, on peut reconnaître la forme d'un ancien entonnoir de percée cataclinale. Le profil

redressé de ce talus, autant que sont orientation indépendante de toute fracture, parle en faveur d'un sapement en falaise opéré au niveau d'un rivage qui devait être situé à une centaine de mètres sous l'Actuel.

Tout autre est la conformation des fonds marins à l'Ouest du Cabo da Roca. Le versant sous-marin du batholite de Sintra est entouré de reliefs confus qui semblent découpés dans une série de blocs basculés. A la faveur de cette fracturation s'est établie une brèche large (de plusieurs kilomètres) et profonde (entre 90 et 100 m) limitant la *Montanha de Camões*\*\* qui forme, pour la région, une sorte de borne-limite élevée au voisinage immédiat de la pente continentale. Elle a l'aspect d'une voûte trapue, orientée de l'Ouest vers l'Est, et qu'un épaulement en pente douce (vers 80-110 m) borde presque de toutes parts (fig. 18, coupe VII). Le relief dérive d'un soulèvement en dôme d'une surface d'aplanissement paléogène qui avait préalablement nivelé un faisceau de plis orientés NW/SE. Le bastion central est couvert par un plateau modérément disséqué entre 80 et 50 m (point culminant: 47 m) où le sondage sismique aide à reconstituer, autour d'un mont dérivé à peine apparent, une double ceinture de reliefs monoclinaux à corniche découpés dans le Crétacé inférieur ou dans la couverture éocène discordante du flanc occidental. Comme aident à le comprendre la proximité de la pente et la moindre résistance des calcaires éocènes, ce sont les revers des cuestas méridionales qui ont été davantage soumis à la dégradation opérée par des ravins cataclinaux ou à la fossilisation sous les cônes alluviaux (fig. 21, coupe 19). Il semble ne plus rien rester de la surface d'aplanissement paléogène, sauf sur quelques revers de cuesta. Elle est recoupé par une surface plus récente bien conservée sur les épaulements périphériques. C'est elle que l'on retrouve doucement inclinée sur le grand plateau qui flanque la Montanha vers le Nord-Ouest. Sur la banquette qui déborde largement vers l'Ouest, elle tranche l'Eocène conservé en position synclinal (fig 18, coupe 18). A l'Est, elle passe en continuité à l'aplanissement qui tranche le Miocène déformé.

#### β. La région des bassins

La morphologie du reste de la plate-forme présente une configuration dont l'originalité et la complexité déconcertent. L'incision plus accentuée des reliefs, ainsi que leur agencement particulier, en sont responsables à des degrés divers.

Premier fait surprenant: entre les plateaux précédemment décrits s'épanouit une large cuvette arrondie (diamètre moyen: 20 km) qui abrite actuellement des fractions sédimentaires fines (Carta litolo-

gica submarina, n° 4, 1920): c'est le *Mar da Ericeira*\*, établi sur l'emplacement d'un graben néogène. La majeure partie de l'hémicycle rocheux qui l'enferme du côté terre, est ennoyée sous une plage sous-marine entaillée par des chenaux en réseaux apparemment digités. Le fond de la cuvette proprement dite est doucement incliné vers l'Ouest entre 100 et 130 m. Il tire sa régularité de la présence: d'une part, d'un aplanissement étendu qui mord le soubassement mésozoïque (à la lisière orientale) et recoupe le Néogène légèrement déformé (fig. 18, coupe 16); d'autre part, de l'extension de formations progredantes au pied de l'escarpement de la faille qui marque la limite méridionale du bassin (fig. 18, coupe 17). On peut considérer que le Mar da Ericeira est un panneau affaissé de la surface développée sur les plateaux de l'Estremadura. A l'Ouest de 9° 40', le Néogène est réentaillé sur une hauteur de 10 à 20 m par deux systèmes de vallées. C'est leur enfoncement qui est responsable du dégagement d'un front de cuesta dans le talus méridional de la large butte aplanie et presque totalement isolée en position d'interfluve appelée *Nuno Tristão*\*\* . Au delà de 9° 50' W, une topographie confuse modelée dans le Mésozoïque tectonisé ferme la cuvette vers l'Ouest, suggérant une évolution possible en bassin fermé. En raison de la puissance du soubassement calcaire, la tentation est grande d'y voir une sorte de dépression karstique partiellement remblayée au Néogène. On pourrait objecter à cette interprétation le fait que ce poljé est dépourvu d'équivalent terrestre d'une telle dimension. Faut-il invoquer un creusement hydroéolien élaboré au cours d'une régression oligocène? On hésiterait moins à faire intervenir un façonnement littoral dans une ria en bouteille si les confins occidentaux avaient davantage l'aspect d'un exutoire surcreusé en ombilic. Une analyse sismique et morphologique plus fine apporterait les précisions qui manquent encore pour établir l'origine, sans doute composite, de cette étrange dépression tectonique.

#### b) La plate-forme externe

Elle est plus singulière encore. Sans le sondage sismique, il serait malaisé de discerner quelques lignes directrices dans la topographie de croupes confuses composant le vaste chanfrein qui s'abaisse de 120-130 m jusqu'au rebord. Sous la banalité apparente du modelé de dissection se manifestent quatre types morphologiques que l'on regroupera en deux systèmes.

Jusqu'aux profondeurs avoisinant 180 m, la plate-forme est formée par un plan doucement incliné, taillé en *surface d'érosion* dans les assises fortement basculées du Mésozoïque et du Néogène. Ce type

de relief est présent à l'Ouest des Costeiras de Pero da Covilhã. Abstraction faite des incisions récentes, on passe de plain-pied vers l'aval à une *surface d'accumulation* qui fossilise partiellement l'aplanissement. Cette banquette occupe la presque totalité des fonds situés au voisinage du rebord de la pente continentale. Le haut de celle-ci est coupé par un replat immergé à moins de 1 000 m (fig. 17).

Un système de crêtes et de bassins regroupe les reliefs les plus accidentés. Au voisinage de 39° N, l'élément majeur est formé par la dépression dissymétrique, orientée NW/SE, qui s'enfoncé à la façon d'une brèche longue d'une vingtaine de kilomètres dans l'intérieur de la plate-forme. Il s'agit d'un demi-graben, en partie comblé par un placage de Néogène progradant, et légèrement recusé. Les crêtes, quant à elles, se rangent dans des catégories très diverses, mais un trait les unit: l'absence de tout aplanissement, soit qu'il ait été détruit, soit qu'il n'ait jamais existé. Parmi les formes (sub) structurales, neuves ou dérivées, les mieux identifiables, on peut signaler: des monts dérivés, de tout format, comme la crête *Focinho* \*\* (155 m) qui pointe au-dessus d'une confluence de ravins; des buttes-témoins à corniches, tels les monts *Diogo Gomes* \*\*, *Pacheco Pereira* \*\* et *Gonzalez Zarco* \*\*, formés par le recul d'escarpements de faille. Cependant, il n'est pas exclu que certains de ces reliefs soient d'origine volcanique comme à terre, ce que confirme la présence d'anomalies magnétiques sur cette plate-forme. A l'évidence, un tel assemblage morphologique ne pouvait qu'engendrer une pente continentale escarpée et découpée en redans massifs.

Les faits présentés parlent clairement en faveur d'une évolution morphologique altérée par le jeu des déformations récentes. Certes le phénomène est classique, mais ses effets furent ici plus déterminants qu'ailleurs. La position anormalement basse de la plate-forme en est le symptôme caractéristique. Plus révélateurs encore sont les reliefs qui accidentent son rebord. Quand on sait l'importance de l'entrecroisement structural du large de l'Estremadura, on ne saurait s'étonner d'y voir les dislocations maîtresses à ce point de la morphologie. Le problème se pose alors de savoir pourquoi les formes demeurent aussi apparentes. Il est logique d'en faire la conséquence de l'instabilité du sol qui paraît avoir été forte et durable et de l'insuffisance des apports terrigènes régulièrement exportés par les canyons. C'étaient là des conditions on ne peut plus défavorables à l'édification d'une plate-forme «normale». Si l'ordonnement des reliefs doit beaucoup aux fractures, on ne saurait refuser pour autant de faire intervenir l'œuvre de l'érosion. Dans la mesure où les bassins non comblés demeureraient des conduits d'évacuation sédimentaire, on peut soupçonner que

les courants (alternativement sous-marins et fluviaux, en fonction des oscillations du niveau marin) concourent à leur évidement. On doit aussi attribuer à l'érosion remontante, à partir des canyons, la conservation et même l'accentuation des inégalités du relief. Semblable évolution, que l'on risquera de qualifier de «rétrogressive», semble de nature à expliquer le caractère inachevé d'une partie de cette plate-forme.

## II — LA PLATE-FORME CONTINENTALE AU SUD DE LISBOA

Nulle part les changements ne sont plus sensibles qu'entre les Cabos Raso et de Sines (fig. 19, 20), jetés en avant des Serras de Sintra et de Grândola qui en bornent l'horizon. Bordée de près par les plus grandes profondeurs, la plate-forme présente une réduction spectaculaire de largeur qui n'a d'égale que la simplification de ses reliefs. Les vastes plaines du Tejo et du Sado, situées à l'articulation des Mesetas du Nord et du Sud, s'y achèvent dans le double arceau des Enseadas de Lisboa et de Setúbal appuyés sur le grand saillant de la Serra da Arrábida dont le Cabo Espichel rivalise par la majesté de son à-pic avec les promontoires les plus fiers de la péninsule.

### 1. L'arrière pays

L'Estremadura méridionale plonge vers le Sud-Est sous la forme d'une grande dépression tectonique comblée par le Néogène, et formée par la con jonction des fossés du Tejo et du Sado dont l'affaïssement se poursuit peut-être encore (G. ZBYSZEWSKI, 1939a, 1940). Les limites en sont parfaitement définies: au Nord, par les collines monoclinales du Pays de Lisboa modelées dans le Crétacé supérieur et des formations variées du Cénozoïque; au Sud, par la Serra de Grândola qui est un horst découpé à l'emporte-pièce dans le rebord de la Meseta de l'Alentejo. La brutalité de son basculement explique la netteté des escarpements qui le bordent au Nord comme à l'Ouest (Atalaia, 523 m), et la jeunesse des vallées qui incisent la surface d'aplanissement sommitale (fig. 20) (G. ZBYSZEWSKI, 1939b; M. FEIO, 1951). A distance, le massif subvolcanique de Sines (d'âge crétacé supérieur) flanque la serra jusqu'à la mer. La cuvette ainsi délimitée est dédoublée par le vigoureux relèvement de la Serra da Arrábida. Son ossature de calcaires et de dolomies jurassiques se précipite dans les flots en un gigantesque escarpement de chevauchement tourné vers le Sud (H. SEIFERT, 1963). Les plateaux et les monts culminants (Formosinho, 499 m) sont des

reliefs résiduels isolés au-dessus d'un aplanissement élaboré au Miocène terminal ou au Pliocène. Brutalement resoulé, se versant septentrional est détaillé en reliefs monoclinaux (O. RIBEIRO, 1968).

Les basses terres sont occupées par deux domaines physiographiques. D'abord, des *pedmonts maritimes* édifiés au Plio-Pléistocène par un complexe de nappes détritiques où les matériaux abandonnés par la mer, fournis par les chaînes côtières ou apportés par les fleuves, se confondent pour former un vaste glacis polygénique en pente insensible (G. ZBYSZEWski, 1940, 1958). Il occupe les grandes étendues caillouteuses et sableuses étalées au Nord de Sines, autour du Ribatejo et sur la presqu'île de Setúbal à la limite septentrionale de laquelle la basse vallée du Tejo s'est surimposée à la faveur d'un accident. Ensuite, des *plaines maritimes* se tiennent dans les parties les plus basses, imparfaitement colmatées par les dépôts fluvio-marins, flandriens et récents (A. ZUZARTE DE MENDONÇA, 1933; C. FREIRE DE ANDRADE, 1937; G. ZBYSZEWski, 1939a). A leur aval, s'ouvrent les larges estuaires à ramifications multiples du Mar da Palha et de la Baía do Sado, jadis bordés d'immenses solitudes abandonnées aux marées et aux crues. Ces dernières suscitent des courants suffisamment rapides (7 à 9 km/h pour le Tejo) pour exporter la majeure partie des troubles qui n'ont pu se déposer sur les «mouchées» du delta intérieur, et entretenir des goulets d'estuaire à des profondeurs importantes (Sado: 20 m; Tejo: 40 m).

## 2. Le rivage

Les *Enseadas de Lisboa* et de *Setúbal* (distance d'entrepointe: 40 et 60 km respectivement) sont jumelles par leur conformation et leur évolution. Les rives nord sont découpées en falaises le long desquelles se rabattent houles et dérivés. Taillées dans l'aplanissement côtier, localement envahi par les dunes (dont certaines sont cimentées, G. ZBYSZEWski, 1940), les falaises basses (plongeantes à à l'Ouest) de la Costa do Sol (à l'Ouest de Lisboa) sont échancrées en redans et en baies, la principale étant celle de Cascais (Estoril) abritant des plages au régime sédimentaire inconstant (Ministério das Obras Públicas, 1965). Autrement majestueuses sont les falaises sculptées dans les calcaires de la Costa da Arrábida. Ce sont des parois escarpées (115 m au phare d'Espichel), ajustées aux détails de la structure, telle la brèche centrale ouverte dans le diapir de Sesimbra. Sous le grand versant marin, où sont parfois conservées des vailleuses (Nord du Cabo Espichel), des lambeaux de plages soulevées (P. CHOFFAT & G. F. DOLLFUS, 1904) ou des placages de dunes lapidifiées (G. ZBYSZEWski, 1940), les falaises vives et plongeantes sont livrées aux assauts de la mer dont l'acharnement a mis à profit toutes les possibilités de ciclure offertes par les calcaires et leur fracturation (grottes sous-marines, émiettement des pointes en «calhaus») (H. LAUTENSACH, 1926; O. RIBEIRO, 1935, 1968).

Au Sud des embouchures du Tejo (Costa da Caparica) et du Sado (Costa da Galé) règne un littoral bas et monotone dont le galbe harmonieusement curviligne révèle l'ampleur de la régularisation exercée par les contrecourants littoraux (J. H. MONTEIRO & I. MOITA, 1971). La mer a facilement rongé en falaise basse et ravinée les anciens saillants du glacis polygénique (comme au Nord de Sines et du Cabo Espichel). C'est sur ces assises que prirent appui les flèches littorales qui enfermèrent progressivement les anfractuosités créées par la transgression flandrienne. Les fermetures des anciens graus, et les colmatages, ont converti les lagunes en étangs dont la communication avec la mer n'est plus qu'artificielle et épisodique: pour la Costa da Galé, les lagôas de Comparta, de S. André, de Melides (H. SCHREDER-LANZ *et al.*, 1967); pour celle de Caparica, Lagôa de Albufeira, trace probable laissée par le bras d'un ancien Tejo pliocène (G. ZBYSZEWski, 1943; O. RIBEIRO, 1968). La plus remarquable de ces flèches de fermeture est la Péninsule de Tróia dont les levées successives, étiées sur plus de 20 km en direction du Nord, ont étrané la sortie du Sado (G. ZBYSZEWski, 1939a). La régularisation semble se solder par un recul sensible du trait de côte, réalignement auquel il est possible d'attribuer l'envahissement par les dunes (exemple: ensevelissements de sites archéologiques dans la Péninsule de Tróia, A. J. MARQUES DA COSTA, 1910), leur perchement sur les falaises (Malha Branca, 95 m; Fonte da Telha, 115 m), et les démaigrissements périodiques qui menacent dangereusement certaines plages (exemple: Costa da Caparica, Ministério das Obras Públicas, 1965).

## 3. Le domaine infra-littoral

Le dessin des isobathes est révélateur de l'empêtement réalisé par la construction sédimentaire sur le fond des Enseadas situées devant les embouchures. De ces cônes sous-marins très surbaissés, que l'on définirait comme des deltas profuiviatiles, le meilleur exemple que l'on puisse trouver est celui du Tejo dont le rayon dépasse 10 km. Celui du Sado est plus embryonnaire. Tous deux présentent des profils en convexité marquée qui permet d'identifier trois ensembles morphologiques. La partie sommitale s'enfonce doucement jusqu'à plus de 10 m (Barra do Sado) et de 20 m (Barra do Tejo). C'est la

surface deltaïque qui est raccordée latéralement aux plages sous-marines en pente sensible bordant les côtes basses. Cette surface n'est pas régulière. Elle est creusée par plusieurs chenaux (goulets d'estuaire) dont le fond se relève vers l'aval. Devant l'embouchure du Tejo, le chenal est appelé Canal Sul (ou Barra Grande) et son immersion minimale est d'environ 11 m. Il est constamment remanié par les eaux du fleuve, la marée et les houles qui s'y brisent durement. Chacun des chenaux principaux est bordé par un couple de bancs de sable où les eaux descendantes s'étaient en éventail. Ces levées sableuses sont construites à la façon de digues naturelles s'écartant progressivement vers l'aval. Elles sont sectionnées en tronçons (certains s'assèchent) par des passes où s'échappe le surplus des débits et où s'engouffrent les branches dérivées de l'onde de marée principale. Pour la Barra do Sado, ce sont le Seco Cambalhão (à l'Est) et les Restingas da Queda (à l'Ouest) qui connaissent une grande mobilité de forme et de position. Des bancs isolés les prolongent jusqu'à la limite de la plate-forme deltaïque (G. Zbyszewski, 1939a). Plus caractéristiques sont les deux Cachopos (do Norte et do Sul ou Alpeidão, dont une part importante émerge) qui gagnent sur plus de 6 km le chenal du Tejo. La pointe du Cachopo do Norte (Cabeço do Pato) est recourbée en crochet par les houles réfractées.

Les surfaces deltaïques sont ceinturées par des talus rectilignes (Sado) ou semi-circulaire (Tejo), en pente plus sensible (moyenne: entre 20 et 40 m/km; fig. 21, coupe 20) jusqu'à des profondeurs avoisinant 90-100 m (Tejo) et 50-60 m (Sado). Les renseignements manquent pour dire si ces fronts deltaïques sont ravinés. En contrebas, l'adoucissement de la pente semble coïncider avec l'étalement des séries les plus jeunes: c'est la surface *prodeltaïque* qui se fonde graduellement avec l'unité morphologique suivante. Dans le cas du Sado, G. ZBYSZEWSKI (1939a) avait envisagé une édification rigée par l'expulsion des sédiments en période de crue et le reste du temps, par la décharge des sables charriés par les dérivés littoraux convergents. Les recherches entreprises sur la Barra do Tejo (J. H. MONTEIRO & I. MOITA, 1971) tendent à conforter cette interprétation: la partie sommitale du prodelta est couverte par la même unité sédimentaire que le littoral. Les sables de plages (littorales et sous-marines) sont entraînés dans un double circuit cellulaire (fig. 20) jusqu'aux bancs que refaçonnent sans cesse la marée et les vagues. Les limons et les argiles fluviatiles qui ne peuvent se décanter dans ce milieu de haute énergie trouvent des conditions plus propices au dépôt au-delà du front sur la plate-forme interne.

#### 4. La plate-forme

Du dessous des accumulations infra-littorales se dégage un plateau étroit dont la largeur ne dépasse pas 20 km. Au large de Lisboa, la plate-forme en pente modérée (3 m/km) présente une topographie étagée, composée de trois facettes réunies par des raccords à peine sensibles. Le replat nappé de sédiments fins qui s'étend entre 110 et 125 m est relativement continu. Au Nord-Ouest, il atteint le rebord au pied de la Montanha de Camões; vers le Sud-Est, sa limite externe est soulignée par une ceinture de fonds pierreux (entre 120 et 130 m), connus des pêcheurs sous le nom pittoresque de *Pontal do Urso Equilibrista* \*. Ce sont peut-être là des traces d'un ancien littoral. Légèrement plus bas, l'autre tablette, immergée entre 130 et 150 m, dessine les avancées du *Mar de Pombal* \* et du *Cabo Feito* \*. Ce niveau est nappé de sables reliques abandonnés lors du dernier mouvement régressif (J. H. MONTEIRO & I. MOITA, 1971).

Autour de la Serra da Arrábida, la plate-forme est réduite à l'état de contreforts exigus (guère plus de 6 km). Au Nord du Cabo Espichel, une plage sous-marine couronne un versant rocheux très déclive (environ 30 m/km), qu'entament des ravins encaissés. Le volet méridional est une rampe convexe (7 m/km) qui vient buter (vers 100 m) contre le pied de l'escarpement sous-marin de la Serra, sur l'emplacement probable du front de chevauchement. C'est dans la région du Canhão de Setúbal et au-delà que la plate-forme connaît un meilleur développement (entre 10 et 20 km). Là viennent s'articuler, à la profondeur moyenne de 100 m, deux systèmes de pente: à l'amont, un talus presque rectiligne, en pente sensible (18 m/km); à l'aval (fig. 19), une topographie adoucie développée jusqu'au rebord (6 m/km).

En dépit de sa brièveté, la plate-forme de Lisboa et de Setúbal offre le double intérêt d'associer deux types de surfaces, elles-mêmes entaillées par des vallées aujourd'hui totalement comblées.

##### a) La définition des surfaces

Sur un subsaisissement déformé repose une série néogène affectée d'un doux pendage en direction du rebord. Les relations géométriques entre ces assises et la topographie actuelle autorisent la distinction entre deux types de surfaces (fig. 21, coupes V et VI). D'abord, une *surface d'aplanissement* qui recoupe les couches néogènes les plus anciennes (fig. 21, coupe 21). Son élaboration dut commencer en même temps que celle de la surface exhauscée au Pliocène (O. RIBEIRO, 1968) qui nivelle le Mé-

sozoïque de la chaîne de l'Arrábida. Sur le reste de la plate-forme on passe sans nul ressaut topographique à une *surface de progradation* indifférenciable en quatre régions. Au Nord-Ouest, elle occupe un large secteur qui s'étend du pied de la Montanha de Camões (fig. 21, coupe 19) au Mar de Pombal. L'avancée entre deux canyons du Cabo Feito correspond à un prisme progradant dont l'élaboration semble, pour partie, synchrone du remplissage des paléo-vallées qui l'encadrent (fig. 36, coupe 22). Au Sud du cap Espichel, ce n'est plus qu'un ourlet progradant qui fossilise certaines paléo-vallées alors que d'autres le ravinent. C'est surtout au Sud du Canhão de Setúbal que la progradation est la mieux représentée et la plus complexe. Le talus qui la coupe à mi-hauteur (vers 200 m), et s'atténue vers le Sud, marque le front de la plus récente série progradante (fig. 21, coupe 28).

Les relations réciproques entre ces types de surfaces et la présence de paléo-vallées suggèrent une chronologie relative dans le déroulement des événements. La disposition la plus simple est observable au large du Cabo Raso où la juxtaposition entre l'aplanissement et la progradation (fig. 21, coupe 19) conduit à admettre que leur évolution fut simultanée, l'initiation du premier ayant conditionné le développement de la seconde (évolution qui, toutes proportions gardées, ne serait pas sans analogie avec celle qui aboutit au façonnement du couplet : plateau d'abrasion-terrasse construite). L'agencement réalisé au Sud du Cabo Espichel fait pressentir une morphogenèse plus complexe, authentifiée par la présence de deux générations de paléo-vallées à la base et au sommet de la progradation. Plus riche encore est le scénario au Nord-Ouest de Sines où la progradation, plus ancienne, a elle-même été recoupée par l'érosion (fig. 21, coupe 27) ainsi que les formations récentes qui fossilisent sa portion septentrionale (fig. 21, coupe 26).

### b) L'étude des paléo-vallées

Loin d'être, comme on serait tenté de le supposer, un phénomène caractéristique des plates-formes continentales, la présence de vallées fossiles n'est connue qu'en quelques secteurs particuliers, telle la plate-forme au large de Lisboa. Plus qu'ailleurs, leur morphologie mérite considération au moins à quatre titres.

#### α. Localisation

Il est curieux de constater que les paléo-vallées sont détectables dans un espace géographique relativement restreint. D'abord, elles n'existent qu'au

voisinage des têtes de canyons. Relation qui n'est pas fortuite et dont il s'agira d'en dégager l'importance. Par ailleurs, et selon toute apparence, les paléo-vallées se concentrent presque exclusivement sur une surface d'aplanissement.

#### β. Agencement

La considération du tracé des paléo-vallées peut conduire à une explication vraisemblable de leur évolution. Hormis la large vallée (*Vale de Estoril* \*\*) établie non loin du méridien de Estoril, et dont le cours amont est enterré sous le delta sous-marin du Tejo, il n'a été trouvé que des tronçons courts (longueur presque toujours inférieure à 10 km), rectilignes le plus souvent, parfois guidés par des failles. Mais leur disposition la plus commune est une distribution en rameaux perpendiculaires au rebord des canyons. Il est assez rare qu'on ait l'occasion d'observer des talwegs sécants (exemple: au Nord-Ouest de Mar de Pombal) ou parallèles (exemple: au Sud-Est du Cabo Espichel) au rebord de la plate-forme. A tout bien considérer, ces deux cas, quoique aberrants, ne sont pas sans signification en ce sens qu'ils suggèrent un déplacement notable du rebord depuis l'établissement du drainage initial, à moins que ce guidage oblique ne soit attribuable à la présence d'accidents. Autre caractéristique: souvent, la réduction de la cloison séparative entre deux talwegs est si poussée que l'on peut envisager, pour certains d'entre eux, un élargissement par jonction latérale (exemple: rive orientale du Canhão de Lisboa). Dernière originalité: les cours parfois s'intersectent par surimposition comme les rives droites des Canhões de Lisboa et de Setúbal en montrent des exemples suggestifs (fig. 20). Au total, le dessin des vallées est sensiblement différent de celui auquel on peut s'attendre pour une plate-forme profluviatile. En l'occurrence, il est difficile de parler d'un réseau aménagé, c'est-à-dire ayant évolué vers une organisation hiérarchisée autour d'une (ou plusieurs) artère(s) monopolisant le drainage. Le Vale de Estoril, qui eût pu assumer cette fonction collectrice, est un cours d'eau solitaire privé d'affluents. Semblable configuration dénote le caractère primitif et embryonnaire du réseau de creusement.

#### γ. Forme

Les profils de paléo-vallées se signalent tous par leur encaissement prononcé sous la surface d'aplanissement. Dans la majorité des cas, leur section en V s'évase rapidement vers l'aval jusqu'à adopter parfois la forme d'une auge. Rarement, les bas cours ont une ampleur inférieure à 5 km. Mais cette dilatation s'accompagne d'un creusement verti-

cal exemplaire pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres (600 m de remblaiement dans la paléo-vallée de Estoril; fig. 21, coupe 23). Ceci fait qu'au voisinage du rebord le rapport largeur-profondeur est celui d'une véritable gorge. La dissymétrie, qui caractérise certaines sections, ne semble pas un phénomène constant. Au total, il s'agit d'un réseau de vallées qui entament la plate-forme à la façon de «reculées»; aussi peuvent-elles être interprétées comme des *têtes de canyons*. Toutefois, leur connexion avec le réseau terrestre, par-delà la plate-forme interne, est possible bien qu'il soit difficile encore d'en administrer la preuve formelle. Il est plausible de supposer que le Sado fut responsable du creusement de l'une des branches enterrées sous la rive septentrionale du Canhão de Setúbal; mais leur recusement aurait été effacé par l'érosion ou masqué par le delta sous-marin. Pour l'origine du Vale de Estoril, l'hésitation ne semble guère permise. Sa position, son ampleur, sa profondeur et ses esquisses de sinuosité ne laissent aucun doute sur l'existence d'un important transit de matériel qui, selon toute vraisemblance, ne pouvait être alimenté que par le Tejo.

#### 8. Fossilisation

On ne peut faire que des hypothèses sur la nature des agents qui creusèrent les vallées initiales. Le plus logique est d'admettre que les têtes de canyons, éventuellement guidées par des fractures, ont reculé lors des bas niveaux marins. Il est tout aussi difficile de débrouiller les épisodes et les causes de leur comblement. Ces «paléo-canyons» sont totalement recouverts par un complexe de puissantes nappes détritiques emboîtées et ravinées. Un tel dispositif donne à envisager une mise en place résultant de l'alternance de phases de creusement et d'accumulation; renversements de régime sédimentaire qui intervinrent au rythme des oscillations d'ampleur décroissant du niveau marin. Il a été démontré (D. MOUGENOT, 1976) que le matériel de remblaiement présentait des faciès acoustiques notablement différents (fig. 21, coupe 23). A la verticale du talweg sont accumulées des séries fortement diffractantes. Cette particularité doit être imputée à la nature granulométrique des matériaux vraisemblablement constitués de débris grossiers et hétérométriques, et à leur disposition chaotique. Autant d'éléments qui suggèrent une mise en place désordonnée dans un milieu turbulent de haute énergie. Sur le versant en pente douce reposent des séries stratifiées, sans doute formées par des lits de particules plus fines et mieux classées, indices d'une édifiation progressive sous un régime moins torrentiel.

#### 5. Le rebord, la pente et les canyons

Réunissant, sur 100 km d'envergure, des ensembles morphologiques fondamentalement dissemblables, nul secteur de la marge portugaise ne résume mieux la richesse et l'intensité des mécanismes qui façonnèrent le rebord de la plate-forme et la pente continentale supérieure.

##### a) La pente septentrionale

A l'Ouest de Lisboa, un premier segment se singularise depuis le Sud de la Montanha de Camões jusqu'au Canhão de Cascais. Le rebord, graduellement approfondi du Nord (120 m) vers le Sud (150 m), tranche la surface de progradation (fig. 21, coupe 19). Il se distingue par la netteté de son tracé quasi linéaire et de son profil très redressé. Orienté N/NW-S/SE, il n'est qu'à peine indenté, sauf par quelques baies sous-marines largement ouvertes, comme celles des *Mariquinhas*\* et du *Reçôvo* (fig. 20). L'accroche doit être rocheuse, selon la Carta litológica submarina (n.º 5, 1928). Un réseau de courts ravins subparallèles (sauf ceux issus des cirques précités), et profilés en V aigus, détaillent ces hauts versants en triangles coupés de petits replats très inclinés. Au-delà de 2000 m, la pente s'accroche brusquement au-dessus du Canhão de Cascais par un escarpement très raide (250 m/km) et subparallèle au rebord.

La rectitude des formes est à l'image de la rigidité du substratum du Néogène de nature probablement basaltique (D. MOUGENOT, 1976) et des failles en escalier qui ont découpé la pente à une époque sans doute récente: les interfluves triangulaires évoquent le sommet de blocs basculés. Selon toute vraisemblance, les éboulements consécutifs à ces cassures ont dégradé le rebord jusqu'à faire disparaître tout ou partie de la surface de progradation et du réseau de paléo-vallées dont il ne reste plus qu'un témoin solitaire.

##### b) La pente méridionale

Au Sud de Setúbal, la morphologie illustre le jeu combiné de la tectonique et de la sédimentation. Décalé de 40 km vers l'Est, le rebord est réduit à l'état d'un simple ressaut, immergé entre 160 et 180 m, orienté du Nord au Sud et presque sans dissection appréciable. Le talus représente le front de la surface de progradation qui envahit la presque totalité de la plate-forme. La concavité basale passe par inflexion peu sensible à un plateau remarquable par sa largeur (50 km environ séparent le premier rebord du début de la pente abrupte) et sa douceur.

Déjà faible au Nord (35 à 40 m/km), sa déclivité tombe à 25 m/km à la hauteur du 38° parallèle. Sa partie haute est disséquée par des chenaux consécutifs. A l'action des courants on est en droit d'imputer également la préservation d'une importante portion de surface structurale du Miocène (fig. 21, coupe 28). Le talus sinueux et peu marqué, souligné par le resserrement des isobathes de 800-900 m, est un escarpement de ligne de faille taillé dans l'Eocène supérieur (D. MOUGENOT et al., 1979). Son pied est souligné par une dépression surcreusée, semble-t-il, par le passage de la veine d'eau d'origine méditerranéenne. Sur la partie basse, un grand plateau s'étend jusqu'aux rives du Canhão de Setúbal. Sa régularité topographique est due à l'accumulation sédimentaire.

### c) La pente centrale et les vallées sous-marines

Les deux premiers segments appartiennent à des types morphologiques opposés, mais sans mystère. Entre eux vient s'intercaler la triple indentation de vallées remarquables et énigmatiques. Signalées d'abord par E. HULL (1899, 1912), elles ont été appelées Canhões de Cascais, de Lisboa et de Setúbal par C. FREIRE DE ANDRADE (1937) qui en présente la première analyse bathymétrique et géologique. Les cartes bathymétriques (fig. 19, 22) et le bloc-diagramme (fig. 23) montrent leurs différences morphologiques.

Le *Canhão de Cascais* est le plus court, mordant de moins de 8 km dans la plate-forme. C'est aussi le plus ouvert (10 km entre les rebords du Mar de Pombal, à l'Ouest, et du Cabo Feito, à l'Est) et le plus creusé (l'isobathe de 2 000 m est seulement à 8 km de sa tête). Aussi sa partie supérieure a-t-elle l'aspect d'un cirque spacieux ouvert au débouché du Vale de Estoril. Le ravin principal semble s'orienter N/NE-S/SW, parallèlement à la faille importante qui a également contrôlé le tracé de la paléo-vallée. Au-dessous de 1 000 m, la vallée bifurque vers le Sud-Ouest après le franchissement d'un chenal très incliné.

Le *Canhão de Lisboa* (?) pénètre plus profondément dans le plateau (18 km). Il est parallèle à la Costa da Caparica à une distance de quelque 5 km. Vers 100 m de profondeur, sa tête est curieusement nichée au pied du prodelta du Tejo. Avec J. H. MONTEIRO & I. MOITA (1971), on distinguera dans son cours supérieur les éléments suivants:

— un hémicycle supérieur, relativement large (3 km), et incisé par une série de petits ravins confluant au talweg orienté du Nord au Sud (fig. 21, coupe 21). Son profil typiquement en forme d'auge

(J. H. MONTEIRO & I. MOITA, 1971) et la relative uniformité du fond suggèrent que le canyon, au moins dans cette partie de son cours, est le siège d'un transit lent, sous la forme de glissements affectant le revêtement péltique;

— suit un chenal encore étroit (moins de 4 km) et très incisé (talweg creusé entre 400 et 1 000 m), orienté N/NE-S/SW. Il montre une dissymétrie caractéristique. Le versant oriental est escarpé et découpé par de nombreux tributaires. L'adoucissement de la pente opposée semble due à une dégradation plus accentuée des versants;

— enfin, le débouché se distingue par une topographie accidentée. Le talweg, creusé entre 1 000 et 1 400 m, est dominé par des éperons découpés en crêtes et buttes par des ravins sinueux. Deux éperons s'individualisent nettement comme des belvédères: à l'Ouest, le *Mar Achado*\* (vers 400 m) au tracé contourné (5 km de longueur); à l'Est, le *Mar de Fora*\* (approximativement 150 m), sorte d'appendice de la plate-forme. Un col peu élevé (environ 1 000 m) sépare le Canhão de Lisboa de la vallée précédente, fait qui incline la plupart des auteurs, sauf. A. S. LAUGHTON et al. (1975), à le faire se déverser dans celui de Setúbal faisant fonction d'artère maîtresse. Entre les Canhões de Setúbal et de Cascais s'allonge sur plus de 40 km en direction de l'W/SW un plateau étroit (10 km), appelé *Planalto Afonso de Albuquerque*\*\* . Cet interfluve doucement ondulé (entre 1 400 et 1 600 m) est très vraisemblablement un bloc faillé, mais les profils sismiques n'ont pas permis de définir la nature morphologique de son revers.

Le *Canhão de Setúbal* (?) est le collecteur principal. Traversant la plate-forme sur 25 km, c'est celui qui se rapproche le plus du type «gouf» (fig. 22). Sa tête, à 6 km seulement de l'ancienne issue de la Lagoa de Comporta, est déjà marquée dans la topographie dès 60-80 m. Située un peu au Nord du centre géométrique de la Enseada de Setúbal, elle est à moins de 20 km de l'embouchure du Sado, distance à peine supérieure à celle qui sépare le Gouf de Capbreton de l'estuaire de l'Adour. Enfin, c'est certainement le moins accidenté du trio. Dans son cours on distinguera les sections suivantes:

— la partie supérieure (9 km de long) est une sorte de vallon étroit, encore peu encaissé, et orienté comme l'Arrábida, E/NE-W/SW. Les profils du talweg et des versants restent modérés; les ravins

(\*) Ou: Fossa de Albufeira (P. CHOFFAT, 1907; A. RAMALHO, 1932), Tagus Canyon (F. P. SHEPARD & R. F. DILL, 1966).

(\*\*) Ou: Fossa do 5 de Outubro (C. FREIRE DE ANDRADE, 1937), Canyon du Sado (L. BERTHOIS et al., 1965; F. P. SHEPARD & R. F. DILL, 1966).

sont peu nombreux sauf au voisinage de la tête (fig. 21, coupe 26);

— dans la partie médiane, orientée E-W, les rives et les versants sont plus escarpés et leur dissection n'est pas aussi poussée que dans le Canhão de Lisboa bien que l'on puisse y déceler des mouvements de masse (fig. 21, coupe 25). Le talweg est mieux incisé mais présente une pente longitudinale plus faible;

— la partie terminale est caractérisée par la brusque déviation qui affecte le talweg au-delà de 9°W. Après un soudain décrochement vers le Nord-Ouest à l'emplacement d'une faille, il reprend l'orientation initiale tout en se creusant et en s'élargissant. Le fait le plus remarquable à signaler est l'existence de surcreusements (1 575 m et 1 457 m) de plusieurs centaines de mètres, notamment dans le grand rentrant décrit par l'isobathe de 1 000 m. C'est sur la paroi de la cavité située la plus à l'amont que des affleurements rocheux en «marches d'escalier» ont été observés vers 1 150 m lors des plongées du *F. N. R. S. III* (J. M. PÉRÈS *et al.*, 1957). Par leurs dimensions exceptionnelles, ces étonnantes cuvettes cratériformes, encore rarement signalées dans les canyons, font soupçonner l'intervention de processus aussi remarquables qu'énigmatiques. A-t-on affaire à de volumineux mouvements de masse en provenance des ravins latéraux? Faut-il invoquer, comme dans le cas du Canhão de Nazaré, des effondrements produits par la suffosion? Quoiqu'il soit encore délicat d'opter pour l'une ou l'autre de ces interprétations, on ne peut nier que le Canhão de Setúbal offre un terrain d'application favorable à la seconde. Si l'on ne possède pas dans les profils sismiques d'arguments décisifs en sa faveur, en revanche la présence de diapirs en profondeur, le plus proche et le plus apparent étant celui de Sesimbra, donnerait du crédit à l'hypothèse d'affaissements produits dans les masses plastiques et solubles sous-jacentes. En l'état actuel des travaux, on voit mal les objections de principe à opposer à cette interprétation ni quels autres mécanismes à alléguer pour rendre compte de ces formes uniques.

Les reliefs périphériques sont les plus accidentés. Le versant septentrional, aligné sur le prolongement occidental de la faille de Grândola, est mieux découpé, notamment par un tributaire (Canyon de Sesimbra, D. MOUGENOT, 1976) qui entame le rebord de la plate-forme en un large cirque. Cet affluent est interprété comme une vallée d'angle de faille (fig. 21, coupe 24). Sur le versant méridional, l'éperon escarpé du *Canto de Alva*\* est enveloppé par des escarpements rocheux, tel celui de *Regueira*\* (fig. 22). Plus bas se détache le grand replat triangulaire de *Mar Novo*\* (largeur: 4 km; profondeur moyenne: 550 m), où les pêcheurs signa-

lent encore de la roche (Carta litológica submarina, n° 5, 1928). Plus profond encore, l'éperon appelé *Coroa dos Amassadores*\* domine le fond de la vallée par un escarpement dont le commandement est supérieur à 500 m.

Traiter du problème de l'origine de ces trois canyons très dissemblables ne prendrait quelque signification que dans une analyse comparée de l'ensemble de leur bassin-versant jusqu'aux régions abyssales. Il appartiendra à des recherches ultérieures de s'y consacrer. D'ores et déjà, il n'est cependant pas inutile d'examiner quelques possibilités d'explication applicables aux parties des canyons qui contribuèrent à l'évolution de la plate-forme.

Une constatation s'impose d'emblée: le problème de leur morphogénèse se pose en des termes sensiblement comparables à ceux envisagés dans le cas du Canhão da Nazaré. Leur soumission aux *contraintes structurales* est parfaitement illustrée par leur position géographique. Fait anciennement établi: P. CHOFFAT (1907), comme la majorité des auteurs (F. FALCÃO MACHADO, 1933, 1934; C. FREIRE DE ANDRADE, 1933, 1934, 1937 surtout) ont vu dans les Canhões de Lisboa et de Setúbal des panneaux effondrés de la Serra de Arrábida. Pour P. CHOFFAT, par exemple, ce qu'il appelait la «Fossa de Albufeira» était le prolongement sous-marin du synclinal «luso-castillan»; C. FREIRE DE ANDRADE présumait que les Canhões de Cascais et de Lisboa étaient alignés selon les directions des grands axes sismo-tectoniques de l'Estremadura. Il est maintenant possible de mieux asseoir ces présomptions. Le Canhão de Cascais, ouvert sur le front d'un bloc basculé vers l'Ouest (fig. 21, coupes 23 et VI) paraît le plus fidèle à la structure comme son ancien cours fossile, le Vale de Estoril. Le tracé général du Canhão de Lisboa est plus complexe dans la mesure où, parallèle au linéament du Tejo, il recoupe obliquement la retombée occidentale de l'Arrábida. Divergence qui laisse présager, comme dans le cas du Canhão da Nazaré, son antécédence par rapport aux déformations néogènes. Moins claire est la situation du Canhão de Setúbal qui paraît témoigner d'une indépendance plus grande à l'égard de la structure. Son orientation d'ensemble serait éventuellement guidée par l'intersection du linéament d'Alandroa avec celui du Tejo et la faille de Grândola (fig. 1). Ce faisceau de cassures profondes expliquerait les singularités de son cours profond qui présente un brusque rétrécissement et une virgation vers l'Ouest-Sud-Ouest au Sud du Planalto Afonso de Albuquerque (fig. 20).

Dans cette région tectoniquement mouvementée, il est raisonnable de penser que les déformations tectoniques n'ont pas exercé une influence supérieure à celle de l'érosion. On est bien obligé

d'admettre comme postulat indispensable qu'elles provoquèrent l'entaille des canyons, à une date qu'il serait présomptueux de vouloir préciser, d'autant que le phénomène intervint à des époques de plus en plus récentes de l'aval vers l'amont (recul des têtes de canyons). Cependant, ce que l'on sait de l'évolution de la plate-forme qui aboutit à la création des vallées fossiles, conseille de ne pas attribuer aux seules failles la responsabilité pleine et entière du relief actuel de la partie amont des canyons. Le cours supérieur du Canhão de Setúbal, véritablement surimposé aux formations progradantes miocènes en provenance de l'Arrábida (G. COPPIER, *verbatim*), n'est guère plus subordonné à la structure que le Sado dans la traversée des grandes nappes de remblaiement de l'Alentejo. L'hypothèse de l'intervention d'*agents d'érosion* ne peut plus être écartée. Les doutes qui demeurent sur le raccordement entre les réseaux fossiles et émergés empêchent de se prononcer fermement sur les possibilités d'un creusement fluvial, interprétation proposée jadis par A. A. MACHADO E COSTA (1915), puis envisagée favorablement par J. BOURCART (1938) et C. FRANCIS-BEUF (1938). L'angle obtus décrit par les deux biefs amont du Canhão de Lisboa semble d'ailleurs en relation avec les positions successives ou simultanées des bouches du Tejo (Lagoa de Albufeira et goulet actuel) au Plio-Quaternaire. Le branchement des paléo-vallées aux têtes des canyons invite à admettre que celles-ci procédèrent par recul, graduel ou soudain, du rebord de la plate-forme peut-être à l'emplacement d'anciens lits qui réunissaient les conditions les plus propices au surcreusement. On peut présumer que le matériel de remblaiement y fut soumis à des affaissements qui, gagnant de proche en proche, ont amené un retrait spectaculaire des têtes de canyons par approfondissement et élargissement. Phénomène d'érosion régressive qu'il n'est point trop hardi de comparer au

déplacement des cataractes vers l'amont des cours d'eau. Toutefois, si l'on imagine assez bien le mécanisme responsable, on en discerne encore mal les causes. On propose de faire intervenir un entraînement des sédiments par soutirage vers l'aval. Si un tel phénomène peut être retenu, il est clair qu'il atteignit sa pleine efficacité lors des assèchements de la plate-forme, avec le concours des apports fluviaux abondants. On peut penser que, pendant les phases de submersion, les excavations étaient des voies toutes tracées pour que les courants sous-marins et littoraux s'y exercent. Il est probable que le déblaiement se poursuivit grâce au déversement des apports fluviaux dans le Canhão de Lisboa (J. H. MONTEIRO & I. MOITA, 1971), et aux cascades de sable à la tête de celui de Setúbal (I. MOITA, 1971). Dans cette évolution, qui aurait pu les mener à la forme d'un gouf, comme à Nazaré, ces deux canyons s'arrêtèrent en chemin.

Au total, l'hypothèse du recul des têtes, sous sa forme exclusivement tectonique, telle que C. FREIRE DE ANDRADE (1937, p. 182) la soutint, doit être sensiblement amendée en faisant appel à l'action convergente et répétée de facteurs multiples dont les effets, en quelque sorte, se sont additionnés. Il semble raisonnable de penser que les canyons sont des formes composites qui résultent d'un enchaînement quasi obligatoire de phénomènes étroitement interdépendants. A titre d'hypothèse de travail, la série suivante pourrait être proposée: ouverture de couloirs tectoniques, évaselement par mouvements pelliculaires et creusement, érosion remontante jusqu'à intervention des processus fluviaux et littoraux qui, actuellement, participent à l'entretien des talwegs. Procédant par extension de leur bassin-versant au détriment de la plate-forme continentale, les canyons furent un des facteurs essentiels de son évolution morphologique.

## CHAPITRE TROISIEME

### LA PLATE - FORME CONTINENTALE DU BAIXO ALENTEJO ET DE L'ALGARVE

Du Cabo de Sines à l'estuaire du Guadiana, la Meseta ibérique s'achève en une double façade océanique articulée à angle droit, de part et d'autre du coin péninsulaire formé par le Cabo de São Vicente et la Ponta de Sagres. Il peut paraître surprenant d'étudier conjointement deux ensembles si diversement exposés. Vers l'Ouest, les falaises et le plateau du Baixo Alentejo sont encore soumis aux rigueurs de l'Atlantique; vers le Sud, ce que certains appellent «mer d'Algarve», est le volet septentrional du Golfe de Cadix, véritable dépendance de la Méditerranée. Ces différences d'exposition répondent à la dualité morphologique de l'arrière-pays (P. BIROT & M. FEIO, 1948; M. FEIO, 1951). Le Baixo Alentejo et l'Algarve forment une sorte de toit dont l'asymétrie reproduit celle de la Sierra Morena en deçà de l'ensellement faillé emprunté par le Guadiana. Vers le Nord, le socle de la zone «sud-portugaise» dont on a reconnu depuis longtemps l'uniformité structurale et morphologique: des schistes carbonifères montent en un moutonnement de croupes jusqu'aux serras d'Algarve où s'est établie la ligne de partage des eaux. Passé la crête, le massif ancien brusquement se rompt et disparaît sous la couverture mésozoïque flexurée selon une direction parallèle à l'accident dit du Guadalquivir (J. MACPHERSON, 1879).

Cependant, ce sont là des différences mineures comparées aux traits d'unité, les deux régions présentant de réelles ressemblances morphologiques. L'étagement des reliefs terrestres s'efface graduellement pour former une sorte de vaste rampe régulièrement inclinée vers la mer où la plate-forme *s. s.* n'est plus qu'un ourlet étroit dépassant rarement 25 km de large. Toutefois, l'exiguïté de cette dernière est compensée par l'extension remarquable prise

par les plateaux marginaux, deux à trois fois plus larges, et séparés par des canyons. Rarement mieux que sur cette partie de la marge lusitanienne n'apparaissent avec plus d'évidence la pluralité et l'étagement des niveaux sous-marins.

Ces traits profondément originaux lui furent imprimés par la proximité de la convergence entre l'Ibérie et l'Afrique qui l'astreignit à une subsidence active et constamment compensée par l'accumulation depuis le Néogène jusqu'à nos jours. Cet enfouissement exemplaire de la Meseta aboutit toutefois à des dispositifs légèrement différents selon les deux façades.

#### I — LA PLATE-FORME CONTINENTALE OCCIDENTALE (BAIXO ALENTEJO)

Ainsi qu'il apparaît sur la carte bathymétrique de Sines (fig. 24), le caractère dominant de cette façade atlantique est la médiocre différenciation des formes. Elle se décompose en une suite de surfaces si faiblement dénivélées les unes par rapport aux autres qu'elles forment une sorte d'immense plan doucement incliné depuis le pied des serras côtières jusqu'aux fonds de plus de 1 000 m. On a peine, parfois, à fixer les limites des provinces physiographiques traditionnelles. Pour une part importante du domaine, le rebord s'estompe au profit d'un autre talus notablement plus éloigné et surtout plus profond. L'indétermination peut devenir plus exemplaire encore, comme vers 37° 30' N où les reliefs se confondent en une longue pente fuyante jusque vers 1 600 m (20 m/km). Cette topographie peu ordinaire est due à l'épandage d'un vaste manteau sédimentaire néogène (PH. BALDY, 1977) qui, sous des épaisseurs pouvant atteindre 300 m, fossilise une

topographie accidentée de fossés et de blocs basculés (fig. 26, coupe IV). Pour décrire l'abaissement des reliefs, on s'en tiendra aux trois paliers les plus reconnaissables.

### 1. Le plateau littoral

Les reliefs continentaux, quoique profondément entaillés par un réseau de vallées encaissées (Rios Mira, de Seixe, fig. 24), donnent déjà une image assez fidèle de la morphologie sous-marine. Les flancs abrupts du horst de la Serra do Cercal (méta-volcanites et quartzites du Dévonien supérieur; Santo Isidro, 372 m), au Nord-Ouest, et de l'inselberg de résistance entaillé dans le batholite syénitique de la Serra de Monchique brisée en son milieu (Picoto, 711 m; Foia, 902 m), au Sud-Est, forment un arrière-pays montagneux où sont conservés des lambeaux d'anciens aplanissements (paléogènes?). En contrebas, dans la confusion des surfaces schisteuses doucement mamelonnées — dont émergent quelques reliefs résiduels dans les quartzites comme la Serra da Mesquita — les travaux de P. BROR & M. FEIO (1952) et M. FEIO (1951) ont identifié des traces d'aplanissements plus jeunes, notamment sur la longue échine basse de socle du Planalto Espinhaço do Cão (fig. 29) qui disparaît sous le Jurassique du Cabo de São Vicente. Ces bas niveaux d'érosion sont encore recouverts ou prolongés par des nappes détritiques diverses (dont les célèbres rañas plio-villafranchiennes; O. RIBEIRO & M. FEIO, 1950) qui forment vers le Nord un glacis plus ou moins continu. Aussi n'est-il pas aisé de dater cette surface, sans doute élaborée par retouches pendant une grande partie du Néogène et même au Pléistocène (H. LAUTENSACH, 1932, supposait même une finition moustérienne). Il est certain que cet aplanissement est polyphasé puisque son élaboration fut interrompue par le fractionnement en bassins et en blocs le long des vieilles cassures du bâti hercynien, comme dans le fossé l'Aljezur (fig. 29). Le nivellement doit être également polygénique: si la participation de la planation continentale n'est guère suspecte, on ne doit pas écarter la possibilité d'une abrasion marine lors de transgressions attestées par la présence de Miocène marin. C'est dans cette surface composite que la côte actuelle est modelée (M. FEIO, 1949a).

Au Nord du Rio de Aljezur, le glacis détritique est détaillé en paliers; les niveaux de plages soulevées sont parfois fossilisés par des dunes dont les plus âgées sont consolidées et lapiasées au niveau des hautes mers. En avant du rivage, les parties les plus résistantes de ces dernières peuvent former des reliefs résiduels à l'aspect d'îlots déchiquetés (comme

l'ilheu do Pessegueiro, à 12 km au Nord de Vila Nova de Milfontes; A. MEDEIROS-GOUVÊA & G. ZBYSZEWSKI, 1937 a, b; G. ZBYSZEWSKI, 1949, 1958). Les faillètes qui dénivelent par places le Tyrrhénien (comme au cap de Sines, H. BREUIL *et al.*, 1943) sont peut-être des traces laissées par des séismes. Le soubassement schisteux, quand il est exhumé, n'est pas assez accidenté pour que le littoral décrite des festons bien marqués, sauf à l'approche du massif volcanique de Sines. N'y apparaissent que de grandes anses séparées par des caps rocheux émoussés et débordés d'îlots et de récifs (Pontas do Burrinho, do Ladoiro, Cabo Sardo; fig. 25).

A partir de la Ponta da Arrifana, le socle et sa couverture, nivelés conjointement, sont attaqués en falaises vives qui gagnent en élévation (plus de 50 m au Cabo de São Vicente) et en rigidité. Leur tracé en espalier (Ponta da Arrifana, Pontal) est encore proche de celui des failles. En dépit d'un recul manifeste, elles conservent encore des traces d'anciens modelés, telles les vauveuses, les grottes et les dunes cimentées (J. BOUCART, 1936a; G. ZBYSZEWSKI, 1958). Dans le détail, la résistance des grès dunaires est telle, comparée à celle des falaises calcaires qu'ils fossilisent, que l'on peut parler d'un phénomène de contraposition (M. C. GODARD, 1967).

### 2. La haute plate-forme

Le premier niveau sous-marin est un étroit chemin de ronde qui borde la côte sur une vingtaine de kilomètres de largeur, sauf au droit du Cabo de São Vicente où son ampleur se réduit de moitié. Dans le versant concave et faiblement déclive (environ 10 m/km) qu'il décrit, les nuances dans la rugosité des reliefs (fig. 24) aident à distinguer deux sous-ensembles morphologiques.

#### a) La partie interne

Elle descend jusqu'à environ 120 m et est occupée par les prolongements du socle hercynien de la zone sud-portugaise décrits par Ph. BALDY *et al.* (1977). S'en individualise le batholite hypovolcanique de Sines, déjà signalé, qui forme une sorte de basteon hérissé de pustules (fig. 26, coupe 29) et tranché en arête vive vers le Sud. Le soubassement n'est véritablement à nu qu'au Nord-Ouest de la Ponta da Arrifana. En effet, entre Sines et le Rio Mira, sur une largeur moyenne de 10 km, les levés de précision au 1/25 000 montrent une topographie bosselée et entaillée par un réseau hydrographique

s'écoulant vers le Sud-Ouest. On a l'impression d'un relief banalement disséqué qui pourrait avoir été récemment exhumé du glaciais polygénique attenant. Dans la relative uniformité des sommets, comme entre 50 et 60 m, et dans l'orientation de plusieurs lignes de talus étagés entre 90 et 130 m, H. G. GIERLOFF-EMDEN *et al.* (1970) ont vu les traces laissées par l'abrasion marine pléistocène. Les falaises immergées aux alentours de 100 m semblent les plus apparentes, d'autant qu'elles soulignent la limite occidentale du batholite. La topographie adoucie qui en décore le pied paraît être formée par la coalescence d'épandages détritiques. Au Sud, il devient de plus en plus difficile de préciser les limites du massif ancien à mesure que sa surface se réduit et s'ennoie. La topographie ne redevient accidentée que devant quelques caps, comme à la hauteur de la Ponta da Arrifana où l'on ne peut manquer de remarquer les quelques escarpements alignés qui suivent le grand accident NE-SW de Odemira-Ávila. Partout ailleurs, la topographie s'uniformise et se résout en larges rampes concaves, semblables à des talus d'accumulation étalés devant les embouchures et surtout au pied des falaises.

Au Sud-Ouest de la Ponta da Arrifana, le développement de la couverture mésozoïque réduit le socle hercynien à une étroite bordure allongée au pied des falaises qui s'élèvent du Pontal au Cabo de São Vicente. Au-delà de ce couloir, qui a l'aspect d'une bordure de massif ancien encombrée d'éboulis, l'érosion a découpé dans les calcarénites du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des plateaux dont il faut se résoudre à ne pas définir la nature morphologique en raison des nombreuses diffractations enregistrées sur les profils sismiques. Il pourrait tout aussi bien s'agir d'une surface structurale très indurée que d'un aplanissement. A la latitude d'Arrifana s'individualise un premier élément tabulaire que tranche au Nord-Ouest un talus haut d'une quarantaine de mètres. Plus étendu est le plateau découpé en trapèze qui s'étend sur une douzaine de kilomètres au Sud-Ouest du Pontal (fig. 29; fig. 30, coupe III). Sa surface, immergée entre 45 et 55 m, est morcelée en petites crêtes basses subméridiennes. Le caractère massif du plateau est encore souligné par les talus modérément échantés qui l'enferment sur trois côtés. L'escarpement occidental, connu sous le nom de *Mar da Nicola*\* domine le rebord de la plate-forme en partie découpé dans la retombée faillée qui forme le versant oriental du Canhão de São Vicente.

### b) La partie externe

La topographie régulière l'emporte car le socle et la couverture mésozoïque sont enfouis sous les

assises néogènes. Au Nord-Ouest du Rio Mira le rebord de la plate-forme, dessiné par une banquette de progradation néogène, est un talus doucement convexe, faiblement marqué vers 170-180 m (fig. 26, coupes IV et 30). Ce prisme sédimentaire cache une topographie relativement accidentée qu'impose le passage des fractures NE-SW. A la faveur du rejeu de ces accidents, l'érosion a dégagé de dessous le Néogène des surfaces d'érosion parfois dégradées à l'état de reliefs résiduels sur le front de blocs basculés. C'est le cas de buttes coniques (l'une culmine à 135 m), peut-être retouchées en falaises, qui percent au Sud-Ouest de Sines. De même au large du Rio Mira, des pointements de socle sont prolongés par un plateau mésozoïque étroit dominant de plus de 40 m (sommets à 75 m) la surface du Néogène nivelé. Au Sud-Ouest d'Arrifana, une autre formation progradante, sans talus visible, oblitère, au pied de l'accident de Odemira-Ávila, un graben dont la bordure méridionale est tranchée par la tête du Canhão de São Vicente.

L'espace compris entre les deux surfaces progradantes présente la topographie la plus simple. La pente adoucie (5 m/km) et le rebord très atténué sont mollement entaillés par quelques rares chenaux. Cette morphologie presque totalement dépourvue de caractères est ajustée au doux plissement d'une surface d'aplanissement néogène fossilisée sous les remblaiements récents. Seules en émergent deux petites buttes pointant à 145 et 148 m, situées sur l'emplacement d'accidents à la hauteur du Cabo Sardão.

### 3. La basse plate-forme

Au-delà du premier rebord, l'étage bathymétrique compris entre 200 et 700 m, conventionnellement rangé dans la pente continentale, est envahi par une seconde plate-forme dont une grande partie est encore plus dénuée d'expression que la précédente. Relief subsidiaire, cependant non dépourvu de signification pour l'intelligence de la morphogénèse. Ses éléments peuvent être ramenés à deux.

D'abord, une topographie ample et monotone, bien représentée par les deux régions dites *Mar de Vila Nova*\* au Nord, et *Mar da Arrifana*\* au Sud. Plateau sans déclivité (pente moyenne de 20 m/km), dont la partie centrale prend l'aspect d'une vaste rampe allongée sur près de 40 km. Plateau sans relief où le remblaiement a prévalu. Les grabens néogènes, qui ont démembré la surface oligocène, ont fonctionné comme bassins d'accumulation jusqu'à être comblés à ras bord (fig. 26, coupe IV), les vases actuelles parachèvent le lissage des formes. Quelques buttes arrondies, alignées le long des frac-

tures NE-SW, émergent de cette couverture fossilifère au Nord du Mar de Vila Nova, entre 300 et 400 m. Plateau sans chevelu de dissection net, sauf dans le Mar da Arrifana où la pente, un peu plus marquée (25 m/km), est découpée par quelques courts chenaux. Enfin, plateau sans rebord puisque, par l'intermédiaire d'une simple convexité à peine marquée, on peut passer à un autre palier sous-marin que l'on ne saurait ranger dans le domaine de la plate-forme *s.l.* en raison de sa profondeur excessive (entre 1 000 et 1 600 m).

Un véritable rebord n'apparaît qu'aux extrémités nord-ouest et sud-ouest de la plate-forme, dans le domaine des *Montanhas dos Príncipes de Avis*\*\* (fig. 25 et 27) et des *Descobridores*\*\* (fig. 29) qui forment les seuls reliefs énergiques de la région. Ce sont des unités tabulaires, rendues parfaitement distinctes par la netteté de leurs contours externes et leur dénivellation au-dessus des surfaces d'accumulation environnantes. Les *Montanhas dos Príncipes de Avis* (fig. 26, coupe IV) dessinent un relèvement marqué du terrain en forme de couronne. S'y individualisent trois buttes dissymétriques qui ont noms, du Nord au Sud: *Infante Don Pedro*\*\* (469 m), *Infante Santo*\*\* (373 m) et *Infante Don Henrique*\*\* (390 m). Elles sont cernées par un talus en arc de cercle au front tourné vers le Nord-Ouest. Quoique découpé, il a l'aspect d'une paroi monumentale (jusqu'à 700 m de commandement pour *Infante Santo*, soit un gradient de 165 m/km), enfermant à plus de 1 000 m une conque profondément éventrée par un réseau de ravins confluent à une esquisse de canyon dirigé vers le Nord-Ouest. Profils sismiques et carottages montrent que ces *Montanhas* répondent à des conditions de structure assez particulières (D. MOUGENOT *et al.*, 1979): 1) sur la série mésozoïque déformée pendant l'Éocène moyen reposent en discordance des niveaux datés de l'Éocène supérieur dont les faciès révèlent que le rebord de la plate-forme devait à cette époque se situer à proximité de l'escarpement actuel; 2) les dites formations sont elles-mêmes tranchées par une surface oligocène largement bombée; 3) l'effondrement de la clé de voûte et de la retombée occidentale du bombardement est responsable du déclenchement d'une active érosion. Au total, une énorme boutonnière semi-circulaire (diamètre d'environ 20 km), encadrée par deux lignes de cuestas (fig. 25; fig. 26, coupe 31). La corniche principale, dont le couronnement se confond avec le rebord (vers 600 m), est taillée dans le Crétacé; son front dérive du recul d'escarpements de faille dont les segments subméridiens ou orientés NE-SW ont imposé l'apparition de nombreux redans. En léger retrait par rapport à elle, la cuesta sommitale, façonnée dans les calcaires de l'Éocène supérieur (sauf à la hau-

teur de *Infante Santo*), a un commandement moindre. Les revers orientaux sont des surfaces banales qui dérivent de la dissection opérée depuis le soulèvement prononcé que subit la surface oligocène qui affleure en contrebas sous forme d'étroit liseré rapidement ennoyé par les accumulations récentes.

Le dispositif morphologique des *Montanhas dos Descobridores* (fig. 30, coupe III) est une variante atténuée du précédent, les formes ne devant leur vigueur qu'au voisinage du *Canhão de São Vicente*. Au Sud-Ouest du Mar da Arrifana, deux plateaux dissymétriques (*Pero Escobar*\*\* , 132 m et *Estêvão Gomes*\*\* , 178 m) tournent vers le continent leurs versants les plus relevés (fig. 27). Ces bastions se dressent au-dessus du rebord de la plate-forme qui les enveloppe de toutes parts. La bordure occidentale est un abrupt sinueux taillé dans le Mésozoïque, dont le front se relève du Nord (600-700 m; fig. 25) vers le Sud (300-400 m; fig. 29). Son tracé est incontestablement fixé par une fracture NW-SE, puis N/NE-S/SW. La dépression fermée, ou *Vale de Almeida*\*\* (à plus de 800 m), qui en souligne la base, semble être un ombilic de surcreusement évité par des courants de fond passant entre la paroi et un plateau sédimentaire. La bordure méridionale, taillée dans le Crétacé supérieur, est précédée de buttes (*Fernão Mendes*\*\* , 406 m), découpées en reliefs monoclinaux par un système de ravins qui, établis sur des failles, se déversent dans le *Canhão de São Vicente*.

Les faits qui viennent d'être exposés apportent d'utiles renseignements sur l'origine de l'étagement des reliefs propre à cette partie de la façade atlantique. A titre d'hypothèse de travail, on proposera de considérer le plateau inférieur comme le témoin affaissé d'une ancienne plate-forme continentale modelée pendant le laps de temps écoulé de l'Éocène supérieur au Miocène inférieur. Après son basculement survenu au Miocène moyen, s'élabore la plate-forme supérieure qui ne s'individualise véritablement qu'à l'Ouest de Sines, grâce au caractère fortement progadant des formations plio-quaternaires. Ailleurs, le piégeage des séries néogènes entre les blocs basculés subsidents ne créa qu'une vaste plaine d'accumulation progressivement étendue sur la plate-forme inférieure. La réalisation de cette topographie régulière est flagrante entre les *Montanhas dos Príncipes de Avis* et des *Descobridores* où l'ancien rebord est totalement masqué.

#### 4. Le *Canhão de S. Vicente*

Quoique la morphogenèse de ce canyon ne relève pas directement de cette étude, il n'est pas sans intérêt de souligner l'originalité de son encaissement qui en fait un organisme sans pareil parmi

ses congénères lusitaniens. Réduit à ses grandes lignes, il apparaît formé de deux éléments (fig. 29 et 31).

D'abord, une partie haute qui présente l'aspect d'une reculée, large, courte, asymétrique et orientée N/NE-SW, parallèlement à la côte. Son rebord oriental massif domine l'autre rive morcelée en buttes (Montanhas dos Descobridores). Brèche récemment sur l'emplacement de fractures subméridiennes, c'est probablement (fig. 30, coupe III) une vallée orthoclinale, à l'exemple des Canhões da Nazaré et de Lisboa. Mais ce sont là les seuls points d'analogie. L'éloignement de la tête du canyon par rapport au rivage, comme l'absence de vallée fossile les unissant, réduisent, sans les exclure, les possibilités offertes au creusement par des érosions fluviale et littorale.

Le reste du canyon est orienté NE-SW, jusqu'à son débouché dans la plaine abyssale du Fer à Cheval. Ses rives sont sensiblement surbaissées et largement écartées l'une de l'autre (18 km). Elles bordent des plateaux marginaux dont l'affaissement se solda par la mise en place de grandes surfaces d'accumulation (*Planalto de Sagres\*\**; fig. 30, coupe 33). C'est ce remplissage néogène qui a entraîné le déplacement vers l'Ouest de l'axe du canyon et l'asymétrie croissante de son profil vers l'aval (A. S. LAUGHTON *et al.*, 1975; fig. 30, coupe 32); opposition entre les rives qui n'est pas sans évoquer celle décrite dans certaines paléo-vallées, comme le Vale de Estoril (fig. 20). La place essentielle que tint le remplissage dans l'évolution du canyon le singularise de ses homologues précédemment décrits où prédominèrent l'érosion et les transferts sédimentaires. Ce canyon rectiligne et ample doit être rangé dans le type en auge (défini par F. P. SHEPARD & R. F. DILL, 1966), antithétique du type gouf dont on a étudié un exemple significatif avec le Canhão da Nazaré. Auge qui est un graben dont la lèvre méridionale est la faille de São Vicente, prolongement extrême de l'accident de Odemira-Avila déjà signalé (fig. 30, coupe 32). En dépit de son resserrement par les remblais sédimentaires, dans nulle autre vallée sous-marine du Portugal, on ne lit avec plus d'aisance la maîtrise tectonique du relief.

## II — LA PLATE-FORME CONTINENTALE MERIDIONALE (ALGARVE)

Grâce aux particularités de sa position et de sa disposition, la dernière région de la plate-forme portugaise présente quelques différences avec la précédente. Par la netteté de l'étagement morphologique, elle offre une expression éminemment dé-

monstrative du rôle tenu par les dislocations qui infléchirent sous le Golfe de Cadix les grands panneaux disloqués sur le revers méridional de la Meseta. Mouvements tertiaires qu'affirme l'épaisseur des séries récentes reposant en discordance sur le sousbassement mésozoïque (et sans doute, paléogène), faillé et plissé (fig. 34, coupe I et fig. 30, coupe II). En outre, fermée aux vents du Nord, la mer d'Algarve bénéficie de l'abri relatif que lui procure son exposition au Sud. Les vagues et les dérivés perdent peu à peu en violence, en compétence et en régularité. Les courants de marée s'apaisent, même aux embouchures, sauf celle du Guadiana. Au total, un environnement dont l'agressivité se tempère vers le fond du Golfe, une physionomie plus méditerranéenne qu'atlantique qui l'apparente à la Basse Andalousie limitrophe. Rapprochement qu'illustre enfin l'intervention de la veine méditerranéenne qui en baigne les parties les plus profondes.

### 1. La Basse Algarve

L'agencement presque méditerranéen du relief de l'Algarve se vérifie déjà dans la large concavité de plateaux et de plaines qui, depuis l'ensemble montagneux qui l'enclôt par le Nord, descendent par degrés jusqu'à la plaine marécageuse. En contrebas des surfaces nivelées qui ourlent le pied de la Serra de Monchique (fig. 29) et couronnent les hauteurs de la Serra do Caldeirão (Eira de Agosto, 515 m; Alcaria do Cume, 525 m, fig. 33), s'étend le Barrocal, pays de collines basses taillées dans la couverture sédimentaire lourdement déformée. Avec M. FEIO (1949b, 1951), on peut admettre qu'elles dérivent de la surface néogène en majeure partie détruite après son basculement vers le Golfe. Le relief n'y présente quelque vigueur que dans la partie centrale où les calcaires mésozoïques dessinent de courtes cuestas, parfois des escarpements de failles et, plus rarement, d'étroits monts dérivés (exemple: Azinheiro, 326 m, fig. 34, coupe I), entre des couloirs évidés en dépressions orthoclinales ou en vals. La ligne fuyante des hauteurs se confond vers l'aval avec le plan sommital du glaciais polygénique, déchiré en lambeaux par le ravinement.

Jusqu'à 8° W (fig. 29), le Barrocal et son glaciais sédimentaire sont tranchés directement par la mer en une suite de concavités à falaises qui présentent des aspects très variés (M. C. GODARD, 1967). Elles sont les plus élevées et les moins indentées du Cabo de São Vicente, où la surface néogène a subi le plus fort relèvement, à Lagos. Il s'agit d'une côte à falaises abruptes, parfois plongeantes, sculptées dans le Mésozoïque. A partir de la Ponta da Piedade, la série miocène prend le relais en donnant un rivage plus sinueux, les formations les

moins résistantes et les embouchures ayant été évitées en larges rentrants. Sur les points les plus exposés, la mer travaille à exhumer un karst pontien et engendre des falaises aux formes pittoresques. Des plages soulevées et des dunes consolidées se retrouvent à des altitudes variées sur l'ensemble de la côte (J. BURCART, 1955; G. ZBYSEWSKI, 1958).

Après Albufeira (fig. 33), un changement spectaculaire s'opère. Commence alors le plat pays d'Algarve, élément le plus occidental de la grande plaine andalouse. Le glaciaire polygénique a été largement excavé par des plaines alluviales (Ribeira de Asseca, Guadiana au débouché de ses gorges). Dans le contour sinueux de leurs plus basses terrasses on peut reconnaître le dessin des falaises sapées lors de la transgression flandrienne. Depuis lors, le régime de l'atterrissement prévaut. A Quarteira, la côte construite et basse se substitue à la côte fermée. Une série de flèches littorales et dunaires, coupées de graus ensablés, s'étirent vers l'Est sur près de 70 km. Les alluvions fines ont en majeure partie converti en marais et wadden le long chapelet de lagunes allongées de façon ininterrompue de Faro jusqu'aux abords de la frontière. Le tracé remarquablement protubérant du Cabo de Santa Maria, si comparable au Cap Hatteras, ne s'explique pas encore de façon satisfaisante.

## 2. La plate-forme continentale

Trois traits suffisent à cerner son signallement: étroitesse (8 à 28 km), netteté du rebord (à des profondeurs relativement faibles variant entre 110 et 150 m), simplicité des reliefs. Trois segments, de taille inégale, la composent.

Au Sud du Cabo de São Vicente s'individualisent quelques unités tabulaires taillées dans la couverture mésozoïque (PH. BALDY *et al.*, 1977). Leur surface accidentée et peu inclinée est découpée en petites éminences culminant vers 60 m. Les escarpements de faille qui les encadrent, à l'Ouest comme à l'Est, ont évolué en talus sinueux ayant, localement, des aspects de falaises submergées. Les Pontas de Sagres et da Atalaia sont dotées d'un appendice plus simple: c'est le massif de *California*\*, en forme de digue, dont la paroi occidentale est une corniche dérivant d'un escarpement de faille. Sur le panneau effondré entre les deux blocs recouvert par la couverture néogène discordante sur le Mésozoïque, se développe une surface d'aplanissement dont l'élaboration commença en même temps que celle nivelant le Planalto Espinhaço do Cão. Sa partie haute, ainsi que le pied des falaises, sont ennoyées par un glaciaire d'épandage très incliné

(fig. 28). La rupture de pente qui en souligne nettement la base entre 40 et 60 m représente peut-être le front d'une falaise dont le revers est totalement fossilisé.

La partie de la plate-forme allant de Sagres jusqu'à Quarteira constitue le deuxième ensemble morphologique. La limite de la zone interne s'élève progressivement de l'Ouest (100 m au Sud de Lagos) vers l'Est (où elle finit par rejoindre le rivage). Les fonds proches de terre n'ont pu être étudiés, mais les levés bathymétriques détaillés montrent qu'ils doivent être occupés par un étroit glaciaire très décliné; il s'élargit, à l'Ouest de Albufeira, dans la Baía de Armação de Pêra où il prend la forme d'une sorte de delta sous-marin semé d'ondulations basses (armações). Les nombreux affleurements rocheux qu'y signale la carte marine sont peut-être des vestiges de dunes cimentées analogues à celles du rivage. Au-delà de 30 m s'étend une grande surface d'aplanissement qui tronque les séries miocènes basculées vers la côte (fig. 30, coupe II). L'aplanissement semble être la continuation de la surface néogène du Barrocal. Il est parfois surmonté d'irrégularités mineures. Entre 50 et 60 m, sur la pente légèrement plus forte, apparaissent de petits réseaux d'entailles et des talus bas et festonnés tournés vers le Sud. Cette dissection est particulièrement nette sur, et autour, des horsts N/NE-S/SW où la série mésozoïque a été épargnée par le nivellement (fig. 30, coupe 35). On serait porté à croire que ces entailles sont les traces de ravins affluant au rivage (à environ 100 m sous l'actuel) que jalonnent encore des talus.

Les formes de construction prédominent dans tout le reste de la plate-forme (PH. BALDY *et al.*, 1977). A l'Ouest du *Canhão de Portimão*\*\* et en contrebas des falaises présumées, un prisme de progradation plio-quaternaire, de moins de 7 km de large, fossilise le toit du Miocène supérieur (fig. 36, coupe 36 et 37) dont le pendage, d'origine sédimentaire, semble, lui-aussi dû à la progradation. Dans le Sud du Cabo de São Vicente, l'extension de cette banquette fut barrée par des buttes dont la plus avancée (*Corninhos*\*) déborde sensiblement le haut de la pente continentale. Au Sud de Lagos, les formations progradantes combient une paléo-vallée, vraisemblablement creusée au Pontien, dans le Miocène (fig. 30, coupe 39). Elles forment aussi un vaste plateau onduleux immergé entre 105 et 110 m. L'origine des crêtes plus ou moins parallèles qui le jonchent est encore malaisée à expliquer. Il pourrait s'agir d'anciens cordons littoraux conservés grâce à la cimentation plus grande de leur matériel, ainsi qu'il a été proposé pour le Néogène du Golfe de Gascogne (J. R. VANNEY, 1977). L'examen des profils (fig. 30, coupe 39) suggère toutefois une explication alternative: les surélévations sont semblables à des

écueils alignés sur un platier d'abrasion façonné lors d'un bas niveau marin. Interprétation qui tendrait à prouver que, dans certains cas, la surface de progradation n'est pas forcément une simple forme d'accumulation établie dans le prolongement d'un aplanissement, mais que celui-ci a en partie empiété sur elle en faisant ressortir les niveaux plus résistants. Au demeurant, un tel recoupement rendrait compte de manière assez satisfaisante du décapitage subi par le diapir intrusif situé sur le rebord sud-ouest du *Mar de Albufeira*\*. Passé le Canhão de Portimão, la lisière interne de la surface de progradation s'infléchit rapidement vers le Nord-Est en suivant un talus immergé entre 50 et 80 m, jusqu'à finalement occuper toute la largeur de la plate-forme.

A l'Est de *Quarteira*, les formes et la structure se modifient de façon notable. La plate-forme est entièrement constituée par un prisme progradant d'une épaisseur pouvant atteindre 500 m (fig. 34, coupe I). Son édification s'opéra à mesure que le Miocène s'affaissait. Il n'est pas encore possible d'établir une chronologie de cette mise en place. Mais plusieurs observations peuvent être faites. Il est probable que les corps sédimentaires les plus anciens se raccordent pour partie au glaciaire polygénique largement représenté à terre. De même, la sédimentation ne semble pas s'être déroulée de façon progressive et continue; des intermèdes durent l'interrompre comme en témoignent les discontinuités visibles de la progradation (fig. 34, coupe 45) et les vallées fossiles détectées au Sud de Faro (fig. 34, coupe 42). Plus récemment, de bas niveaux marins sont sans doute responsables de la formation de la série de levées littorales au Sud de Albufeira. Au Sud de Faro, la plate-forme et le front deltaïques qui surmontent ces séries progradantes correspondent aux couches sommitales et frontales les plus récemment mises en place, vraisemblablement au cours de l'ultime élévation du niveau marin. Jusqu'au rebord, la plate-forme, remarquablement étroite, est occupée par une formation prodeltaïque. Toutefois, elle n'a pas été cartographiée comme telle sur la figure 33 car elle est disposée en continuité avec les termes les plus jeunes de la progradation (fig. 34, coupe I). Devant le Guadiana, l'absence, ou l'atténuation, du front deltaïque récent est peut-être la conséquence de l'étalement actif auquel sont et furent soumis les apports sédimentaires sous l'effet des courants portant vers le fond du Golfe.

### 3. Les plateaux marginaux

L'étude régionale se termine par celle d'un secteur parmi les plus singuliers que compte la marge

portugaise. La plate-forme continentale est en effet flanquée, sur une largeur de 10 à 40 km, par une série de plateaux marginaux (ou planaltos) dont on trouverait difficilement dans le monde des exemples plus schématiquement expressifs, au point qu'ils mériteraient d'être choisis comme archétypes de leur catégorie.

Exemplaire d'abord est la régularité de leur disposition. Ils forment des replats uniformément rangés à plusieurs centaines de mètres en contrebas de la plate-forme continentale où ils atteignent leur extension maximale entre 700 et 800 m d'immersion. Vers l'Est, se succèdent les *Planaltos* de Sagres déjà signalé, de *Lagos*\*\*\*, de *Portimão*\*\*\*, de *Albufeira*\*\*\*, de *Faro*\*\* et, un peu plus au Sud, *Bartolomeu Dias*\*\* qui se poursuit au-delà de la limite inférieure de la figure 33 par le «Banc du Guadalquivir». Ils sont individualisés par les têtes des *Canhões de Lagos*\*\*, de *Portimão* et de *Faro*\*\* ainsi que par certains de leurs tributaires.

Exemplaire également est l'originalité de leur relief. En contre-haut, ils se raccordent au rebord de la plate-forme par des talus correspondant au front de la progradation. Diversement inclinée (40 m/km à l'Ouest mais jusqu'au triple au Sud de Faro), cette pente est souvent disséquée par des chenaux parallèles au dessin assez serré parfois. Les cours inférieurs de ces ravines peuvent aboutir à de petits éventails sédimentaires qui empiètent sur les *Planaltos* de *Lagos* et de *Portimão* (fig. 29); ou bien dans des dépressions fermées, comme celle du *Planalto* de *Sagres*, creusée à la base d'une corniche sinuose sculptée dans le Mésozoïque (fig. 30, coupe 33), et surtout celle dite *Fossa Alvarés Cabral*\*\* remarquable par sa profondeur (maximum: 776 m), sa longueur (environ 30 km), sa dissymétrie (flanc raide tourné vers le Sud), et son cours légèrement sinuose. Les *Planaltos* proprement dits sont des paliers monotones, souvent bombés. Leur rebord pauvrement festonné s'aplatit progressivement vers l'Est. Passé le 8<sup>e</sup> méridien, son tracé brusquement s'infléchit vers le Sud au point que le *Planalto* de *Faro* ne représente plus que le volet nord d'un vaste plateau incurvé qui se relève doucement vers le Sud pour former le *Planalto* de *Bartolomeu Dias*. L'enselement qui sépare ces deux plateaux est occupé par la *Fossa Diogo Cão*\*\*\*, profonde dépression fermée (maximum: 886 m), excavée perpendiculairement à la précédente, le long d'un accident NW-SE.

Exemplaire, enfin, est la simplicité de leur structure, puisque tous les *Planaltos* sont supportés par la série néogène. Pourtant, des différences ne manquent pas de se faire sentir dans la morphologie. Les *Planaltos* de *Lagos* et de *Portimão* sont les plus rudimentaires, leur surface plate étant parallèle à

la stratification du Miocène supérieur ou du Pliocène inférieur (fig. 30, coupe 38). Ce sont des plate-formes structurales que l'on hésite à qualifier de surfaces originelles ou dérivées. Dans les deux cas, un puissant agent est intervenu pour empêcher la sédimentation récente ou déblayer la série surincombante. On peut imputer à la veine d'eau méditerranéenne un tel balayage car elle a laissé plus à l'Est des preuves incontestables de son passage. Au-delà du Canhão de Portimão, ouvert sur le passage d'une faille méridienne (fig. 29), les formes structurales disparaissent sous un épais remblai que traverse le Canhão de Faro. Ainsi se trouve individualisé un autre type de plateaux à la topographie doucement bombée: les Planaltos de Albufeira et de Faro. Leur image sismique (fig. 37, coupes 41, 43 et 44) permet de les interpréter comme d'épaisses accumulations de contourites (300 m environ; W. GIESEL et E. SEIBOLD, 1968; D. MOUGENOT et al., 1979) abandonnées sur sa gauche par le sous-courant méditerranéen. Au fur et à mesure de leur édification, le glissement progressif de la ligne de plus grande vitesse du courant de contour, sur l'emplacement de la faille E/NE-W/SW, dite de Faro, paraît responsable du recul important qui affecta le rebord de la plate-forme. Aux éboulements et aux ravinements ainsi provoqués on doit attribuer la déclivité prononcée de la pente supérieure au Sud-Est de Faro (fig. 32). Un retrait de plus de

10 km depuis l'apparition de ce courant, survenu au Pliocène inférieur selon M. MÉLIÈRES (1974), permettrait d'expliquer la position apparemment aberrante du delta du Cabo de Santa Maria par rapport au rebord. A l'image de la migration d'un méandre, la Fossa Alvares Cabral pourrait être comparée à une souille de rive concave. Par compensation, la rive convexe aurait été exhaussée par accréation latérale des contourites. On peut s'interroger sur le fait de savoir si la Fossa Diogo Cão n'est pas une ancienne souille, évidée elle aussi sur l'emplacement d'une faille, et maintenue béante par le passage du courant (fig. 34, coupe 46). Quelle que soit l'origine de l'excavation, elle découpe en son milieu une sorte de large cuvette où la sédimentation se maintint activement pendant le Quaternaire (surface d'accumulation, fig. 33). L'ensemble formé par les Planaltos Bartolomeu Dias et de Faro est supporté par le revers d'un compartiment de socle basculé vers le Nord-Ouest entre la faille de Faro et le Banc du Guadalquivir (fig. 37, coupe 44). Aux approches du sommet du banc, la présence d'une surface biseautant les couches néogènes déformées (fig. 34, coupe 46) amène à s'interroger sur les mécanismes responsables de la formation d'un aplanissement si récent à pareille profondeur (entre 500 et 600 m). Ce qui précède donne à penser qu'il pourrait s'agir là d'une nouvelle manifestation érosive de la veine d'eau méditerranéenne.

## CHAPITRE QUATRIEME

### LES PROBLEMES D'UNE FAÇADE ATLANTIQUE

«Portugal é mediterrâneo por natureza, atlântico por posição» (REBELO, 1929)

Il est peu de marges continentales dont l'analyse morphologique soit aussi instructive que celle du Portugal. Au cours des chapitres régionaux, des différences sensibles sont apparues à mesure que la description progressait du Minho à l'Algarve. De frappantes similitudes, imposées par l'influence de l'Atlantique, ont été soulignées. Des explications locales furent proposées, des évolutions esquissées, des problèmes envisagés. Au-delà des caractères ou de l'histoire individuels de chaque secteur étudié on doit à présent reconsidérer l'ensemble du domaine prospecté et tenter de résoudre quelques problèmes importants, d'ordre régional, ou général que pose l'ensemble de la façade ibérique. Aussi ce dernier chapitre se propose-t-il de reprendre quelques thèmes sous un angle plus large.

La revue comparative des paysages sous-marins et terrestres de l'ensemble de la façade portugaise confirme que la planéité est bien le caractère primordial qu'il convient d'expliquer. Sous l'uniformité topographique dominante, on est parvenu à identifier plusieurs types de surfaces, qu'il s'agisse d'aplanissements étagés ou confondus, ou bien encore de vastes épandages représentés par le glaciaire polygénique et les prismes de progradation. Aussi l'interrogation majeure porte-t-elle sur les relations qui, tout au long de l'évolution géologique, unirent l'érosion à l'accumulation. Quelle place ont tenu ces deux phénomènes au cours des cycles morphosédimentaires régis autant par les facteurs tectoniques qu'eustatiques? Les relations conjecturées demeurèrent-elles partout semblables, du pied des serras côtières jusqu'au sommet de la pente continentale? Enfin, comment ces processus ont-ils été influencés par les facteurs morphostructuraux locaux et les pulsations verticales répétées des plaques lithosphé-

riques soumises à la divergence (ouverture de l'Atlantique) et à la convergence (fermeture de la Méditerranée)? Traiter de questions si importantes et de problèmes aussi généraux ne doit pas étonner à propos d'une marge continentale passive qui doit à sa position de carrefour une richesse peu commune révélée par les recherches récentes étendues jusqu'aux régions abyssales.

La plate-forme continentale lusitanienne doit être considérée comme le volet submergé d'un ensemble morphologique de grandeur supérieur, qui présente beaucoup d'affinités avec les «bourrelets côtiers» (*Randschwellen*) encadrant certains massifs anciens. Dans son ensemble, la façade portugaise est partie intégrante de l'*atlantische Fronte* sommairement caractérisée par O. JESSEN (1943). Sa description plénière donnera l'occasion de saisir la portée d'un question restée paradoxalement sans réponse: pourquoi le bourrelet côtier de l'Ibérie atlantique change-t-il graduellement d'aspect en direction du Sud? Remarquablement exhaussé en barrière isolant les hauts plateaux de la Vieille Castille, il se résout, au-delà du Tejo, en serras littorales basses et étroites qui, localement, interrompent la descente progressive des bas plateaux prolongeant ceux de la Nouvelle Castille vers l'océan. Ces modifications distinguent si pleinement la façade ibérique de ses homologues atlantiques qu'il est légitime de rechercher ce qui, dans l'évolution des fonds marins, expliquerait un agencement morphologique aussi particulier.

L'examen des éléments qui fondent l'individualité géométrique de la marge portugaise, et éclaireront d'un jour nouveau divers aspects de son élaboration, suivra une double démarche. D'abord, procéder au *recensement des reliefs* en s'efforçant,

notamment pour les surfaces d'aplanissement, de faire le raccord entre les formes sous-marines et subaériennes. Un tel rapprochement s'impose à la lumière d'un socle ancien où les éléments pour dater les formes et les déformations sont rares. Aussi la plate-forme continentale sera-t-elle considérée comme une archive où sont enregistrés des documents morphologiques susceptibles d'aider à la compréhension des reliefs restés à l'air libre. En second lieu, l'essentiel du travail sera d'agencer les faits en un schéma explicatif présenté comme un simple *essai de reconstitution*. On tentera alors de mettre en pleine lumière ce que la morphogenèse de la façade doit à sa position de carrefour entre l'Atlantique et la Méditerranée d'une part; entre l'Europe et l'Afrique d'autre part; de préciser aussi le degré de généralité des processus invoqués.

## I — RECENSEMENT DES RELIEFS

Comparée à d'autres plates-formes de type «atlantique», celle du Portugal se distingue par la relative richesse des formes, schématiquement regroupées sur le bloc-diagramme de la figure 35. L'inventaire auquel il a été procédé est cependant incomplet en raison du grand espacement entre les profils sismiques (environ 5 km) et de l'insuffisance de leur définition verticale (supérieure à 20 m). Aussi les formes fonctionnelles, c'est-à-dire en équilibre avec les forces géodynamiques mises en place depuis l'achèvement de la transgression holocène, sont-elles ici sous-estimées et n'ont pas fait l'objet de recherches appropriées (\*). C'est le cas des zones littorales et infra-littorales soumises à une morphogenèse active et susceptible d'influer sur celle du reste de la plate-forme. En ces domaines, une classification sommaire a suffi qui ne retient que les formes de falaises, plages sous-marines, dunes et wadden (fig. 35, 16-17, 26, 24 et 30). Les autres formes sont distribuées en trois grandes catégories.

### 1. Les formes modelées

a) La sortie des grandes embouchures (Tejo, Sado, par exemple; fig. 20) est encombrée par des *deltas profluviales* (fig. 35, 20, 21; fig. 21, coupe 20) de type lobé. Ils sont constitués par un épais remblaiement dont la forme proéminente trahit la puissance des apports et des agents fluviaux, tout au long du Quaternaire. Le façonnement de leur surface sommitale (occupée par des couples de levées formant les «barras», 27; 20b) et frontale se poursuit activement sous l'influence conjuguée des processus fluviaux (crués) et marins (courants de marée, dérive littorale) ainsi qu'il a été montré

dans le cas de la Enseada de Lisboa. Leur surface distale (prodeltaïque, 20a) gagne sur une surface d'érosion qu'elle fossilise. A côté de ces deltas .. vants en raison de leur bilan sédimentaire excédentaire, il convient de faire une place à part aux surfaces homologues bordant la côte à lido et à lagunes du Pays de Faro (fig. 33). Sans relation avec un système fluvial important, cette étroite banquette infra-littorale paraît être un ancien delta dont le bilan sédimentaire, devenu négatif, laisse place à un efficace remodelage par les processus littoraux.

b) Une part importante de la plate-forme interne septentrionale (fig. 5 et 8) est envahie par les *glacis d'épandage* (fig. 35, 23; fig. 6, coupe 3). Ils témoignent de l'active érosion qui affecta les aires émergées après l'élaboration de la surface d'érosion sommitale dont ils recouvrent une bande relativement large devant le Minho et la Beira litoral. Leur matériel, épais de près de 60 m parfois, paraît procéder d'apports fluviaux et du remaniement du *glacis polygénique* (36) qui les prolonge naturellement sur l'ourlet littoral. La localisation septentrionale des glacis d'épandage s'explique dans la mesure où, au Sud de Nazaré, les matériaux ont été évacués par les canyons, piégés dans les deltas profluviaux ou réentraînés plus au large en donnant naissance aux formes de progradation.

c) Plus largement représentées sont les *nappes sédimentaires* (fig. 35, 23) où le dépôt se poursuit depuis un passé relativement lointain (si l'on en juge par l'épaisseur) pour former des surfaces remarquablement lisses et peu inclinées (fig. 30, coupe 33). Au Sud du Canhão de Setúbal, on les rencontre en des positions morphostructurales comparables: en amont de blocs basculés faisant fonction de barrage de retenue sédimentaire. Certaines accumulations sont établies légèrement en contrebas de la plate-forme s.s. (Mar de Vila Nova, Mar da Arrifana où les nappes sédimentaires sont barrées par le relèvement des Montanhas dos Príncipes de Avis et dos Descobridores; fig. 25), d'autres recouvrent certains plateaux marginaux, tel le Planalto Bartolomeu Dias (fig. 33) où une épaisse nappe sédimentaire est retenue par le «Banc du Guadalquivir» (fig. 37, coupe 44). Au large de l'Estremadura (fig. 17), ces nappes, par insuffisance d'apports, sont réduits à l'état de simples placages situés en bordure de la plate-forme ou dans des cuvettes (Mar da Ericeira).

(\*) La couverture sédimentaire, sommairement analysée (J. PEDRO GOMES, 1915-1916) et cartographiée au 1/150 000 entre 1913 et 1941, fait actuellement l'objet d'une analyse détaillée de la part des équipes des *Serviços Geológicos* et de l'*Instituto Hidrográfico* du Portugal.

d) Les *surfaces de progradation* (fig. 35, 22) constituent une des originalités de la plate-forme portugaise où elles sont presque partout représentées. Souvent, elles prennent la forme d'une étroite frange aplatie au voisinage du rebord, comme au Nord de Nazaré (fig. 8 et 12) et au Sud de Lagos (fig. 29). Plus rarement, leur limite interne remonte jusqu'à leur faire occuper la presque totalité de la plate-forme comme autour de Sines (fig. 20) ou de l'Algarve orientale (fig. 33). La mise en place de ces reliefs, dont la forme et la stratification évoquent l'aspect d'un muscle ou d'un prisme (fig. 36), est un phénomène compensatoire qui intervient à partir du Miocène supérieur en réponse à l'approfondissement de la plate-forme (fig. 41), que celui-ci fut d'origine diastrophique (subsidence) ou eustatique (élévation du niveau marin). De l'ampleur des deux précédents facteurs dépend le volume total du prisme qui est aussi proportionnel à l'importance des apports sédimentaires. Les couches basales ensevelissent d'ordinaire des surfaces structurales (exemples: devant le Cabo Raso, fig. 21, coupe 19, et le Cabo de Sines, fig. 21, coupe 28; au Sud de l'Algarve, fig. 36, coupes 36 et 37) ou, plus rarement, des formes de dissection (exemple: large du Minho, fig. 10, coupe 4; Sud de Lagos, fig. 30, coupe 39). Les corps progradants, dont les couches sont de plus en plus jeunes vers l'avant (progression frontale), sont rarement concordants entre eux. La topographie d'érosion qui, ordinairement, les sépare, apparaît sur les profils parallèles au rebord sous forme de ravinements souvent spectaculaires (fig. 36, coupe 40). Cette dissection témoigne des abaissements relatifs du niveau de la mer, tel celui qui dut intervenir au Pontien (fig. 41). Dans tous les cas, le résultat fut la création d'un front progressant rapidement vers le large jusqu'à former le rebord de la plate-forme. Les parties sommitales furent modelées en surface de non-dépôt (déréption) par les particules charriées en milieu de haute énergie (fig. 36, coupe 36; voir aussi D. MOUGENOT & J. R. VANNEY, 1980), excepté au Sud de l'Algarve où l'accumulation a pu prédominer (aggradation; fig. 36, coupe 37). Deux caractères topographiques aident à comprendre les étapes récentes du modelé de ces surfaces. D'une part, la présence de bourrelets subparallèles que l'on peut interpréter comme des reliefs résiduels dégagés en écueils dans des niveaux progradants mieux cimentés (fig. 21, coupe 27). D'autre part, la contiguïté avec les surfaces d'érosion les plus récentes (fig. 21, coupe 19) suggère qu'en certaines circonstances les surfaces de progradation ont pu être partiellement nivelées (regradation).

e) Les *rides de contourite* (fig. 35, 43; fig. 37), pour limitées qu'elles sont aux Planaltos de Faro et de Albufeira (fig. 33), n'en forment pas moins des

reliefs originaux et significatifs sur la façade orientale de l'Atlantique qui en est rarement pourvue (J. P. BARUSSEAU & J. R. VANNEY, 1978). Il a été vu précédemment (chapitre III) que ces banquettes sont des accumulations épaisses, édifiées par l'abandon des particules transportées par la veine d'eau méditerranéenne brusquement déviée vers l'Ouest par l'obstacle dressé sur sa route par la pente continentale de l'Algarve. Pour le Planalto de Faro, la lecture des profils sismiques (fig. 37, coupes 43 et 44) présente le caractère majeur de sa structure. La ride est constituée par la superposition de levées sédimentaires progradantes dont la dissymétrie s'accusa progressivement (fig. 37, coupe 43) tout au long de l'évolution déclenchée par l'ouverture du Détroit de Gibraltar au Pliocène. La ligne fatièrre de chaque levée élémentaire sépare une pente douce tournée vers le Sud, d'une pente redressée vers le Nord par l'épaississement sensible du dépôt (fig. 37, coupe 44). Au total, une opposition qui pourrait s'expliquer en se référant au schéma génétique proposé par, T. A. DAVIES et A. S. LAUGHTON (1972) pour l'Atlantique nord: le versant épaissi est situé sous la partie du courant de contour qui présente de plus fort gradient de vitesse (fig. 37). La surélévation graduelle de la ride eut pour corollaire son accretion latérale sous l'impulsion de la force géostrophique détournant le courant vers le Nord. Outre le façonnement de la Fossa Alvares Cabral, le principal effet de ce déplacement fut le recul appréciable auquel a été soumis l'ancien rebord progradant de la plate-forme au Sud du Cabo de Santa Maria. Le Planalto de Albufeira présente une dissymétrie plus marquée encore, l'accumulation de contourite prenant la forme d'une progradation plus accentuée vers le Nord (fig. 37, coupe 41). Cette différence de conformation doit être due à l'influence d'une branche de courant portant au Nord-Ouest.

Par leurs dimensions réduites, leur position géographique, et leur faible immersion, les rides de contourite du Portugal méridional sont sans commune mesure avec les gigantesques «flèches abyssales» de l'Atlantique nord (B. C. HEEZEN *et al.*, 1966; G. L. JOHNSON & E. D. SCHNEIDER, 1969; R. G. MARKL *et al.*, 1970) auprès desquelles elles ne sauraient être que des évocations miniatures. Une telle réduction tient, semble-t-il, à la nature même du sous-courant méditerranéen dont le débit fut incomparablement plus faible que celui des eaux de fond et des eaux intermédiaires d'origine arctique.

f) Les *rivages submergés* (fig. 35, 45) forment des ruptures de pente, larges de quelques centaines de mètres, et répertoriés sous deux formes qu'il est parfois difficile d'identifier et de dater. Des plages (45a), vraisemblablement des cordons littoraux ou dunaires, dont la position d'abri ou la cimentation (semblable à celle que l'on observe sur le rivage

actuel) explique peut-être la préservation. Des falaises (45b), plus marquées mais plus rares, sauf à retombée du socle minhoto (fig. 5), du batholite de Sines (fig. 25) où elles sont précédées d'un platier (H. G. GIERLOFF-EMDEN *et al.*, 1970), et le long des rebords de plateaux sédimentaires développés devant le Minho, l'Estremadura et l'Algarve. Toutes ces formes, plus ou moins parallèles au rivage actuel, occupent des profondeurs suffisamment constantes pour que l'on puisse se risquer à reconnaître des niveaux caractéristiques aux environs de 140-150 m (les formes pouvant alors être confondues avec celles du rebord), 90-120 m, 80-85 m, 60-70 m, 35-40 m et 15-20 m. Avec certains auteurs, dont H. LAUTENSACH (1932), on peut admettre que les reliefs les plus apparents, actuellement immergés vers 100 m, datent du Würm récent (18 000 ans B. P.). Les recherches entreprises dans les régions voisines confirment cette datation (A. LE LANN, 1979). Toutefois, en raison de l'intervention incontestable des phénomènes néotectoniques qui durent modifier la profondeur initiale de ces vestiges, comme devant l'Estremadura (D. MOUGENOT, 1976), leur position bathymétrique ne saurait servir de critère de datation ni de base pour l'établissement d'une chronologie, même relative. On se bornera à constater que l'étagement reconnu est très comparable à celui identifié sur d'autres plates-formes continentales.

g) Les vallées fossilisées (fig. 35, 33) ont été découvertes en deux secteurs éloignés l'un de l'autre, mais localisés en des sites assez comparables: des baies largement évasées où débouchent des fleuves importants, comme les Enseadas de Lisboa et de Setúbal (fig. 20); dans une moindre mesure, la Baie de Portimão (fig. 29, 33) offre un cadre similaire. Nombreux sont les lits fossiles qui s'achèvent en vallées suspendues au-dessus du cours supérieur des Canhões de Lisboa et de Setúbal. Le record entre les talwegs fluviaux et les paléo-vallées n'a pu être établi. D'ailleurs, la grande majorité des vallées fossiles présentent plusieurs caractères hydrographiques insolites qui interdisent un semblable rapprochement. La première étrangeté tient à la largeur et au nombre des lits qui se recoupent et se ramifient en épis serrés autour des têtes des Canhões de Lisboa et de Setúbal. Singulière aussi est la grande distance qui les sépare des rivages les plus proches. La situation la plus curieuse est offerte par l'Algarve où les trois lits détectés ne sont que de courts tronçons, totalement indépendants, et isolés à une quinzaine de kilomètres de toute embouchure importante. Une évidence s'impose: il est difficile de voir dans les paléo-vallées les vestiges d'un ancien réseau hydrographique organisé et régulièrement ramifié dans le prolongement d'une vallée fluviale. Certes, cette discontinuité n'exclut pas totalement la

possibilité de déversements occasionnels d'eau fluviale lors des baisses du niveau marin. Mais la perplexité est de mise à l'encontre d'un processus qui n'a pas laissé de trace. Aussi l'indiscipline dont font preuve les paléo-vallées à l'égard des lois fondamentales de l'organisation du ruissellement est si grave qu'elle oblige à rechercher, non plus vers l'amont, mais vers l'aval, l'origine de leur entaille. Effectivement, les caractères géométriques des talwegs, leur rectitude et leurs profils longitudinaux très relevés conduisent à les interpréter comme des ravins dont l'excavation a été commandée par le recul des têtes de canyons, un surcreusement ultime leur ayant conféré le caractère de vallée suspendue au-dessus de la pente continentale. Seul, semble-t-il, fait exception le Vale de Estoril (fig. 20) dont le lit est suffisamment sinueux et creusé, du delta profluvial du Tejo jusqu'au Canhão de Cascais, pour qu'on puisse envisager son évidement par l'érosion conjointe des processus fluviaux et sous-marins.

Leur morphométrie particulière et les hypothèses relatives à leur formation établissent ainsi l'originalité des paléo-vallées du Portugal. Le fait d'être dépourvues de toute connexion terrestre les oppose fondamentalement à celles connues sur de grandes plates-formes comme les Golfs du Lion (B. CHASEFÈRE *et al.*, 1970; H. GOT, 1973), du Maine (R. L. McMASTER & A. ASHRAF, 1973) ou de Gascogne (J. R. VANNEY, 1977), où des réseaux relativement denses et organisés s'effacent vers l'aval au point que leur connexion avec les têtes fossiles de canyons reste encore hautement problématique, sinon improbable. Non moins frappante est la différence avec les plates-formes continentales étroites, de la Méditerranée par exemple, où la relation entre le creusement des vallées et des canyons est indéniabile et parfaitement bien conservée dans la topographie. On peut donc admettre que les vallées fossiles lusitaniennes sont à ranger dans un type intermédiaire sur l'origine duquel il reste à s'interroger. Tout semble s'être déroulé comme si l'avantage avait été constamment donné au ravinement sous-marin au détriment du creusement fluvial. A quoi attribuer une semblable inégalité dans la répartition des tâches? Une première explication d'ordre morphoclimatique se présente: le handicap fluvial serait la conséquence d'une réduction de la force vive des embouchures au cours des cycles régressifs. Que l'on attribue cette impuissance au fléchissement de leur débit amoindri par la sécheresse ou à l'accroissement de leur charge sédimentaire consécutif à un surcroît d'apports (gel sur les cours supérieurs, creusement des basses vallées), le résultat fut le même: les régions profluviales évacuées par la mer furent soumises à un remblaiement puissant de type deltaïque. On peut supposer que c'est sur le front sous-marin de ces épandages

que l'instabilité des matériaux en excès entraîna la formation de profonds ravins confluant aux canyons. Une autre cause déterminante est également à envisager: la persistance depuis le début du Néogène, d'une forte subsidence d'origine tectonique qui compensa l'abaissement du niveau de l'eau et permit la poursuite du dépôt des séries progradantes. En mer, l'affaissement aurait ainsi renforcé la prépondérance du comblement sur l'érosion. En d'autres termes, l'influence combinée des facteurs morphoclimatiques et tectoniques pourrait expliquer que les dépressions du niveau marin ont provoqué une sorte d'inhibition du creusement fluvial de la plate-forme continentale.

Les considérations théoriques qui précèdent conduisent à admettre que le modelé des paléo-vallées fut conditionné par un ravinement en aval des accumulations profluviales. A titre d'hypothèse de travail, on peut envisager que les processus se sont enchaînés de la manière suivante au cours d'un même cycle eustatique (voir aussi fig. 41). Au terme de la phase d'abaissement de la mer, les ravins furent creusés en avant des appareils deltaïques suralimentés. Pendant l'élévation suivante du plan d'eau, la distribution par la mer des matériaux récemment mis en place et l'arrivée de nouveaux apports fluviaux aboutirent, la baisse du niveau d'énergie aidant, au comblement des paléo-vallées et à l'édification synchrone de séries progradantes en bordure de la plate-forme (fig. 36, coupe 22). Une nouvelle dépression eustatique se solda par une réexcavation des paléo-vallées, bientôt refossilisées par le retour de la mer. Les arguments qui permettraient de dénombrer et de dater ces alternances de creusement et de remblaiement font encore défaut. On peut toutefois estimer que la première incision, ou du moins la plus profonde, fut réalisée lors de la baisse du Pontien (Miocène terminal-Pliocène basal). Des retouches successives se produisirent lors de la régression villafranchienne et des oscillations plus récentes.

h) Les autres formes de creusement, les goulets d'estuaires mis à part (fig. 35, 31), sont marginales par rapport au domaine étudié. Il s'agit surtout des canyons sous-marins (42) parmi lesquels on trouve quelques-uns des plus beaux spécimens de chaque catégorie. Au Nord, la pente du Minho est incisée de nombreuses entailles dont certaines s'embranchent sur un tronçon principal pour former les Canhões de Porto et de Aveiro (fig. 5 et 8). Par la position et la forme de leurs têtes en forme d'amphithéâtre à ravins convergents, ils sont assez proches du type «Nouvelle-Angleterre» défini par P. H. KUENEN (1952, 1953) et dont les parents les plus proches ont été décrits en Galice (M. LAMBOY, 1976) et dans le Golfe de Gascogne (J. R. VANNEY, 1977). Comme pour les paléo-vallées, nulle relation

ne les unit aux embouchures; aussi leur évolution dut-elle être à peu près autonome et en majeure partie influencée par les mouvements du sol ou par l'évacuation des débris transitant au voisinage du rebord. Leur profil très tendu et leur tracé courbé ne paraissent pas directement calqués sur le quadrillage de failles qui découpa la pente continentale (J. R. VANNEY *et al.*, 1979).

La deuxième catégorie est représentée par la trilogie exemplaire des Canhões da Nazaré, de Lisboa et de Setúbal (fig. 12, 20) qui, à la différence des canyons minhotes, sont surtout définis comme des voies de transit pour les sédiments captés à leurs têtes. Ils doivent leur originalité à l'influence partielle des grandes discontinuités structurales qui imposent leur emplacement (G. BOILLOT *et al.*, 1974; une description détaillée en est donnée au chapitre II), ainsi qu'au rôle de l'érosion produite par les déversements sédimentaires puisés à une double source. Dans le cas des Canhões de Lisboa et de Setúbal, l'origine du matériel fut en majeure partie fluviale pendant les bas niveaux marins; le déclin actuel de cet approvisionnement n'est que partiellement compensé par l'afflux des particules littorales. Celles-ci eurent, et ont encore, un rôle majeur dans la formation du Canhão da Nazaré dont la fonction d'ancien exutoire fluviale reste encore problématique. Il paraît avoir été façonné en permanence par les sables dont les éboulements répétés ont entraîné le recul spectaculaire de sa tête. C'est, avec celui de Capbreton (Golfe de Gascogne), la forme la plus achevée de ce qu'il est convenu d'appeler un «gouf».

La troisième catégorie est illustrée par le Canhão de São Vicente (fig. 29), antithèse parfaite de la précédente, où se révèle la primauté des facteurs structuraux sur les processus érosifs (chapitre III).

Enfin, les canyons de l'Algarve (Canhões de Lagos, de Portimão et de Faro; fig. 27, 31) occupent une place intermédiaire entre les trois catégories distinguées. Comme les canyons du Minho, leurs cours n'entament que modérément le rebord de la plate-forme, encastés qu'ils sont entre d'amples plateaux marginaux. A l'égal du type gouf, ils présentent un important creusement, en partie réalisé et entretenu par le passage de la veine d'eau méditerranéenne. Enfin, pareils au type auge du Canhão de São Vicente, leur tracé rectiligne semble trahir le rôle joué par les cassures dans leur implantation.

Toutes ces familles de canyons ont connu un creusement important au cours des grands abaissements eustatiques du Ponto-Plio-Villafranchien. Toutefois, divers indices recueillis dans les grands fonds, donnent à penser que leur fonctionnement

est plus ancien encore. Au Miocène moyen, puis-que d'épaisses séries turbiditiques ont rempli à cette époque les plaines abyssales (Y. LANCELOT, 1976) brusquement effondrées (J. BONNIN, 1976). Ils devaient être déjà actifs à l'Oligocène comme permet-tement de l'établir la morphogénèse des canyons de Galice (M. LAMBOY, 1976) et la présence de deltas rudimentaires enfouis sous la plaine abyssale ibérique.

Les autres talwegs sous-marins sont plus ou moins directement associés aux canyons, principalement les ravins (41) que les sondages de précision ont permis de cartographier autour de la marge méridionale, depuis les Montanhas dos Príncipes de Avis (fig. 25) jusqu'au Sud du Guadiana (fig. 33). Leurs débouchés sont parfois occupés par de petits deltas sous-marins, tels ceux reconnus à la lisière septentrionale des Planaltos de l'Algarve occidentale (fig. 29). D'autres fois, les ravins se perdent dans des dépressions longitudinales, souvent fermées (32). La forme la plus accomplie de ces cuvettes est représentée par la Fossa Alvares Cabral (fig. 33), long alvéole surcreusé par le déplacement de la veine d'eau méditerranéenne.

## 2. Les formes structurales

Une part importante de la plate-forme présente des reliefs dont la rigidité (en profil et en direction) révèle la présence de niveaux plus résistants ou récemment soulevés. L'examen rapide des formes structurales auquel il va être procédé conduit à considérer la place originale tenue par cette plate-forme. Comparée à celles d'Europe, la plate-forme du Portugal apparaît comme plus richement dotée de reliefs influencés par la lithologie ou la tectonique. A ceux communément décrits à la périphérie d'un socle ancien, viennent s'ajouter ceux qu'engendrèrent des mouvements du sol amples et multiples. Aussi trouve-t-on des reliefs structuraux non seulement sur la plate-forme interne, comme autour de l'Armorique, du Pays de Galles ou de la Norvège, mais également, fait rarissime, au voisinage du rebord. Cette relative abondance donne à penser que l'influence naturelle de la subsidence sur une marge passive fut périodiquement interrompue par des soulèvements nombreux dont les marques n'ont pu être effacées par l'érosion ou la fossilisation.

a) Une des plus spécifiques de ces élévations est celle des *massifs éruptifs* (fig. 35, 8) mis en place au Crétacé supérieur. A l'instar de leurs congénères émergés (tel le Massif de Monchique, fig. 29), les batholites de Sines et de Sintra ont été dégagés par l'érosion sélective des terrains encaissants et mis en relief comme des inselbergs au-dessus d'une sur-

face d'aplanissement (fig. 26, coupe 29). On pourrait parler d'inselbergs de résistance qui, en raison de leur position sublittorale et de la résistance de certains de leurs matériaux (syénites, gabbros, éventuellement granites), ont bénéficié de conditions éminemment propices à leur dégagement.

b) Les *escarpements de faille* (fig. 35, 5, 6) sont surtout reconnaissables à leur rectitude qui ordinairement caractérise les limites des affleurements de socle ancien. Les escarpements qui signalent la retombée sous-marine du Minho (fig. 5) témoignent d'un recul notable, principalement au Sud où les talus sinueux conservent par places le profil d'anciennes falaises façonnées au Quaternaire. Plus vigoureux sont les abrupts importants (30 à 40 m de commandement) qui se dressent au Sud du Canhão da Nazaré (fig. 12), le long des escarpements de faille normale (autour des Berleugas) ou inverse (autour des Farihões). Au Sud du Pontal, enfin, le front littoral du Planalto Espinhaço do Cão (fig. 29) se distingue par son caractère accore et remarquablement rectiligne. Il s'agit alors d'une véritable paroi amphibie puisqu'elle se dresse d'un seul élan de la concavité d'éboulis ennoyant son pied au-delà de 30 m de profondeur, jusqu'au couronnement de la falaise qui dépasse 50 m d'altitude. L'ensemble donne l'image agrandie d'un escarpement de faille composité, dégradé par l'action de la mer pendant et depuis sa dernière remontée.

c) Les *escarpements à corniche* (fig. 35, 4a) caractérisent essentiellement les surface dégagées dans les séries monoclinales du bassin lusitanien au Nord de Lisboa.

Le plus souvent, il s'agit d'arêtes presque symétriques (fig. 10, coupe 7), qui correspondent à l'affleurement d'une couche plus dure, identiquement résistante du faite jusqu'au pied. Aussi pourrait-on parler de «pseudo-cuestas» puisqu'elles donnent une image assez différente de celle des classiques bassins sédimentaires de soubassement hercynien. Elles forment des reliefs résiduels d'élévation (rarement plus de 10 m) et de dissection très modérées. Elles sont fréquemment distribuées en plusieurs alignements subparallèles à la côte, rarement interrompus par des percées cataclinales. On les trouve fréquemment, comme au Nord de Peniche (fig. 5, 8 et 12), en position isolée au-dessus de la surface d'aplanissement récente, ce qui n'est pas sans évoquer une évolution poussée presque jusqu'à son terme et n'ayant laissé subsister que les couches les plus dures. C'est ainsi que les calcaires sénoniens forment un alignement de longues surfaces tabulaires, tel le Beiral de Viana (fig. 5) dont le rebord oriental est une cuesta au commandement sensiblement atténué par le remblaiement de la dépression orthoclinale sous le glacis d'épandage. Localement, la dissection

a été assez poussée pour réduire ces plateaux à l'état de buttes-témoins (Pontal do Cerro, fig. 5). D'autres fois encore, la résistance de ces pseudo-cuestas est telle qu'elles ont survécu à la dissection qui dégrada les surfaces d'érosion comme à l'Ouest des Costeiras de Pero da Covilhã (fig. 17).

Un deuxième type de corniche serait plus proche de l'image traditionnelle des reliefs monoclinaux. Il s'agit des *cuestas* au profil dissymétrique, au revers aplani, dont le front domine une topographie, soit d'accumulation (corniche au Sud de Nuno Tristão, fig. 17), soit d'aplanissement (fig. 13, coupe 14; fig. 18, coupe 15), soit de dissection (corniches centrales de la Montanha de Camões, fig. 17), celle-ci pouvant être poussée à l'extrême (corniche au Nord du Canhão da Nazaré; fig. 13, coupe 11). Enfin, les corniches qui, comme au Pinhal (fig. 13, coupe 9), ceinturent une vallée typhonique, sont taillées dans des couches parfois tellement redressées (pendage de 30°) qu'elles forment de véritables crêtes disposés en plusieurs alignements entourant le cœur excavé d'un bombement diapirique où peut apparaître un dôme structural semblable à un mont dérivé (10). Des structures comparables sont certes connues en d'autres plates-formes, comme celles du Golfe de Cadix, de la Mer du Nord, du Canada oriental, pour ne citer que des exemples atlantiques. Mais ce qui semble propre au Portugal, ainsi qu'à la Méditerranée d'ailleurs, c'est la persistance de leur expression morphologique grâce au rejeu récent de l'halocinèse.

Sur la plate-forme et les plateaux marginaux au Sud de Lisboa, les escarpements à corniche sont beaucoup plus rares par suite de l'importance du recouvrement sous les formations néogènes dont les contrastes lithologiques sont insuffisants pour qu'apparaissent des *cuestas*. Cependant, à la faveur d'accidents à rejeux multiples, des couches plus anciennes viennent à l'affleurement en donnant naissance à des talus imposants. On hésite alors à les ranger dans la catégorie des escarpements de failles ou dans celle des reliefs à corniche. Sans dans ce cas les *cuestas* sommitales des Montanhas dos Príncipes de Avis (fig. 26, coupe 31), entaillées dans les calcaires déformés de l'Éocène supérieur, mais dont la disposition est nettement calquée sur les failles qui découpent le profond rebord de cette plate-forme. Il en est de même des corniches découpées dans le Mésozoïque qui affleure à la faveur de demi-horsts, comme au Sud du Cabo de São Vicente (fig. 29). Signalons à cet endroit, comme un fait remarquable décelé par la sismique (fig. 30, coupe 34), une corniche développée dans le Miocène inférieur et préservée de l'abrasion par son enfouissement sous une épaisse série progradante du Miocène supérieur et plus récente.

A des profondeurs plus grandes, les corniches cartographiées dominent de profonds surcreusements. Il s'agit de rebords de plateau dégagés par l'érosion dans des couches plus résistantes comme le Jurassique supérieur et le socle au Sud du Canhão de Setúbal (fig. 20) et les marnes compactes du Pliocène au Sud du Planalto de Portimão (fig. 29) et à l'Est de la Fossa Diogo Cão (fig. 34, coupe 46).

d) *Le rebord de la plate-forme* (fig. 35, 19) peut être interprété de différentes façons. Comme on l'a vu, il peut s'agir d'un front de progradation ou d'une entaille produite par l'érosion à la tête des canyons et sur le passage des courants de fond. Toutefois, son origine structurale ne fait aucun doute dans tous les cas où la présence de blocs basculés en contrebas peut être mise en évidence. Couramment, les processus invoqués sont à ce point combinés qu'il est permis de parler d'une origine mixte du rebord. C'est, en particulier, le cas offert par celui qui domine la Fossa Alvaes Cabral (fig. 33), abrupt rectiligne taillé dans les séries progradantes par la veine d'eau méditerranéenne sur le tracé de la faille de Faro.

D'un point de vue géométrique, on peut admettre que le rebord se décompose en deux systèmes, immergés à des profondeurs très distinctes. D'abord, vers 150-200 m, les ceintures d'abrupts qui, sur une hauteur de plusieurs centaines de mètres, cerrent le cours supérieur de nombreux canyons, principalement ceux à tête reculée comme celui de Nazaré. Profil concave et massif, tracé lobé par les ravins affluents en sont les caractéristiques majeures. En position plus basse, au-dessous de 500-600 m, la retombée externe des Montanhas dos Príncipes de Avis (fig. 25) et dos Descobridores (fig. 29) est soulignée par des escarpements reconnaissables au festonnement du front excavé autour de profondes échancrures. Ce double niveau de reliefs à nécessité, pour son dégagement, des conditions optimales rarement offertes à l'extrémité d'une plate-forme continentale: un réseau de fractures sans cesse remobilisées, des processus gravitaires et érosifs déclenchés par ces mouvements du sol et des contrastes de dureté bien exprimés. S'agissant des talus profonds, leur existence mérite de retenir l'attention dans la mesure où il s'agit d'accidents exceptionnels, rarement décrits. Par leur présence, se trouve réalisé un véritable dédoublement du rebord: sur un profil transversal (fig. 26, coupe IV), on note la coexistence d'un escarpement externe et abrupt avec un talus interne et adouci, construit par le front des formations progradantes. Coexistence, mais non simultanéité, car ces deux rebords appartiennent à des générations morphologiques successives. La corniche profonde doit être interprétée comme un paléo-rebord éocène qui cessa de fonctionner quand

l'affaissement de la marge (au Miocène) l'amena hors de la portée des houles. La rétrogradation de l'ensemble du système morphosédimentaire de la plate-forme aboutit au Plio-Quaternaire à l'édification d'un nouveau rebord de type progradant. L'étalement des deux genres de rebord aide à comprendre comment la subsidence intervient dans l'évolution de la plate-forme, l'effacement du premier étant morphologiquement compensé par l'apparition du second. Substitution qui réalise un véritable transfert morphologique. La subsidence se poursuivant, l'évolution ultérieure dut normalement tendre à l'exagération des contrastes topographiques qui aboutit, comme au Sud de l'Algarve, à l'individualisation des plateaux marginaux.

e) Les plateaux structuraux enfin (fig. 35, 2), surfaces planes ou gauches correspondant au plan supérieur d'une ancienne série sédimentaire, résistante ou non, sont relativement rares. C'est surtout le cas, à l'Ouest de Sines (fig. 2), pour la surface sommitale du Miocène qui semble avoir été préservée par les courants d'un enfouissement sous la progradation (fig. 21, coupe 28) et les nappes sédimentaires distales. Plus étendues sont les surfaces identifiées sur les Planaltos de Lagos et de Portimão (fig. 29) et que l'on hésite à qualifier d'originelles ou de dérivées. Leur topographie, conforme au toit des assises néogènes (fig. 30, coupe 38), a été conservée en l'état initial ou délogé grâce à l'effet des courants de contour, allégés de leur charge sédimentaire déposée à l'Est du Canhão de Portimão.

### 3. Les formes aplanies

La plate-forme continentale portugaise et ses annexes offrent l'avantage de posséder une collection relativement variée d'aplanissements inscrite en surface ainsi qu'entre diverses séries sédimentaires. En ce qui concerne ces dernières, il s'agit là d'un archivage particulièrement instructif aux lisières océaniques d'un socle dont la biographie fut trop mouvementée pour permettre une bonne conservation des dépôts corrélatifs des surfaces qui tronquent le rebord de la Meseta ibérique en des agencements on ne peut plus complexes.

Procéder à une revue d'ensemble des surfaces émergées et submergées suppose la résolution d'au moins deux problèmes. Le premier a trait à leur identification: le délicat problème de lecture des profils sismiques se double, en certains secteurs, de la nécessaire restitution des discontinuités les plus anciennes et les plus profondes, telle la problématique surface tranchant le sousbassement hercynien. Une autre difficulté surgit dès que l'on cherche à raccorder ces surfaces enregistrées en mer avec

leurs homologues subaériens dont l'origine et l'âge sont trop souvent équivoques en dépit de sagaces investigations. A cause de ces deux séries de problèmes, l'analyse globale des surfaces d'aplanissement devient un exercice plein d'embûches et, assez souvent, force sera d'admettre des rapprochements seulement probables, compte tenu des incertitudes et de la part encore grande accordée à l'hypothèse. Exercice cependant plein d'enseignement et qui vaut d'être tenté puisque la géographie et l'histoire des surfaces successives, pour problématiques qu'elles soient, fournissent les meilleurs jalons pour reconstituer l'évolution de toute la façade péinsulaire tout en la replaçant sous un jour nouveau. La méthode la moins contestable pour aborder cette double problématique sera de montrer qu'elle se pose en termes différents dans les trois domaines retenus pour l'analyse régionale (fig. 38).

#### a) Le dispositif septentrional (fig. 38 A)

Au Nord d'une ligne passant par le Canhão da Nazaré et le pied septentrional de la Cordilheira Central, un premier ensemble s'individualise en contreforts des hautes terres nord-portugaises (fig. 5, 8 et 12). La large plate-forme continentale se distingue par une remarquable planéité due à la présence d'une plaine d'érosion proche de la perfection. Cette impression d'achèvement est manifestée par son extension à la quasi totalité de la plate-forme jusqu'au rebord, par la pente lentement croissante vers l'Ouest et par la rareté des lambeaux de plateaux résiduels qui la surmontent. L'aplanissement tranche indifféremment la succession des auréoles sédimentaires de plus en plus jeunes (du Crétacé supérieur au Néogène) à mesure que l'on se rapproche du rebord. Rares sont encore les éléments qui permettent de se prononcer avec certitude sur le double problème de l'âge et de l'origine de la surface. Le large glacis d'épandage qui fossilise sa moitié interne devant le Minho (fig. 6, coupe 3) n'aide guère à sa datation. Plus intéressant est de constater le raccordement vers l'aval de la surface avec des formations progradantes réputées plio-quaternaires, disposées en étroites ceintures à l'extrémité de la plate-forme de la Beira litoral. Force est de concevoir qu'elle fut élaborée au cours d'une longue période de temps allant de la fin du Miocène au Quaternaire ancien. Si l'on peut concevoir que son façonnement procéda par éléments successifs, on doit à la vérité de reconnaître qu'ils se soudent actuellement en un ensemble à peu près continu. Aussi peut-on considérer comme polygénique cette surface *ponto-plio-villafrañchienne* formée sous des conditions variables de climat et, surtout, de niveau marin. En de telles circonstances, il peut paraître vain

d'opter pour une origine marine ou continentale. A titre d'hypothèse de travail, on admettra qu'il a pu s'agir au départ d'une plaine d'érosion fluviale dont les inégalités ont été progressivement réduites par l'abrasion marine.

Cette plaine a recoupé sous des angles variables des aplanissements plus ou moins bien définis. Parmi ceux accessibles à la prospection sismique s'individualise d'abord la *surface oligocène*. Nettement inclinée sous la plate-forme externe, elle tranche sous un angle faible les séries éocènes médiocrement déformées (fig. 13, coupe 11). En dépit de son apparence gauche et imparfaite, qui la différencie de ses prolongements méridionaux, elle conserve cependant maints attributs d'un aplanissement formé ou parachevé lors de l'émergence probable d'une part importante de la façade ibérique. Il n'en est pas de même pour la discontinuité séparant les termes supérieur et inférieur de l'Eocène et qui ne semble pas avoir été promue au rang de surface d'aplanissement, à la différence de ce qu'elle est au large de la Galice (M. LAMBOY, 1976) ou du Baixo Alentejo. A plus grande profondeur encore, les interprétations faites à partir des données provenant des forages pétroliers (G. BOLLLOT, D. MOUGENOT *et al.*, 1978) donnent à penser qu'existent des aplanissements plus anciens. Il n'est guère douteux qu'une *surface néocomienne*, enfouie sous les dépôts crétacés, n'ait été modelée à la suite des mouvements distensifs dont les premiers frémissements sont illustrés par la discordance néocommérienne (Crétacé basal). Sous la plate-forme interne, il s'agirait d'une véritable pénéplaine creusée aux dépens du socle.

L'ennoyage direct de la retombée du Minho sous le Crétacé supérieur est un argument en faveur d'une érosion continentale ayant sévi presque sans interruption depuis le Permo-Trias sur toute la moitié interne de l'actuelle plate-forme continentale ainsi qu'à terre. Sous la plate-forme externe, au niveau de la «fosse mésozoïque», les blocs basculés sont tronqués par une surface d'érosion, probablement polyphasée (surfaces post-hercynienne, jurassique et néocomienne entrecroisées). Il est difficile de se prononcer sur son état d'achèvement.

Même si la reconstitution des anciennes topographies se révèle parfois délicate, leur plan d'ensemble présente une disposition que l'on retrouve fréquemment autour des massifs anciens et assez bien définie pour les plus récentes d'entre elles. Les choses se compliquent dès que l'on recherche un vraisemblable raccordement avec les restes d'aplanissements connus sur le socle émergé et les difficultés vont croissant à mesure que la comparaison progresse de l'Atlantique vers les bassins suspendus de Vieille Castille.

L'embaras commence avec la prise en considération de la *surface* définie comme *périphérique* sur les cartes morphologiques qui, directement, surmonte les niveaux décrits sur la plate-forme. L'accord est loin d'être fait entre les chercheurs sur l'âge et l'origine de ce niveau intermédiaire interprété comme un «palier miocène» (tortonien?) en Galice (H. NONN, 1966, 1969), ou une «surface supra-villafranchienne» (calabrienne?) au Portugal (A. DE B. FERREIRA, 1978). Sans vouloir déprécier l'une ou l'autre de ces interprétations, la reconstitution des profils sous-marins et terrestres à laquelle on s'est livré inclinerait en faveur d'une position transactionnelle. Elle s'inspire de suggestions développées par P. BIROT (1949) et par P. BIROT & L. SOLÉ SABARÍS (1954). Elle s'appuie sur la double présomption suivante: la surface périphérique résulterait d'une longue érosion qui a mordu sur le socle alors que se mettaient en place les éléments les plus anciens du glaciais polygénique qui peu à peu la fossilisa; de plus, celui-ci est le représentant aérien du glaciais d'épandage qui recouvre la plate-forme continentale interne. En d'autres termes, on propose de voir dans la dite surface un fragment récemment soulevé, exhumé, et retouché de la plate-forme ponto-plio-villafranchienne décrite en mer.

Une incertitude plus grande s'attache à l'identification des *surfaces* regroupées ici sous le qualificatif commode de *culminantes*, et qui s'étagent dans les chaînons montagneux et tabulaires des Montanhas occidentais et du Minho (P. BIROT, 1949; A. DE B. FERREIRA, 1978; G. COUDÉ-GAUSSEN, 1979) ainsi que de la Galice voisine (P. BIROT & L. SOLÉ SABARÍS, 1954; H. NONN, 1966, 1969). Parmi les explications proposées par ces auteurs, et quelle que soit l'ampleur de leur désaccord qu'il ne s'agit pas ici de réduire, il est possible d'en dégager les lignes directrices suivantes:

— l'existence d'un aplanissement «fini-miocène» étendu au détriment d'une surface culminante, présumée «paléogène» (pré-ludienne pour S. DAVEAU, *verbatim*) où l'érosion n'a laissé que quelques témoins d'une topographie peut-être d'âge néocomien;

— l'intervention d'un mouvement positif, accompagné de dislocations d'origine compressive, qui s'est tardivement maintenu jusqu'au dépôt des rañas villafranchiennes.

Un synchronisme relativement satisfaisant apparaît ainsi entre les phases de nivellement et celles qui affectèrent la plate-forme continentale. Tout au plus doit-on noter que la surface d'aplanissement éocène connue à terre n'a pas son répondant sous-marin. Dans ces conditions, est-il téméraire d'en conclure qu'entre la plate-forme et la Vieille Castille (bassin du Douro), l'érosion abolit tout relief

à deux reprises au moins (Paléogène et fin du Miocène)? Que la mise en place des Montanhas occidentais et du Minho s'est fait tout entière au Plio-Villafranchien? Il serait imprudent de parvenir à une interprétation aussi extrême, que démentit d'ailleurs la longue évolution endoréique subie, depuis le Crétacé terminal, par la Vieille Castille et son annexe le bassin du Mondego. Dans ce dernier bassin, une grande surface d'érosion à facettes porte, juxtaposés, des dépôts continentaux allant, quant à l'âge, du Sénonien au Villafranchien supérieur et, quant au climat, du tropical humide à l'aride franc. Bel et vaste exemple de surface polygénique où la coexistence des formations du Buçaco (grès céno-maniens-sénoniens-paléocènes), du Supra-Buçaco (arkoses et sables ludiens), des arkoses (langhiennes) et des rañas (villafranchiennes) impose l'idée d'un bassin constamment fermé vers l'aval par le relèvement des chaînons littoraux faisant fonction de barrière.

Finalement, quoique l'image morphologique d'ensemble soit encore très malaisée à reconstituer, on échappe difficilement à l'impression d'être en présence d'un puissant *bourrelet marginal* comparable à ceux qui encadrent les vieux boucliers tropicaux. Soumis à une longue érosion, il fut finalement envahi par la mer crétacée dans sa partie occidentale. Affecté par des exhaussements saccadés, il devint une ligne de partage des eaux séparant un revers continental, astreint à une morphogenèse endoréique, d'un front océanique (comprenant la plate-forme) périodiquement raboté par l'érosion jusqu'à sa submersion finale. Au total, une sorte de Serra do Mar (Brésil) en réduction.

#### b) *Le dispositif central* (fig. 38 B)

Passé le Canhão da Nazaré, l'agencement propre à la retombée atlantique de la Meseta septentrionale, progressivement se complique et s'enrichit. Dès lors, s'individualise une sorte de zone charnière formée par la terminaison occidentale de la Cordilheira Central. Si l'aplanissement sommital de la plate-forme continentale reste encore une pièce essentielle de l'échiquier morphologique, il s'intègre dans un système sensiblement différent du précédent.

Un premier changement apparaît si l'on considère précisément l'extension et l'aspect de cette surface sommitale. Elle n'est vraiment bien développée qu'au Nord de Lisboa, encore que sa continuité soit amplement interrompue devant l'Estremadura (fig. 17). Au Sud de la Montanha de Camões, l'aplanissement doit céder une part importante de son territoire aux surfaces de progradation (fig. 20).

Réduction géographique donc, qu'accompagne un certain inachèvement morphologique. L'analyse régionale, en effet, a montré que l'aplanissement pouvait se décomposer en pans étroits, faiblement emboîtés (fig. 18, coupe 15), ou se recoupant sous des angles obtus. Ordinairement, le nivellement se limite aux assises néogènes (fig. 18, coupe 16), plus aisément affouillables au pied des affleurements mésozoïques. D'un point de vue plus général, l'imperfection de la surface sommitale suggère donc que son développement fut entravé et perturbé par des facteurs défavorables.

Au Nord de Lisboa, où prédomine le substratum mésozoïque, l'empêchement est venu des mouvements réitérés du sol qui ont produit un quadrillage de failles dégradant la surface sommitale en segments disjoints, encadrant des cuvettes et découpant le rebord. Si l'origine de la surface est, ici, probablement polygénique et polyphasée, l'absence de dépôts corrélatifs de sa planation empêche toutefois de la dater. Cependant si l'on admet, par analogie avec le dispositif septentrional, qu'elle représente l'ourlet externe basculé de la surface littorale décrite en bordure de l'Estremadura (S. DAVEAU, 1976), on peut considérer que son façonnement s'acheva au Villafranchien. Cet âge semble confirmé par la continuité qui existe entre cette surface sommitale et celle qui tranche les dépôts néogènes tels ceux du Mar da Ericeira.

Au Sud de Lisboa, le travail de l'érosion a été largement compromis par l'empiètement des accumulations sédimentaires et l'éventration opérée par l'érosion rétrogressive des têtes de canyons. On a considéré que la surface sommitale qui recoupe les formations basculées du Miocène inférieur (fig. 21, coupe 19) était contemporaine des formations progadantes plio-quaternaires qui la reliaient vers le large. Elle semble donc du même âge que la plate-forme littorale de l'Estremadura. Notons qu'un premier stade d'élaboration de cette surface sommitale serait actuellement représenté: en mer, par la topographie d'érosion pontienne située entre certaines formations progadantes; à terre, par la surface soulevée au Plio-Villafranchien, qui tranche la Serra da Arrábida (O. RIBEIRO, 1955, 1968).

Autre différence avec le dispositif septentrional: la surface sommitale, présumée *ponto-plio-villafranchienne*, est également la dernière venue d'une lignée plus riche qu'au Nord d'aplanissements suscités par les mouvements pulsatis du sous-sol. Le rythme des phénomènes tectono-morphologiques fut si rapide qu'à la multiplicité des phases de déformation répond la multiplication des surfaces fossilisées entre les séries sédimentaires du bassin lusitanien. La confrontation des données sous-marines et terrestres

règle un riche agencement d'aplanissements, divers en étendue comme en finition. Remarquablement étroit semble avoir été la *surface helvétique*, coup de rabot aussi réduit que bref qui, autour de l'Arrábida, favorisait le chevauchement ultérieur qui souleva toute la chaîne au-dessus de la mer (A. RIBEIRO, *verbatim*). Plus réussie et plus vaste fut la *surface oligocène* qui, avec la néocomienne, est un des beaux exemples d'aplanissement quasi parfait, à en juger par les vestiges conservés au fond des bassins néogènes. Prémisée oligocène, cette surface est peut-être plus ancienne encore, en relation avec l'importante phase de surrection tectonique de l'Eocène moyen. Quel que soit son âge, cette surface est l'expression d'une longue érosion attestée par l'absence de tout dépôt marin d'âge éocène supérieur et oligocène, tant sur la plate-forme continentale qu'à terre. Visible dans les séries de l'Arrábida, elle devait également se prolonger plus à l'intérieur des terres où les topographies uniformes qui couronnent plusieurs blocs soulevés de l'Estremadura pourraient lui être rapportées (P. BIROT, 1949). Les formations détritiques grossières, dites de Benfica, situées sur la bordure occidentale du bassin du Tejo, devraient alors être interprétées comme des dépôts corrélatifs de l'élaboration de cette surface. Plus limitée et moins accomplie fut la *surface sénienne*, seulement conservée au creux d'un synclinal à l'Ouest de la Montanha de Camões (fig. 18, coupe 18). Peut-être ne s'agit-il que d'un aplanissement local dont le développement fut consécutif au soulèvement du massif intrusif de Sintra? Plus générale semble avoir été la *surface néocomienne*, identifiée sous les revers des blocs basculés en bordure du fossé mésozoïque portugais et que l'érosion a récemment exhumée en quelques points de l'Estremadura (P. BIROT, 1949). La géométrie et l'état d'achèvement des *surfaces* aussi peu contestables que la *callovienne*, reconnue sous l'Arrábida (H. SEIFERT, 1963) et la *post-hercynienne*, sensiblement rebroussée en bordure du bassin, ne peuvent être connus avec une précision satisfaisante du fait de leur profond enfouissement.

Au total, le dispositif mis en place au cours du Tertiaire est assez bien résumé par la configuration d'un bourrelet marginal qui, par sa nature et son comportement, diffère profondément de celui du Nord de la Meseta. Ce fut une *barrière discontinue*, comme l'expliquerait l'évolution endoréique du Ribatejo et de l'Alentejo, qui fut localement interrompue par la pénétration des processus marins. Ce fut une *barrière temporaire* aussi, tour à tour portée au-dessus (Miocène) puis au-dessous (Pliocène) du niveau de la mer. Quoique l'altitude soit plus discrète qu'au Nord, l'intensité des déformations compressives fut telle qu'elles aboutirent à un

entrecroisement original de surfaces d'érosion parfois exigües, toujours déformées. En définitive, rien de comparable à la distribution étagée des surfaces septentrionales.

### c) Le dispositif méridional (fig. 38 C)

Le schéma retrouvé dans le Baixo Alentejo (fig. 25) et en Algarve (fig. 29, 33) diffère des deux précédents dont il fournit une version simplifiée.

En mer, on retrouve un entrecroisement de surfaces, comme dans le dispositif central, mais leur nombre est plus réduit en ce qui concerne les plus anciennes. Bien qu'inaccessible aux sondages pratiques, la plaine *post-hercynienne* fossilisée sous les formations détritiques du Trias supérieur, comme en bordure des bassins de Santiago do Cacém et d'Algarve, semble très fortement flexurée. Les forages réalisés en mer et les profils sismiques montrent qu'au changement d'orientation entre les marges (atlantiques) du Baixo Alentejo et (mésogéennes) de l'Algarve, correspondait au Mésozoïque une différence d'évolution. Aussi ne doit-on pas être surpris de la disparition en Algarve des surfaces calloviennes et néocomiennes encore bien caractérisées dans le Baixo Alentejo. Au Tertiaire, les surfaces d'aplanissement furent, par contre, beaucoup plus étendues qu'au Nord. Aux phases tectoniques du Crétacé terminal (mise en place des massifs hypovolcaniques de Sines et de Monchique) et de l'Eocène moyen répond l'élaboration d'une surface d'érosion aujourd'hui basculée et cachetée par l'Eocène supérieur (fig. 26, coupe 31). La surface la plus lisible dans le bâti de la plate-forme est celle d'âge *oligocène* qui atteint ici sa plus grande extension. C'est elle que l'on retrouve basculée au fond des grabens bourrés de Néogène au large du Baixo Alentejo (fig. 26, coupe 30) ou de l'Algarve (fig. 30, coupe 34). Elle est aussi présente, à des profondeurs parfois supérieures à 1 000 mètres, à la base des séries constituant les plateaux marginaux de l'Algarve. Mais là, en ce qui les concerne, la topographie oligocène semble beaucoup plus inégale qu'au Nord (fig. 30, coupe 38). On ne sait si le fait est dû à une réentaille par l'érosion ou aux déformations tectoniques postérieures. A l'occasion de ces mouvements, cet aplanissement fut exhumé sur le versant interne des Montanhas dos Príncipes de Avis (fig. 26, coupe 31). Sur d'autres structures (horsts de Mésozoïque), l'aplanissement a été dégradé sans que l'érosion postérieure ait eu la possibilité de recréer une nouvelle surface à ses dépens. Quant à la surface sommitale, naturellement absente des plateaux marginaux, elle est d'ordinaire cantonnée à la moitié interne de la plate-forme, occupée par des séries néogènes (fig. 30, coupe 35) dont elle nivelle les termes les plus anciens (Miocène inférieur) ainsi que les premières séries progadantes

(Miocène supérieur). Si l'élaboration principale de la surface se déroula peu après la mise en place de ces dernières, ainsi que l'indique l'existence d'une topographie d'érosion pontienne sur la marge (J. A. MALOD & D. MOUGENOT, 1979), il faut admettre qu'elle se poursuivit pendant le *Pliocène* et le *Villafranchien*, alors que se déposaient les formations progradantes du même âge sur la bordure externe de la plate-forme.

A terre, c'est la simplification qui l'emporte au point d'abrégé, de beaucoup, l'inventaire des surfaces. En Algarve, c'en est fini désormais du bourrelet marginal qui n'est plus ici représenté que par quelques reliefs isolés dans le socle paléozoïque (Serra do Caldeirão, fig. 33) et nivelés au cours d'une longue phase d'érosion continentale étalée jusqu'au Néogène. On proposera de raccorder la *haute surface*, dite culminante, qui vient buter contre le massif intrusif de Monchique, aux aplanissements paléogènes identifiés en mer. Quoi qu'il en soit de ce rapprochement, ces reliefs doivent leur altitude aux soulèvements brutaux du Miocène moyen et supérieur. Depuis lors, ils ont été graduellement réduits par les retouches de type pédimantaire dont témoigne la couverture de ranas «plio-villafranchiennes». Ainsi dut s'élaborer une partie de la *basse surface*, dite périphérique, procédant de la précédente par dégradation topographique confuse, en formant des niveaux confondus, à facettes ou étagés. Idéalement polygénique et polyphasée, elle entretient des relations équivoques avec la surface sous-marine sommitale. Sa facette la plus ancienne, karstifiée, qui, entre Lagos et Albufeira, tronque le sommet des belles falaises de calcaire du Miocène inférieur (M. T. ANTUNES, *verbatim*), est fossilisée par des éléments néogènes du glaciais polygénique (fig. 29). Si on ne la retrouve pas en mer, c'est sans doute à cause de la subsidence du Miocène moyen qui fut si importante qu'elle bloqua le développement de l'érosion vers l'aval. Par contre, il semble possible de relier les facettes les plus jeunes (ponto-plio-villafranchiennes) à la surface en mer, bien que la transition entre elles soit masquée, le plus souvent, par le glaciais polygénique ou les constructions profluviales des abords immédiats des Pays de Faro et du Bas Guadiana. En sa totalité, la surface périphérique résulterait de la juxtaposition de plans successivement nivelés par l'enchaînement de processus différents suivant les lieux et les époques.

En définitive, la faiblesse du soulèvement continental, qu'atteste la dénivellation réduite entre les surfaces émergées, eut pour réplique la mobilité permanente du panneau sous-marin. Tout se passa comme si l'ensemble du Portugal du Sud avait fonctionné comme un bourrelet marginal embryonnaire dont l'unique vestige serait la Serra do Caldeirão.

Si le flanc interne du bombement éprouva beaucoup de peine à se soulever au-dessus du niveau de la médiocrité topographique générale, sa retombée océanique s'affaissa rapidement au point que ceux des aplanissements qui ont pu s'y développer, se trouvent immergés jusqu'à des profondeurs plus considérables qu'au Nord. On comprend pourquoi J. BOURCART (1938) trouva ici une illustration de sa théorie de la «flexure continentale».

L'existence et le rôle des surfaces d'aplanissement dans le modelé de la plate-forme continentale portugaise et de ses bordures sont ainsi clairement illustrés par la généralité, la multiplicité et la diversité du phénomène. Ces individus morphologiques, interposés en intrus entre les séries sédimentaires, ont une géographie et une histoire si différentes du Nord au Sud du domaine prospecté, qu'il est légitime de rechercher les facteurs qui ont pu imposer de si flagrantes différences de style. Tiennent-elles à la consolidation plus ou moins poussée du soubassement mésétain? Le Nord, fortement induré par les granitisations, se serait comporté en môle rigide, disloqué en blocs faillés sous la vigueur des contraintes. A l'opposé, le domaine méridional est en majeure partie occupé par des séries paléozoïques; il devait normalement avoir un comportement plus souple, procédant par gauchissement continu et d'ampleur instantanée moindre. Sans vouloir nier la part que l'on doit accorder à ces propriétés mécaniques du socle qui résultent plus de la zonéographie originelle que de l'importance plus ou moins grande de l'érosion post-hercynienne, la variété des dispositifs décrits procède aussi de circonstances originales parmi lesquelles paraît avoir été décisive la diversité d'exposition au champ de contraintes exercées par l'ouverture de l'Atlantique d'une part et la fermeture de la Mésogée d'autre part. C'est précisément cette modulation de l'influence tectonique tout au long de l'histoire de la marge qui fournit les jalons les plus sûrs de l'évolution morphologique.

## II — ESSAI DE RECONSTITUTION

Les indications consignées dans les descriptions régionales, et les interprétations qui viennent d'être proposées pour les principaux types de reliefs, ont conduit à distinguer de nombreuses phases morphogénétiques. Reste la tâche finale: tenter de les replacer dans une chronologie d'ensemble. Au sein de la grande famille des socles de l'Ouest européen, l'individualité de la Meseta ibérique s'est affirmée au cours d'une histoire très mouvementée. Décrire son déroulement revient à restituer les paysages successifs dans leur environnement structural et climatique. L'évolution morphologique est présentée sous forme d'un tableau synoptique (fig. 39) et de

coupes chronologiques (fig. 40). Pour la suivre, il est apparu instructif de la replacer dans la suite des événements qui suivirent l'élaboration de la Meseta. L'histoire post-hercynienne, tant marine que continentale, telle qu'elle est actuellement reconstituée (voir la présentation qui en fut faite à l'occasion du récent Congrès géologique international, 1980), comprend deux périodes majeures:

— du Trias au Crétacé supérieur, prit place une *évolution en distension* associée à l'ouverture de l'Atlantique et de la Mésogée. Au cours de cette première étape, il est possible de discerner l'alternance des phases suivantes: tantôt la formation de grabens distensifs («rifts»), rapidement comblés par les matériaux provenant de l'érosion de leurs bordures; tantôt des enfoncements lents, favorables à la finition d'aplanissements partiels;

— depuis le Crétacé terminal, intervint une *évolution en compression* déclenchée par le rapprochement des plaques Afrique et Europe. Les paroxysmes tectoniques qui caractérisent cette seconde étape furent coupés par de brèves périodes de détente. L'instabilité tectonique, jointe à la tendance aride du climat, aboutit à la réalisation d'aplanissements plus achevés.

Aussi a-t-il semblé justifié de baser cet essai de reconstitution morphogénétique sur le partage entre les reliefs discontinus nés au cours des distensions et ceux, plus composites et plus étendus, dus aux compressions. Toutefois, avant de retracer les étapes principales de la morphogénèse, il convient d'évoquer brièvement un passé plus lointain au cours duquel le socle mésétain fut achevé avant son recouvrement sous les séries méso- et cénozoïques.

### 1. L'héritage tardi-hercynien

Un socle hercynien fracturé fut soumis à un aplanissement quasi général et à un amincissement crustal: tel est, réduit à l'essentiel, le legs d'une évolution terminée à l'aube des temps secondaires. On a cité de nombreux exemples de reliefs calqués sur le tracé d'accidents profonds et remobilisés jusque tard pendant le Tertiaire; on a fait intervenir à plusieurs occasions la mobilité du soubassement de la Meseta. Ces particularités très tôt inscrites dans le bâti hercynien ont pesé si lourdement sur l'évolution morphologique ultérieure qu'il n'est pas sans intérêt de décrire les conditions et les événements qui suivirent la formation, puis accompagnèrent la destruction des montagnes hercyniennes. Dans le «testament morphologique» hercynien, il suffira de relever trois données primordiales.

#### a) Un réseau faillé

L'illustration la plus achevée de la solidarité étroite qui unit les formes actuelles aux lignes de faiblesse profondes, est fournie par les canyons sous-marins regroupés entre l'Estremadura et le Cabo de São Vicente. Ces brèches sont implantées sur quelques-uns des accidents majeurs (dits de Nazaré, du Tejo, de Odemira-Ávila) qui appartiennent à une riche collection de dislocations orientées NE-SW. Certaines de leurs manifestations, pour être moins apparentes dans la morphologie, n'en furent pas moins déterminantes: c'est conformément à ces fractures, converties en directions transformantes, que va se réaliser la disjonction puis l'ouverture entre les plaques Ibérie et Amérique; c'est dans les bandes effondrées ainsi délimitées que va se cantonner les sédiments mésozoïques. Cette direction structurale et sa conjugée, moins bien exprimée, sont les résultantes de deux phases compressives distinctes en âge et en orientation: l'une stéphanienne N-S, l'autre saxonnienne E-W (A. RIBEIRO *et al.*, 1980). C'est donc à la fin de l'orogénèse hercynienne que le croisement des deux directions structurales introduisit un premier élément: la mise en place d'une marquerite de blocs qui va régir la répartition des bassins sédimentaires et guider le jeu des diverses contraintes.

#### b) Un soubassement nivelé (fig. 40-1)

Le plus ancien relief à propos duquel on possède quelques indications s'élabora à la fin des temps hercyniens. Sa reconstitution peut apparaître une entreprise malaisée. L'extrême rareté des topographies contemporaines qui subsistent à l'air libre, réserve faite des bordures de quelques bassins de la Sierra Morena, n'aide guère à préciser l'état d'achèvement et l'extension de l'incontestable surface qui, fortement flexurée et faillée, est présente sous les premiers terrains mésozoïques de la plateforme et du bassin lusitanien. Toutefois, des considérations indirectes comme l'absence quasi totale, au Portugal, de dépôts du Permien et du Trias inférieur, donnent à penser que l'ensemble prospecté était formé de hautes terres soumises à une intense ablation dont les produits devaient s'accumuler en des cuvettes sédimentaires limitées à l'Est de la péninsule (L. SOLÉ SABARÍS, 1952; C. VIRGILI *et al.*, 1977). Il est difficile de replacer l'élaboration de cette surface dans une perspective morphotectonique. Trop rares encore sont les éléments qui permettraient d'assigner une origine au démantèlement. On peut envisager un important soulèvement dû au réajustement isostatique qui aurait suivi un éventuel épaississement crustal de nature compressive (évolution post-hercynienne). Ou bien proposer une

intumescence thermique préluant à l'écartement des plaques (évolution proto-atlantique). Quelles que furent les circonstances structurales, il est incontestable que l'érosion s'accomplit dans une ambiance climatique aride hautement agressive. Il ne semble guère douteux que la conjonction de ces deux facteurs suffise à rendre compte du succès de l'aplanissement.

### c) Une croûte amincie

L'imposante érosion qui parvint à raboter tout ou partie des montagnes hercyniennes est un phénomène fondamental au regard de la géomorphologie. Elle ne l'est pas moins dans l'optique de la géologie. C. PALAIN (*verbatim*), constatant la présence dans les premiers dépôts détritiques du Trias de feldspaths originaires des granites tardi-hercyniens mis en place à plus de 1,5 km de profondeur, conclut qu'une tranche équivalente de terrains a été ôtée au socle mésétain. Ainsi, avec l'extension qui accompagna l'ouverture océanique, l'érosion est l'une des causes de l'amincissement crustal, fait clairement mis en évidence par les travaux de réfraction sismique qui attribuent à la croûte une épaisseur de 30 km à Sines et de 27 km à Nazaré (S. MUELLER *et al.*, 1973).

## 2. Les morphologies de distension

### a) Un bras de mer (Trias supérieur-Infralias) (fig. 40-2)

Pour la restitution du paysage suivant, il convient de faire appel au témoignage des premiers dépôts discordants sur le socle nivelé du bassin lusitanien et de l'ourlet algarvien. Ces terrains sont représentés par la série connue sous le nom de Grès de Silves (C. PALAIN, 1976). Le caractère des molasses paraliques formant les assises de base démontre une mise en place réalisée par des cours d'eau rendus divagants par de brutales variations de débit et de compétence. L'origine orientale du matériel révèle qu'au Trias s'est opéré un renversement de drainage au profit de bassins côtiers occidentaux.

La subsidence de tels bassins, ainsi que leur éventuel élargissement par érosion latérale, expliqueraient leur progressif envahissement par la mer qui, dans le couloir établi entre l'Ibérie et Terre-Neuve, devait ouvrir une voie d'eau de l'Aquitaine à l'Algarve, elles-mêmes reliées à la Mésogée (L. F. JANSAS *et al.*, 1980). Dans le centre de ces bras de mer, désormais soumis à la sédimentation pélique et carbonatée, se déposaient les matériaux dits

«Marnes de Dagorda», intercalés d'épaisses couches évaporitiques ou salifères. Actuellement, la présence de ces niveaux plastiques est reconnue grâce à leurs manifestations diapiriques signalées en Algarve, en Estremadura (divers sites du bassin lusitanien ainsi que ses prolongements sous-marins au large de Figueira da Foz), en bordure du Minho (entre l'actuelle plate-forme et l'ébauche de horst qui deviendra la Montagne de Porto) et de Galice (dépression Valle-Inclán) (A. MAUFFRET *et al.*, 1978). Autant de signes évidents que les bassins côtiers, plus ou moins périodiquement confinés et coupés de la mer, étaient occupés par des lagunes astreintes à un climat aride et à un régime hydrologique gravement déficitaire, créant un paysage un peu comparable à celui qui régnait à présent dans le Golfe Persique (E. SEIBOLD & K. VOLLBRECHT, 1969).

### b) Une plate-forme rudimentaire (Jurassique-Crétacé inférieur) (fig. 40-3 à 6)

Du Sinémurien à l'Aptien, la mise en place de quelques éléments morphologiques de la plate-forme s'amorça à mesure que la marge portugaise se différenciait lors des premières phases d'ouverture de l'Atlantique. Pendant cette période de gestation, le phénomène majeur qui domina toute l'évolution fut le suivant: la plate-forme et ses abords internes furent constamment maintenus à l'état embryonnaire de mer épicontinentale étroite, enfermée en deçà d'une barrière plus ou moins continue de terres émergées. La reconstitution des reliefs développés au-delà de ces bastions est encore conjecturale. Un faisceau de données stratigraphiques, notamment celles acquises au large du Minho et de la Galice (calcaires néritiques coiffant les Montagnes de Porto et de Vigo), autorise à admettre comme hautement vraisemblable qu'une marge externe s'y élaborait en bordure de l'Atlantique primitif. Le bassin interne était décomposé en grabens et horsts: les premiers, soumis à des approfondissements brusques et périodiques, étaient envahis par des faciès de confinement, puis de comblement, à mesure que l'érosion dégradait, voire nivelait les seconds. On admet que ces compartiments tectoniques instables, tour à tour émergés et submergés, jalonnaient un «rift» ouvert sur le pourtour de la Meseta. En ce qui le concerne, il n'est pas excessif de parler d'une évolution avortée, les dislocations à l'intérieur de la plaque ibérique n'ayant pu aboutir à la création de fonds océaniques comme cela se réalisait alors le long de ses frontières.

L'échiquier morphologique comportait au moins deux pièces essentielles. D'abord, la «fosse mésozoïque portugaise», disposée en grabens orientés au Nord-Nord-Est ou au Sud-Sud-Est. Elle était barrée

vers l'Ouest par une série de blocs surélevés et découpés à la bordure extrême de la Meseta. De ces reliefs-barrières, il ne reste plus que le haut-fond des Berlenças. Les prolongements méridionaux du bassin devaient être raccordés dans l'Ouest du Cabo de São Vicente au second élément morphostructural: la «fosse d'Algarve», dont l'orientation W/SW-E/NE, orthogonale à la précédente, était conforme à l'accident du Guadalquivir. L'actuel haut-fond, dénommé «Horst du Guadalquivir», devait correspondre à l'un des paliers découpant la fosse.

Au cours des quelque cent millions d'années que dura cette longue évolution, les étapes suivantes peuvent être reconnues:

*α. Jusqu'au Dogger* (fig. 40-5), les deux bassins paraissent avoir connu une morphogenèse, sinon strictement semblable, du moins synchrone, assujettie qu'elle fut à l'expansion qui, dans l'Ouest de la Mésogée et dans l'Atlantique central, assignait à la plaque ibérique ses frontières méridionales. Les temps forts de cette évolution peuvent être ainsi résumés. Au Lias inférieur, la pénétration graduelle des influences marines autorisa l'ébauche d'une plate-forme édifiée à l'aide de matériaux marno-calcaires. Puis, cette dernière éprouva, au cours du Lias supérieur, les premiers contrecoups de l'ouverture de l'Atlantique central. Cependant, les horsts et les grabens qui apparaurent alors ne créèrent pas de dénivellations suffisantes pour le déclenchement d'une érosion substantielle. Aussi, en ce qui concerne les régions où le socle affleurerait, il est probable que la surface post-hercynienne devait encore constituer le thème majeur des paysages, seulement soumis à une dégradation lente de type biostasique. Au Dogger, l'intervention d'une subsidence régionale modérée expliquerait le retour transgressif de la mer qui, dans le bassin lusitanien, atteignit son extension la plus grande au Callovien moyen.

*β. C'est à partir du Jurassique supérieur* que se différencièrent les versants occidentaux et méridionaux du Portugal (fig. 40-4 et 5). Tandis qu'en bordure de la Mésogée, l'Algarve orientale poursuivait sans accident majeur une subsidence concrétisée par l'accumulation de séries marno-calcaires, tout le bassin lusitanien connut une évolution troublée par la différenciation de l'Atlantique nord. C'est ainsi qu'au Callovien supérieur et à l'Oxfordien inférieur, le bassin émergea en même temps que toute la façade océanique de l'Europe occidentale. Sur l'emplacement de l'Estremadura, on observe ensuite l'établissement rapide d'une fosse tectonique profonde, bientôt comblée par des matériaux détritiques («Grès de Cabrito» entre autres). C'est à ces époques qu'il convient de placer l'élaboration de la surface callovienne retrouvée à l'état de discordance fossilisée dans les séries calcaires de l'Arrábida.

Son façonnement dut être contemporain des puissantes érosions auxquelles furent soumises des seras, telle celle de Candeeiros. Il est probable que la surface callovienne ne s'étendit guère à l'intérieur des terres ibériques et qu'elle n'atteignit pas le stade de l'aplanissement vrai. Son aspect gauche, dû au recoupement de nivellements partiels, inclinerait plutôt à y voir une sorte de surface locale qui aurait raboté le sommet d'un bombement (diapirique *p. p.*) en cours de surrection.

*γ. Tout au long du Crétacé inférieur*, la tendance à l'exondation se confirma (fig. 40-6). La répétition et l'extension des soulèvements se soldèrent par un retrait marqué de la mer. Au premier rang des événements morphologiques, il faut placer ceux qui survinrent pendant la phase de distension néocommérienne (Valanginien) responsable du basculement et de l'effondrement de demi-horsts vers le centre des bassins. C'est précisément sur les bordures dénivellées de la «fosse mésozoïque» que se forma la surface néocommérienne. Sa réalisation, interrompue par des exhaussements et des dislocations, donne à penser qu'il peut s'agir, là encore, d'une surface sommitale localisée. La richesse en kaolinite des épanchages détritiques corrélatifs de type «wealdien» («Grès de Torres Vedras, d'Almargem» J. REY, 1972), accumulés dans les parties les plus déprimées, comme partout dans la Meseta, autoriserait à y voir des altérites tropicales entraînées en régime de rhexistase. Cet aplanissement continental n'était pas restreint à la plate-forme portugaise puisqu'il semble avoir nivelé, plus au Nord, la plate-forme de Galice («surface mésocrétacée», M. LAMBOY, 1976) et plus au large, d'après certains auteurs (J. C. SIBUET *et al.*, 1978), les «Bancs de Galice». Il est plus difficile de se prononcer sur son extension réelle à l'intérieur de la péninsule au seul vu des lambeaux identifiés dans le Bassin du Mondego (P. BIROT, 1949) et en Castille («surface infra-crétacée» de P. BIROT, 1957; J. SCHWENZNER, 1957). Cependant, la vigueur des déformations et des érosions du Crétacé inférieur permet de leur attribuer un rôle majeur dans la destruction de la surface post-hercynienne sur l'actuelle Meseta. Il n'est pas sans intérêt de remarquer qu'un aplanissement synchrone s'étendit, non seulement au-delà de la Mésogée au socle de la Meseta marocaine (G. BEAUDET, 1969, 1972) et du Haut-Atlas (J. DRESCH, 1941), mais également, outre Atlantique, aux montagnes des Appalaches («Scholey Peneplan»).

Ce dernier fait renforce l'idée que l'évolution morphologique se réalisa au diapason de l'ouverture atlantique qui se propagea vers le Nord jusqu'à séparer les Bancs de Galice de Terre Neuve à l'Aptien (anomalie J; J. C. SIBUET & W. B. F. RYAN, 1979; la cause tient dans le fait que, depuis le Crétacé, la plaque ibérique calque son mouvement

sur celui de l'Afrique). Il est en effet instructif de souligner la concomitance entre la mise à sec de la plate-forme et la reprise de l'expansion en domaine océanique, accompagnée par une première différenciation de la pente continentale. Ce processus, commencé au Jurassique supérieur (les calcaires néritiques à algues dragués sur la pente actuelle sont colonisés par des Calponelles significatives d'un régime de mer ouverte, P. A. DUPEUBLE *et al.*, 1977; D. MOUGENOT *et al.*, 1979), s'accroît pendant le Crétacé inférieur. L'analyse des séries échantillonnées dans le forage DSDP 398 (au pied de la Montagne de Vigo) enseigne qu'à l'Hauterivien existait déjà une pente recouverte de dépôts carbonatés (P. C. DE GRACIANSKY *et al.*, 1978). A la même époque, une structuration comparable se réalisait sur les futures marges du Golfe de Gascogne (L. MONTADERT *et al.*, 1977). La tendance va se confirmer au cours de l'étape suivante.

c) *Une plate-forme individualisée* (Crétacé supérieur) (fig. 40-7)

La dernière paysage des morphologies de distension s'accomplit avec la grande reconquête marine opérée par la transgressions cénoomanienne. Sa manifestation la plus appréciable fut la submersion du bassin lusitanien dont elle envoya la topographie néocomienne en majeure partie aplanie ou nivelée. Lors du maximum transgressif, la mer décrivait dans la partie centrale, une sorte de golfe unissant la plate-forme de Lisboa à la Beira litoral. Vers le Nord, elle revint assiéger les premiers contreforts du socle du Minho et de Galice (M. LAMBOY, 1976). C'en est désormais fini du relief-barrière et cette disparition marqua une étape importante dans l'évolution de la plate-forme. Pour la première fois de son histoire, elle constituait un seul et même ensemble morphologique, largement ouvert aux influences océaniques. Dans les eaux chaudes, où les profondeurs ne furent jamais bien grandes, proliférèrent des organismes madréporiques dont les principaux représentants étaient les beaux récifs de calcaires à Rudistes (P. Y. BERTHOUD, 1975).

Cette ample submersion, qui fit de toute la façade de l'Ibérie une sorte d'archipel dominé par la Meseta, fut une manifestation locale de la remontée du niveau absolu de l'océan mondial, phénomène connu en de nombreuses régions de plates-formes. La plupart des auteurs s'accordent pour prêter une cause planétaire à ce spectaculaire débordement du domaine épicontinental: la diminution de capacité des bassins océaniques résultant de l'accroissement volumétrique des dorsales (J. D. HAYS & W. C. PITMAN, III, 1973; W. C. PITMAN, III, 1978). Il convient cependant de faire intervenir un second phénomène propre à la façade atlantique:

la subsidence thermique tardive qui suivit l'intu-mescence du Crétacé inférieur. Assouplissement des efforts tectoniques qui ne fut pas dénué de réveils épisodiques, comme en témoignent des soulèvements locaux, tel celui qui affecta, au Turonien, la partie de la marge située au Sud de l'accident de Nazaré soumis à rejeu. La tendance dominante à l'affaissement eut pour manifestation majeure, outre l'apparition des premières faunes pélagiques en bordure de l'actuelle plate-forme (phénomène identique signalé en Galice, M. LAMBOY, 1976), le recul probable de la pente continentale par subsidence non compensée de la plate-forme externe. En contrebas, des turbidites et des marnes noires (black shales), de l'Aptien et de l'Albo-Cénomanien, vinrent en recouvrement sur la série carbonatée antérieurement déposée. L'apparition de ces faciès signifie que le pied de la pente avait alors atteint une profondeur suffisante (3 000 m au moins) pour que s'y manifestât la surface de compensation des carbonates.

En définitive, la subsidence généralisée consacra l'individualité de la plate-forme portugaise. A l'issue des périodes de distension, elle avait atteint un développement comparable à celui réalisé alors sur la marge orientale des Etats-Unis. Les deux rives de l'Atlantique auraient, depuis lors, connu une évolution similaire si n'étaient intervenus des phénomènes compressifs qui ont conféré à la région décrite ses attributs les plus originaux.

### 3. Les morphologies de compression

Toute la période révolue avec le Crétacé, et qui couvrit près de 150 Ma, aboutit à créer une marge subsidente au bord d'un Atlantique déjà bien ouvert, une croûte océanique large de 1 000 km occupant, il y a 80 Ma, l'espace compris entre l'Ibérie et Terre-Neuve. Le passage du Mésozoïque au Cénozoïque se solda par l'apparition de mécanismes morphostructuraux nouveaux qui allaient persister, avec des vicissitudes, jusqu'à l'Actuel. Il s'agit d'une véritable conversion: à une marge en distension se superposa un régime en compression dont l'instabilité n'est pas sans évoquer celle des milieux méditerranéens. L'accommodation des reliefs au nouveau champ de contraintes s'effectua progressivement au cours de cinq stades majeurs.

a) *Les soulèvements préliminaires*  
(Crétacé terminal-Eocène moyen)

Avec les événements survenus au cours de la période contemporaine de la formation des Pyrénées,

commença pour la plate-forme portugaise un premier cycle morphotectonique. L'analyse des deux principales topographies qui s'élaborèrent révèle l'établissement d'un modelé astringé à des conditions jusqu'alors inconnues.

La réalisation de la première surface date de la *Sénonien supérieur*. Sur la plate-forme de l'Estremadura, ce n'était encore qu'une surface d'abrasion tranchant un haut-fond en voie d'émergence au large du massif de Sintra. Partout ailleurs (plates-formes de la Beira litoral et du Baixo Alentejo) se maintenait une mer épicontinentale dont l'instabilité du fond au cours du Maestrichtien trahit une opiniâtre tendance au soulèvement, comme aux approches de l'accident de Nazaré. La terre ferme était occupée par une «pénéplaine étendue et parfaite» (P. BIROT, 1949), quoique semée de reliefs résiduels ou exhausés (à l'instar de la plate-forme) alimentant une sédimentation fluvio-marine ou continentale, tels les Grès du Buçaco, pauvres en feldspaths et à kaolinite dominante (par altération postérieure, S. DAVEAU, *verbatim*), qui devaient la fossiliser partiellement. On laissera aux morphologues continentaux le soin de dire si cet aplanissement de type tropical était hérité de la surface néocomienne ou néoformé.

La seconde surface, formée à l'*Eocène*, est plus significative encore, surtout en ce qui concerne son étendue. Elle couvrirait une partie importante de la plate-forme, au Sud comme au Nord de la péninsule (G. BOILLOT *et al.*, 1973). Il est légitime de supposer qu'elle s'étendait aussi dans le segment médian (Estremadura) où les mouvements ultérieurs ont conduit à son abolition. Entre les hauts-fonds, les compartiments subsidents (comme le large de la Beira litoral) étaient occupés par des bassins marins où la continuité sédimentaire était seulement troublée par le rejet des diapirs. En ce qui concerne les paysages subaériens, les données manquent encore pour savoir si un semblable compartimentage intervint dans la formation de la surface presque parfaite de l'Eocène dont il ne reste plus que des fragments conservés en position culminante dans certaines chaînes de montage du Portugal septentrional (A. DE FERREIRA, 1978) et peut-être central (S. DAVEAU, *verbatim*). On notera cependant l'opposition entre des zones soulevées, comme la Cordilheira central, et des dépressions, comme le Bassin du Mondego où se rassemblaient les produits de l'érosion. Les dépôts corrélatifs de cette nouvelle surface, les arkoses ou les sables d'âge ludien, dites du Supra-Buçaco ou Grès de Coja, à montmorillonite dominante, témoignent de l'altération des granites sous un climat tropical sec et de l'intervention de pédiplaines rabotant une topographie en cours de dislocation et d'exhaussement. La nature grésoconglomératique des assises éocènes du «complexe

de Benfica» (Bassin du Tejo) est un indice supplémentaire de ces phénomènes.

Au total, une impression s'impose: le déroulement d'une longue période d'altération tropicale semble avoir été perturbée par une instabilité permanente du sous-sol qui a connu deux courts paroxysmes au cours du Crétacé terminal et au Lutétien. On en connaît les manifestations diverses: rejet des accidents cassants traditionnels (celui de Nazaré, par exemple), remobilisation des diapirs (au large de Figueira da Foz), mise en place des massifs hypovolcaniques (Sintra, Sines, Monchique) le long d'un décrochement NW-SE néoformé pendant le Crétacé terminal (A. RIBEIRO, *verbatim*), effusion de coulées volcaniques sur les terres émergées devant l'embranchure actuelle du Tejo («basaltes de Lisboa-Mafra»). En se limitant aux phénomènes observés sur la plate-forme, le régime qui s'affirma est celui de soulèvements produits par des contraintes aussi brutales que brèves. Tout semble s'être passé comme si les efforts de compression n'étaient pas parvenus à s'exprimer longtemps.

L'interprétation d'une telle instabilité, coupée d'exhaussements spasmodiques, s'éclaire si l'on considère la mobilité peu commune et les bouleversements inédits de la marge profonde. Au large, et à l'Eocène, de larges panneaux découpés dans la pente continentale étaient portés au voisinage de la surface marine pour former les Montanhas dos Descobridores et dos Principes de Avis, la Montagne de Vigo (exhaussée d'environ 3 km) et les Bancs de Galice (soulevés de 3 km et simultanément nivelés; G. BOILLOT *et al.*, 1978; J. R. VANEY *et al.*, 1979). Exaltation d'une telle ampleur qu'elle put s'accompagner sur la marge sud-portugaise du déclenchement de phénomènes gravitaires (D. MOUGENOT *et al.*, 1979). Plus déterminantes encore furent les événements qui survinrent aux limites de la plaque ibérique. A la frontière méridionale, dès le Campanien (anomalie 33; B. BIJU DUVAL *et al.*, 1977; J. L. OLIVET, 1978), la plaque africaine, poussée par l'ouverture de l'Atlantique sud, amorça un déplacement vers le Nord qui la rapprocha de la plaque ibérique. Convergence dont les conséquences furent la formation d'une fosse de subduction au Sud des Cordillères bétiques et la translation vers le Nord du bloc ibérique qui engendra des phénomènes similaires le long de sa frontière avec l'Europe. C'est précisément à l'Eocène moyen que la croûte océanique, nouvellement formée dans le Golfe de Gascogne, s'engloutit par subduction sous la marge galico-cantabrique, tandis que se formaient les Pyrénées par collision continentale (G. BOILLOT & R. CAPDEVILA, 1977).

b) *L'aplanissement généralisé* (Oligocène)  
(fig. 40-8 et 9)

Nulle part dans le domaine étudié, en mer comme à terre, la présence de formations marines d'âge oligocène n'a été mise en évidence de manière formelle. Les seuls dépôts que l'on rapporte à cette période sont des alluvions fluviales ou lacustres, comme le « complexe de Benfica » du Bassin du Tejo, dont l'origine et les faciès dénotent une large émergence et l'instauration d'un régime d'érosion continentale. Sa traduction la plus belle fut le développement d'une surface d'aplanissement dont l'existence en mer est à l'abri de toute contestation et dont la perfection est telle qu'il ne serait pas excessif de lui appliquer le terme de pénéplaine. Son âge est établi sans peine grâce au très net recouvrement des terrains de l'Eocène supérieur recouvrant la surface éocène; grâce aussi à son enfouissement sous les formations datées du Miocène inférieur.

En dépit des dégradations et des déformations ultérieures, il est encore visible qu'elle s'étendit à la quasi totalité de la plate-forme actuelle. Et même au-delà puisqu'elle s'inscrivit aussi sur les plateaux marginaux de l'Algarve et du Baixo Alentejo présentement affaissés très au-dessous du rebord. A sa lisière externe, on trouve des entaillements profonds, possibles chenaux par lesquels s'évacuaient les produits de l'érosion. Dans la plaine abyssale ibérique, ils venaient s'accumuler sous la forme d'un éventail élémentaire à progradation oblique. L'imprécision de la stratigraphie interdit malheureusement de se prononcer sur l'extension réelle de la surface oligocène sur la plate-forme à l'Ouest de la Galice. Des recherches conduites à terre, il ressort clairement qu'une plaine d'érosion s'étendait également sur tout ou partie de la péninsule. Il en reste encore des fragments conservés autour des seras d'Algarve, sur quelques sommets de l'Estremadura (P. BIROT, 1949), sur des hautes surfaces du Portugal septentrional, ainsi que sur la « dorsale » galicienne (P. BIROT & L. SOLÉ SABARÍS, 1954) où elle se décomposait en deux étages distincts (H. NONN, 1966, 1969). D'après L. SOLÉ SABARÍS (1952), elle aurait également joué un rôle considérable dans le façonnement de la « surface fondamentale » de la Meseta. Au-dessus de l'aplanissement, tout relief n'était pas effacé puisque subsistaient des horsts et des chaînes résiduelles de type Inselberge et Inselgebirge. Ces reliefs témoins jalonnaient peut-être une ligne de partage des eaux entre l'Atlantique et l'Ibérie intérieure.

La réalisation de cet aplanissement de grande envergure, vraisemblablement développé dans une ambiance de savanes, ne semble pas directement attribuable à une régression eustatique exceptionnelle dont l'amplitude aurait été supérieure à 200 m. Si le retrait de la mer, contemporain des premiers refroidissements survenus dans l'Océan Austral, était la cause unique, on voit mal pourquoi l'érosion aurait épargné des terres proches comme la Meseta marocaine où l'aplanissement oligocène est inconnu (G. BEAUDET, 1969, 1972). Avec plus de vraisemblance on peut admettre l'intervention d'un mouvement positif du sol. Cette interprétation repose sur l'idée que la plate-forme et une bande continentale plus ou moins large devaient former, à l'Oligocène, une sorte de grand voussoir dissymétrique. Son flanc océanique correspondait à une surface d'abrasion sans doute étroite surmontant une pente continentale abrupte et disséquée. Sur son revers continental en pente douce s'isolaient des cuvettes au drainage médiocre (qu'atteste la présence d'atpulgite dans les dépôts des bassins du Tejo, A. M. GALOPIM DE CARVALHO, 1968; et de Galice, H. NONN, 1966, 1969), plus ou moins bien raccordées aux grands bassins hydrographiques intérieurs où prévalaient les conditions endoréiques. La plate-forme était ainsi intégrée à un bourrelet marginal dont le soulèvement avait probablement commencé dès l'Eocène. Pour expliquer cette reprise de l'exhaussement, le raisonnement analogique, conduit par comparaison avec les phénomènes contemporains en Méditerranée et en Europe (fossé rhénan), a conduit divers auteurs à envisager des réajustements consécutifs à une intumescence thermique. L'explication ne peut être maintenue si l'on observe que la péninsule fut soumise après le Stampien à une nouvelle phase de compression dont les manifestations les plus évidentes sont connues dans les zones internes des Cordillères bétiques (M. DURAND DELGA, 1980), dans la Chaîne ibérique (P. VIALARD, 1979), dans les Pyrénées occidentales et les Montagnes cantabriques (P. FEUILLEE & P. RAT, 1971), ainsi que sur l'ensemble de la plate-forme nord-ibérique (G. BOILLLOT *et al.*, 1973). Aussi semble-t-il plus logique de mettre en relation cette remarquable phase d'érosion et d'aplanissement oligocène avec la collision qui se produisit alors entre les parties continentales des plaques africaine et ibérique. La recrudescence des efforts compressifs se matérialisa d'ailleurs par la reprise du mouvement ascensionnel des diapirs. Pendant la phase de détente de l'Oligocène terminal qui succéda au régime de tension, s'équissèrent les premiers grabens dont l'affaissement prélu à celui des grands bassins néogènes.

c) *La nouvelle plate-forme (Miocène)*  
(fig. 40-10 et 11)

C'est la belle pénéplaine oligocène que la mer vint recouvrir à l'Aquitainien (voire dès la fin du Chattien) et pendant une partie importante du Miocène (fig. 41). La transgression fut particulièrement ample sur toute la bordure allant depuis l'Algarve et la dépression andalouse (C. VIGUIER, 1974) jusqu'au Sud de Lisboa où la mer ennoya le bassin inférieur du Tejo (B. HAGUENAUER, 1975). Au cours de cette phase de submersion s'élabora une nouvelle plate-forme continentale mi-partie abrasée et construite.

Sur toute la ceinture interne, son élaboration fut accompagnée de mouvements positifs du sol coupés de moments de rémission. De ces phases compressives (paroxysmes à la fin du Burdigalien et au Tortonien) témoignent les rejeux d'accidents tardi-hercyniens qui paraissent induire des chevauchements dans l'Arrábida, sur l'accident de Nazaré, le long du Tejo et dans la Serra da Estrela. Plus au Nord, les déformations prirent la forme de cassures qui, en débitant la « dorsale » galicienne, contribuèrent au compartimentage des rias et des cuencas intérieures de Galice (H. NONN, 1966 1969). Sur les portions inégalement soulevées en bordure de mer, l'érosion mordit plus ou moins largement en élaborant des plates-formes d'abrasion marine ou, en position plus interne, des pédiplains étroites. Dans cette catégorie on peut ranger les rabotages de l'Arrábida, qui facilitèrent les déformations chevauchantes ultérieures; ceux décrits autour de la Montanha de Camões et sur la côte d'Algarve, aussi bien que ceux de la retombée andalouse de la Sierra Morena occidentale recouverte de placages de calcaires littoraux (M. DRAIN *et al.*, 1971). Au-delà de l'accident du Guadalquivir, les premiers plis sub-bétiques émergés étaient partiellement nivelés (R. LHÉNAFF, 1977). Leurs équivalents septentrionaux étaient les paliers miocènes ourlant la « dorsale » de Galice (P. BIROT & L. SOLÉ SABARÍS, 1954) que H. NONN (1966, 1969) a attribués à l'œuvre d'un «épicycle tortonien». Il est intéressant de constater un synchronisme avec les événements du Maroc où la Meseta présente un «palier topographique inférieur» façonné par un aplanissement «infratorionien» (G. BEAUDET, 1969, 1972). Ces troncutures post-burdigaliennes devaient constituer une sorte de «troisième» côtier qui, retouché ou fossilisé, peut être considéré comme la forme primitive des futures surfaces périphériques. A l'intérieur de la péninsule, des auteurs (dont L. SOLÉ-SABARÍS, 1952) ont signalé des éléments de surface rapportables à cette phase dont les arkoses langhiennes, comme celles au Sud de la Cordilheira central, pourraient être les formations corrélatives.

Tout autre était la morphologie du large où le jeu d'une importante flexure provoquait un substantiel approfondissement de la marge continentale jusque et y compris les plaines abyssales (J. BONNIN, 1978). A ce mouvement de grande ampleur qu'accompagne le soulèvement des Bancs de Goringe (W. B. F. RYAN *et al.*, 1973), on doit attribuer des changements sensibles intervenus dans la morphosédimentologie sous-marine.

Dans les bassins peu profonds qui compartimentèrent la plate-forme subsidente, s'édifièrent progressivement des cônes progradants qui, par accretion verticale et latérale, aboutirent à créer de larges surfaces d'accumulation qui forment des éléments importants des fonds actuels au Sud de Lisboa jusqu'à l'Algarve. Sur la marge profonde, les apports détritiques abondamment transportés par les canyons en voie d'élargissement et de creusement, édifièrent de larges nappes de turbidites. Dans le Golfe de Cadix, les olistostromes tortoniens dévalaient la pente en avant de l'arc bétique (E. PERCONIG, 1962; D. LAJAT *et al.*, 1975; J. BONNIN *et al.*, 1975), comme «attirés» par la dépression qui venait d'être créée.

d) *L'érosion de la plate-forme*  
(Ponto-Plio-Villafranchien) (fig. 40-11)

Les formes héritées du Néogène final et du Quaternaire ancien sont encore nombreuses. Pendant 5 millions d'années (approximativement de 6 à 1 Ma), la plate-forme fut, successivement ou simultanément, soumise aux actions de nivellement et de creusement (fig. 41). Des premières procédèrent les aplanissements tranchant les séries miocènes ou plus anciennes. Les processus continentaux et marins opérèrent tour à tour par retouches graduelles au façonnement de la «surface sommitale» qui occupe une partie étendue de la plate-forme continentale. Cette diversité en âge et en origine, avérée ou présumée, est le caractère qu'elle possède en commun avec les surfaces périphériques qui, plus fréquemment décalées, gagnèrent sur les parties émergées du socle et de sa couverture. A l'action du nivellement contribuèrent aussi de nombreuses formes construites: en mer, principalement au Sud de Lisboa, s'établit une nouvelle série progradante séparée de la précédente par une topographie de dissection ponto-pliocène. Au Nord de Lisboa, l'avantage était donné aux glaciaires d'épandage dont on a vu les relations génétiques avec les glaciaires polygéniques qui, jusqu'au Villafranchien supérieur, fossilifièrent une partie des aplanissements périphériques. Localement, comme entre l'Arrábida et le Canhão de Setúbal, le développement des topographies planes fut interrompu par le creusement des vallées qui réalisèrent

une profonde excavation de la plate-forme continentale. Là encore, la géométrie des réflecteurs a conduit à envisager un entailement par étapes. Initialement surimposés dans les formations du Miocène, des vallées guidées par des failles incisèrent également les séries progradantes pliocènes.

En dépit des problèmes impliqués par la variété des processus envisagés, les faits ainsi posés sont apparemment simples, du moins en ce qui concerne leur chronologie relative. Les difficultés surgissent dès l'instant que l'on se propose de replacer le déroulement présumé des événements dans une perspective élargie. L'embarras apparaît d'abord quand il s'agit de déterminer l'ambiance climatique qui présida au façonnement des reliefs. Le modèle subtropical humide qui, à l'instar de toute la façade atlantique allant de la Galice (H. NONN, 1966, 1969) au Maroc (G. BEAUDET, 1969, 1972), domina pendant la majeure partie de la période, ne semble pas compatible avec l'intense érosion nécessaire pour expliquer les formes décrites. Aussi faut-il considérer favorablement l'intervention d'intermédiaires plus agressifs, réalisés sous un climat plus sec, voire aride, comme celui qui régna pendant le Villafranchien (époque des *rañas*). La tâche se complique si l'on tente de mettre en relation les recrudescences de l'ablation avec l'instauration du régime des oscillations eustatiques sous commande glaciaire dont l'ampleur n'est encore que sommairement connue. A la différence de la Méditerranée, il est difficile de chiffrer l'abaissement du niveau de l'Atlantique pendant le Pontien (Miocène terminal-Pliocène basal). Faut-il admettre, avec H. BAULIG (1928), une dépression de 400 à 500 m, ou davantage? Si la submersion du Plaisancien-Astien est notoire, particulièrement au Nord de Nazaré, on est encore loin de pouvoir en fixer les rivages avec une suffisante précision. Enfin, il n'y a pas d'arguments décisifs pour assurer que, durant le Villafranchien, s'accomplit un important retrait marin. Une partie de ces difficultés peut être réduite si l'on prend en considération les mouvements tectoniques qui prévalurent pendant les deux phases de déformation que l'on a pu individualiser, en mer comme à terre. Le scénario que l'on se risque à proposer comporte donc une double série d'événements introduits par les mouvements du sol. Ces phases ne sont ici datées qu'à titre indicatif, compte tenu de l'imprécision et du flottement des coupures stratigraphiques adoptées pour cette période.

La première séquence s'ouvrit avec la régression pontienne qui suivit les déformations du Miocène supérieur. Une nouvelle fois aplanie, la plate-forme fut entamée dans sa partie centrale par les premiers réseaux de vallées. L'aplanissement pontien s'étendit aux serras côtières (Arrábida, Serra do Calde-

rão), tandis que des surfaces locales s'inscrivaient sur le pourtour des cuvettes de la Meseta (surface dite des Páramos). Le retour offensif de la mer au Plaisancien-Astien (Villafranchien inférieur) paracheva l'œuvre entreprise. Au voisinage des nouveaux rivages, elle procéda par retouches abrasives (exemple: les platiers étagés de l'Estremadura, S. DAVEAU, 1976), ou favorisa la formation de remblaiements variés (continentaux, dunaires ou fluvio-marins) constituant une partie du glaciais polygénique. En pleine mer, de volumineux prismes progradants se mirent en place dans un milieu dont l'énergie était plus forte qu'avant le Pontien. Sur le haut de la pente continentale entra en jeu la veine d'eau méditerranéenne introduite par l'ouverture du Détroit de Gibraltar (F. MÉLIÈRES, 1974; C. VIGUIER, 1974).

La seconde étape (Villafranchien supérieur) débuta avec la récursive des soulèvements sur lesquels on possède de nombreux témoignages: reprise du diapirisme dans les vallées typhoniques (G. ZBYZEWSKI, 1958), rehaussement des blocs littoraux (Serra de Grândola, Arrábida, Sierra Morena) et sous-marins (Horst du Guadalquivir) (J. A. MALOD & D. MOUGENOT, 1979). C'est à l'érosion provoquée par ce nouveau paroxysme que l'on pourrait attribuer la regradation de la surface pontienne, le profond surcreusement, voire le détournement (ouverture du Goulet du Tejo) des vallées sous-marines, et le recul des têtes de canyons. La remontée de la mer au Calabrien renversa le sens de l'évolution morphologique en redonnant l'avantage à la fossilisation: comblement des paléo-vallées, achèvement du glaciais polygénique et des prismes progradants (fig. 41) abondamment alimentés en matériaux par les horsts surélevés. Dans cette génération de formes, on ramera aussi les épandages de *rañas*, communément attribués à une oscillation climatique sèche (O. RIBEIRO & M. FEIO, 1950). Au total, on peut admettre que, pendant la période correspondant au Villafranchien supérieur, se constitua une sorte de plaine côtière de piedmont qui, probablement, devait s'étendre au-delà du rivage actuel. Une partie de la plate-forme et son arrière-pays devaient présenter le paysage d'un glaciais composite, balayé par la divagation de cours d'eau instables et chargés de matériaux d'altération formés pendant les phases humides précédentes (O. RIBEIRO, 1955).

La gêne éprouvée à séparer les effets et les causes dans l'enchaînement des phénomènes dus à la compression, à l'émergence et à la dégradation climatique, laisse entendre que les séquences décrites sont de nature «tectono-climatique». Aussi, le scénario proposé pêche-t-il certainement par simplification excessive. Mais ce défaut demeure tant que des précisions ne pourront être apportées sur quelques points

cruciaux; notamment ceux qui ont trait à une chronologie plus fine des creusements, des remblaiements et des cycles eustatiques.

e) *L'évolution post-villafranchienne*  
(Pléistocène supérieur-Holocène)

Les conditions du travail, et la modicité de l'information recueillie, imposent de garder une certaine réserve dans l'analyse de la phase finale qui dut être plus fertile en événements que le schéma ici proposé pourrait le laisser croire. Au mieux peut-on souligner les tendances morphogénétiques dominantes. L'un des facteurs-maîtres paraît avoir été la persistance des déformations intraplaques. A terre, les rañas villafranchiennes elles-mêmes peuvent être basculées, faillées, voire rebroussées jusqu'à la verticale comme sur le bord nord-ouest de la Cordilheira central (A. RIBEIRO *et al.*, 1980). En mer, ce n'est pas exagérer outre mesure le rôle des mouvements tectoniques de reconnaître que les unités morphologiques actuelles doivent leur position bathymétrique définitive au jeu des cassures et des gauçissements post-villafranchiens. Les soulèvements tardifs de la bordure littorale (P. BIROT & M. FEIO, 1948; M. FEIO, 1951; P. BIROT & L. SOLÉ SABARÍS, 1954) ont eu pour corollaire l'affaissement de leurs prolongements sous-marins au-delà d'une ligne de flexure située aux abords de la zone littorale. Dans certains cas, la descente fut si prononcée qu'elle isola des cuvettes (comme le Mar da Ericeira) et abaissa par basculement au-dessous des profondeurs ordinaires les platiers d'abrasion du large de l'Estremadura. Quoique difficile à mettre en évidence, la poursuite des déformations jusqu'à nos jours ne

peut être niée, ainsi que l'atteste le maintien de l'activité séismique dans les parties centrales et surtout méridionales (G. ZBYSZEWSKI, 1958; D. HATZFELD, 1976). Il n'est pas trop risqué de supposer que cette mobilité partage avec les variations eustatiques une grande responsabilité dans le profond recul des têtes de canyons, phénomène si caractéristique de ces régions.

En l'état actuel des connaissances, il est impossible de reconstituer les épisodes morphogénétiques introduits par les changements fréquents de l'environnement océanique au Pléistocène. Les recherches sédimentologiques diront l'ampleur et le rôle respectifs des bouleversements climatiques et des oscillations du niveau de l'Atlantique. En s'inspirant des résultats obtenus à terre, on peut, tout au plus, suggérer l'alternance suivante: des périodes «froides» fournissant un surcroît d'apports sédimentaires à la plate-forme exondée; des périodes «tempérées» voire chaudes, peu agressives, contemporaines des transgressions ennoyant très en amont les estuaires, les rias et une partie des plaines maritimes (S. DAVEAU, 1980). L'instabilité des lignes de rivage rend inconcevable la formation d'aplanissements autres que les petites surfaces d'abrasion dégageant le pied de certaines falaises sous-marines. Celles-ci et les plages submergées sont les rares témoins que l'on peut assigner au travail de la remontée holocène. L'achèvement de la transgression flandrienne et l'établissement des conditions actuelles sont illustrés par la construction de formes vivantes caractéristiques, comme des plages sous-marines étendues et des deltas profluviatiles.

Telles sont les grandes lignes de l'évolution proposée à titre d'hypothèse de travail, et de préface aux recherches détaillées futures.

## BIBLIOGRAPHIE

- ABECASIS C. K., MATIAS M. F., REIS de CARVALHO J. J. & VERA CRUZ D., 1962. — Methods of determining sand-and-silt movement along the coast, in estuaries and in maritime rivers. *Lab. Nat. Eng. Civ.*, Techn. pap. 186, Lisboa, 25 p.
- AMBAR, I. & HOWE, M. R., 1979 a. — Observations of the Mediterranean outflow — I. Mixing in the Mediterranean outflow. *Deep-Sea Res.*, 26 A, p. 535-554.
- AMBAR, I. & HOWE, M. R., 1979 b. — Observations of the Mediterranean outflow — II. The deep circulation in the vicinity of Gulf of Cadiz. *Deep-Sea Res.*, 26 A, p. 555-568.
- AMORIM GIRAÑO A. (de), 1949-1951. — *Geografia de Portugal*, Porto, Portucalense Editora, 450 p.
- ANONYME, 1937. — Ação dos temporais do inverno de 1937 nos portos do Continente. *Ann. Serv. Hidraul.*, 5, p. 151-178.
- ANTUNES M. T., 1975 — *Iberosuchus*, crocodile Becosuchien nouveau, l'Eocène ibérique au Nord de la chaîne centrale, et l'origine du Canyon de Nazaré. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 59, p. 285-330.
- ARTHAUD F. & 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, p. 139-171.
- BALDY Ph., 1977. — Géologie du plateau continental portugais au Sud du Cap de Sines. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Paris, 120 p.
- BALDY Ph., BOILLOT G., DUPEUBLE P. A., MALOD J. A., MOITA I. & MOUGENOT D., 1977. — Carte géologique du plateau continental sud-portugais et sud-espagnol (Golfe de Cadix). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 29, 4, p. 703-724.
- BARUSSEAU J. P., 1973. — Evolution du plateau continental, rochelais ( Golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène: les processus actuels de la sédimentation. *Thèse d'Etat*, Bordeaux, 364 p.
- BARUSSEAU J. P., & VANNEY J. R., 1978. — Contribution à l'étude du modelé des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants profonds. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, v. 20, 1, p. 59-94.
- BAULIG H., 1928. — *Le Plateau central de la France et sa bordure méditerranéenne, étude morphologique*. Paris, A. Colin, 592 p.
- BEAUDET G., 1969. — Le Plateau central marocain et ses bordures. Etude morphologique. *Inframar*, Rabat, 480 p.
- BEAUDET G., 1972. — Le Plateau central marocain (résumé de thèse). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, v. 14, 2, p. 107-132.
- BERTHOIS L., BRENOT R. et AILLOUD P., 1965. — Essai d'interprétation morphologique et géologique de la pente continentale à l'Ouest de la péninsule ibérique. *Rev. Trav. Inst. Sci. Pêches marit.*, v. 29, 3, p. 343-350.
- BERTHOU P. Y., 1973. — Le Cénomani de l'Estremadura portugaise. *Mem. Serv. geol. Portugal*, 23, 169 p.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. & LE PICHON X., 1977. — From the Tethys area to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the western alpine system. *Int. Symp. Struct. Hist. Mediterr. Bass.*, Split, éd. Technip, Paris, p. 143-164.
- BIROT P., 1937. — Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidentale. *Ann. Géogr.*, 46, p. 25-42.
- BIROT P., 1949. — Les surfaces d'érosion du Portugal central et septentrional. In: *Rapp. Comm. Cart. Surfaces d'aplanissement*, Un. Géogr. Intern., Louvain, p. 9-116.
- BIROT P., 1950. — *Le Portugal. Etude de géographie régionale*. Paris, A. Colin, Coll. U2, 222 p.
- BIROT P. & FEIO M., 1948. — Notes sur la morphologie du Portugal méridional. *Mélanges offerts à D. Faucher*, Toulouse, 1, p. 103-127.
- BIROT P. & SOLÉ SABARÍS L., 1954. — Recherches géomorphologiques dans le Nord-Ouest de la péninsule ibérique Paris, *Mém. Doc.*, C.N.R.S., Centre Doc. Cart. Géogr., 4, p. 12-61.
- BOILLOT G., AUXIETRE J. L., DUNAND J. P., DUPEUBLE P. A. & MAUFRET A., 1979. — North-West Iberian margin: a cretaceous stable margin deformed during Eocene. *Maurice Ewing Ser.*, 3, Am. Geophys. Un., p. 138-153.
- BOILLOT G. & CAPDEVILA R., 1977. — The Pyrenées: subduction and collision? *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 35, p. 151-160.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P. A., HENNEQUIN-MARCHAND I., LAMBOY M. & LEPRETRE J. P., 1973. — Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le Canyon de Capbreton et le Canyon d'Aviles. *Bull. Soc. géol. France*, t. 15, 3-4, p. 367-391.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P. A., HENNEQUIN-MARCHAND I., LAMBOY M., LEPRETRE J. P. & MUSELLE P., 1974. — 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.*, v. 16, 1, p. 75-86.
- BOILLOT G., DUPEUBLE P. A. & MUSELLE P., 1975. — Carte géologique du plateau continental nord-portugais. *Bull. Soc. géol. France*, t. 17, 4, p. 422-480.
- BOILLOT G., MOUGENOT D. et collaborateurs, 1978. — «Carta geológica da Plataforma Continental» do Portugal au 1/1 000 000 accompagnée de sa notice explicative. *Serv. geol. Portugal et Inst. Hidro.*, Lisboa.
- BOILLOT G. & MUSELLE P., 1972. — Géologie du plateau continental portugais au Nord du Cap Carvoeiro. Structure au Nord et au Sud du Canyon de Nazaré. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 274, p. 2852-2854.

- BONNIN J., 1978. — Evolution géodynamique de la ligne Açores-Gibraltar. *Thèse d'Etat*, Paris, 144 p.
- BONNIN J., OLIVET J. L. & AUZENDE J. M., 1975. — Structure en nappe à l'Ouest de Gibraltar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280, p. 559-562.
- BOURCART J., 1935. — Le Quaternaire marin dans le Golfe de Cadix. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 201, p. 1493-1495.
- BOURCART J., 1936a. — Le Quaternaire marin sur le littoral du Cap Saint-Vincent à l'estuaire du Sado. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 202, p. 856-858.
- BOURCART J., 1936b. — Remarques sur les dépôts quaternaires du littoral portugais entre le Cap d'Espichel et la presqu'île de Peniche. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 202, p. 1079-1081.
- BOURCART J., 1936c. — Sur l'évolution du littoral de la péninsule ibérique de la presqu'île de Peniche (Portugal) au Cap Finisterre (Galice espagnole). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 202, p. 1448-1450.
- BOURCART J., 1938. — La marge continentale: essai sur les régressions et transgressions marines. *Bull. Soc. géol. France*, v. 8, 5-6, p. 393-474.
- BOUSQUET J. C., ECHALLIER J. C. & MONTENAT C., 1978. — Ruptures dans des constructions situées sur des failles actives du Sud de la péninsule ibérique. *6<sup>e</sup> Ré. Ann. Sc. Ter.*, Orsay, p. 64.
- BREUIL H., RIBEIRO O. & ZWYSZEWY S., 1943. — Les plages quaternaires et les industries préhistoriques du littoral de l'Alentejo entre Sines et Vila Nova de Milfontes. *IV<sup>e</sup> Congr. Assoc. Port. Progr. Ciênc.*, Porto 1942, 7, p. 48-65.
- BUCHER W. H., 1940. — Submarine Valleys and related geologic problems of the North Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, t. 51, 4, p. 489-512.
- CALDERÓN ARANA S., 1910. — Datos sobre el terremoto sentido en Galicia y Norte de Portugal, el día 24 de Noviembre de 1910. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 10, p. 43.
- CARTA LITOLÓGICA SUBMARINA DA COSTA DE PORTUGALS I, 1913; 2, 1914; 3, 1941; 4, 1920; 5, 1928; 6, 1927; 7, 1924, 8, 1940. *Missão hidrográfica da Costa de Portugal*, Ministério da Marinha, Lisboa.
- CHASSEFIERE B., PIERROT S. & REBUFATTI A., 1970. — Etude morphologique et structurale du plateau continental languedocien en sondage sismique continu. *Rev. Inst. Français du Pétrole*, v. 25, 6, p. 731-740.
- CHOFFAT P., 1884. — Nouvelles données sur les vallées tephoniques et les éruptions d'ophite et de téschénite en Portugal. *Com. Serv. géol. Portugal*, t. 1, p. 113-122.
- CHOFFAT P., 1904. — Les tremblements de terre de 1903 en Portugal. *Com. Serv. géol. Portugal*, t. 5, p. 279-306.
- CHOFFAT P., 1907. — Notice sur la carte hypsométrique du Portugal. *Com. Serv. géol. Portugal*, t. 7, p. 1-71.
- CHOFFAT P., 1908. — Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida. *Mem. Serv. géol. Portugal*, 84 p.
- CHOFFAT P., 1910. — Le séisme du 23 avril 1909 dans le Ribatejo (Portugal) et ses relations avec la nature géologique du sol. *Rev. Ob. Públ. Min.*, Lisboa, 41, p. 823-840.
- CHOFFAT P. & DOLLFUS G. F., 1904. — Quelques cordons littoraux marins du Pléistocène du Portugal. *Bull. Soc. géol. France*, t. 4, 3, p. 738-752.
- CONGRES GEOLOGIQUE INTERNATIONAL, 1980. — *Portugal. Introduction à la géologie générale*. Livret-guide G 14, Paris, 142 p.
- CORREIA PEREIRA J., 1937. — O temporal de Janeiro de 1937 na costa de Portugal. *A Terra*, 31, p. 18-27.
- COUDE-GAUSSIN G., 1979. — Les Serras da Peneda et do Gerês (Minho, Portugal). Formes et formations d'origine froide en milieu granitique. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Paris, 2 volumes.
- DAVEAU J. & CHOFFAT P., 1884. — Excursions aux îles Berlingas et Farilhões. *Bol. Soc. géol. Portugal*, t. 4, 9, p. 409-452.
- DAVEAU S., 1976. — L'évolution géomorphologique quaternaire au Portugal. Centro de Estudos geográficos, *Linha de acção de Geografia física*, Relatório 6, p. 1-30. *Recherches françaises sur le Quaternaire* (INQUA, 1977), *Bull. A.F.E.O.*, 1977, 50, p. 11-21.
- DAVEAU S., 1978. — Os temporais de fevereiro/março de 1978. *Finisterra*, t. 13, 26, p. 236-260.
- DAVEAU S., 1980. — O espaço e o tempo: evolução do ambiente geográfico de Portugal, ao longo dos tempos pré-históricos. *Clio*, Lisboa, sous presse.
- DAVIS T. A. & LAUGHTON A. S., 1972. — Sedimentary Processes in the North Atlantic. *Init. Reports D.S.D.P.*, v. 12, p. 905-934.
- DRAIN M., LHENAFF R. & VANNEY J. R., 1971. — *Le Bas Guadaluquivir. Introduction géographiques le milieu quadaque*. Paris, Ed. E. de Boccard, Publications de la Casa de Velázquez (Sér. «Recherches en Sciences sociales», 1), 125 p.
- DRESCH J., 1941. — *Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous*. Paris, A. Colin, 19, 716 p.
- DUPEUBLE P. A., BOLLLOT G., LAMBOY M., MALOD J. A., MAUFRET A. & MOUGENOT D., 1977. — Le passage Jurassique-Crétacé sur la marge continentale atlantique de la péninsule ibérique, 5<sup>e</sup> Ré. Ann. Sc. Ter., Rennes, p. 210.
- DUPEUBLE P. A., REHAULT J. P., AUXETIERE J. L., DUNAND J. P. & PASTOURET L., 1976. — Résultat de dragages et essai de stratigraphie des bancs de Galice et des montagnes de Porto et de Vigo (Marge occidentale ibérique). *Marine Geology*, 22, p. 37-49.
- DUPLAIX S., NESTEROFF W. D. & HEZEEN B. C., 1965. — Minéralogie comparée des sédiments du Tage (Portugal) et de quelques sables profonds de la plaine abyssale correspondante. *Deep-Sea Research*, 12, p. 211-217.
- DURAND DELGA M., 1980. — La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. *Livre jubilaire Soc. géol. France*, mém. h. sér., 10, p. 203-224.
- FALCÃO MACHADO F., 1933. — Um circo de afundimento na costa portuguesa. *A Terra, Revista da sismologia e geofísica* (Coimbra), 9, p. 17-21.
- FALCÃO MACHADO F., 1934. — As fossas da plataforma continental portuguesa. *A Terra, Revista da sismologia e geofísica* (Coimbra), 13, p. 18-25.
- FEIO M., 1949a. — Notas morfológicas. — IV. O litoral ao Norte do Cabo de São Vicente. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, v. 8, 1-2, p. 79-100.
- FEIO M., 1949b. — Le Bas Alentejo et l'Algarve. Livret-guide de l'excursion E. *Congr. Intern. Géographie*, Lisboa, 207 p.
- FEIO M., 1951. — A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Com. Serv. Geol. Portugal*, v. 32, 2, p. 303-482.
- FERNANDES MARTINS A., 1947. — A configuração do litoral português no último quarto do século 14. *Biblos*, Coimbra, 22, 35 p.
- FERNANDES MARTINS A., 1949. — Le centre littoral et le massif calcaire d'Estremadura. Livret-guide de l'excursion B. *Congr. Intern. Géographie*, Lisboa, 98 p.
- FERREIRA A. DE BRUM, 1978. — *Planaltos e Montanhas do Norte da Beira. Estudo de geomorfologia*. Centro de Estudos Geográficos, 4, 375 p.
- FERREIRA A. DE BRUM, 1980. — Surfaces d'aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, v. 22, 1, p. 51-62.
- FEUILLEE P. & RAT P., 1971. — Structures et paléogéographies pyrénéocantabriques. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, ed. Technip, Paris, t. 2, p. 1-48.

- FRANCIS-BOEUF C., 1938. — Le problème du plateau continental et des vallées sous-marines. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, v. 11, 3, p. 254-284.
- FREIRE DE ANDRADE C., 1935. — A tectónica do estuário do Tejo e dos Vales submarinos ao largo da Costa da Caparica e sua relação com as nascentes termo-medicinas de Lisboa (considerações preliminares). *Com. Serv. geol.*, v. 19, p. 25-40.
- FREIRE DE ANDRADE C., 1934. — Os vales submarinos portugueses. *A Terra Revista da sismologia e geofísica* (Coimbra), 15, p. 13-18.
- FREIRE DE ANDRADE C., 1937. — Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura. *Mem. Serv. geol. Portugal*, 1, 249 p.
- FREIRE DE ANDRADE C., 1942. — Die submarinen Täler Portugals in Verbindung mit der Tektonik der Berlengas — Insel und der Estremadura — Küste. *Geol. der Meere-u. Binnengewässer*, 5, p. 232-253.
- GALOPIIM DE CARVALHO A. M., 1968. — Contribuição para o conhecimento geológico da Bacia terciária do Tejo. *Mem. Serv. geol. Portugal*, 15, 217 p.
- GIERLOFF-EMDEN H. G., SCHROEDER-LANZ H. & WIENEKE F., 1969. — Bericht über die Küstenmorphologischen Arbeiten in Schelfgebiet von Südpotugal und Nordwestmarokko in Zusammenhang mit der Atlantischen Kuppenfahrt 1967 der «Meteor». Wiesbaden, *Tag. Ber. u. Wiss. Abh.*, p. 477-491.
- GIERLOFF-EMDEN H. G., SCHROEDER-LANZ H. & WIENEKE F., 1970. — Beiträge zur Morphologie des Schelfes und der Küste bei Kap Sines (Portugal). In: «Meteor» *Forschungsergebnisse*, Berlin-Stuttgart, Gebr. Borntraeger, 3, p. 65-84.
- GIESEL W. & SEIBOLD E., 1968. — Sedimentechographie vom Ibero-Marokkanischen Kontinentalrand. In: «Meteor» *Forschungsergebnisse*, Berlin-Stuttgart, Gebr. Borntraeger, 1, p. 53-75.
- GODARD M. C., 1967. — Quelques problèmes de morphologie littorale posés par les côtes de l'Algarve (Portugal du Sud). *Bull. Assoc. géogr. française*, Paris, 352-353, p. 22-36.
- GORMICHO BOAVIDA J., 1948. — Roteiro de Pesca de Arrastado da Costa continental portuguesa. *Edição de Rev. Bol. da Pesca*, Lisboa, 199 p.
- GORSLINE D. S., 1970. — Submarine Canyons. *Marine Geology*, Sp. issue, 8, 3-4, p. 181-291.
- GOT M., 1973. — Etude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan. *Thèse d'Etat*, Montpellier, 294 p.
- GRACIANSKY P. C., MULLER C., REHAULT J. P. & SIGAL J., 1978. — Reconstitution de l'évolution des milieux de sédimentation sur la marge continentale ibérique au Crétacé: le flanc sud du haut-fond de Vigo et le forage D.S.D.P. - I.P.O.D. 398 D. Problèmes concernant la surface de compensation des carbonates. *Bull. Soc. géol. France*, t. 20, 4, p. 389-399.
- GRUPE SCIENTIFIQUE DU CENTRE OcéANOLOGIQUE DE BRETAGNE, 1971. — Campagne Noratlantique (3 août-2 novembre 1969). *Résultats des campagnes à la mer*, I, C.N.E.X.O., Paris, 385 p.
- GUILLEN J., 1956. — En el segundo centenario del maremoto de Cádiz (1755). *Bol. Real Acad. Hist.*, 139, p. 107-158.
- HAGUENAUER B., 1975. — Contribution de l'analyse séquentielle à la connaissance des formations néogènes du bassin du Tage au Portugal. *Thèse d'Etat*, Nancy, 289 p.
- HATZFELD D., 1976. — Etude de la sismicité dans la région de l'arc de Gibraltar. *Ann. Géophys.*, t. 32, 1, p. 71-85.
- HAYS J. D. & PITMAN W. C., III, 1975. — Lithospheric plate motion, sea-level changes and climatic and ecological consequences. *Nature*, v. 246, p. 18-22.
- HEEZEN B. C., HOLLISTER C. D. & RUDDIMAN W. F. T., 1966. — Shaping the continental Rise by deep geostrophic contour currents. *Science*, v. 152, 372, p. 502-508.
- HEEZEN B. C. & JOHNSON G. L., 1969. — Mediterranean undercurrent and microphysiography west of Gibraltar. *Bull. Inst. Océanogr. Monaco*, 67, 1382, p. 1-95.
- HULL E., 1899. — On the sub-oceanic physical features of the coast of western Europe, including France, Spain and Portugal. *Geogr. Jahrbuch*, 1, 13, p. 25-294.
- HULL E., 1912. — *Monograph on the Sub-Oceanic Physiography of the North Atlantic Ocean*, Spencer, Londres, Stanford, 41 p., 11 pl.
- JANSA L. F., BUJAK J. P. & WILLIAMS G. L., 1980. — Upper Triassic salt deposits of the western North-Atlantic. *Canadian J. Earth Sci.*, v. 17, 5, p. 547-559.
- JESSEN O., 1945. — Die Randschwellender Kontinente. *Peterm. Geogr. Mitteil.*, *Ergänzungsh.* 241, 205 p.
- JOHNSON D. W., 1959. — Origin of Sub-marine Canyons. *J. Geomorphol.*, 2, 2, p. 154-158.
- JOHNSON G. L. & SCHNEIDER E. D., 1969. — Depositional ridges in the North Atlantic. *Earth and Planetary Sci. Lett.*, v. 6, 3, p. 416-422.
- KENYON N. H. & BELDERSON R. H., 1973. — Bedforms of the Mediterranean undercurrent observed with side-scan sonar. *Sediment. Geol.*, 9, 2, p. 77-100.
- KUENEN PH. H., 1952. — Classification and origin of submarine canyons. *Kon. Nederl. Akad. Wetensch.*, 55, 5, p. 464-473.
- KUENEN PH. H., 1953. — Origin and classification of submarine canyons. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 64, 12, p. 1295-1314.
- LACOMBE H., 1956. — Quelques éléments de l'extension des eaux méditerranéennes dans l'Océan Atlantique. *Bull. C.O.E.C., Paris*, v. 8, 3, p. 210-224.
- LACOMBE H., 1970. — Physical oceanography of the eastern boundary current of the Atlantic Ocean. In: *The geology of the East Atlantic continental margin*, F. M. Delany (edit.), ICSU/SCOR Working Party 31 Symposium, 1, *Inst. Geol. Sci.*, 70, 13, p. 47-65.
- LAJAT D., BIJU-DUVAL B., GONNARD R., LETOUZEY J. & WINOCK E., 1975. — Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc bético-rifain. *Bull. Soc. géol. France*, t. 17, 4, p. 481-485.
- LAMBOY M., 1976. — Géologie marine et sous-marine du plateau continental au Nord-Ouest de l'Espagne. Genèse des glauconies et des phosphorites. *Thèse d'Etat*, Rouen, 285 p.
- LAMBOY M. & DUPEUBLE P. A., 1975. — Carte géologique du plateau continental nord-ouest espagnol entre le Canyon d'Aviles et la frontière portugaise. *Bull. Soc. géol. France*, t. 17, 4, p. 442-461.
- LANCELOT Y., 1976. — Evolution géodynamique et histoire sédimentaire de deux grands bassins océaniques (Atlantique nord-ouest et Pacifique). *Thèse d'Etat*, Paris, 273 p.
- LAUGHTON A. S., ROBERTS D. G. & GRAVES R., 1975. — Bathymetry of the northeast Atlantic: Mid-Atlantic Ridge to southwest Europe. *Deep-Sea Research*, v. 22, p. 791-810.
- LAUTENSACH H., 1926. — Morphologischer Skizze der Küsten Portugals. Ein ländekundlicher Ausschnitt. In: *Sonderband zum Hundertjahrfeier der Gesellschaft, A. Haushofer* (edit.), *Zschr. Gesell. Erdkunde*, Berlin, p. 296-346.
- LAUTENSACH H., 1932. — Portugal I. Das Land als Ganzes. *Peterm. Geogr. Mitteil.*, *Ergänzungsh.* 213, 187 p.
- LAUTENSACH H., 1941. — Inter-glaziale Terrassenbildung in Nordportugal und ihre Beziehungen zu den allgemeinen Problemen des Eiszeitalters. *Peterm. Geogr. Mitteil.*, 87, p. 297-311.

- LE LANN A., 1979. — Une étude géologique par submersible: le banc de Gorrige (Atlantique du Nord-Est). *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Brest, 172 p.
- LHENAFF R., 1977. — Recherches géomorphologiques sur les Cordillères bétiques centro-occidentales (Espagne). *Thèse d'Etat*, Paris, 2 vol., 713 p.
- MACHADO e COSTA A. A., 1915. — *A terra portuguesa. O Solo*. Lisboa, 143 p.
- MCMASTER R. L. & ASIRAF A., 1975. — Drawned and buried valleys on the southern New England continental Shelf. *Marine Geology*, 15, 4, p. 249-268.
- MACPIERSON J., 1879. — Breve notícia acerca de la especial estructura de la Península ibérica. *An. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 8, 1, p. 5-26.
- MADELAIN F., 1967. — Etude hydrogéologique au large de la péninsule ibérique. *Cah. Océanogr.*, Paris, 19, 2, p. 125-136.
- MADELAIN F., 1970. — Influence de la topographie du fond sur l'écoulement méditerranéen entre le détroit de Gibraltar et le Cap Saint-Vincent. *Cah. Océanogr.*, Paris, 22, 1, p. 45-61.
- MADELAIN F., 1976. — Circulation des eaux d'origine méditerranéenne au niveau du Cap Saint-Vincent. Hydrologie et courant de densité. *Rapports scientifiques et techniques*, 27, C.N.E.X.O., Paris, 73 p.
- MAGALHÃES MESQUITA E. de, 1895-1898. — Apontamentos acerca da região litoral compreendida entre as lagoas de Mira e Esmeriz (dunas de Aveiro). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 3, p. 23-35.
- MALOD J. A. & MOUGENOT D., 1979. — L'histoire géologique néogène du Golfe de Cadix. *Bull. Soc. géol. France*, t. 21, 5, p. 603-611.
- MARKI R. G., BRYAN G. M. & EWING J. I., 1970. — Structure of the Blake-Bahama Outer Ridge. *J. Geophys. Res.*, v. 75, 24, p. 4539-4555.
- MARQUES DA COSTA A. J., 1910. — *Estações prehistóricas dos arredores de Setúbal*. Lisboa, 148 p.
- MARTINEZ SOLARES J. M., LOPEZ ARROYO A. & MEZCUA J., 1979. — Isocismal map of the 1755 Lisbon earthquake obtained from spanish data. *Tectonophysics*, 53, p. 301-313.
- MAUFRET A., BOILLOT G., AUXIETRE J. L. & DUNAND J. P., 1978. — Evolution structurelle de la marge continentale au Nord-Ouest de la péninsule ibérique. *Bull. Soc. géol. France*, t. 20, 4, p. 375-388.
- MEDEIROS-GOUVÊA A. de & ZBYSEWSKI G., 1937a. — Nouvelles observations sur le Quaternaire du littoral du Portugal méridional entre le Cap Sagres et l'embouchure de la Rivière d'Odessaixe. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 204, p. 1207-1209.
- MEDEIROS-GOUVÊA A. de & ZBYSEWSKI G., 1937b. — Observations sur le littoral portugais entre l'embouchure de la Rivière d'Odessaixe et celle du Rio Mira. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 204, p. 1435-1437.
- MELIERES F., 1974. — Recherches sur la dynamique sédimentaire du Golfe de Cadix (Espagne). *Thèse d'Etat*, Paris, 280 p.
- MENDES F., 1967. — Contribution à l'étude géochronologique, par la méthode au Strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. Lab. Min. Teol. Fac. Cien.*, Lisboa, v. 2, 1, 157 p.
- MINISTÉRIO DAS OBRAS PÚBLICAS, 1965. — Contribuição para o estudo do estuário do Tejo. *Sedimentologia, Lab. Nuc. de Engenharia civil*, Lisboa, 78 p.
- MISSÃO HIDROGRÁFICA DA COSTA DE PORTUGAL, 1915. — Relatórios dos trabalhos executados durante a campanha do aviso «5 de Outubro» em 1913. Do Rio Minho a Espinho. *Ministério da Marinha*, Lisboa.
- MISSÃO HIDROGRÁFICA DA COSTA DE PORTUGAL, 1918. — Relatórios dos trabalhos executados durante a campanha do aviso «5 de Outubro» em 1914. De Leixões ao Cabo Mondego e do Cabo de Sta. Maria a Guadiana. *Ministério da Marinha*, Lisboa.
- MOITA I., 1971. — Sedimentos da plataforma continental e vertente superior ao largo de Sines. *1er Congres Luso-Ispano-Amer. geol. econ.*, sec. 6, Madrid-Lisboa, p. 281-299.
- MONTADERT L., ROBERTS D. G. et al., 1977. — Rifting and subsidence on passive continental margins in the North-East Atlantic. *Nature*, v. 268, 5618, p. 305-309.
- MONTEIRO J. H., 1971. — Geology of the East Atlantic continental margin from Finisterre to Casablanca. In: *The Geology of the East Atlantic Continental Margin Symp.* Cambridge 1970, p. 91-106.
- MONTEIRO J. H. ET MOITA I., 1971. — Morfologia e sedimentos da plataforma continental e vertente continental superior ao largo da península de Setúbal. *1er Congres Luso-Ispano-Amer. geol. econ.*, sec. 6, Madrid-Lisboa, p. 301-330.
- MOUGENOT D., 1976. — Géologie du plateau continental portugais (entre le Cap Carvoeiro et le Cap de Sines). *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Rennes, 140 p.
- MOUGENOT D., MONTEIRO J. H., DUPEUBLE P. A. & MALOD J. A., 1979. — La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra*, 5, 1er Col. Estrat. Paleog. Meso-Ceno. portug., Lisboa, 1978, p. 223-246.
- MOUGENOT D. & VANNEY J. R., 1978. — Cartographie géomorphologique de la plate-forme continentale du Portugal et de ses abords. *Bull. Soc. géol. France*, t. 20, 5, p. 785-789.
- MOUGENOT D. & VANNEY J. R., 1980. — Géomorphologie et profils de réflexion sismique: interprétation des surfaces remarquables d'une plate-forme continentale. *Ann. Inst. Océanogr.*, 56, fasc. suppl., p. 85-100.
- MUELLER S., PRODEHL C., MENDES A. S. & SOUSA MOREIRA V., 1973. — Crustal structure in the southwestern part of the iberian peninsula. *Tectonophysics*, 20, p. 307-318.
- MUSELLEC P., 1974. — Géologie du plateau continental portugais au Nord du Cap Carvoeiro. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle*, Rennes, 170 p.
- NONN H., 1966. — Les régions côtières de la Galice (Espagne): étude géomorphologique. *Publ. Fac. Lettres, Fondation Baulig, Strasbourg*, 3, 591 p.
- NONN H., 1969. — Evolution géomorphologique et types de reliefs en Galice occidentale et septentrionale. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 11, 1, p. 31-50.
- OLIVET J. L., 1978. — Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central. *Thèse d'Etat*, Paris, 230 p.
- PACHECO J. T., 1962. — Investigações geológicas submarinas no litoral de Sines. *Naturalia*, Coimbra, 8, 3-4, p. 65-71.
- PALAIN C., 1976. — Une série détritico terrigène, les «grès de Silves»: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. geol. Portugal*, 25, 377 p.
- PARGA J. R., 1969. — Spätvariszische Bruchsysteme im Hesperischen Massiv. *Geol. Rundschau*, 59, 1, p. 323-336.
- PEDRO GOMES J., 1915-1916. — A composição petrográfica das amostras colhidas no levantamento da carta hidrográfica de Portugal. *Com. Serv. geol. Portugal*, 11, p. 134-138.
- PERCONIG E., 1962. — Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du Bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). In: *Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot*, Soc. géol. France, mém. h.-s., 1, p. 229-256.
- PEREIRA DE SOUSA F. L., 1911. — Le raz de marée du grand tremblement de terre de 1755 en Portugal. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 152, p. 1129-1131.

- PEREIRA DE SOUSA F. L., 1914. — Sur les effets, en Portugal, du mégaséisme du 1er novembre 1755. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 15, p. 2033-2035.
- PEREIRA DE SOUSA F. L., 1918. — Sur les mouvements épirogéniques pendant le Quaternaire en Algarve (Portugal). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 166, p. 688-691.
- PEREIRA DE SOUSA F. L., 1931. — Reconhecimento tectónico de Portugal pelo grande terremoto de 1755. *A Terra*, 1, p. 27-30.
- PERES J. M., 1958. — Remarques générales sur un ensemble de plongées effectuées par le bathyscaphe F.N.R.S. III. *Ann. Inst. Océanogr.*, 35 (campagnes scientifiques du F.N.R.S. III), p. 259-285.
- PERES J. M., PICARD J. & RUIVO M., 1957. — Résultats de la campagne de recherches du bathyscaphe F.N.R.S. III organisée par le Centre National de la Recherche Scientifique sur les côtes du Portugal. *Bull. Inst. Océanogr.*, 1092, p. 1-31.
- PINOT J. P., 1972. — Canyons sous marins. In: *Encyclopaedia Universalis*, Paris, t. 3, p. 891-894.
- PITMAN W. C. III, 1978. — Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 89, p. 1389-1405.
- PRIEM H. N. A., BOELRIDIH N. A. I. M., VERSCHURE R. H. & HEBEDA E. H., 1965. — Isotopic ages of two Granites on the Iberian Continental Margin: the Traba Granite (Spain) and the Berlenga Granite (Portugal). *Geol. Mijnb.*, 44, p. 355-354.
- RAMALHO A., 1952. — Breve notícia sobre a configuração do relevo submarino perto da costa de Portugal. *A Terra, Revista da sismologia e geofísica*, Coimbra, 2, 1, p. 27-33.
- RAU V. & ZBYSEWSKI G., 1949. — Estremadura et Ribatejo. *Livret-guide de l'excursion D. Congr. Intern. Géograph.*, Lisboa, 146 p.
- REIS DE CARVALHO J. J. & BARCELO J. P., 1966. — Agitação marítima na costa oeste de Portugal metropolitano. *Lab. Nac. Eng. Civ.*, Lisboa, 290, 34 p.
- RIBEIRO A. et coll., 1980. — Portugal, introduction à la géologie générale. publ. 26<sup>e</sup> Congrès Géol. Int., Paris, et *Géol. Pays europ.*, Dunod, p. 61-172.
- RIBEIRO C., 1872. — Descrição da costa marítima compreendida entre o Cabo de São Vicente e a Foz do Rio Douro. Primeira Secção, entre o Cabo de São Vicente e a Foz do Tejo. *Rev. Obras Públ. e Minas*, 3, 35-36, p. 373-399.
- RIBEIRO C., 1873. — Descrição da costa marítima compreendida entre o Cabo de São Vicente e a Foz do Rio Douro. Segunda Secção, entre as Fozes dos Rios Tejo e Mondego. *Rev. Obras Públ. e Minas*, 4, 38, p. 35-48.
- RIBEIRO C., 1949. — Vues de la côte portugaise entre l'estuaire de la rivière de Maceira et Pedra do Frade à l'Ouest de Cezimbre. *Serv. Geol. Portugal* (ouvrage posth. coordonné et publié par G. Zbyszewski), 12 pl.
- RIBEIRO O., 1935. — A Arrábida. *Esboço geográfico*. *Rev. Fac. Letras*, Lisboa, 3, p. 1-94.
- RIBEIRO O., 1940. — Remarques sur la morphologie de la région de Sintra et de Cascais. *Rev. géogr. Pyr. S. O.*, Toulouse, 11, 3-4, p. 203-218.
- RIBEIRO O., 1945. — Portugal. *O Mediterraneo e o Atlantico. Esboço de relações geográficas*. Lisboa, Liv. Sá da Costa, 189 p.
- RIBEIRO O., 1949. — Le Portugal Central. *Livret-guide de l'excursion C. Congr. Intern. Géogr.*, Lisboa, 180 p.
- RIBEIRO O., 1955. — Portugal. In: *Geografía de España y Portugal*, M. de Terán (edit.), Barcelona, Montaner y Simón, 291 p.
- RIBEIRO O., 1968. — Excursão à Arrábida. *Finisterra*, Lisboa, 3, 6, p. 257-273.
- RIBEIRO O., COTELO NEIVA J. M. & TEIXEIRA, 1943. — Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores do Porto. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 3, 1-2, p. 95-103.
- RIBEIRO O. & FEIO M., 1950. — Les dépôts de type raña au Portugal. *C. R. Cong. Intern. Géogr.*, Lisbonne, 2, p. 152-159.
- ROBERTS D. G. & STRIDE A. H., 1968. — Late Tertiary slumping on the continental slope of Southern Portugal. *Nature*, v. 217, p. 48-50.
- ROTEIRO DA COSTA DE PORTUGAL, 1952. — *Ministério da Marinha*, Lisboa.
- RYAN W. B. F., HSÜ K. J. et al., 1973. — Gorrige Bank-Site 120. *Init. Reports D.S.D.P.*, v. 13, 1, p. 19-41.
- SCHROEDER-LANZ H., WIENEKE F. & SCHMIDT N., 1967. — Die Mündung der Lagune von Melides (Portugal). *Mittell. Geogr. Ges. München*, 52, p. 267-279.
- SCHWENZNER J., 1937. — Zur Morphologie des Zentralpazischen Hochlandes. *Geogr. Abhandlungen*, Stuttgart, 3, 10, 128 p.
- SEIBOLD E. & VOLLRECHT K., 1969. — Die Bodengestalt des persischen Golfs. In: *Meteor. Forschungsergebnisse*, Berlin-Stuttgart, Gebr. Borntraeger, 2, p. 29-56.
- SEIFERT H., 1963. — Beiträge zur Geologie der Serra da Arrábida in Portugal. *Geol. Jahrbuch*, v. 81, p. 227-344.
- SERVICÓ METEOROLÓGICO NACIONAL, 1965. — *O clima de Portugal*, 13, 207 p.
- SHEPARD F. P. & BUFFINGTON E. C., 1968. — La Jolla submarine Fan-Valley. *Marine Geology*, 6, 2, p. 107-143.
- SHEPARD F. P. & DILL R. F., 1966. — *Submarine Canyons and other Sea-Valleys*. Chicago, Rand McNally, 14, 381 p.
- SIBUET J. C., DE CHARPAL O., MONTADERT L. & RYAN W.B.F., 1978. — Mouvements verticaux dans la région des bancs de Galice (Atlantique nord-est) d'après les résultats du Leg 47B. *Bull. Soc. géol. France*, t. 20, 4, p. 365-375.
- SIBUET J. C. & RYAN W.B.F., 1979. — Site 398: evolution of the West Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic ocean. *Init. Reports D.S.D.P.*, v. 47, 2, p. 761-775.
- SMITH W.S.R., 1902. — The submarine valleys of the California Coast. *Science*, 15, 382, p. 670-672.
- SOARES DE CARVALHO G., 1951. — Os depósitos detriticos e a morfologia da região de Aveiro. *Memórias e Notícias*, Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, p. 33-80.
- SOARES DE CARVALHO G., 1953. — Les sédiments pliocènes et la morphologie de la région entre Vouga et Mondego (Portugal). *Memórias e Notícias*, Coimbra, 34, p. 13-28.
- SOARES DE CARVALHO G., 1954. — A Gândara (Portugal) e as Landas de Gasconha (França). *Publ. Mus. e Centro Estud. Geol.*, Coimbra, 37, p. 20-36.
- SOARES DE CARVALHO G., 1964. — Areias da Gândara (Portugal). Uma formação eólica quaternária. *An. Fac. Ciências Porto*, 46, p. 7-32.
- SOLÉ SARABIS L., 1952. — España. Geografía física. In: *Geografía de España y Portugal*, M. de Terán (edit.), Barcelona, Montaner y Simón, 500 p.
- SOUTO A., 1923. — *Origem da Ria de Aveiro*. Aveiro, 167 p.
- STRIDE A. M., CURRAY J. R., MOORE D. G. & BELDERSON H. R., 1969. — Marine geology of the Atlantic continental margin of Europe. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, A, v. 264, 1148, p. 31-75.
- SVERDRUP H. V., JOHNSON M. W. & FLEMING R. H., 1942. — *The Oceans. Their physics, chemistry, and general biology*. Englewood Cliffs, N.Y., Prentice-Hall, 1087 p.
- TEIXEIRA C., 1944. — Tectónica plio-pleistocénica do nordeste peninsular. *Bull. Soc. geol. Portugal*, v. 4, 1-2, p. 19-40.

- TEIXEIRA C., 1948. — Les dépôts modernes du littoral portugais au Nord de Leiria. *Bull. Soc. geo. Portugal*, v. 7, 1-2.
- TEIXEIRA C., 1949. — Plages anciennes et terrasses fluviales du Nord-Ouest de la péninsule ibérique. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Lisboa*, 17.
- TEIXEIRA C. & ZBYSZEWSKI G., 1952. — Contribution à l'étude du littoral pliocène au Portugal. *19<sup>e</sup> Congr. Geol. Int.*, Alger, 13, 13, p. 275-284.
- VANNEY J. R., 1977. — *Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine*. Paris, S.E.D.E.S., Publications de la Sorbonne, 21, 473 p.
- VANNEY J. R., AUXIETRE J. L. & DUNAND J. P., 1979. — Geomorphic provinces and evolution of the Northwestern Iberian continental margin. *Ann. Inst. Océanogr.*, 55, 1, p. 5-20.
- VIALLARD P., 1979. — La chaîne ibérique: zone de cisaillement intracontinentale pendant la tectogenèse alpine. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 289, p. 65-68.
- VIGUIER C., 1974. — Le Néogène de l'Andalousie nord-occidentale (Espagne). *Thèse d'Etat*, Bordeaux, 455 p.
- VIRGILI C. et coll., 1977. — Triasico y Permico de España. *Cuadernos geol. Iberica*, Madrid, 4, 702 p.
- WEGENER A., 1937. — *La genèse des continents et des océans. Théorie des translations continentales*. Paris, Nizet et Bastard, trad. 5<sup>e</sup> édition, 236 p.
- WOOSTER W. S., BAKUN A. & McLAIN D. R., 1976. — The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the North Atlantic. *J. Mar. Res.*, 34, 2, p. 131-141.
- WOOSTER W. S. & REID J. L., 1963. — Eastern Boundary currents. In: *The Sea*, M. N. Hill (edit. princ.), New-York, J. Wiley, 2, p. 253-280.
- WÜST G., 1955. — Stromgeschwindigkeiten im Tiefen-und Bodenwasser des atlantischen Ozeans, auf Grund dynamischer Berechnung des Meteor. Profile der deutschen atlantischen Expedition 1925-1927. *Deep. Sea Research*, v. 3, suppl. 3, p. 373-397.
- ZBYSZEWSKI G., 1959a. — Essai sur l'hydrologie du bassin du Sado (Portugal). *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, v. 12, 3, p. 405-427.
- ZBYSZEWSKI G., 1959b. — Observations sur la structure et la morphologie du Bas Alentejo et de l'Algarve. *Bull. Etud. du Portugal* (Institut français du Portugal), 20 p.
- ZBYSZEWSKI G., 1940. — Contribution à l'étude du littoral quaternaire du Portugal. *Ann. Fac. Ciências Porto*, 25, 1, p. 48-63; 2, p. 95-125.
- ZBYSZEWSKI G., 1943. — Eléments pour servir à l'étude du Pliocène marin au Sud du Tage: la faune des couches supérieures d'Alfeite. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 24, p. 1-55.
- ZBYSZEWSKI G., 1949. — Contribution à la connaissance du Pliocène portugais. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 30, p. 5-24.
- ZBYSZEWSKI G., 1958. — Le Quaternaire du Portugal. *Boll. Soc. Geol. Portugal*, v. 13, 1-2, p. 1-227.
- ZBYSZEWSKI G., 1959. — Etude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 3, 184 p.
- ZBYSZEWSKI G., 1967. — Contribution à l'étude du Miocène de la Serra da Arrábida. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 51, 1, p. 37-148.
- ZBYSZEWSKI G., 1971. — *Carta geológica do Quaternario de Portugal*, na escala de 1/1 000 000. Notícia explicativa. *Serv. Geol. Portugal*, 39 p.
- ZBYSZEWSKI G. & BARRETO DE FARIA J., 1971. — O sal gemma em Portugal metropolitano; suas jazidas, características e aproveitamento. *Est. Not. Trab. Serv. Fom. Min.*, 20, 1-2, p. 5-106.
- ZBYSZEWSKI G. & TEIXEIRA C., 1948. — Le niveau quaternaire marin de 6-8 m du Portugal. *Boll. Soc. Geol. Portugal*, 8, 1-2, p. 1-6.
- ZUZAR DE MENDONÇA A., 1953. — Relatório das sondagens geológicas no leito do rio Tejo, entre o Beato e o Montijo. *Ann. Serviços Hidráulicos*, 1, p. 73-84.

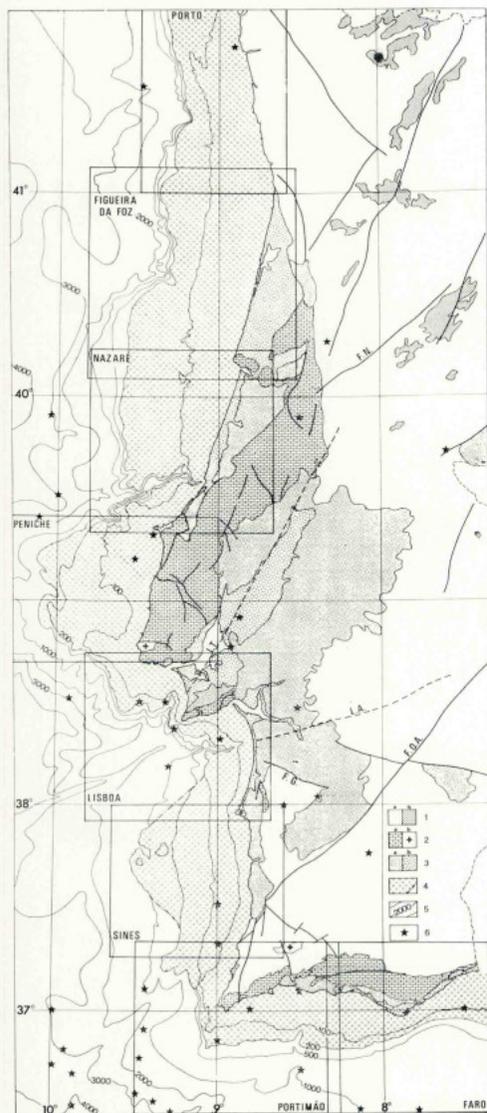


FIG. 1 — LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU PORTUGAL ET LES PROVINCES ADJACENTES: CADRE MORPHOSTRUCTURAL ET COUVERTURE CARTOGRAPHIQUE.

1: (a) socle hercynien, (b) supérieur à 1000 m;  
 2: (a) couverture mésozoïque plissée, (b) batholite crétacé supérieur en relief; 3: (a) couverture néogène, (b) plaines alluviales récentes; 4: plate-forme continentale et son rebord; 5: pente continentale (isobathes en mètres); 6: épicentres approximatifs des séismes récents. *Accidents tectoniques*: F. N.: faille de Nazaré; L. T.: linéament du Tage; L. A.: linéament d'Alandroa; F. O. A.: faille d'Odemira-Avila.

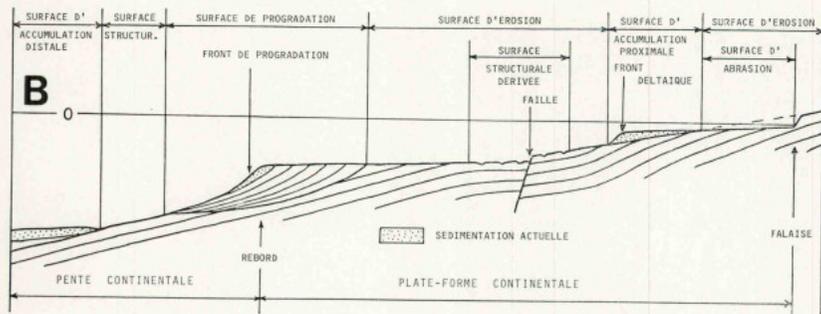
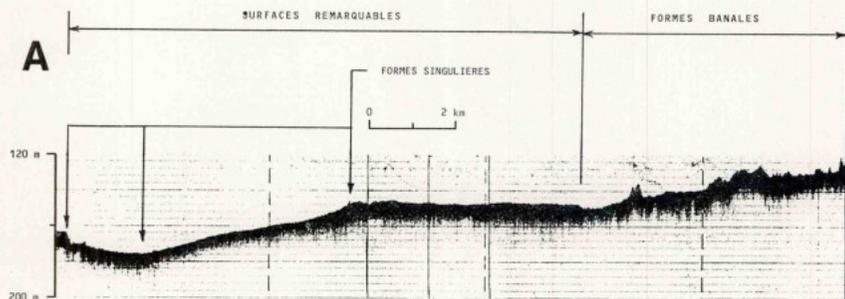


FIG. 2 — LES DIFFERENTES SURFACES REMARQUABLES.

**A. Définition des surfaces remarquables sur un profil bathymétrique.**

Sont définies comme surfaces remarquables les topographies planes qui séparent des ressauts (ou formes singulières) et des reliefs irréguliers (ou formes banales de dissection).

**B. Disposition structurale et géographique d'après des profils sismiques.**

Les surfaces remarquables sont définies d'après les relations géométriques entre leur pente et le pendage des couches sous-jacentes. Les différents types sont expliqués dans le texte.

FIG. 3 — AVERTISSEMENT ET LEGENDES DES CARTES GEOMORPHOLOGIQUES, DES COUPES GEOLOGIQUES ET GEOMORPHOLOGIQUES DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU PORTUGAL.

A. *Avertissement.*

1. Chaque *carte bathymétrique* (découpage donné par la figure 1) est accompagnée de son *interprétation morphologique* à la même échelle, et de coupes descriptives (sismiques, géologiques et géomorphologiques) localisées sur les cartes morphologiques.

2. La topographie est exprimée en mètres. L'équidistance des isobathes, en règle générale est de 10 m jusqu'à 200 m, et de 200 m au-dessous. Souvent, le relief est précisé par des courbes intercalaires équidistantes de 20 m jusqu'à 400 m, et de 50 ou 100 m jusqu'à 1 000 m. L'équidistance des isohypses est de 200 m à partir de 100 m.

3. La géomorphologie est exprimée par des signes conventionnels dont les définitions sont accompagnées de leur traduction en portugais et en anglais.

4. Sur chaque profil sont reportées les échelles horizontales (distances) et verticales (hauteur; temps double en millisecondes pour les profils sismiques).

Les *coupes géologiques* schématiques (numérotées de I à XI) ont été construites d'après les cartes structurales (à terre, échelles du 1/50 000 et 1/500 000; en mer, échelle du 1/150 000). Si la représentation des formations cénozoïques n'a pas posé de problèmes majeurs, celle des couches mésozoïques a fait une plus large part à l'interprétation et à la simplification. En particulier, les discordances n'ont pu être toutes représentées.

Chaque coupe géologique est accompagnée de son *interprétation géomorphologique*. L'exagération verticale est de deux. CO: côte.

Les *profils de réflexion sismique* (numérotés de 1 à 46) sont accompagnés d'un croquis d'interprétation (coupe-temps à une échelle identique). Le niveau de référence est indiqué sur chaque coupe. Pour indication: 0,1 s. égale 75 m dans l'eau, 100 m environ dans les séries néogènes ou récentes ( $v = 2$  km/s), 200 m environ dans les séries plus anciennes ( $v = 4$  km/s); M: multiple.

a. *Legend of the geomorphological maps.*

1: fault line (a: certain; b: presumed); 2: structural plateau (a: original; b: derived); 3: plateau of undetermined origin; 4: scarp in the cover (a: cuesta; b: downip scarp); 5: scarp in the basement; 6: scarp in faulted monocline or overthrust; 7: hard rock ridge in the basement; 8: resistant inselberg in eruptiv rock; 9: residual hill in the basement (a), in the sedimentary cover (b); 10: stripped anticline; 11: piercement dome valley; 12: flat-floored valley in the basement; 13: exhumed paleokarst (littoral); 14: reef (littoral); 15: low coast in the basement; 16: living cliff (a: in the basement; b: in the resistant cover; c: in soft formation); 17: plunging cliff (a: in the basement; b: in the resistant cover); ancient cliff (c); 18: sea cave; 19: shelf break; 20: deltaic (a), prodeltaic (b) surface; 21: deltaic front and offshore bar; 22: progradation surface; 23: accumulation surface (sedimentary apron and carpet); 24: dunes and colian sand; 25: lithified dune isolated in sea; 26: coastal and submarine beach; 27: unsteady sand bank; 28: lido (coastal spit); 29: tombolo; 30: tidal flat (a); tidal marsh and infilled estuary (b); 31: estuary channel; 32: submarine depression; 33: buried valley and canyon head; 34: submarine cone; 35: sedimentary cone; 36: coastal polygenetic apron; 37: retreating coastline; 38: path of the Mediterranean undercurrent; 39: presumed submarine current; 40: coastal drift; 41: ravine; 42: submarine canyon; 43: ridge of contourite; 44: raised beach; 45: break in slope interpreted as sand bar (a), or submerged cliff (b); 46: fluviatile terrace (a); entrenched valley (b); 47: culminating planation surface in the basement (a), and in the sedimentary cover (b); 48: peripheral planation surface in the basement (a), in the cover (b).

b. *Legend of geological and geomorphological cross-sections*

*Terraines*

1: Paleozoic of South Portuguese zone; 2: Pre-mesozoic basement; 3: Basalt of Lisbon; 4: Late crétaceous eruptiv complex; 5: Triassic detritic rocks; 6: Early lias evaporitic rocks; 7: Jurassic; 8: Cretaceous; 9: Undifferentiated mesozoic; 10: Eocene; 11: Lower Eocene; 12: Upper Eocene; 13: Pre-tectonic Neogene; 14: Neogene and Quaternary; 15: Undifferentiated Tertiary; 16: Neogene and Quaternary littoral and continental sediments.

*Surfaces*

*Types.* 1: Accumulation surface; 2: Planation surface; 3: Progradation surface; 4: Structural surface; 5: Usual form; 6: Dissection topography.

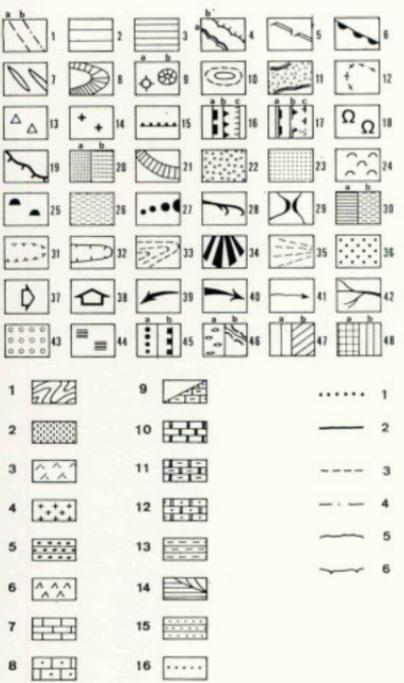
*Ages:*

1. Neogene surface	$\left\{ \begin{array}{l} \text{b Villafranchian} \\ \text{c Ponto-pliocene} \\ \text{d Helvetian} \end{array} \right.$
2. Paleogene and Upper Cretaceous surface	$\left\{ \begin{array}{l} \text{a Oligocene} \\ \text{b Eocene} \\ \text{c Upper Senonian} \end{array} \right.$
3. Mesozoic surface	$\left\{ \begin{array}{l} \text{a Neocomian (s.l.)} \\ \text{b Jurassic} \\ \text{c Post-hercynian} \end{array} \right.$

## B. Légendes.

### a. Légende des cartes géomorphologiques.

1: ligne de faille (a: certaine; b: présumée); 2: plateau structural originel ou dérivé; 3: plateau d'origine indéterminée; 4: escarpement dans la couverture (a: relief à corniche; b: talus); 5: escarpement dans le socle; 6: escarpement de pli-faille ou de chevauchement; 7: crête de roche dure dans le socle; 8: inselberg de résistance (roche éruptive); 9: relief résiduel dans le socle (a) et dans la couverture (b); 10: mont dérivé; 11: vallée typhonique; 12: fond de vallée mûre dans le socle; 13: paléo-karst exhumé (littoral); 14: récif, écueil (littoral); 15: côte basse dans le socle; 16: falaise vive (a: dans le socle; b: dans la couverture résistante; c: dans les formations meubles); 17: falaise plongeante (a: dans le socle; b: dans la couverture résistante); falaise morte (c); 18: grotte sous-marine; 19: rebord de la plate-forme continentale; 20: surface deltaïque (a), prodeltaïque (b); 21: front deltaïque et barre sous-marine; 22: surface de progradation; 23: surface d'accumulation (glacis d'épandage, nappe sédimentaire); 24: dunes et sables éoliens; 25: dune consolidée, isolée en mer; 26: plage littorale ou sous-marine; 27: banc de sable instable; 28: lido (flèche littorale); 29: tombolo; 30: wadden (a); marais maritime et estuaire remblayé (b); 31: goulet d'estuaire; 32: dépression sous-marine; 33: vallée, têtes de canyons remblayés; 34: cône sous-marin; 35: cône d'épandage; 36: glacis littoral polygénique; 37: côte en recul; 38: parcours de la veine d'eau méditerranéenne; 39: courant sous-marin présumé; 40: dérive littorale; 41: ravine; 42: canyon sous-marin; 43: ride de contourite; 44: plage soulevée; 45: rupture de pente interprétée comme un cordon littoral (a) ou une falaise (b) submergées; 46: terrasse fluviatile (a); vallée encaissée (b); 47: surface culminante de la Meseta ibérique taillée dans le socle (a) et dans la couverture (b); 48: surface d'aplanissement périphérique dans le socle (a), dans la couverture (b).



### b. Légende des coupes géologiques et géomorphologiques.

#### Les terrains

1: Paléozoïque de la zone sud-portugaise; 2: socle anté-mésozoïque; 3: basaltes de Lisboa; 4: complexe éruptif d'âge crétacé supérieur; 5: Trias détritique; 6: Infralias évaporitique; 7: Jurassique; 8: Crétacé; 9: Mésozoïque indifférencié; 10: Eocène; 11: Eocène inférieur; 12: Eocène supérieur; 13: Néogène anté-tectonique; 14: Néogène et Quaternaire; 15: Tertiaire indifférencié; 16: formations littorales et continentales néogènes et quaternaires.

#### Les surfaces

— Types. 1: surface d'accumulation; 2: surface d'aplanissement; 3: surface de progradation; 4: surface structurale; 5: forme banale; 6: topographie d'érosion.

#### — Ages.

- |  |   |                      |
|--|---|----------------------|
| 1. surface néogène                       | { | b villafranchienne   |
|  |   | c ponto-pliocène     |
|  |   | d helvétienne        |
| 2. surface paléogène et crétacé terminal | { | a oligocène          |
|  |   | b éocène             |
|  |   | c sénonien supérieur |
| 3. surface mésozoïque                    | { | a néocomienne s. l.  |
|  |   | b jurassique         |
|  |   | c post-hercynienne   |

a. *Legendas dos mapas geomorfológicos.*

1: Linha de falha (a: certa; b: presumida); 2: plataforma estrutural (a: original; b: derivada); 3: plataforma de origem indeterminada; 4: escarpa na cobertura (a: costeira; b: talude); 5: escarpa no soco; 6: escarpa de dobra falha ou de cavalgamento; 7: ladeira de rocha dura no soco; 8: inselberg de resistência (rochas eruptivas); 9: relevo residual no soco (a) e na cobertura (b); 10: monte derivado; 11: vale tifónico; 12: fundo de vale maduro no soco; 13: paleocarso exumado (litoral); 14: arrecife, escolho (litoral); 15: costa baixa no soco; 16: arriba viva (a: no soco; b: na cobertura resistente; c: nas formações móveis); 17: arriba mergulhante (a: no soco; b: na cobertura resistente); arriba morta (c); 18: gruta submarina; 19: rebordo da plataforma continental; 20: plataforma deltaica (a), prodeltaica (b); 21: frente deltaica e barra submarina; 22: superfície de progradação; 23: superfície de acumulação (rampa de acumulação, manto sedimentar); 24: dunas e areias eólicas; 25: duna consolidada, isolada no mar; 26: praia litoral ou submarina; 27: banco de areia instável; 28: flecha litoral (restinga); 29: tombolo; 30: wadden (a); sapais ou salgados e estuário assoreado (b); 31: depressão de estuário; 32: depressão submarina; 33: vale, cabeceira fóssil de canhão; 34: cone; 35: cone de acumulação; 36: acumulação litoral poligénica; 37: litoral em recuo; 38: percurso da água mediterrânea; 39: presumível corrente submarina; 40: deriva litoral; 41: ravina; 42: canhão submarino; 43: crista de contornos; 44: praia levantada; 45: rotura de declive submersa, interpretada como praia (a) ou arriba (b) submersa; 46: terraço fluvial (a); vale encaixado (b); 47: superfície de aplainação fundamental da Meseta talhada no soco (a), na cobertura sedimentar; 48: superfície de aplainação periférica no soco (a), na cobertura sedimentar (b).

b. *Legenda dos cortes geológicos e geomorfológicos*

*Os terrenos*

1: Paleozóico da zona Sul portuguesa; 2: Soco ante-mesozóico; 3: Basalto de Lisboa; 4: Complexo eruptivo de idade cretácico superior; 5: Trias detritico; 6: Infralias evaporítico; 7: Jurássico; 8: Cretácico; 9: Mesozóico indiferenciado; 10: Eocénico inferior 11: Eocénico superior; 12: Neogénico antetectónico; 13: Neogénico e Quaternário; 14: Terciário indiferenciado; 15: Formações litorais e continentais neogénicas e quaternárias.

*As superfícies*

*Tipos.* 1: superfície de acumulação; 2: superfície de aplainação; 3: superfície de progradação; 4: superfície estrutural; 5: Forma banal; 6: Topografia de erosão.

*Idades:*

- |  |   |                      |
|--|---|----------------------|
| 1. Superfície neogénica                        | { | b Vilafranquiano     |
|  |   | c Ponto-pliocénico   |
|  |   | d Helveciano         |
| 2. Superfície paleogénica e cretácico terminal | { | a Oligocénico        |
|  |   | b Eocénico           |
|  |   | c Senoniano superior |
| 3. Superfície mesozóica                        | { | a Neocomiano         |
|  |   | b Jurássico          |
|  |   | c Post-hercínico     |

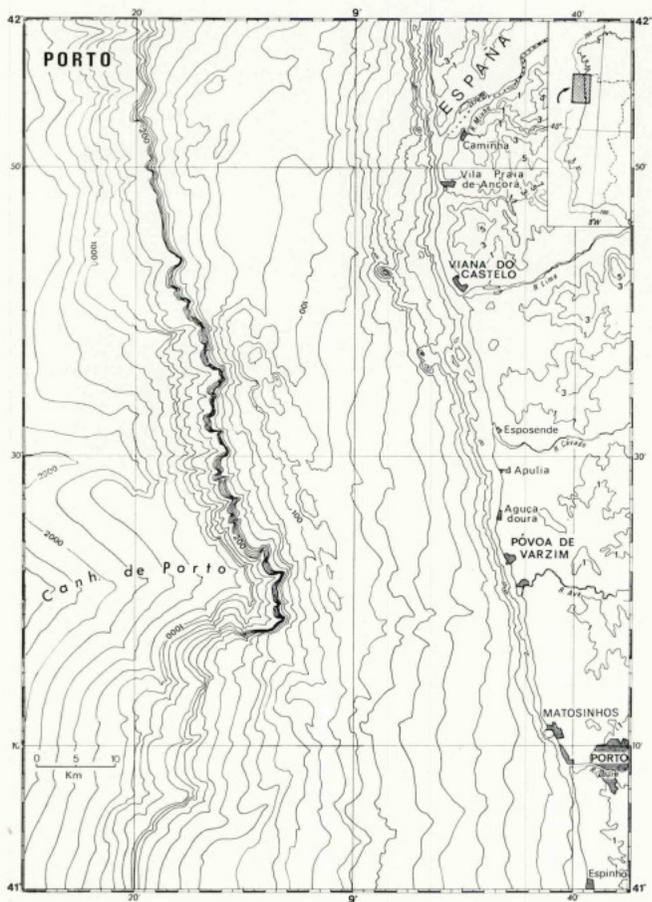


FIG. 4 — CARTE BATHYMETRIQUE: FEUILLE DE PORTO

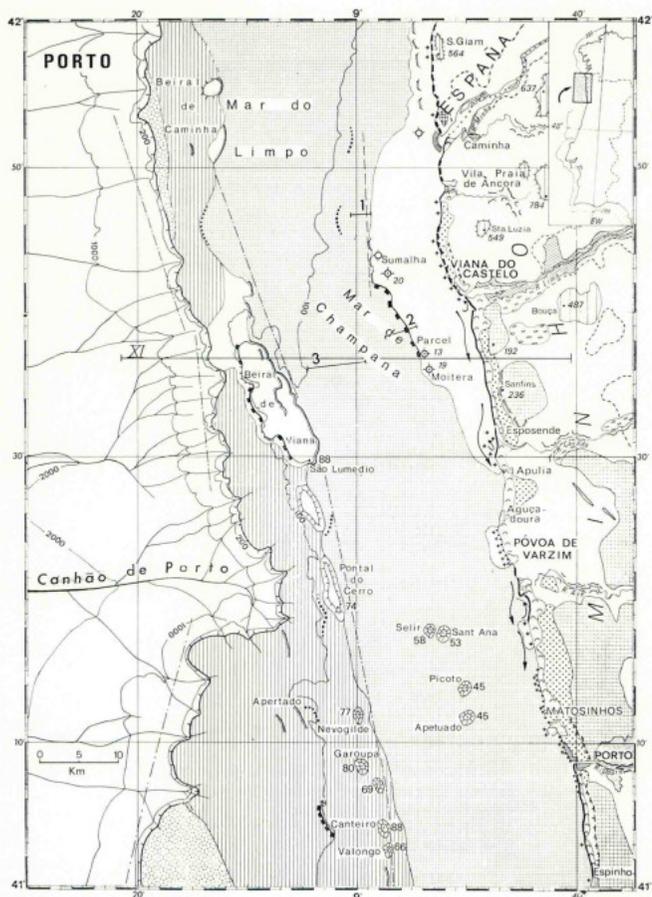


FIG. 5 — CARTE MORPHOLOGIQUE: FEUILLE DE PORTO

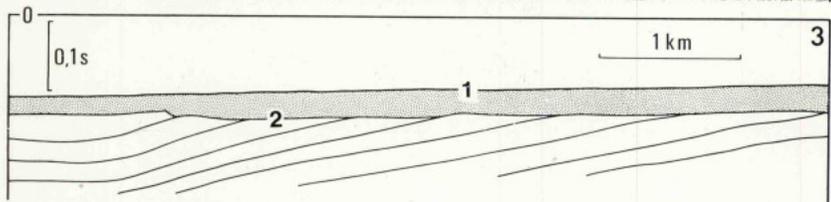
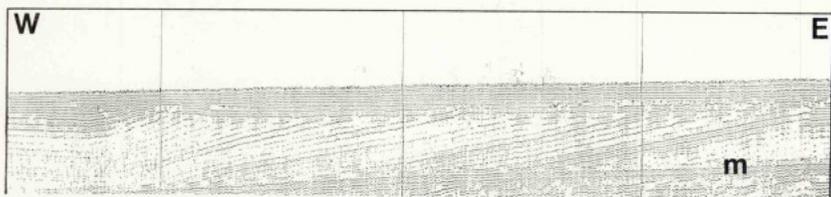
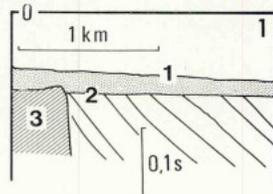
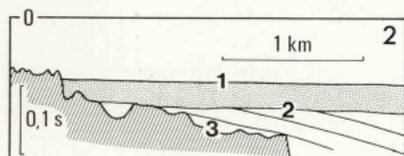
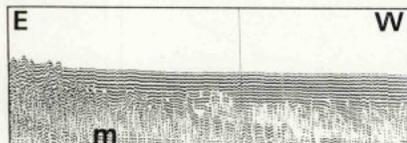
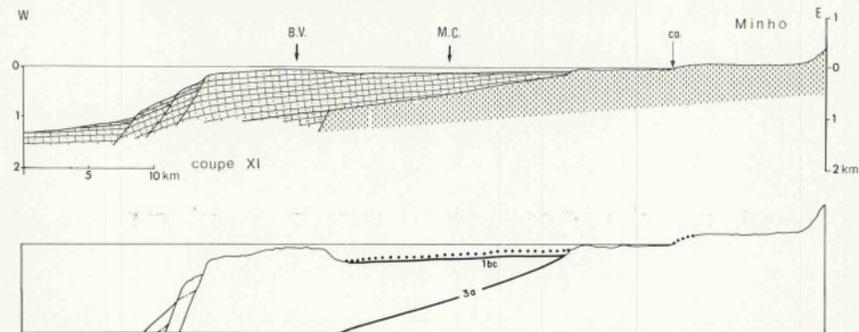


FIG. 6 — COUPES DESCRIPTIVES: FEUILLE DE PORTO

**Coupe géologique et géomorphologique XI:** B. V. Beiral de Viana; M. C. Mar de Champana.

**Coupe sismique 1.** Glacis d'épandage récent: (1) surface d'accumulation au toit du glacis d'épandage; (2) surface d'aplanissement tronquant un monoclinial d'âge crétacé supérieur; (3) socle paléozoïque bordé par une faille et recouvert par le glacis.

**Coupe sismique 2.** Glacis d'épandage récent: (1) surface d'accumulation au toit du glacis d'épandage; (2) surface d'aplanissement tronquant un monoclinial d'âge crétacé supérieur; (3) formes banales dans le socle paléozoïque limité par une faille.

**Coupe sismique 3.** Glacis d'épandage récent: (1) surface d'accumulation au toit du glacis d'épandage; (2) surface d'aplanissement légèrement disséquée en corniches dans un monoclinial de Crétacé supérieur.



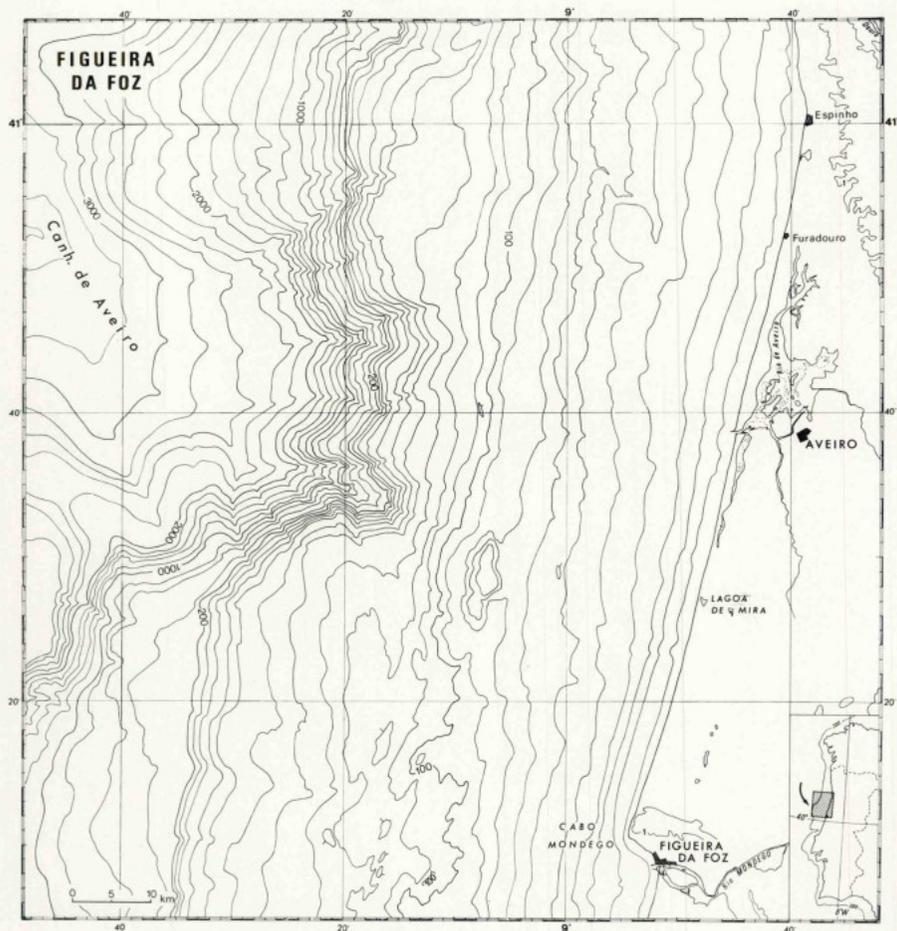


FIG. 8 — CARTE BATHYMETRIQUE: FEUILLE DE FIGUEIRA DA FOZ.



FIG. 9 — CARTE MORPHOLOGIQUE: FEUILLE DE FIGUEIRA DA FOZ.  
S. B. V.: Serra de Boa Viagem.

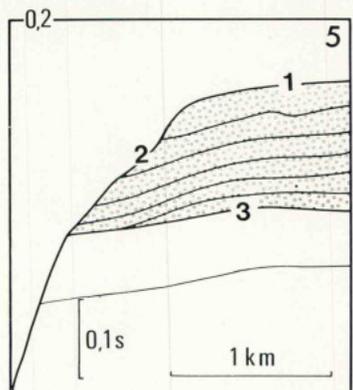
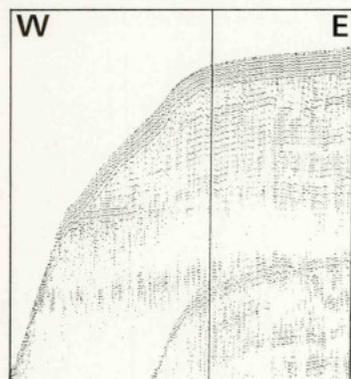
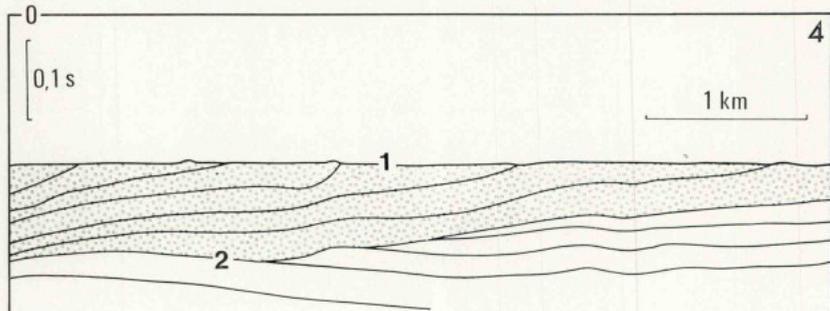
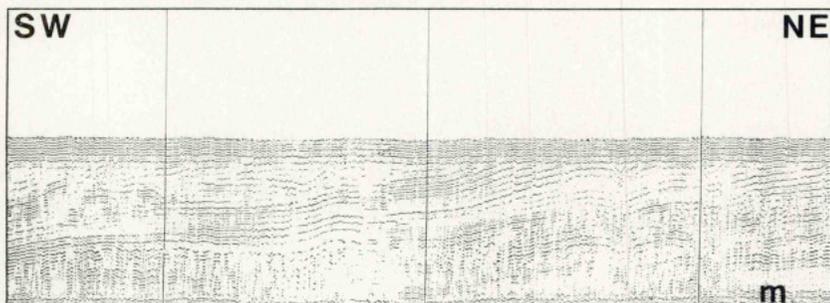


FIG. 10 — COUPES DESCRIPTIVES: FEUILLE DE FIGUEIRA DA FOZ.

**Coupe sismique 4.** Prisme de progradation néogène: (1) surface de progradation correspondant à un non-dépôt; (2) topographie d'érosion à la base des formations progradantes et recoupant des couches de l'Eocène inférieur.

**Coupe sismique 5:** Rebord de la plate-forme continentale: (1) surface de progradation au toit des formations néogènes; (2) rebord de la plate-forme modelé par l'érosion gravitaire; (3) surface structurale au toit des couches éocènes.

**Coupe sismique 6:** Plate-forme continentale aplanie: (1) surface d'aplanissement recoupant les couches de l'Eocène supérieur légèrement déformées.

**Coupe sismique 7:** Relief à corniche: (1) relief résiduel à corniche, dégagé dans une couche plus résistante au sommet du Crétacé supérieur; (2) surface d'aplanissement tronquant les couches du Crétacé supérieur et de l'Eocène déformées sur le flanc d'un anticlinal diapirique.

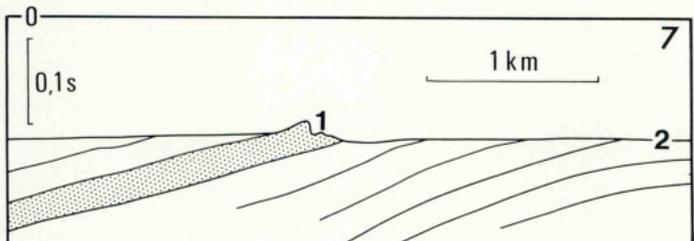
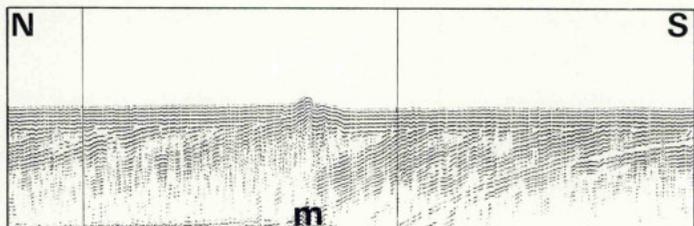
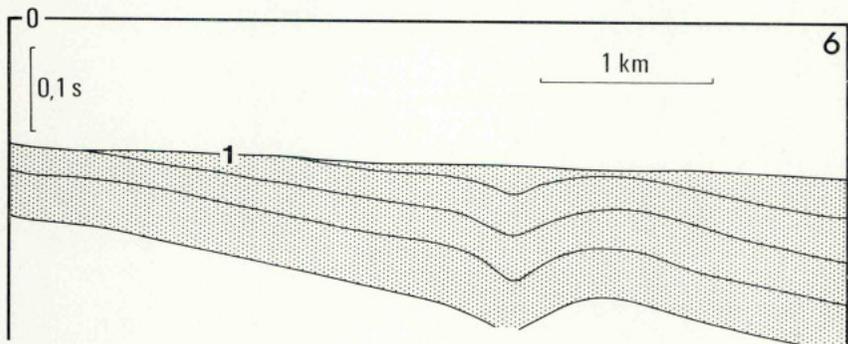
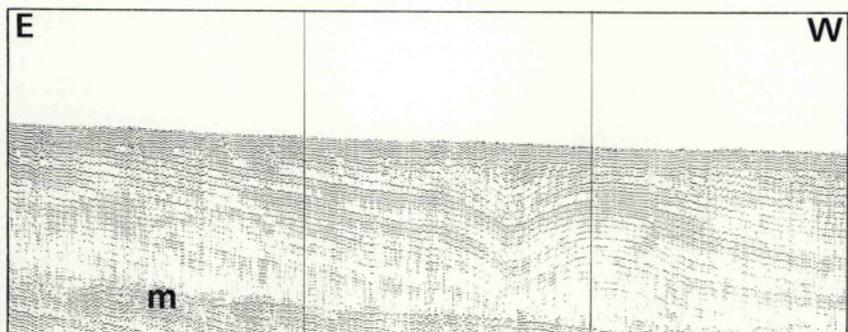


FIG. 10 — (SUITE)



FIG. 11 — CARTE BATHYMETRIQUE: FEUILLE DE NAZARE.



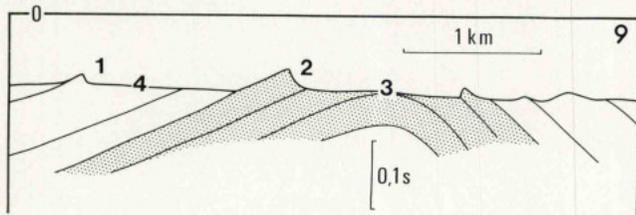
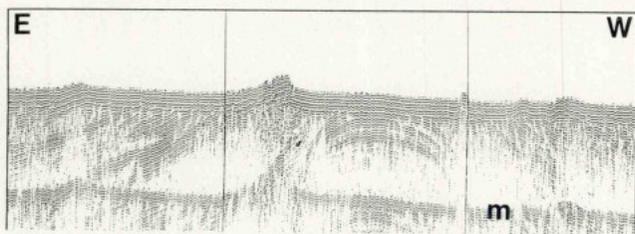
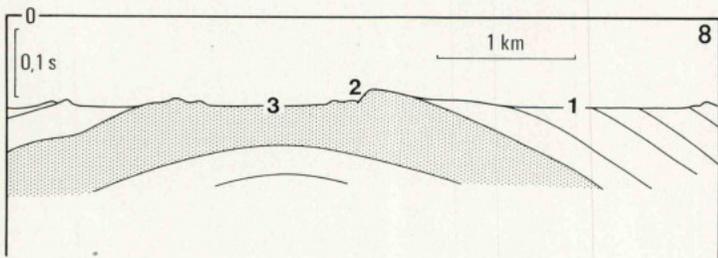
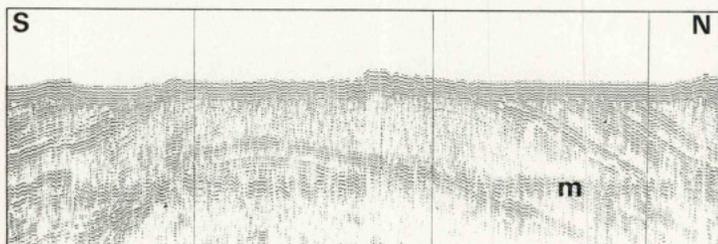
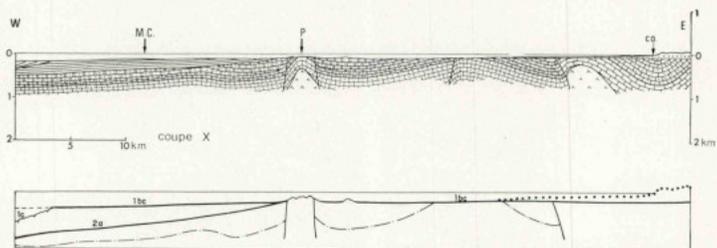


FIG. 13 — LEGENDE A LA FIN DE LA FIGURE

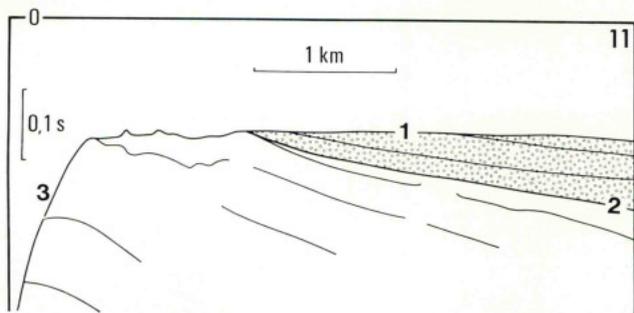
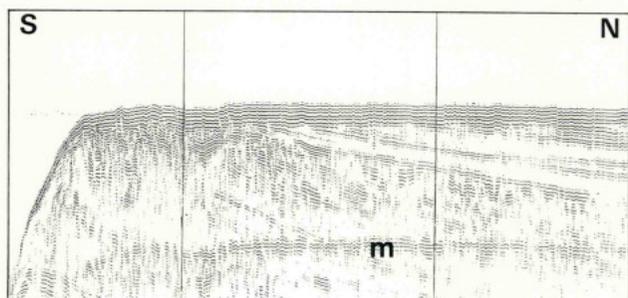
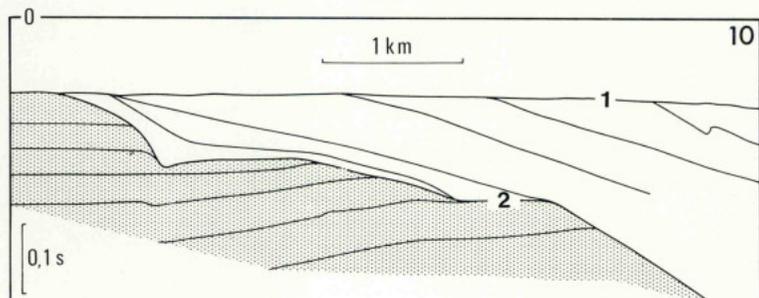
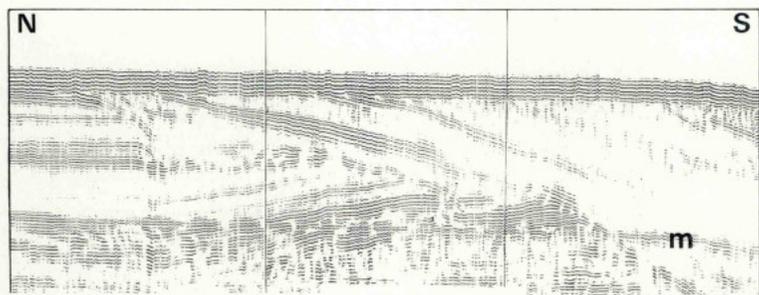


FIG. 13 — LEGENDE À LA FIN DE LA FIGURE

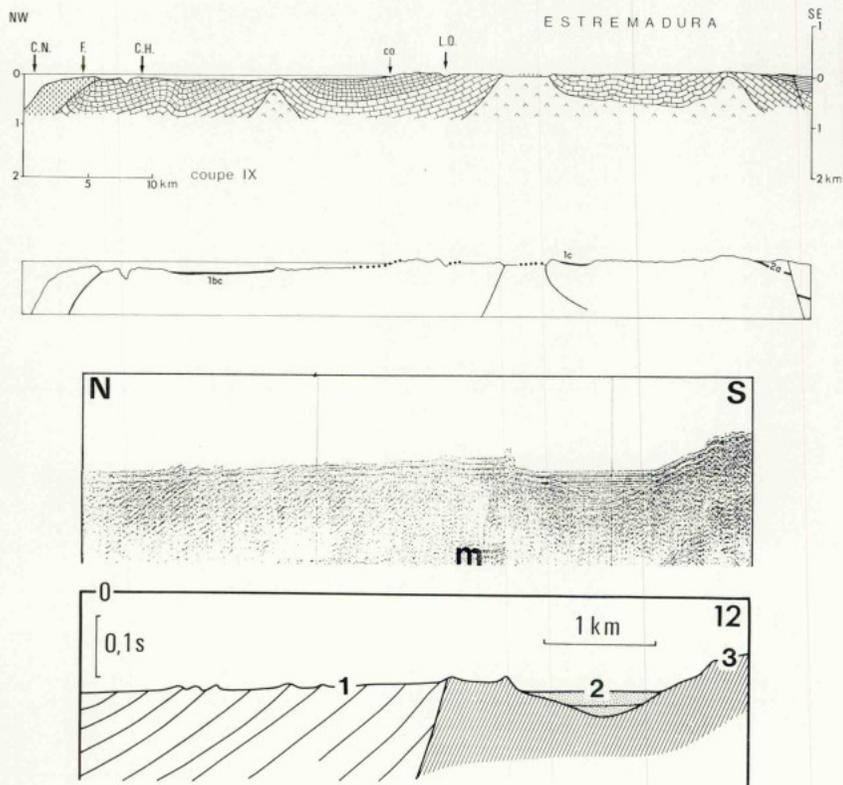


FIG. 13—COUPES DESCRIPTIVES: FEUILLE DE NAZARÉ

**Coupe géologique et géomorphologique X:** M. C. Mar dos Condenados; P. Pinhal.

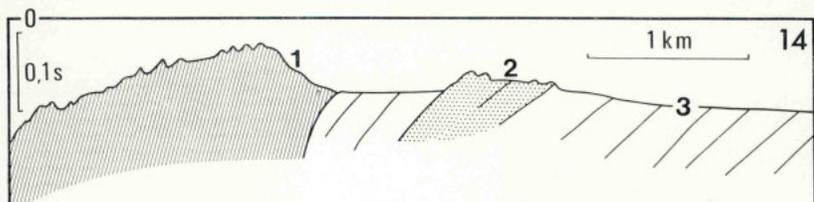
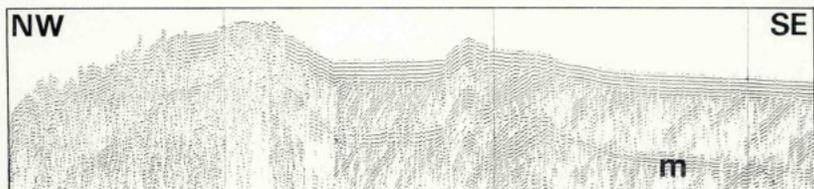
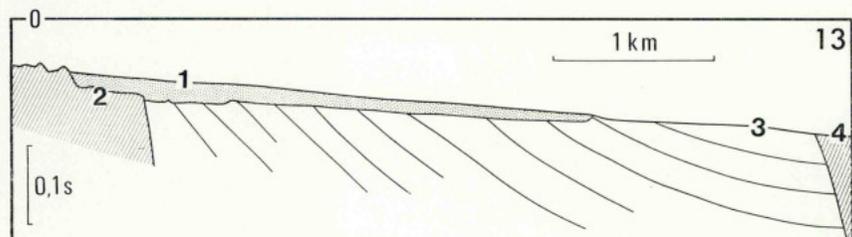
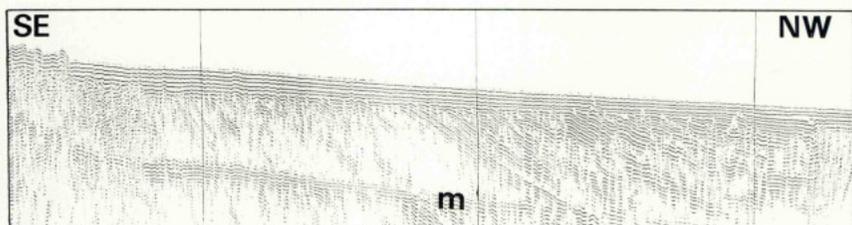
**Coupe géologique et géomorphologique IX:** C. H. Cabeço da Hortinha; C. N. Canhão da Nazaré; F. Farilhões; L. O. Lagoa de Obidos.

**Coupe sismique 8:** Vallée typhonique: (1) surface d'aplanissement recoupant les couches de l'Eocène inférieur et du Crétacé supérieur; (2) corniche dégagée dans une couche résistante du Crétacé supérieur; (3) Vallée typhonique dégagée à l'emplacement du coeur de l'anticlinal diapirique et entourée de reliefs à corniche.

**Coupe sismique 9:** Vallée typhonique: (1) corniche dégagée dans une couche résistante de l'Eocène inférieur; (2) corniche dégagée dans une couche résistante du Crétacé supérieur; (3) vallée typhonique dégagée à l'emplacement du coeur de l'anticlinal diapirique et entourée de reliefs à corniche; (4) surface d'aplanissement.

**Coupe sismique 10.** Paléo-vallée: (1) surface d'aspect progradant au toit du comblement de la paléo-vallée; (2) ravinement des séries de l'Eocène et du Néogène par la paléo-vallée.

**Coupe sismique 11:** Versant septentrional du Canhão da Nazaré: (1) surface d'aplanissement recoupant les couches néogènes déformées à l'approche de l'accident de Nazaré; (2) légère discordance d'âge oligocène probable; (3) corniche dans l'Eocène dégagée par l'entaille du canyon.



**Coupe sismique 12:** Plate-forme continentale aplanie: (1) surface d'aplanissement à reliefs résiduels recoupant les couches du Crétacé inférieur déformées à proximité de l'accident de Nazaré; (2) paléo-vallée comblée; (3) formes banales dans le Jurassique faillé.

**Coupe sismique 13:** Cône d'épandage: (1) cône d'épandage au pied d'un escarpement dérivé de faille; (2) formes banales au toit du Jurassique faillé; (3) surface d'aplanissement tronquant le Mésozoïque déformé; (4) compartiment de Jurassique chevauchant le Crétacé.

**Coupe sismique 14:** Escarpement de chevauchement: (1) escarpement correspondant au chevauchement du socle des Farilhões sur le Crétacé; (2) corniche dégagée dans des couches plus dures du Crétacé; (3) surface d'aplanissement tronquant le Crétacé déformé.

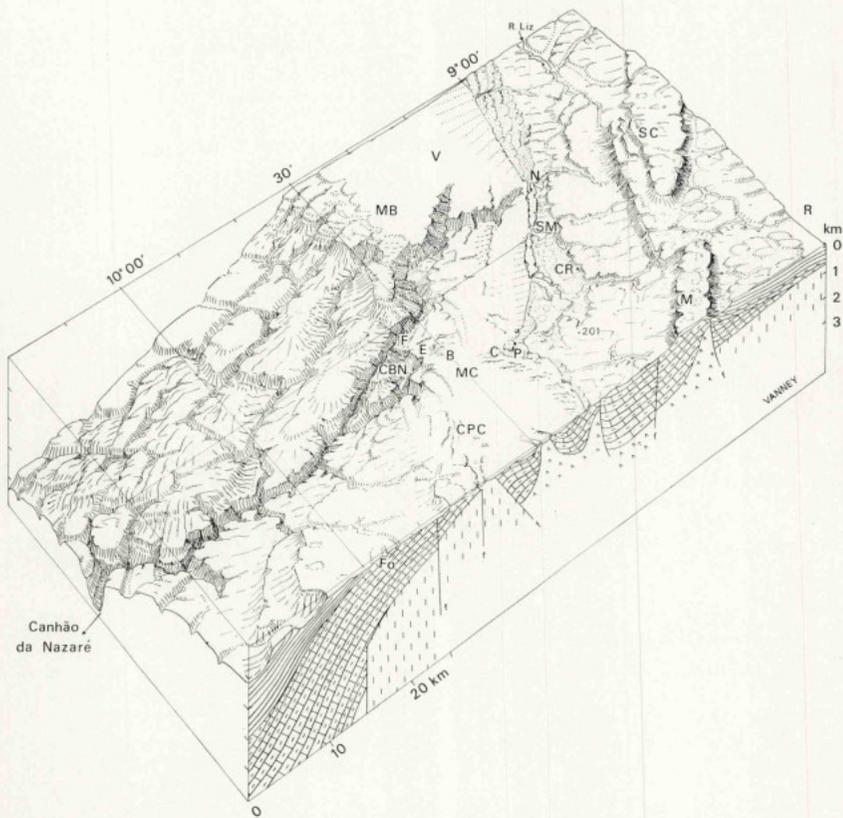


FIG. 14 — LA REGION DE NAZARE: BLOC-DIAGRAMME

B.: Berlengas; C.: Cabo Carvoeiro; C. B. N.: Cabeços da Beira Nova; C. P. C.: Costeiras de Pero da Covilhã; C. R.: Caldas da Rainha; E.: Estelas; F.: Farilhões; Fo.: Focinho; M.: Serra de Montejunto; M. B.: Mar do Belatina; M. C.: Mar do Cachimbo; N.: Nazaré; P.: Peniche; R.: Ribatejo; S. C.: Serra dos Candeeiros; S. M.: San Martinho do Porto; V.: Vitória.

Exagération verticale: 3,5. La région est cartographiée sur les figures 11, 12 et 16, 17.

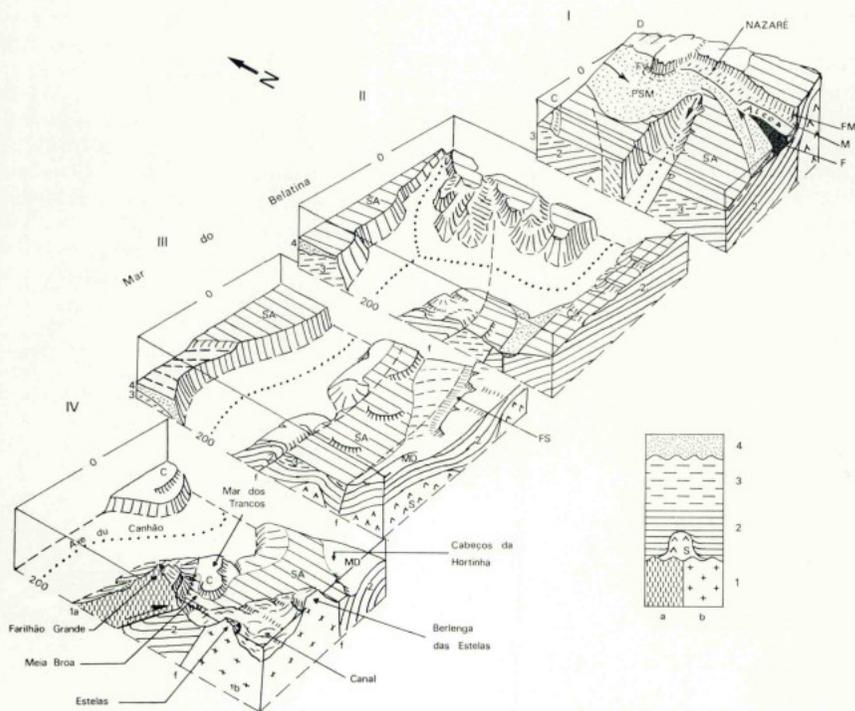


FIG. 15 — LA TÊTE DU CANHÃO DA NAZARÉ:  
BLOCS-DIAGRAMMES SCHEMATIQUES.

1: socle (a: métamorphique; b: granitique); 2: Jurassique (s: sel); 3: Crétacé-Paléocène; 4: Néogène-Pléistocène.

C.: cuesta; D.: dunes; F.: flèche littorale; F. M.: falaise morte; F. S.: falaise submergée; F. V.: falaise vive; G. E.: glacis d'épandage; M.: marais; M. D.: mont dérivé; P. S.: plage sous-marine; S. A.: surface d'aplanissement; F.: faille normale ou chevauchante.

Chiffres romains: segments décrits dans le texte. Le fond du canyon a été volontairement supprimé au-dessous de la profondeur de 200 m (tireté marquant la base des blocs). Les figurés superficiels sont ceux des cartes morphologiques (fig. 3).

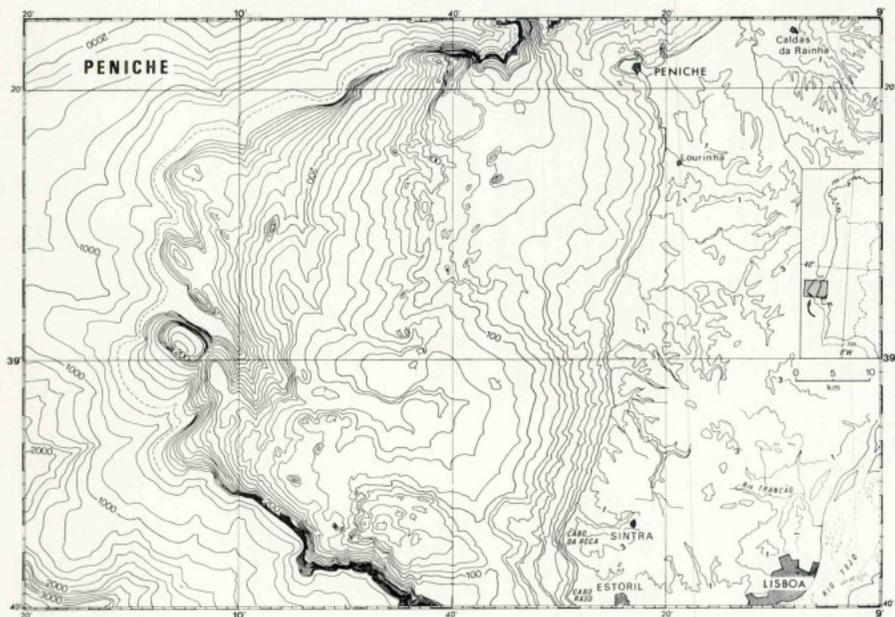


FIG. 16 — CARTE BATHYMETRIQUE: FEUILLE DE PENICHE.

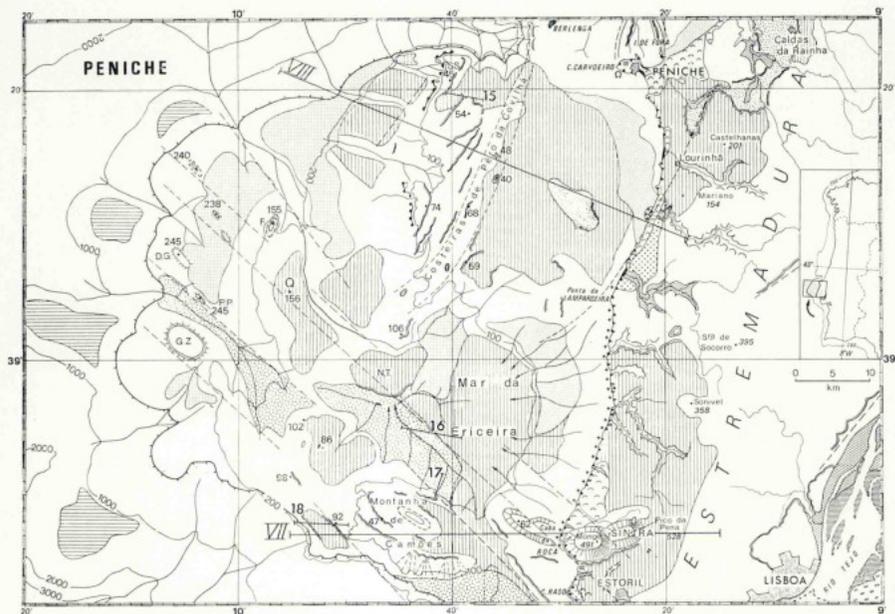


FIG. 17 — CARTE MORPHOLOGIQUE: FEUILLE DE PENICHE.

D.G.: Diogo Gomes; F.: Focinho; G.Z.: Gonzalez Zarco; N.T.: Nuno Tristão;  
 P.P.: Pacheco Pereira; Q.: Queixada; S.S.: Serro do Sudoeste.

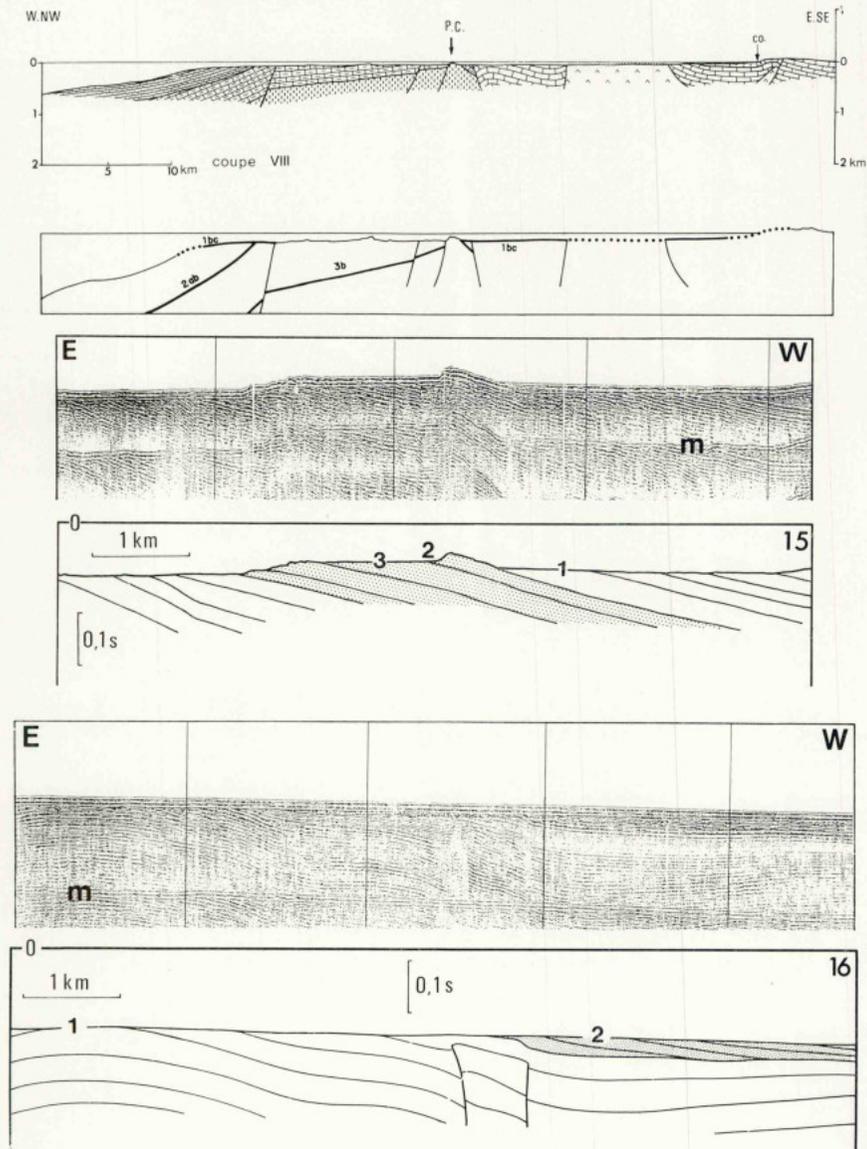
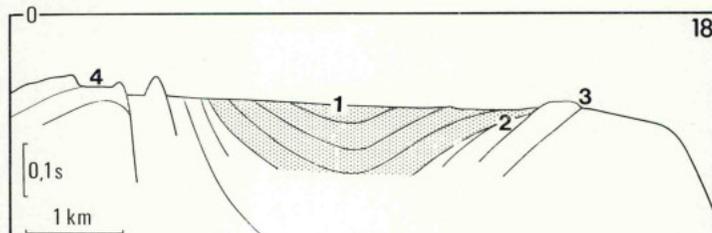
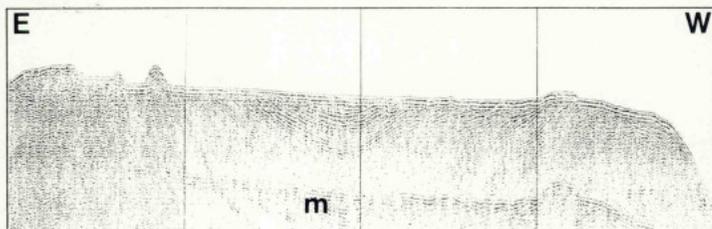
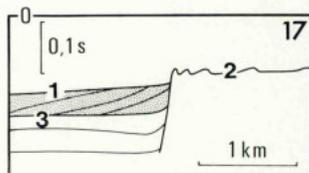
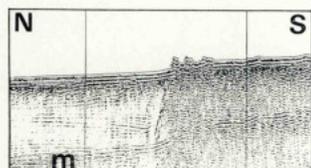
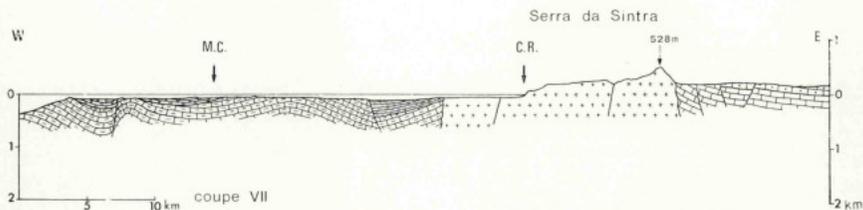


FIG. 18 — COUPES DESCRIPTIVES: FEUILLE DE PENICHE.

**Coupe géologique et géomorphologique VIII:** P. C. Pêro da Covilhã.

**Coupe géologique et géomorphologique VII:** C. R. Cabo da Roca; M. Montanha de Camões.

**Coupe sismique 15:** Relief à corniche: (1) surface d'aplanissement la plus jeune, tranchant le Crétacé inférieur basculé; (2) relief à corniche dégagée dans une couche plus dure (dolomie massive); (3) surface d'érosion antérieure conservée dans des niveaux résistants (grès).



**Coupe sismique 16:** Plate-forme continentale aplanie: (1) surface d'aplanissement recoupant les couches néogènes légèrement plissées et faillées; (2) surface de non-dépôt au toit d'une série progradante post-tectonique.

**Coupe sismique 17:** Bordure faillée: (1) surface de progradation au toit d'un cône d'épandage situé au pied d'un escarpement de faille; (2) formes banales diséquant une série mésozoïque plissée et faillée; (3) surface structurale d'âge néogène à la base des séries progradantes.

**Coupe sismique 18:** Plate-forme continentale aplanie: (1) surface d'aplanissement tronquant les couches déformées du Maestrichtien et de l'Eocène inférieur; (2) aplanissement déformé correspondant à la discordance sénonienne; (3) corniche dégagée par l'aplanissement au niveau d'un banc de dolomie du Crétacé inférieur; (4) relief à corniche correspondant à un pli faillé dans le Mésozoïque.

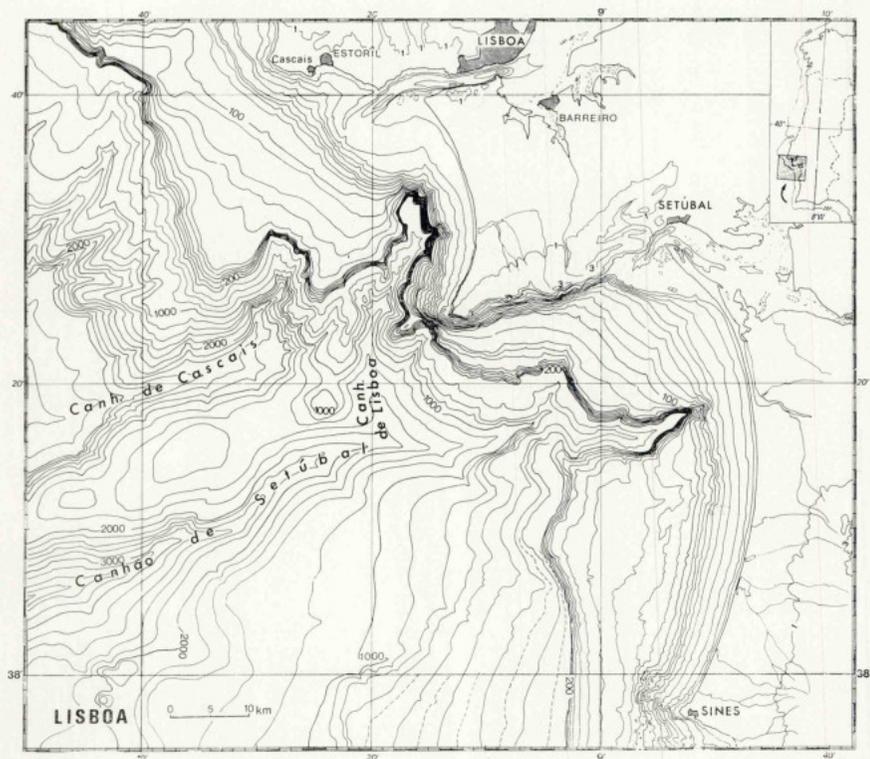


FIG. 19 — CARTE BATHYMETRIQUE: FEUILLE DE LISBOA.

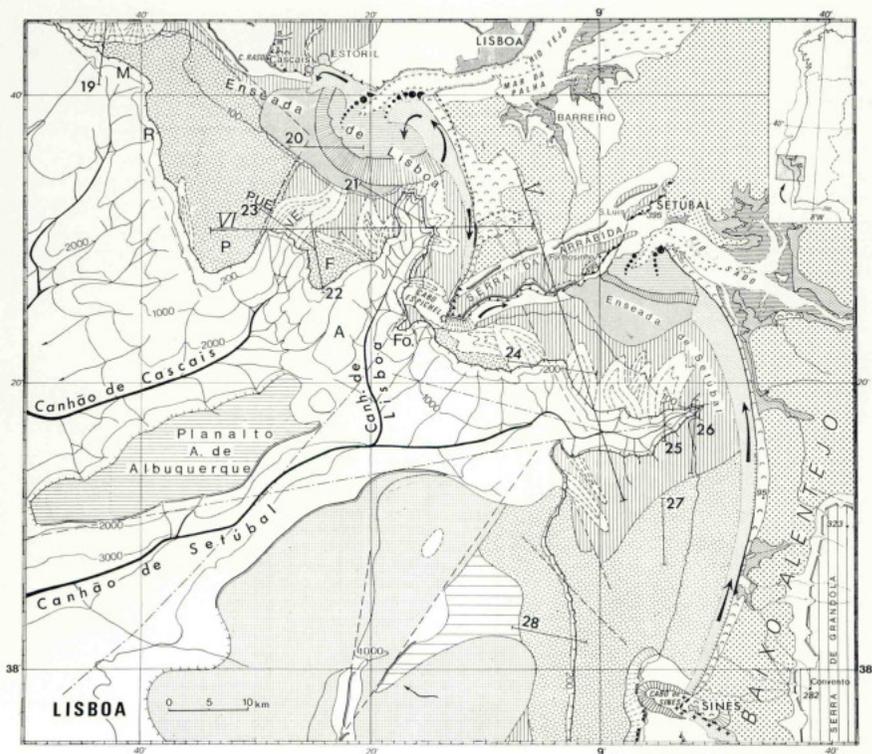


FIG. 20 — CARTE MORPHOLOGIQUE; FEUILLE DE LISBOA.

A. Mar Achado; F. Cabo Feito; Fo. Mar de Fora; M. Mariquinha; P. Mar de Pombal; P.A.A. Planalto Afonso de Albuquerque; P.U.E. Pontal do Urso Equilibrista; R. Recóvio; V.E. Vale de Estoril.

FIG. 21 — COUPES DESCRIPTIVES: FEUILLE DE LISBOA

**Coupe géologique et géomorphologique VI:** C. L. Canhão de Lisboa; L. A. Lagoa de Albufeira; M. P. Mar de Pombal; V. E. Vale de Estoril.

**Coupe géologique et géomorphologique V:** C. S. Canhão de Setúbal.

**Coupe sismique 19:** Plate-forme progradante néogène: (1) cône d'épandage au pied de reliefs résiduels; (2) surface de non-dépôt au toit d'un prisme de progradation plio-quaternaire; (3) front de progradation; (4) faille de glissement gravitaire; (5) forme d'érosion aux dépens d'une série progradante miocène; (6) surface structurale basculée au toit des séries transgressives du Miocène inférieur; (7) surface d'aplanissement recoupant le Mésozoïque et le Miocène; (8) surface d'aplanissement oligocène basculée.

**Coupe sismique 20:** Delta profluviale quaternaire: (1) surface d'accumulation interprétée comme une surface prodeltaïque; (2) front deltaïque; (3) surface deltaïque; (4) surface d'aplanissement nivelant les séries néogènes faillées.

**Coupe sismique 21:** Plate-forme néogène et Canhão de Lisboa: (1) surface d'aplanissement biseautant l'extrémité d'une série peu déformée du Miocène supérieur; (2) surface prodeltaïque; (3) ravinement comblé; (4) remplissage récent dans l'une des vallées de la tête du Canhão de Lisboa.

**Coupe sismique 22:** Voir figure 36.

**Coupe sismique 23:** Paléo-canyon (Vale de Estoril): (1) talweg actuel; (2) topographie d'érosion au toit de formations volcaniques faillées; (3) remplissage du talweg fossile par des matériaux d'aspect diffractant; (4) bord du chenal comblé par des matériaux d'aspect mieux stratifié; (5) topographie de ravinement.

**Coupe sismique 24:** Paléo-vallée de Sesimbra: (1) comblements emboîtés dans une paléo-vallée comblée; (2) escarpement dérivé de faille dans une série néogène bien stratifiée; (3) talweg de la vallée actuelle; (4), (5), (6) ravinements antérieurs.

**Coupe sismique 25:** Canhão de Setúbal: (1) entaille du canyon en forme d'auge; (2) accumulation par écoulement gravitaire; (3) paléo-vallée affluente au canyon.

**Coupe sismique 26:** Progradation miocène enfouie et Canhão de Setúbal: (1) surface d'aplanissement ou de non-dépôt recoupant des séries pliocènes; (2) ravins à la tête du Canhão de Setúbal; (3) surfaces de progradation (non-dépôt) enfouies et basculées en sens inverse de leur pente originelle.

**Coupe sismique 27:** Plate-forme de progradation: (1) surface d'aplanissement à reliefs résiduels tronquant une progradation miocène; (2) prisme de progradation; (3) surface d'érosion oligocène dans la couverture mésozoïque déformée.

**Coupe sismique 28:** Rebord de la plate-forme progradante néogène: (1) front de la progradation quaternaire; (2) couches progradantes depuis le Miocène supérieur; (3) surface de progradation; (4) surface structurale au toit du Miocène inférieur; (5) surface d'aplanissement tranchant la couverture mésozoïque basculée et faillée.

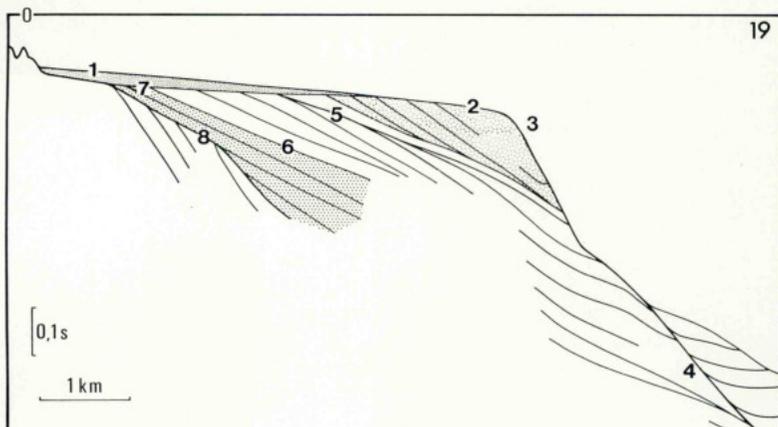
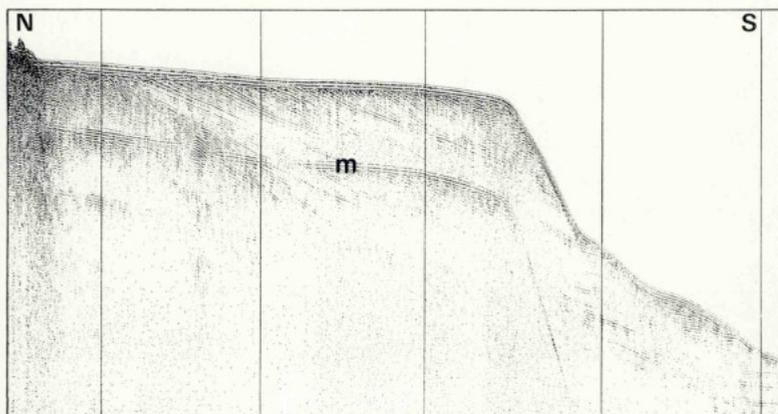
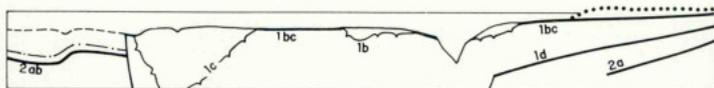
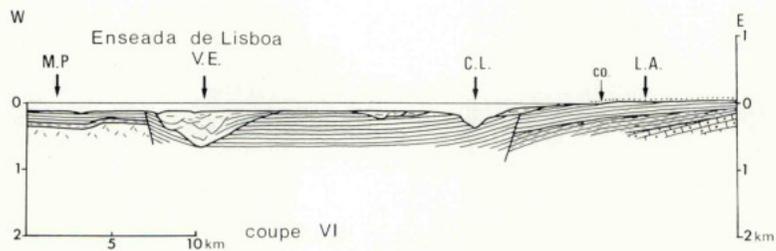


FIG. 21

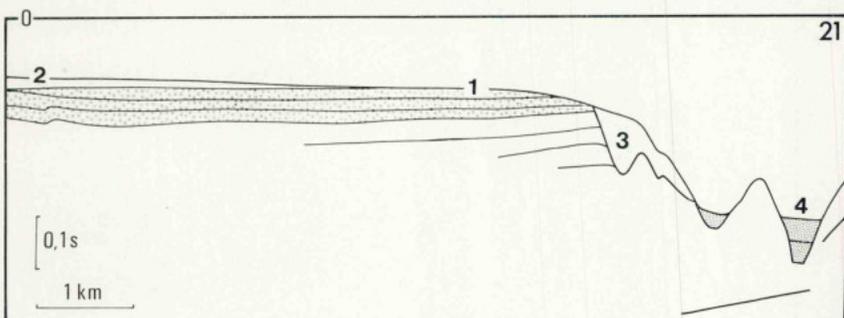
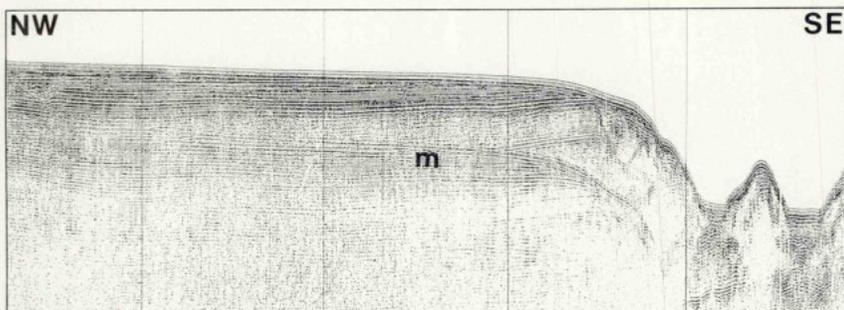
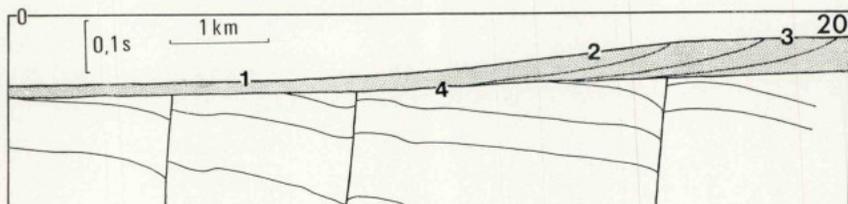
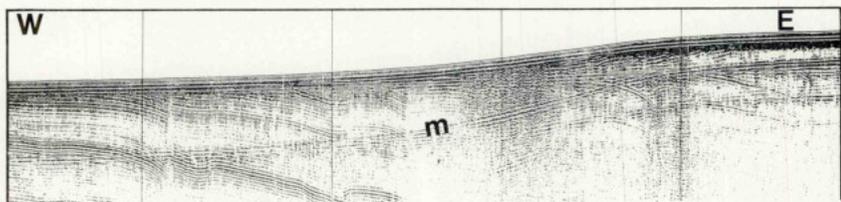


FIG. 21 — (SUITE)

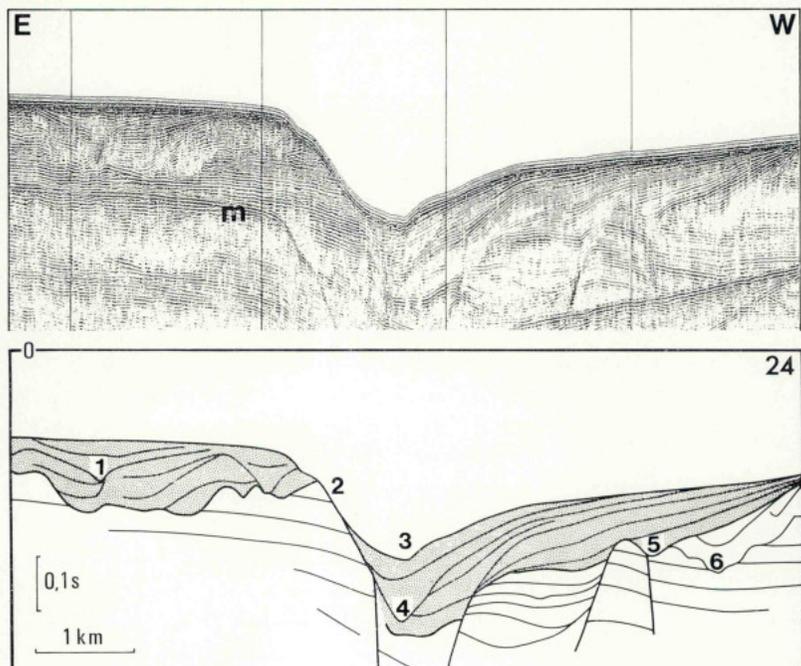
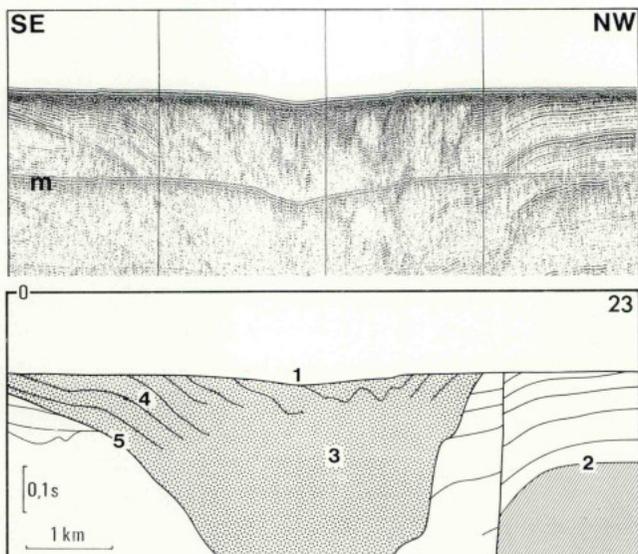


FIG. 21 — (SUITE)

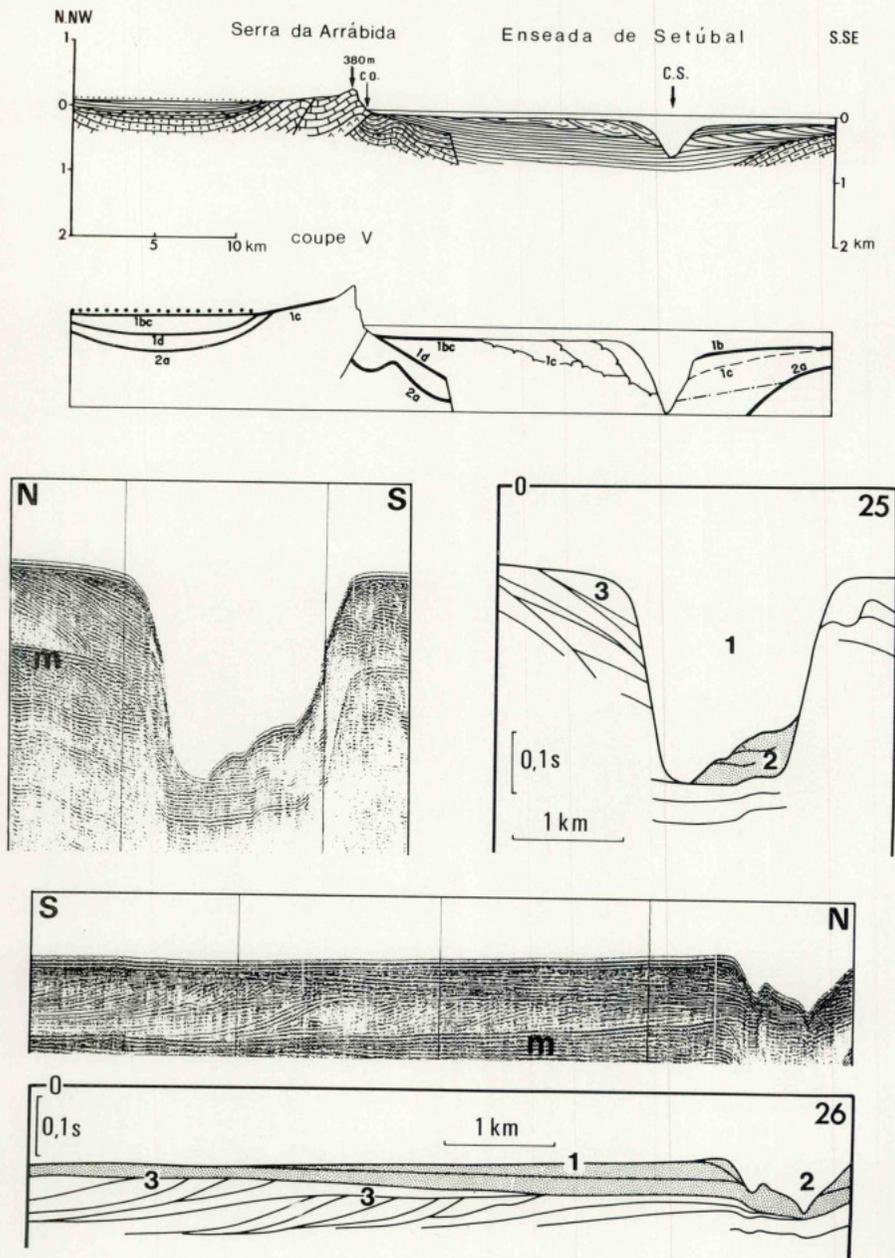


FIG. 21 — (SUITE)

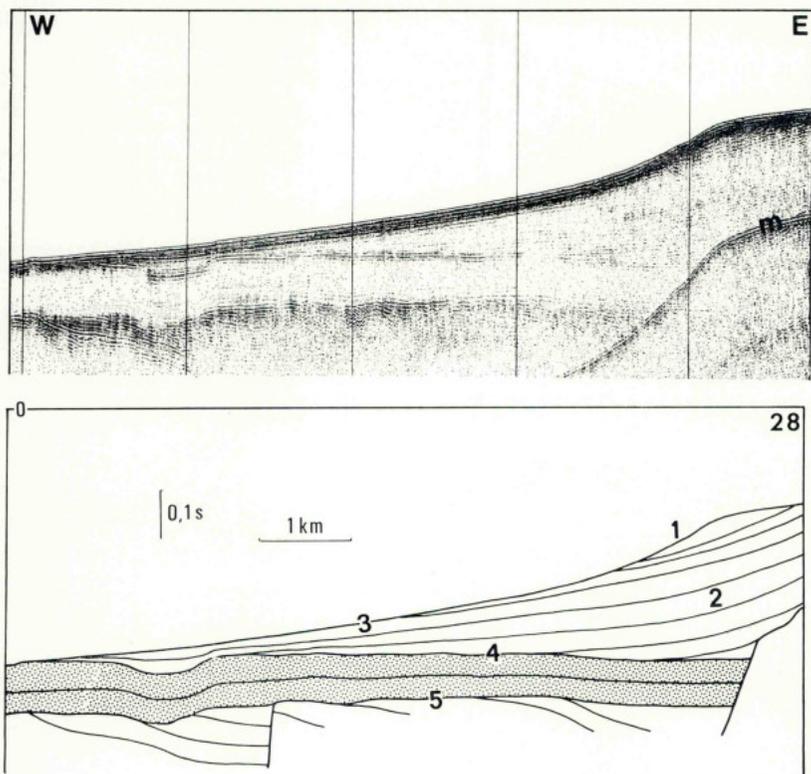
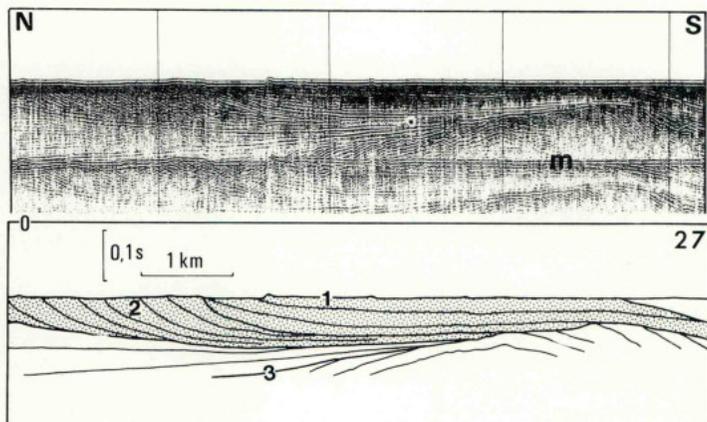


FIG. 21 — (SUITE)

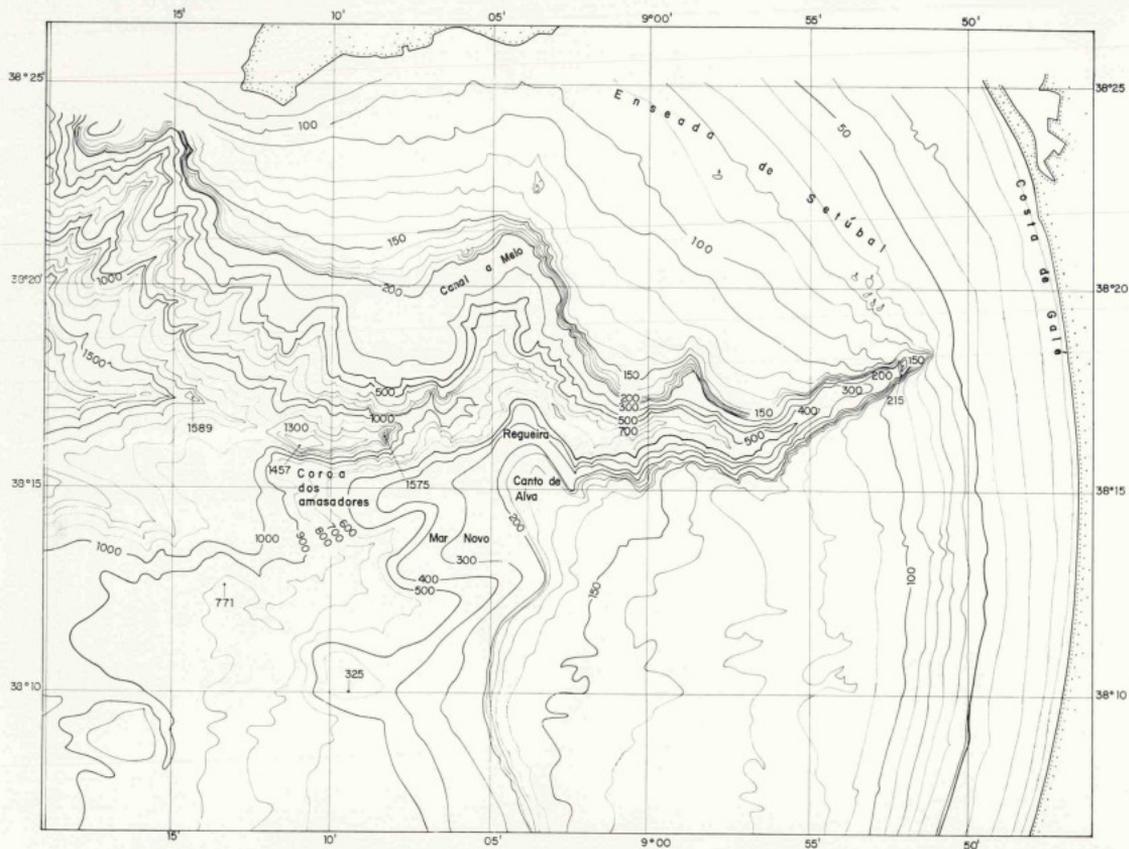


FIG. 22 — LE CANHÃO DE SETUBAL: CARTE BATHYMETRIQUE DETAILLEE.

Carte dressée d'après les minutes d'écriture de sondes les plus récentes de l'Instituto hidrográfico.

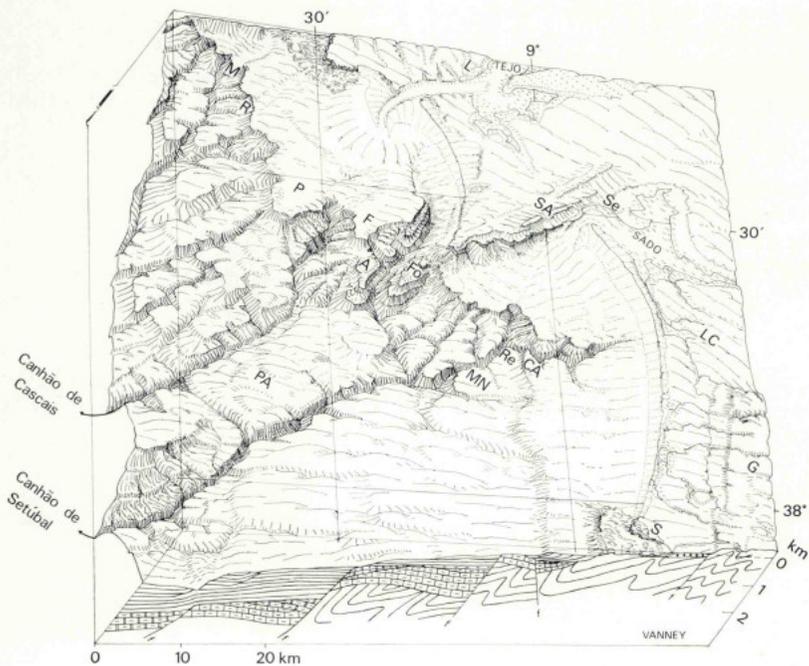


FIG. 23 — LA REGION DE LISBOA-SETÜBAL: BLOC-DIAGRAMME.

A.: Mar Achado; C. A.: Canto de Alva; F.: Cabo Feito; Fo.: Mar de Fora; G.: Serra de Grândola; L.: Lisboa; L.: Lagoa de Comporta; M.: Mariquinha; M. N.: Mar novo; P.: Mar de Pombal; P. A.: Planalto Afonso de Albuquerque; R.: Recóvo; R.: Regueira; S. A.: Serra da Arrábida; Se.: Setúbal; Si.: Sines.

Exagération verticale: 4. La région est cartographiée sur les figures 20 et 21.

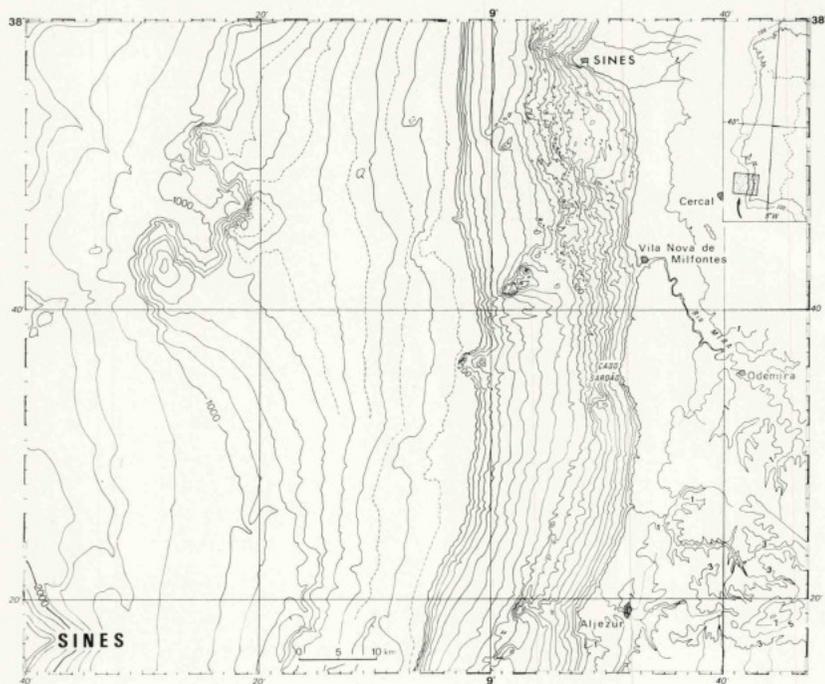


FIG. 24 — CARTE BATHYMETRIQUE: FEUILLE DE SINES.

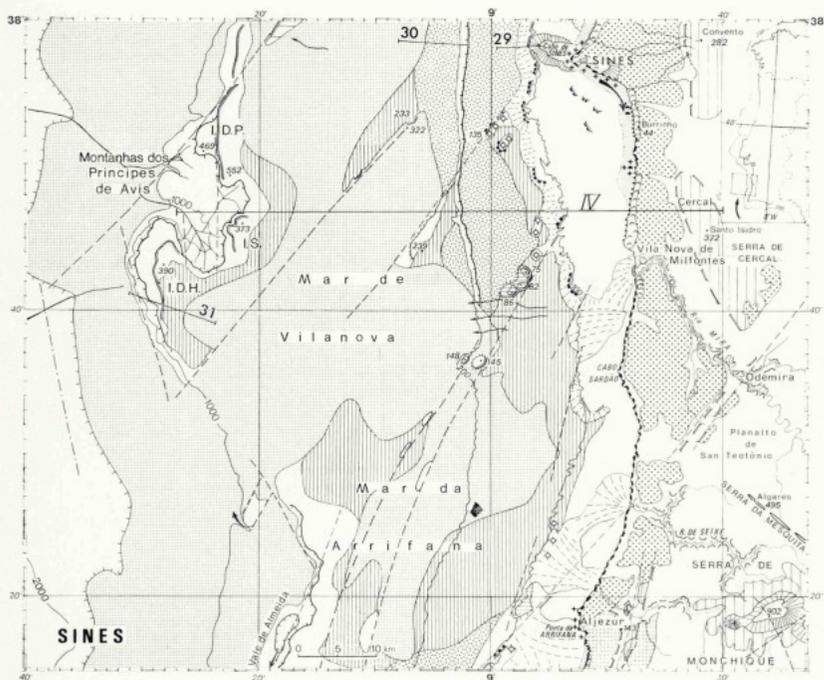


FIG. 25 — CARTE MORPHOLOGIQUE: FEUILLE DE SINES.

I.D.H.: Infante D. Henrique; I.D.P.: Infante D. Pedro; I.S.: Infante Santo.

**FIG. 26**—*COUPES DESCRIPTIVES: FEUILLE DE SINES.*

**Coupe géologique et géomorphologique IV:** I. S. Infante Santo; S. C. Serra de Cercal.

**Coupe sismique 29:** Inselberg de résistance; (1) affleurement disséqués enchicots au niveau du massif hypovolcanique de Sines; (2) surface de progradation au toit des couches néogènes.

**Coupe sismique 30:** Rebord de la plate-forme néogène: (1) surface de progradation; (2) surface d'accumulation distale; (3) surface structurale au toit du Miocène inférieur transgressif; (4) surface d'aplanissement dans le socle paléozoïque faillé; (5) surface d'aplanissement oligocène recoupant la couverture déformée.

**Coupe sismique 31:** Montanhas dos Príncipes de Avis: (1) surfaces d'accumulation distale au toit des formations néogènes; (2) corniche taillée dans les calcaires de l'Éocène supérieur; (3) surface d'aplanissement oligocène; (4) surface d'aplanissement éocène.

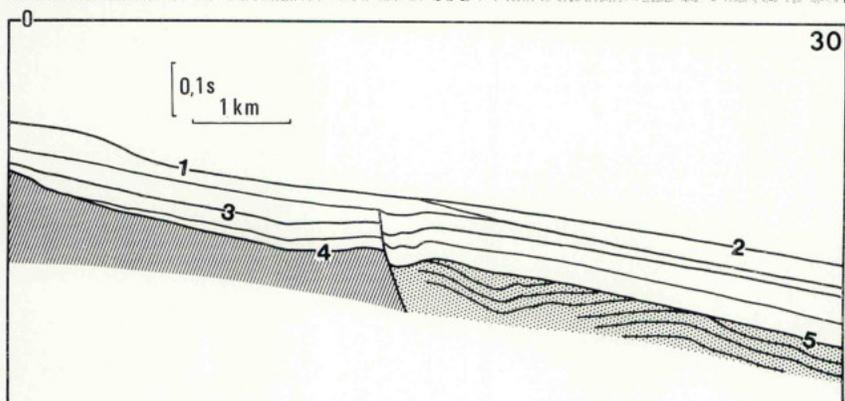
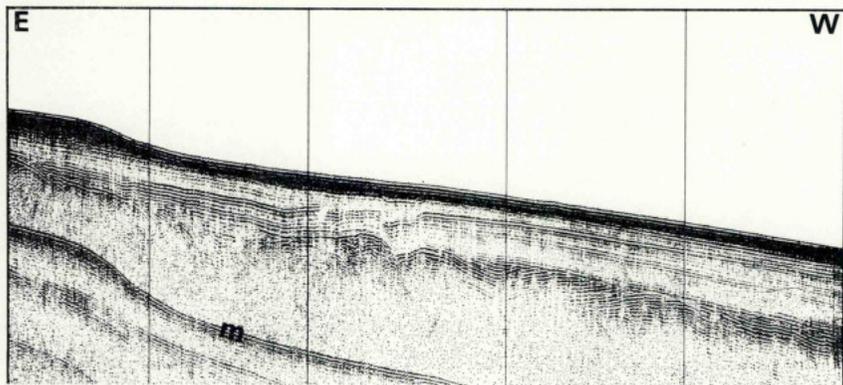
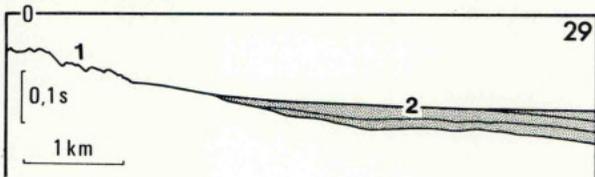
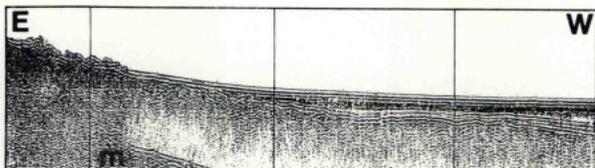


FIG. 26

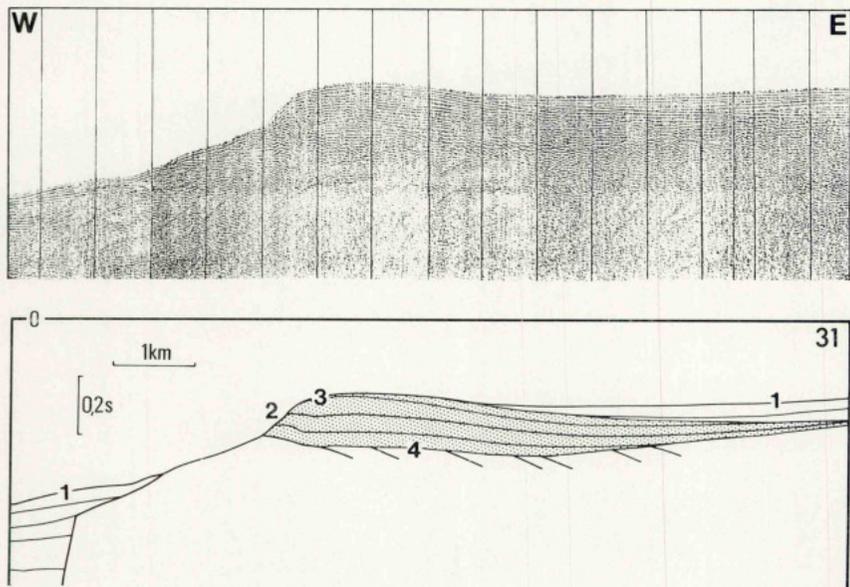
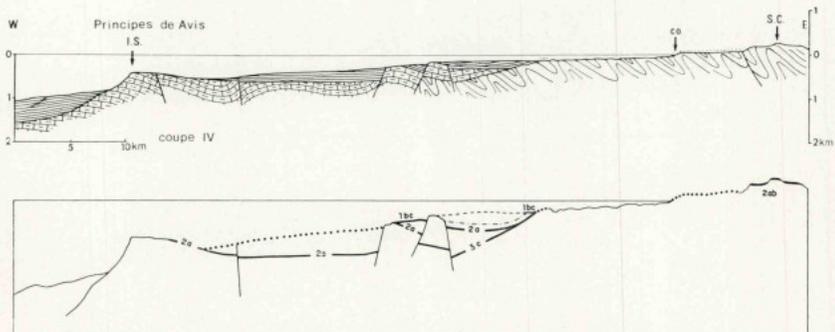


FIG. 26 — (SUITE)



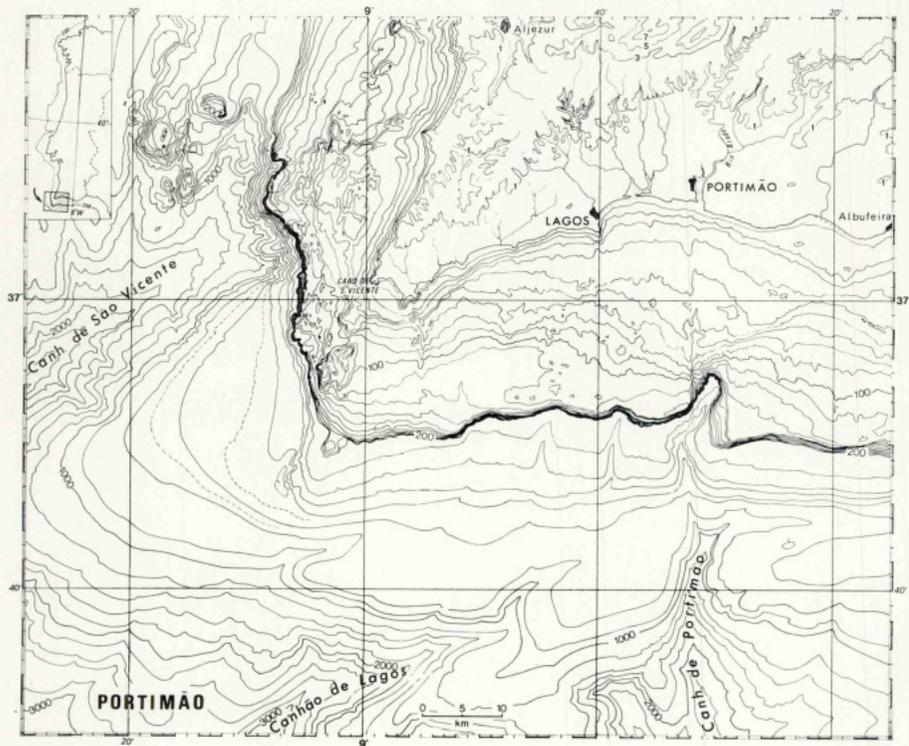


FIG. 28 — CARTE BATHYMETRIQUE: FEUILLE DE PORTIMÃO.

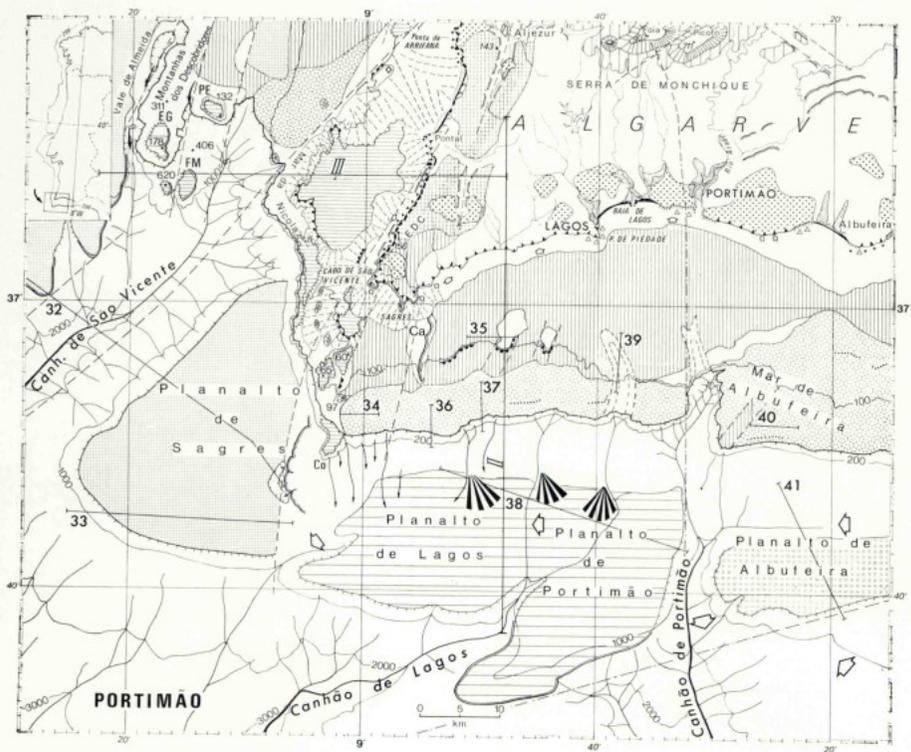


FIG. 29—CARTE MORPHOLOGIQUE: FEUILLE DE PORTIMÃO.

Ca.: Califórnia; Co.: Corninhos; E.D.C.: Planalto Espinhaço do Cão; E.G.:  
Estêvão Gomes; F.M.: Fernão Mendes; P.E.: Pêro Escobar.

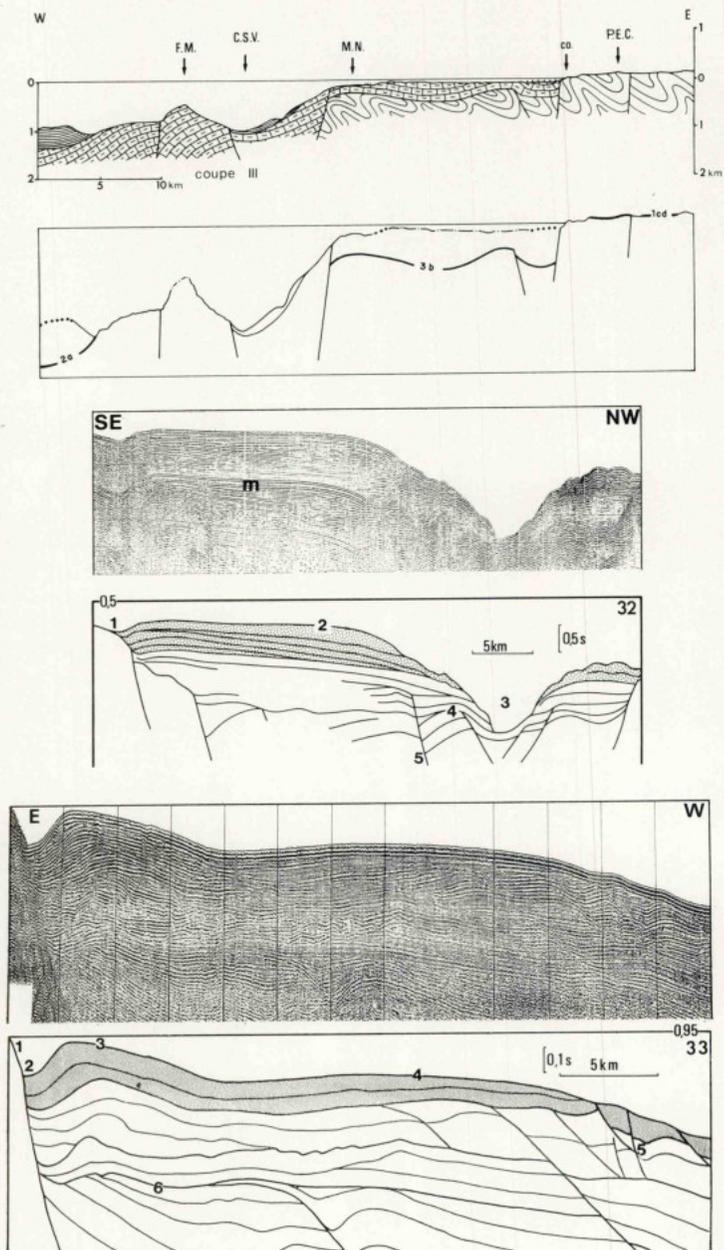


FIG. 30 — (VOIR LEGENDE PLUS LOIN)

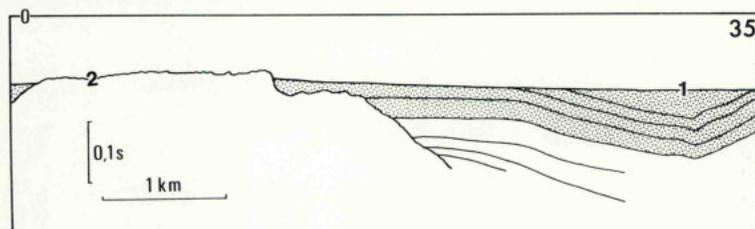
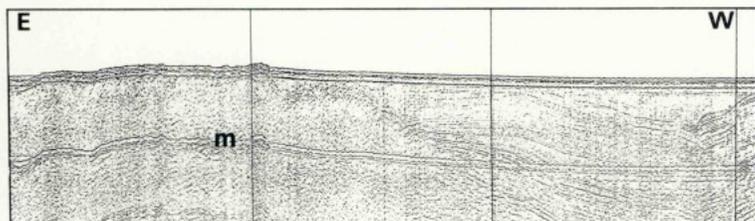
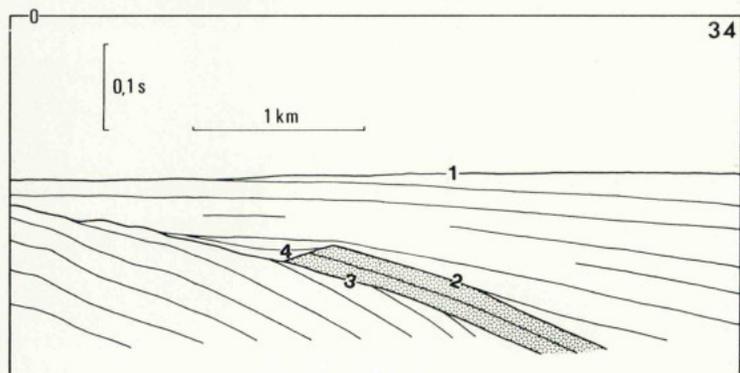
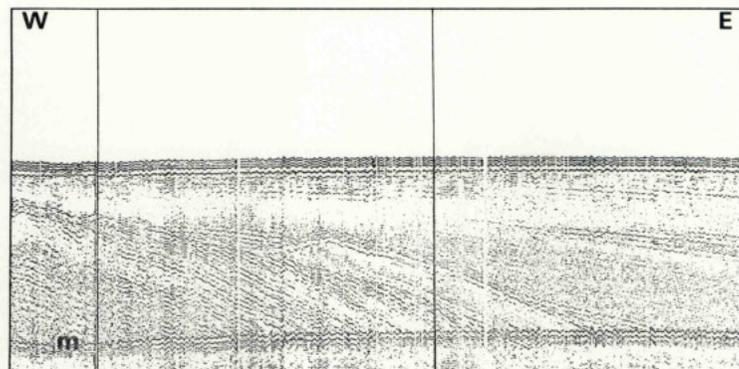


FIG. 30 — (VOIR LEGENDE PLUS LOIN)

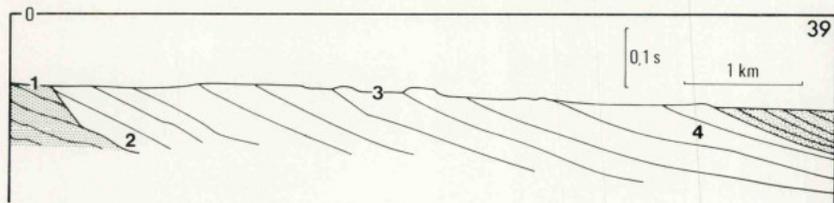
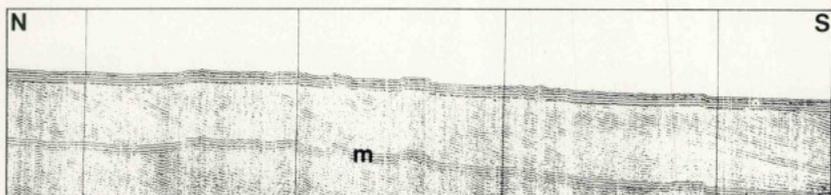
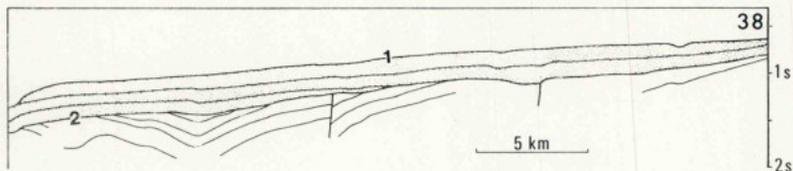
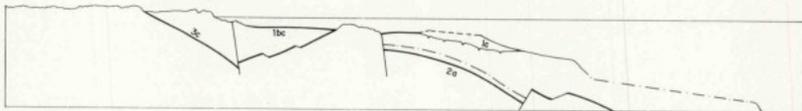
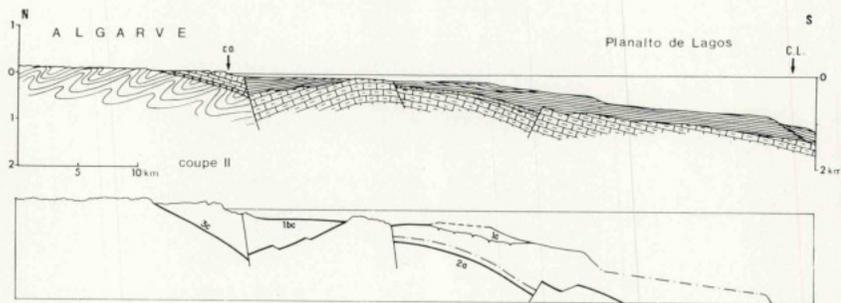


FIG. 30

FIG. 30 — COUPES DESCRIPTIVES: FEUILLE DE PORTIMÃO.

**Coupe géologique et géomorphologique III:** C. S. V. Canhão de São Vicente; F. M.: Fernão Mendes; M. N.: Mar da Nicola; P. E. C.: Planalto Espinhaço do Cão.

**Coupe géologique et géomorphologique II:** C. L. Canhão de Lagos.

**Coupe sismique 32:** Le Canhão de São Vicente et le Planalto de Sagres: 1 dépression façonnée par un courant de fond; (2) surface de sédimentation au toit d'une nappe sédimentaire distale; (3) Canhão profilé en vallée dissymétrique sur l'emplacement d'un graben; (4) discordance éocène due au basculement des blocs; (5) faille de São Vicente.

**Coupe sismique 33:** Planalto de Sagres: (1) escarpement dérivé de faille; (2) vallée façonnée par un courant de fond; (3) ride de contournure d'âge plio-quaternaire; (4) surface d'accumulation au toit de la nappe sédimentaire; (5) faille de glissement dans la couverture plio-quaternaire; (6) surface d'aplatissement tranchant le Miocène.

**Coupe sismique 34:** Relief à corniche enfoui; (1) surface de progradation au toit d'une série néogène; (2) surface structurale en conformité avec les couches de la base du Miocène; (3) surface d'aplatissement oligocène déformée, tronquant une série monoclinale paléogène; (4) dépression orthoclinale dégagée au Miocène, après le basculement du substratum.

**Coupe sismique 35:** Plate-forme continentale aplanie: (1) surface d'aplatissement tranchant le Miocène déformé (calcarénites); (2) formes banales dans les séries mésozoïques (dolomies).

**Coupe sismique 36:** Voir figure 36.

**Coupe sismique 37:** Voir figure 36.

**Coupe sismique 38:** Planaltos de Lagos et de Portimão: (1) surface structurale au toit du Pliocène inférieur (argiles compactes); (2) surface d'aplatissement oligocène nivelant une couverture plissée et fracturée.

**Coupe sismique 39:** Coupe longitudinale d'une paléo-vallée: (1) surface d'aplatissement tronquant des couches miocènes; (2) ravinement pontien à l'amont de la paléo-vallée; (3) reliefs résiduels au-dessus de l'aplatissement, correspondant à l'affleurement de couches plus dures; (4) remplissage de la paléo-vallée par des couches progradantes

**Coupe sismique 40:** Voir figure 36.

**Coupe sismique 41:** Voir figure 37.

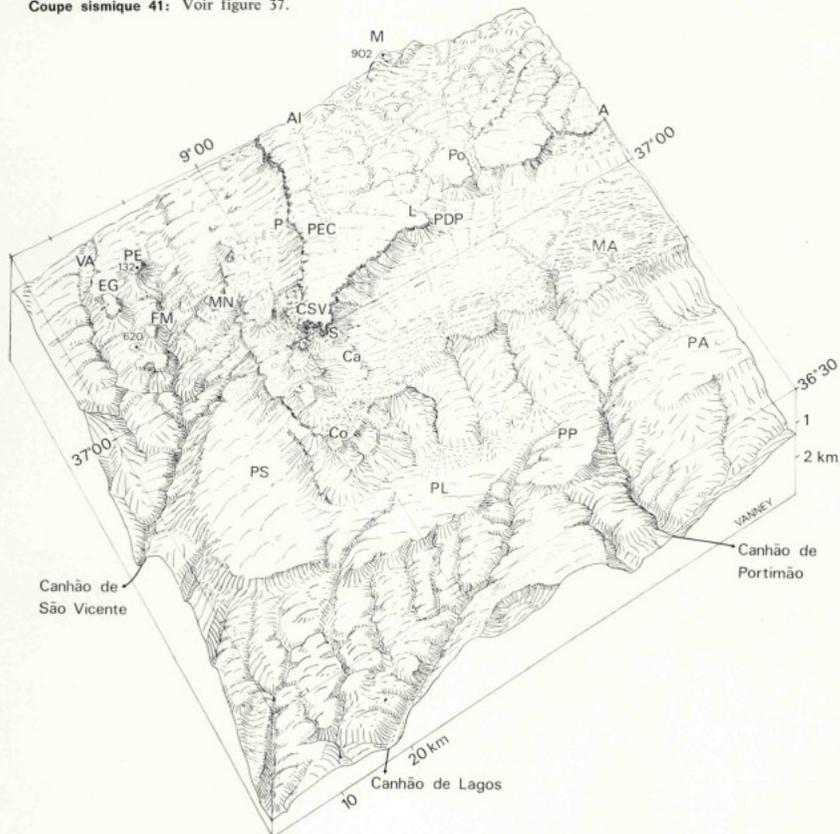


FIG. 31 — LA REGION DU CABO DE SÃO VICENTE: BLOC-DIAGRAMME

A.: Ponta da Arrifana; Al: Aljezur; Ca.: Califórnia; Co.: Corninhos; C. S. V.: Cabo de São Vicente; E. D. C.: Planalto Espinhaço do Cão; E. G.: Estêvão Gomes; F. M.: Fernão Mendes; L.: Lagos; M.: Serra de Monchique; M. A.: Mar de Albufeira; M. N.: Mar da Nicola; P.: Pontal; P. A.: Planalto de Albufeira; P. D. P.: Ponta da Piedade; P. E.: Pêro Escobar; P. L.: Planalto de Lagos; Po.: Portimão; P. P.: Planalto de Portimão; P. S.: Planalto de Sagres; S.: Sagres; V. A.: Vale de Almeida. Exagération verticale: 4. La région est cartographiée sur les figures 28 et 29.

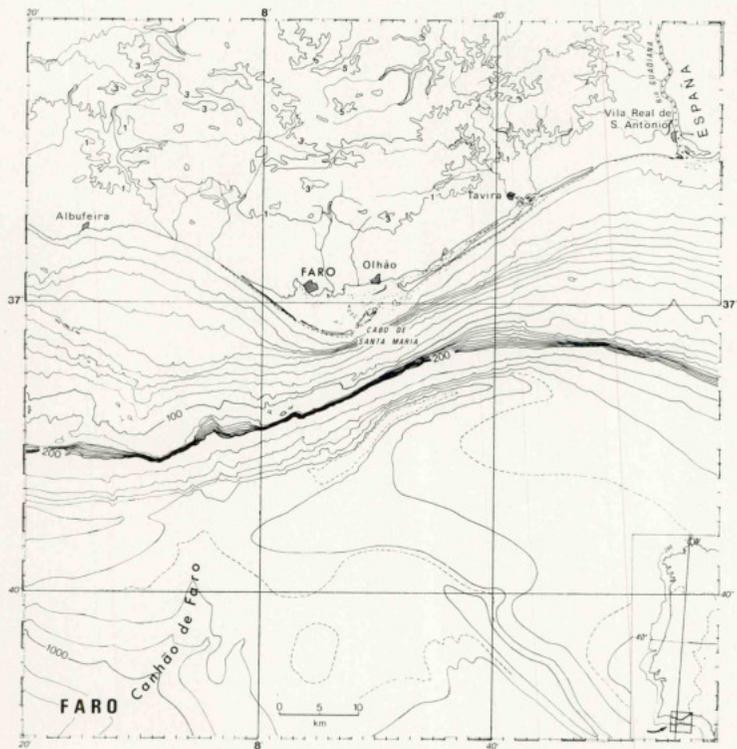


FIG. 32—CARTE BATHYMETRIQUE: FEUILLE DE FARO.



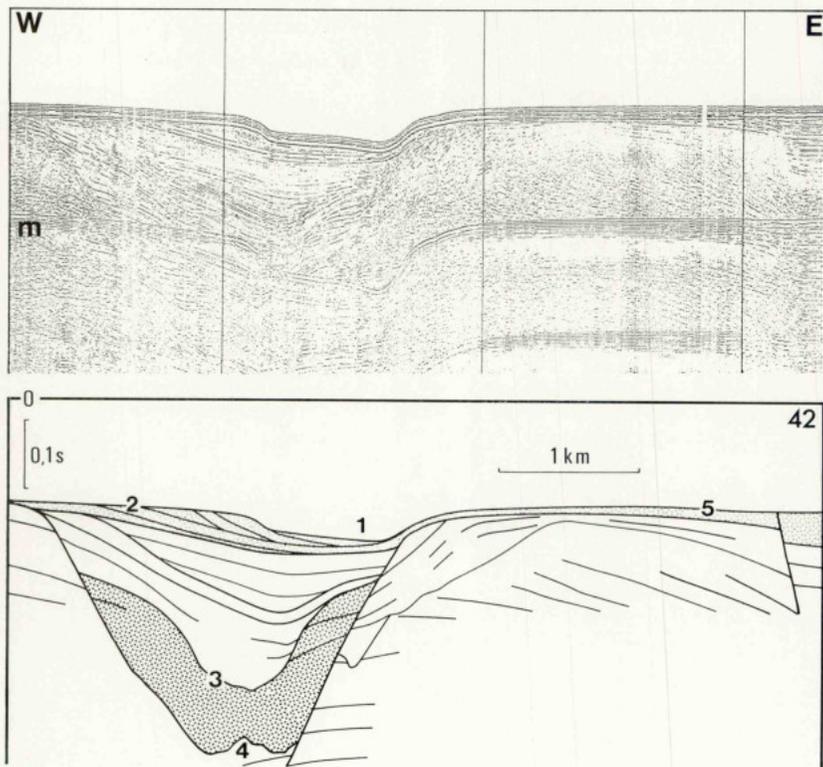


FIG. 34 — COUPES DESCRIPTIVES: FEUILLE DE FARO.

**Coupe géologique et géomorphologique 1:** C. S. M. Cabo de Santa Maria; F. A. C. Fossa Álvares Cabral.

**Coupe sismique 42:** Coupe transversale d'une paléo-vallée: (1) valle actuelle située à l'aplomb de la faille; (2) remplissage latéral de la vallée par progradation centripète; (3), (4) ravinements successifs des formations néogènes; (5) surface de progradation.

**Coupe sismique 43.** Voir figure 37.

**Coupe sismique 44.** Voir figure 37.

**Coupe sismique 45:** Progradation du rebord de la plate-forme continentale néogène: (1) surface de progradation correspondant à un non-dépôt; (2) rebord actuel de la plate-forme; (3), (4) positions antérieures du rebord.

**Coupe sismique 46:** Fossa Diogo Cão: (1) surface d'aplanissement profonde tronquant les couches de Néogène; (2) escarpement à corniche; (3) formes banales de dissection dans le substratum du Banc du Guadalquivir au niveau de la Fossa Diogo Cão.

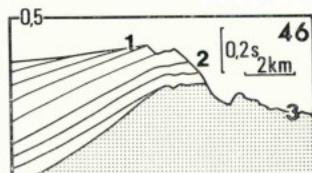
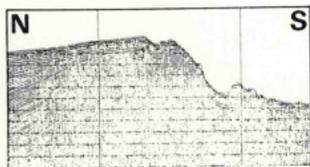
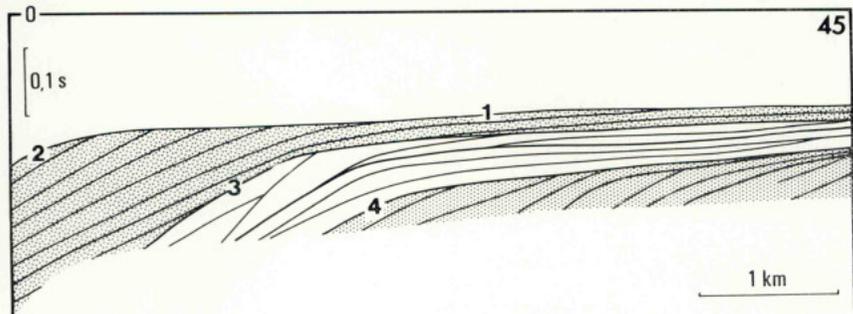
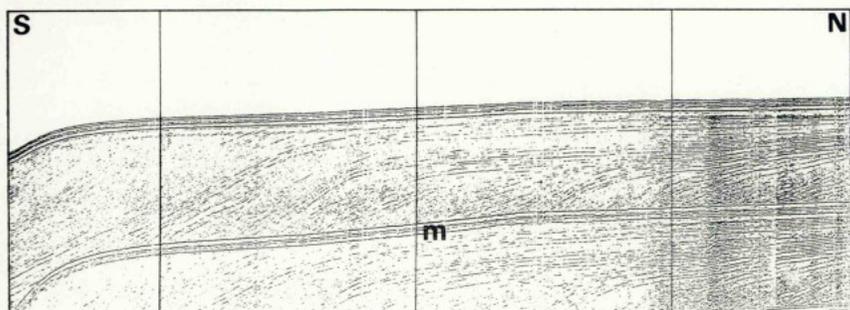
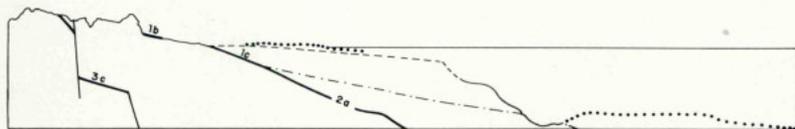
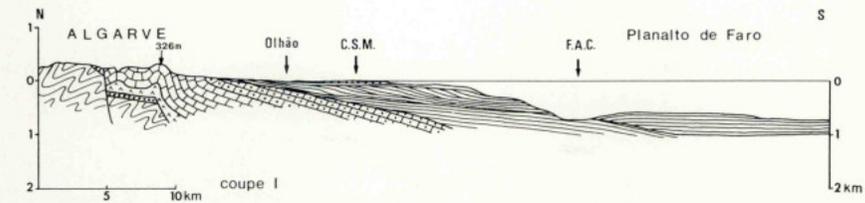


FIG. 34

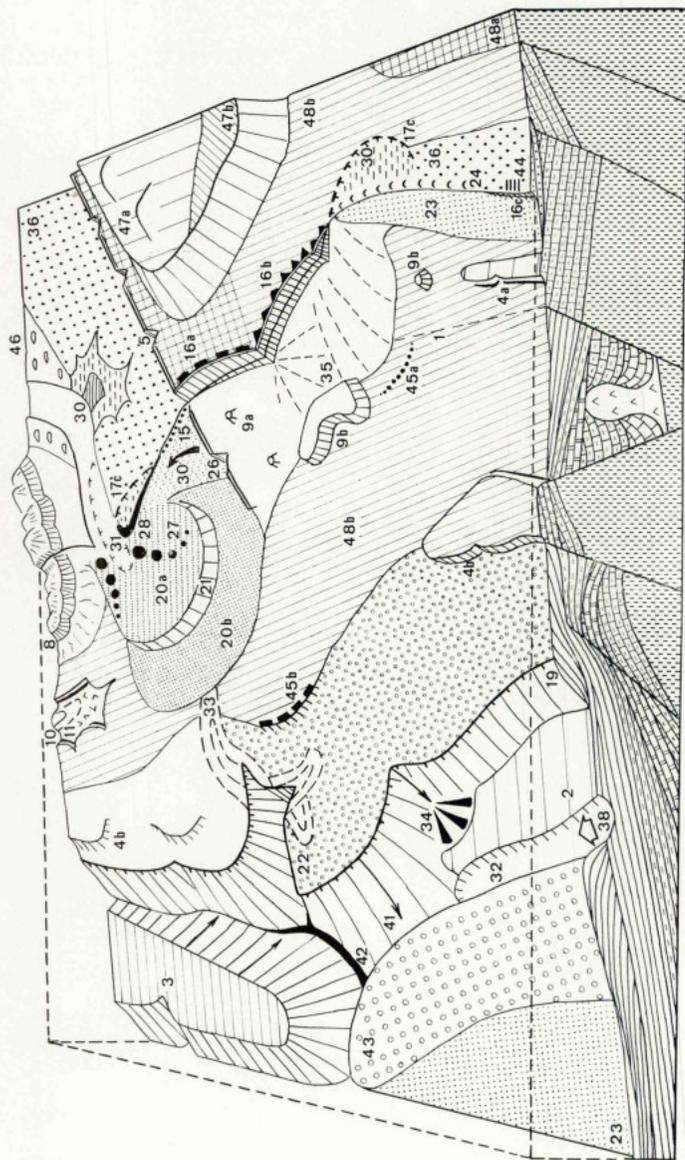


FIG. 35 — INVENTAIRE DES RELIEFS DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU PORTUGAL ET DE SES ABORDS.

Les numéros renvoient à la légende des cartes géomorphologiques (fig. 3). Les figurés des terrains sont identiques à ceux utilisés sur les coupes géologiques (fig. 3).

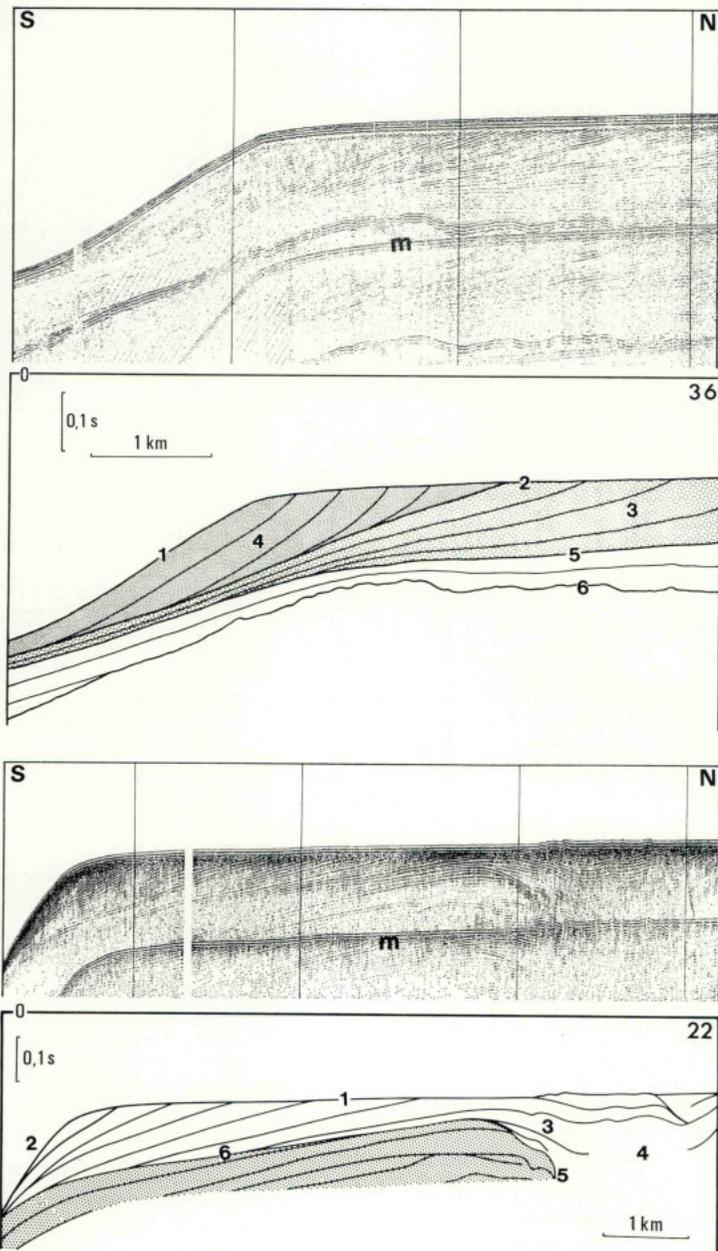


FIG. 36 — (LEGENDE A LA FIN DE LA FIGURE)

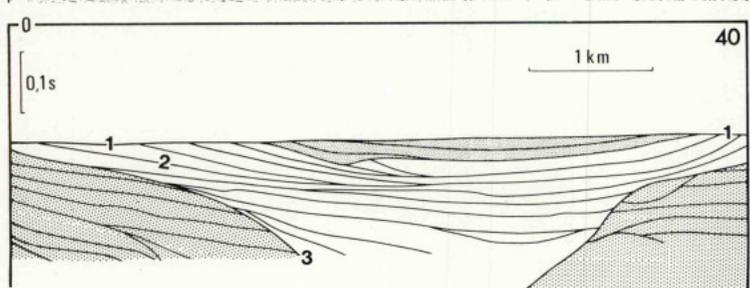
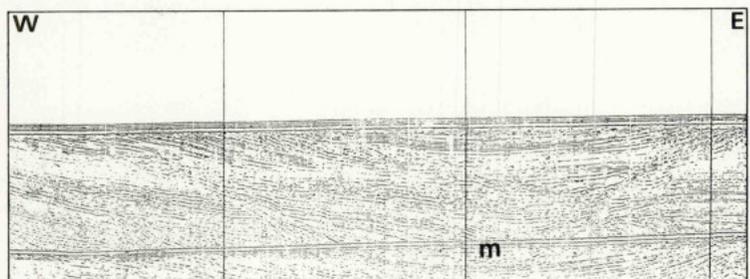
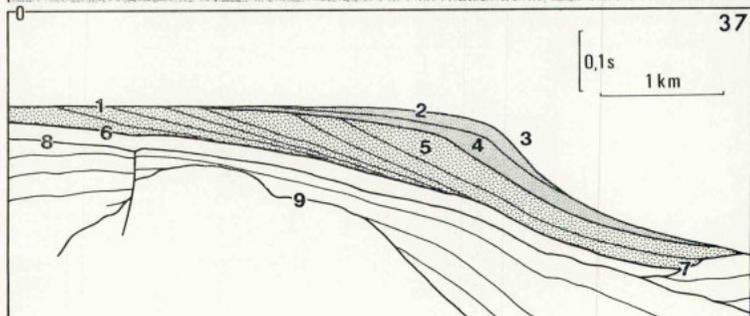
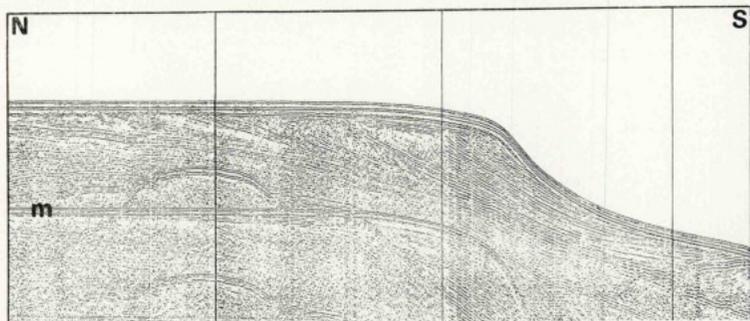


FIG. 36

### FIG. 36 — LES PRISMES DE PROGRADATION.

Cette figure illustre les principaux types de progradation identifiés sur la plate-forme continentale du Portugal. Elle montre également les relations entre progradation et ravinement.

**Coupe sismique 36** (position sur la figure 29). Dans le corps progradant en forme de prisme, on remarque que le pendage sédimentaire des réflecteurs traduit une progression horizontale. La surface sommitale est ici une surface de non-dépôt. Ce type de progradation est mis en place dans un milieu de haute énergie (soulèvement ou baisse du niveau marin).

(1) front de progradation; (2) surface de non-dépôt; (3) progradation oblique tangentielle (le pendage des couches décroît vers le bas) d'âge pliocène; (4) progradation oblique parallèle (le pendage des couches reste sensiblement constant) d'âge plio-quaternaire; (5) surface structurale conforme au toit du Miocène supérieur; (6) forme banale.

**Coupe sismique 37.** (position sur la figure 29). Dans le corps progradant en forme de muscle situé sous le rebord actuel de la plate-forme, la disposition des réflecteurs traduit à la fois une progression horizontale et un épaississement vertical. La surface sommitale est, dans ce cas, une surface d'accumulation. Ce type de progradation est mis en place dans un milieu de faible énergie (subsidence ou élévation du niveau marin).

(1) surface de non-dépôt; (2) surface d'accumulation; (3) front de progradation; (4) progradation sigmoïde d'âge quaternaire; (5) progradation oblique d'âge pliocène; (6) surface structurale conforme au toit du Miocène supérieur progradant; (7) topographie d'érosion; (8) surface structurale conforme au toit du Miocène inférieur; (9) forme banale.

**Coupe sismique 22** (position sur la figure 21). Le profil montre par la continuité des réflecteurs, que la construction du prisme progradant est synchrone du remplissage de la paléo-vallée.

(1) surface de non-dépôt; (2) front de progradation; (3) remplissage de la paléo-vallée, d'aspect stratifié sur les bords du chenal; (4) remplissage diffractant dans l'axe du chenal; (5) topographie de dissection; (6) surface d'aplanissement dans les formations néogènes basculées.

**Coupe sismique 40** (position sur la figure 29). Le profil, parallèle au front de progradation, montre l'imbrication par ravinement de corps progradants élaborés lors de différentes phases tectono-eustatiques. (1) surface de non-dépôt; (2) remplissage en progradation centripète de la paléo-vallée; (3) topographie de ravinement dans d'anciennes formations progradantes néogènes.

### FIG. 37 — LES RIDES DE CONTOURITES.

Cette figure illustre quelques types de reliefs sédimentaires construits par un courant de contour et le mécanisme envisagé pour leur mise en place.

**Schéma théorique expliquant la formation d'une ride de contourite.** Les chiffres indiquent la progression et l'élévation de la ride (à droite) et le recul corrélatif du sommet de la pente continentale (à gauche). La courbe de réparation des vitesses correspond à la situation actuelle. On a supposé que l'épaisseur maximale de dépôt se réalisait à l'aplomb la zone de plus fort gradient de vitesse. L'érosion se produit dans la zone des vitesses les plus fortes.

**Coupe-temps 44** (position sur la figure 33). Ce profil, extrait d'une publication de W. Giesel et E. Seibold (1968), montre la progression de la ride de contourite et sa position actuelle au pied de la pente continentale supérieure. On remarque aussi son passage latéral à une nappe sédimentaire distale, dont les assises les plus anciennes sont relevées sur le flanc nord du Banc du Guadalquivir (B. G.). F. A. C. Fossa Álvares Cabral; P. B. D. Planalto Bartolomeu Dias; P. F.: Planalto de Faro.

**Coupe sismique 43** (position sur la figure 33). La ride de contourite forme, conjointement avec une nappe sédimentaire distale, un plateau marginal profond (Planalto de Faro). Le bourrelet est dû à la superposition de levées sédimentaires dissymétriques d'aspect progradant, mises en place par le courant de contour graduellement décalé vers la droite à mesure qu'il érodait la pente continentale supérieure. (1) surface d'accumulation conforme au toit d'une nappe sédimentaires distale; (2) ride de contourite; (3) dépression creusée par le courant de contour; (4) progradation en forme de muscle; (5) topographie d'érosion; (6) surface structurale; (7) surface de non-dépôt.

**Coupe-temps 41** (position sur la figure 29). Cette ride de contourite plio-quaternaire forme un plateau marginal profond (Planalto de Albufeira, P. A.) Elle se situe sur le revers d'un bloc basculé à l'emplacement de la faille de Faro (F. F.). Par rapport au profil précédent, les levées successives présentent des variations d'épaisseur moindres. Par contre, leur progression horizontale plus rapide peut être imputée à l'existence d'une composante nord dans le courant de contour.

(1) ravinement plio-quaternaire; (2) discordance pontienne; (3) disposition en biseau transgressif du Miocène inférieur; (4) discontinuité oligocène sans aplanissement transgressif du Miocène inférieur; (5) discontinuité oligocène sans aplanissement visible en raison de l'absence d'érosion dans ce bassin ou de l'orientation particulière du profil; (6) discordance éocène basculée tranchant le Crétacé.

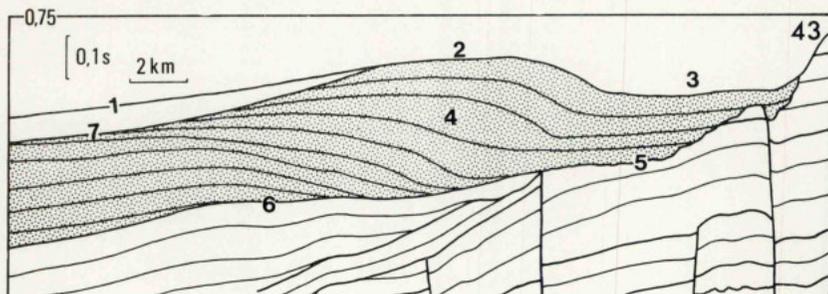
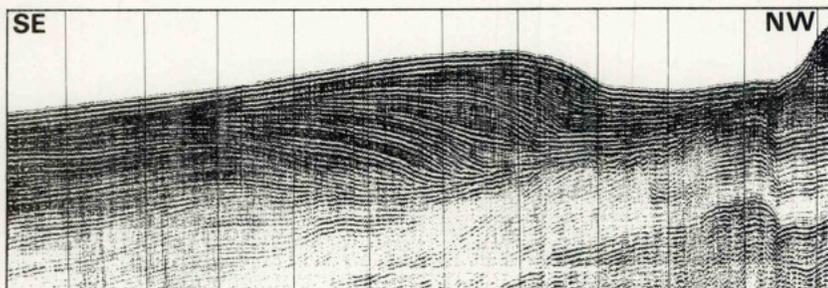
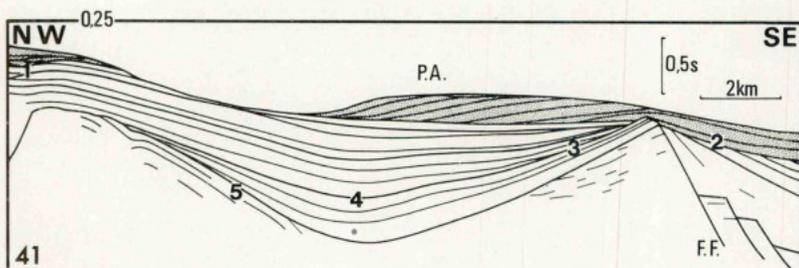
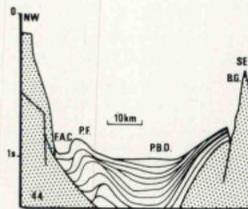
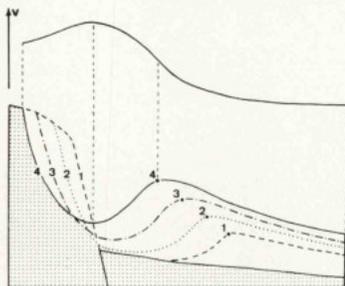


FIG. 37



# EVOLUTION MORPHOSTRUCTURALE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU PORTUGAL ET DES PROVINCES ADJACENTES

AGE (Ma)	EPOQUES	COUPE	MOUVEMENT DES PLAQUES	OROGENESE	TECTOGENESE	LITTORAL	CLIMAT	SEDIMENTATION	MORPHOGENESE SOUS-MARINE	MORPHOGENESE CONTINENTALE
230	Permien	↑ 1	Fermeture d'un Proto-Atlantique?	Réajustement isostatique ou Intumescence thermique?	discordance Derniers granites tardihercyniens. Compression E-W: chevauchement de l'Autunien et rejeu dextre des failles NE-SW		Aride	Dépôts continentaux peu étendus (bassin du Buçaco), drainage vers l'Est (Mésogée?)		Erosion de la chaîne hercynienne (ablation > 2 km); nivellement et amincissement crustal. Elaboration de la SURFACE POST-HERCYNIE (S. P. H., 3 c)
	Trias	inf. ↓			saallienne					
195		↑ 2	Début de l'ouverture entre l'Amérique et l'Afrique	Subsidence post-tectonique?	Volcanisme doléritique	t →	Semi-aride Aridité croissante	Molasses paraliq. (Grès de Silves), argiles et évaporites (Marnes de Dargorda); milieu lagunaire	Bras de mer épicontinentale sur l'emplacement des bassins lusitanien (B.L.) et d'Algarve (B.A.). Fermeture épisodique	Regradation lente de la S. P. H.
	Jurassique	inf. ↓								
140		↑ 3	Ouverture océanique franche entre l'Amérique et l'Afrique Début de l'ouverture entre l'Ibérie et le bloc américano-européen selon une direction (NE-SW) parallèle aux accidents tardihercyniens	Intumescence thermique	Formation de deux rifts (B.L. et B.A.)	t →		Marno-calcaires néritiques: locallement (B.L.) apports détritiques ou milieu confiné	Approfondissement des bassins (B.L. et B.A.) en fosses	Dégradation lente de type biostatique
		↓		Détumescence thermique	Début du diapirisme	t →		Dépôts plus franchement marins (calcaires à filaments et à Ammonites)	Différenciation d'un plate-forme avec des récifs coralliens et d'une pente rudimentaire	
		↑ 4		Intumescence thermique	Diapirisme	← r	Tropical			Troncature des sommets du bombement: SURFACE JURASSIQUE (3 b)
		↓			callovienne	t →		Marno-calcaires saumâtres avec intercalations détritiques (B.L.)	Approfondissement puis comblement du bassin lusitanien	
		↑ 5		Intumescence thermique	Accentuation d'un rift (B.L.)	← r				
140	Cretacé	inf. ↓	Réorientation de l'ouverture		Formation des blocs basculés (B.L.)			Différenciation entre la sédimentation détritico des bordures et les formations marino-saumâtres des parties centrales. Marnes noires en bas de la pente continentale	Individualisation d'une première pente continentale au-delà des montagnes bordières	Erosion des bordures, épandage détritico fluvial et formation de la SURFACE NEOCOMIENNE (3 a)
		↑ 6	Séparation totale Ibérie - Amérique (anomalie J); déplacement de l'Ibérie par rapport au bloc américano-européen selon une direction parallèle au mouvement de l'Afrique (NW-SE).	Détumescence thermique	Jeu de l'accident de Nazaré	t →	Tropical humide			
65		↑ 7	Début du rapprochement de l'Afrique et de l'Ibérie	Soulèvement de compartiments	Granites et basaltes	← r	Episodes moins chauds et moins humides?	Dépôts biogènes (calcaires à Rudistes) d'eau peu profonde avec ceinture côtière de sables terrigènes. Pénétration des influences marines franches	Disparition des reliefs bordiers et formation d'une première plate-forme continentale étendue, ouverte sur l'océan	Perfectionnement de la surface néocomienne fossilisée par les grès du Buçaco SURFACE SENONIENNE (2 c)
	Eocène	inf. ↓	Fermeture du golfe de Gascogne			t →				
40		↑ 8	Collision Europe-Ibérie	Reprise des soulèvements compressifs	Plissement et diapirisme		Plus sec		Soulèvement de panneaux découpés dans la pente continentale (Principes de Avis, etc.)	SURFACE EOCENE (2 b) fossilisée par les sables ludiens
		↓		anté-aquitaniennne		t →		Dépôts de plate-forme		
40	Oligocène	↑ 9	Fin de la fermeture du golfe de Gascogne	Subsidence post-tectonique		t →				
		↓	Collision Ibérie-Afrique à l'Est	Plis de fond ou intumescence thermique?	Basculements et diapirisme	← r	Tropical (savanes) avec alternance de périodes sèches et humides	Formations fluviolacustres grossières (complexe de Benfca)	Plate-forme d'abrasion marine à bordure ravivée Ebauche des canyons et des plaines abyssales?	Formation d'un bourrelet marginal? isolant des bassins endoréiques (à attapulgite) SURFACE OLIGOCENE (2 a) affectant la quasi totalité de la plate-forme («surface fondamentale» de la Meseta)
25		↑ 10	Ouverture des bassins marginaux de la Méditerranée	Détente post-tectonique	Différenciation des grabens	t →			Plate-forme d'abrasion littorale	Début d'élaboration: — des surfaces périphériques (pédilaines) SURFACE HELVETIENNE (1 d) — du glaciais polygénique Dépôt des arkoses langhiennes
	Miocène	mo. ↓	Subduction Ibérie-Afrique à l'Ouest: — obduction de Gorringe — olistostrome de Gibraltar	Flexure continentale	Chevauchements induits par les accidents tardihercyniens (Arrábida, Nazaré, Cordilheira central)		Sub-tropical moins chaud et moins humide	Molasses paraliq.	Surface de progradation aboutissant à la création d'une nouvelle plate-forme, creusement des canyons, effondrement et remblaiement des plaines abyssales	
		↑ 11			tortonienne					
5	Pliocène	Pont. ↓	Isolément et assèchement de la Méditerranée	Exhaussements	Rejeux	← r	Sub-tropical plus chaud avec alternance de périodes humides (latéritisantes) et sèches (intermédiaires arides)	Formations argilo-gréseuses sur le rebord de la plate-forme	Creusement des paléo-vallées	Extension perturbée par l'instabilité tectonique, des surfaces périphériques et du glaciais polygénique SURFACE PONTO-PLIOCENE (1 c)
		↑	Ouverture du détroit de Gibraltar et passage de la veine méditerranéenne		pontienne	t →		Dépôts des contourites	Façonnement de la surface d'abrasion sommitale de la plate-forme. Accroissement des formations progradantes	SURFACE VILAFRANCHIENNE (1 b)
2	Quaternaire	Vill. ↓			villafanchienne	t →		Turbidites dans les plaines abyssales	Creusement et construction par le courant de contour	Epandage des rañas
		Pleist. sup. ↓	Remobilisations intraplaques par collision de l'Afrique et de l'Ibérie	Reprise des exhaussements Gauchissements	Remobilisation des diapirs et des accidents profonds	← r	Aride		Comblement de certaines paléo-vallées	Surcreusement et remblaiements des vallées et des embouchures
		Hol. ↓				t →	Alternance de périodes «froides» et «tempérées»		Recul des têtes de canyon Falaises et plages submergées Edification des deltas profluviatiles	Régularisation du rivage

FIG. 39 — EVOLUTION MORPHOSTRUCTURALE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU PORTUGAL ET DES PROVINCES ADJACENTES: TABLEAU SYNOPTIQUE.  
Les numéros des coupes renvoient à ceux de la Figure 40. Les Flèches avec (transgression) et (régression) indiquent le sens de déplacement du rivage. B. L.: bassin lusitanien; B. A.: bassin de l'Algarve.

**FIG. 40**—*EVOLUTION MORPHOSTRUCTURALE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU PORTUGAL ET DES PROVINCES ADJACENTES: COUPES CHRONOLOGIQUES.*

L'explication de ces coupes, schématiquement situées sur la façade occidentale du Portugal, est donnée dans le tableau de la figure 39.

**A. Héritage tardi-hercynien:** 1. Permien-Trias inférieur.

**B. Morphologies de distension:** 2. Trias supérieur-Infralias; 3. Lias-Dogger; 4. Limite Dogger-Malm; 5. Malm; 6. Crétacé inférieur; 7. Crétacé supérieur-Eocène inférieur.

**C. Morphologies de compression:** 8. Eocène supérieur; 9. Oligocène; 10. Miocène inférieur; 11. Miocène supérieur et Plio-Quaternaire.

(1) mouvements verticaux (orogénèse-subsidence); (2) mouvements horizontaux (compression-distension); (3) expansion océanique; (4) direction de l'érosion; (5) surface d'aplanissement.

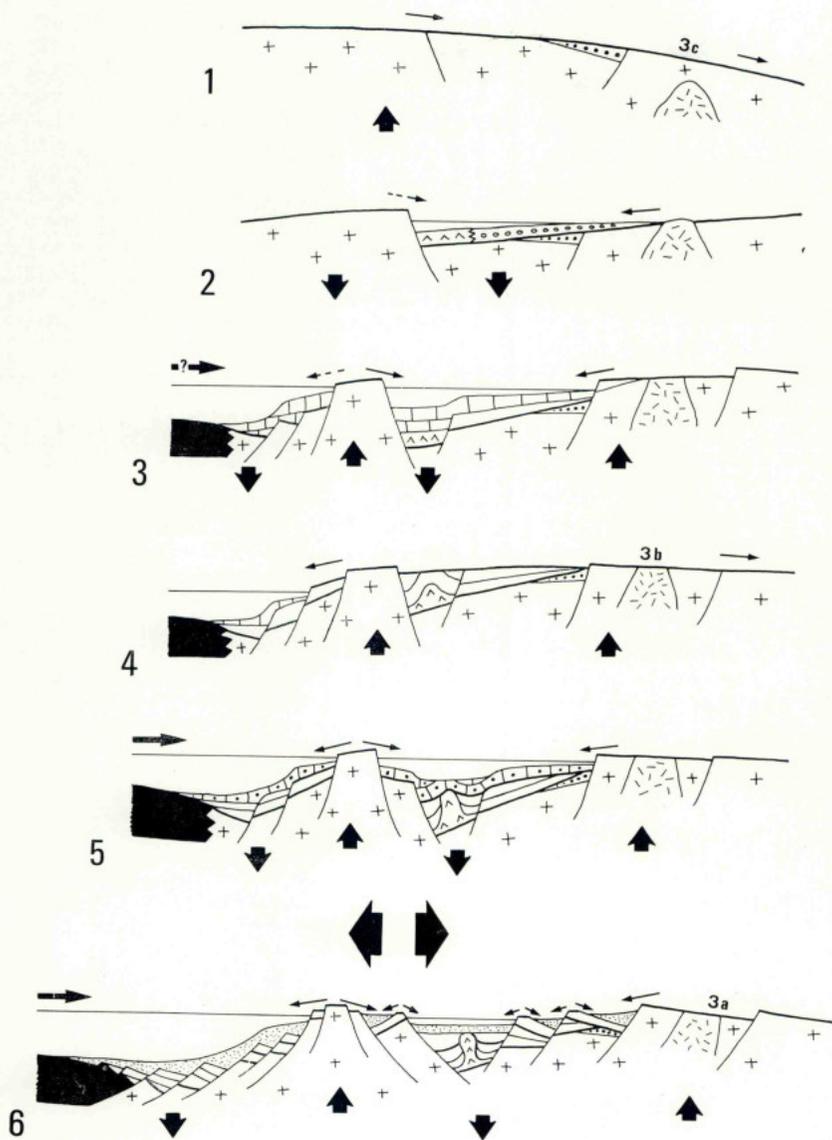


FIG. 40

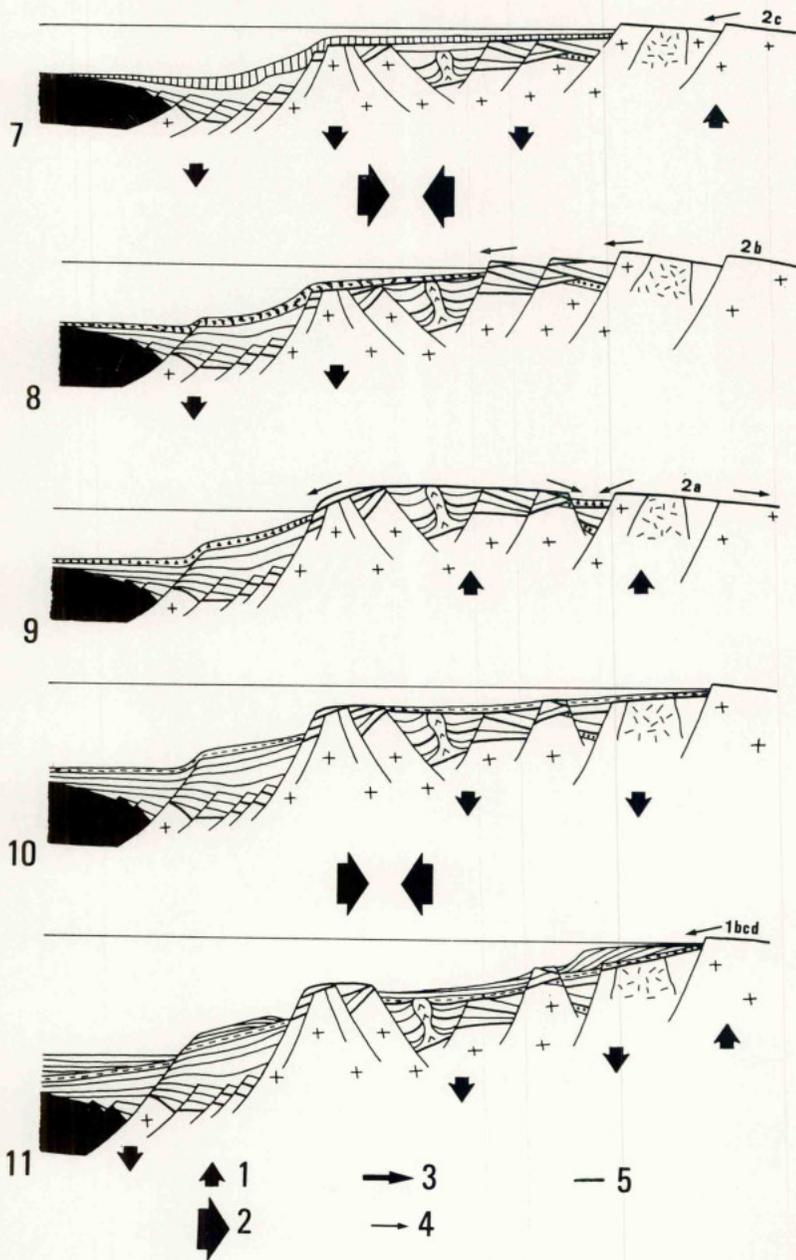


FIG. 40 — (SUITE)

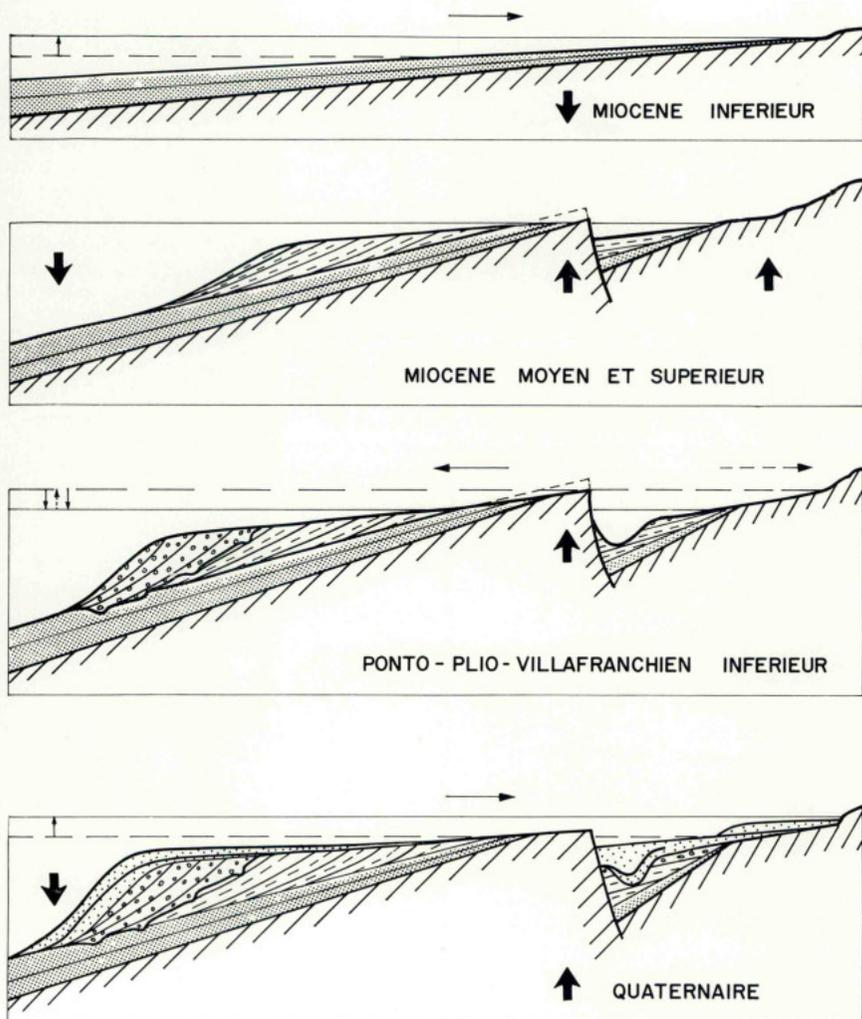


FIG. 41 — EVOLUTION DE LA PLATE-FORME AU NEOGENE ET AU QUATERNAIRE.

Le commentaire des coupes est donné dans le texte.

- (1) variation relative (par rapport au fond) du niveau marin; (2) transgression ou régression (de la ligne de rivage); (3) mouvement vertical (orogénèse-subsidence).

Composto e Impresso

na

SOCIEDADE TIPOGRAFICA, LDA.

1100 LISBOA

#### MEMÓRIAS DA COMISSÃO GEOLÓGICA DE PORTUGAL (1857-1869)

- 1865 — GOMES, B. A. — *Vegetaes fosseisn* — Flora fossil do terreno carbonífero das visinhanças do Porto, Serra do Buçaco e Moinho d'Ordem, próximo de Alcácer do Sal, 46 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1865 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Da existência do homem em epochas remotas no valle do Tejo*; — *Notícia sobre os esqueletos humanos descobertos no Cabeço da Arruda*, 40 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1866 — RIBEIRO, C. — *Estudos geologicos*; — *Descripção do terreno quaternário das bacias hydrographicas dos rios Tejo e Sado*. 164 p., 1 carta (com versão francesa por Dalhuny). Esgotada.
- 1866-67 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Molluscos fosseis*; — *Gasteropodes dos depositos terciarios de Portugal*. 2 fasc. 263 p., 28 est. (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotada.
- 1867 — NERY DELGADO, J. F. — *Estudos geologicos*; — *Da existência do homem no nosso solo em tempos mui remotos provada pelo estudo das cavernas*; — *Notícia acerca das grutas de Cesareda*. 133 p., 3 est. (Com versão francesa por Dalhuny). Esgotada.
- 1867 — RIBEIRO, C. — *Estudos geológicos*; — *Memória sobre o abastecimento de Lisboa com águas da nascente e águas de rio*. 119 p. Esgotada.
- 1868 — PEREIRA DA COSTA, F. A. — *Monumentos prehistoricos*; — *Descripção de alguns dolmens ou antas de Portugal*. 97 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotada.

#### MEMÓRIAS DA SECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1869-1886)

- 1871 — RIBEIRO, C. — *Descripção de alguns silix e quartzites lascados encontrados nas camadas dos terrenos terciário e quaternário das bacias do Tejo e Sado*. 57 p., 10 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1876 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal*; — *Sobre a existência do terreno siluriano no Baixo Alentejo*; 35 p., 2 est., 1 carta (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1878 — RIBEIRO, C. — *Estudos prehistoricos em Portugal*; — *Noticia de algumas estações e monumentos prehistóricos*, 1.º vol. 72 p., 21 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1880 — *Idem* — *Idem*, 2.º vol., 86 p., 7 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1880 — CHOFFAT, P. — *Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal*; — *Le Lias et le Dogger au Nord du Tage*. (XII+72) p.
- 1881 — VASCONCELOS PEREIRA CABRAL, F. A. de — *Estudo de depósitos superficiais da bacia do Douro*. 88 p., 3 est.
- 1881 — HEER, O. — *Contribution à la flore fossile du Portugal*. 51 p., 29 est. Esgotada.
- 1885 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal. Première étude*; — *Contrées de Cintra, Bellas et de Lisbonne*, 76 p., 3 est. Esgotada.
- 1885 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal; Estudo sobre os Bilobites e outros fosseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal*. 111 p., 43 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1886 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I*; — *Espèces nouvelles ou peu connues*. 1ère série, 40 p., 18 est. Esgotada.

#### MEMÓRIAS DA COMISSÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1886-1892)

- 1885-88 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal*; — *Mollusques lamellibranches. Deuxième ordre, Asiphonidae*, 1ère et 2ème livraison, 76 p., 19 est. Esgotada.
- 1887-88 — LORIOL, P. DE — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. II*; — *Description des Echinodermes*, 2 fasc., 124 p., 22 est. Esgotada.
- 1887-88 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrenos paleozoicos de Portugal*; — *Estudo sobre os Bilobites e outros fosseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal*. Suplemento — 76 p., 12 est. (Com tradução em francês). Esgotada.

- 1888 — LIMA, W. DE — *Flora fossil de Portugal*; — *Monographia do género Dicranophyllum (Sistema Carbonico)*, 14 p., 3 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1889 — CHOFFAT, P. — *Étude géologique du tunnel du Rocío. Contribution à la connaissance du sous-sol de Lisbonne*. Avec un article paléontologique par J. C. BERKELEY COTTER et un article zoologique par ALBERT GIRARD. 106 p., 7 est. Esgotada.
- 1890-91 — LORIOI, P. DE — *Description de la faune jurassique du Portugal*; — *Embranchement des Echinodermes*. 179 p., 29 est. Esgotada.
- 1892 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal*; — *Descrição de uma forma nova de Trilobite*, Lichas (Uralichas) ribeiroi. 31 p., 6 est. (Com tradução em francês). Esgotada.

#### MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS TRABALHOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1892-1899)

- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal*; — *Classe des Cephalopodes. 1ère série, Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras*. 82 p., 20 est. Esgotada.
- 1893 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal*; — *Mollusques lamelibranches. Premier ordre. Shiphonida*. 1ère livraison. 30 est. Esgotada.
- 1894 — SAPORTA, M. — *Flore fossile du Portugal*; — *Nouvelles contributions à la flore mésozoïque*. Accompagnés d'une notice stratigraphique par PAUL CHOFFAT. 288 p., 40 est. Esgotada.
- 1896 — LORIOI, P. DE — *Description des Echinodermes tertiaires du Portugal*. Accompagnée d'un tableau stratigraphique par J. C. BERKELEY COTTER. 50 p., 13 est. Esgotada.
- 1897 — NERY DELGADO, J. F. — *Fauna silurica de Portugal*; — *Novas observações acerca de Lichas (Uralichas) ribeiroi*. 35 p., 4 est. (Com tradução em francês). Esgotada.
- 1897-98 — SAUVAGE, H. E. — *Vertébrés fossiles du Portugal*; — *Contributions à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacique*. 48 p., 10 est. Esgotada.
- 1898 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal*; — *Vol. I. Espèces nouvelles au peu connues*. 2ème série: — *Les Ammonnés du Bellasien des couches à Neolobites Vibrayeanus, du Turonien et du Sénonien*. 46 p., 20 est. Esgotada.

#### MEMÓRIAS DA DIRECÇÃO DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1899-1901)

- 1900 — CHOFFAT, P. — *Recueil de monographies stratigraphiques sur le système crétacique du Portugal*; — *Deuxième étude: — Crétacique supérieur au Nord du Tage*, 287 p., 11 est. Esgotada.

#### MEMÓRIAS DA COMISSÃO DO SERVIÇO GEOLÓGICO DE PORTUGAL (1901-1918)

- 1901-1902 — CHOFFAT, P. — *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal. Vol. I. Espèces nouvelles ou peu connues*. 3ème série: — *Mollusques du Sénonien à facies fluvio-marin*. 18 p., 2 est.; 4ème série: — *Espèces diverses et table des quatre séries*. 67 p., 16 est. Esgotada.
- 1903 — CHOFFAT, P. — *Contributions à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. I: — Le Crétacique de Condúcia*. 31 p., 9 est. Esgotada.
- 1903-1904 — DOLLFUS, G. F., BERKELEY COTTER, J. C. & GOMES, J. P. — *Mollusques tertiaires du Portugal*; — *Planches de Céphalopodes, Gastéropodes, et Pélécy-podes, laissées par F. A. PEREIRA DA COSTA, accompagnés d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique*. 120 p., 1 quadro estratigráfico, 1 retrato e 27 est.
- 1904-1905 — KOBY, F. — *Description de la faune jurassique du Portugal*; — *Polypiers du Jurassique supérieur*. Avec une notice stratigraphique par P. CHOFFAT. 168 p., 30 est. Esgotada.
- 1905 — CHOFFAT, P. — *Contribution à la connaissance géologique des colonies portugaises d'Afrique. II: — Nouvelles données sur la zone littorale d'Angola*. 48 p., 4 est. Esgotada.
- 1907 — ROMAN, F. & TORRES, A. — *Le Néogène continental dans la basse vallée du Tage (rive droite)*. Avec une note sur les empreintes végétales de Pernes par M. FLICHE. 109 p., 6 est. Esgotada.
- 1908 — CHOFFAT, P. — *Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida*. 89 p., 10 est. Esgotada.
- 1908 — NERY DELGADO, J. F. — *Système silurique du Portugal: — Étude de stratigraphique paléontologique*. 247 p., 8 est. 1 quadro estratigráfico. Esgotada.
- 1909 — DOLLFUS, G. & BERKELEY COTTER, J. C. — *Mollusques tertiaires du Portugal: — Le Pliocène au Nord du Tage (Plaisancien)*. 1ère partie, Pelecipoda. Précédé d'une notice géologique. 103 p., 9 est. Esgotada.
- 1910 — NERY DELGADO, J. F. — *Terrains Paléozoïques du Portugal: — Étude sur les fossiles des schistes à Néréites de San Domingos et des Schistes à Néréites et à Graptolites de Barrancos*. (Obra póstuma). 68 p., 51 est. Esgotada.
- 1910 — CHOFFAT, P. & BENSÁUDE, A. — *Étude sur les séisme du Ribatejo du 23 avril 1909*. 146 p., 4 est. 2 cartas. Esgotada.
- 1912 — CHOFFAT, P. & BENSÁUDE, A. — *Estudos sobre o sismo do Ribatejo de 23 de Abril de 1909*. (Versão do original francês). Esgotada.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (1918-1952)

- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *O terramoto do 1.º de Novembro de 1755 em Portugal e um estudo demográfico*. Vol. I *Distritos de Faro, Beja e Évora*. p. 1 a 278, 7 est. Esgotada.
- 1919 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem*. Vol. II. *Distritos de Santarém e Portalegre*, p. 279 a 474, 5 est. Esgotada.
- 1928 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem*. Vol. III. *Distrito de Lisboa*, p. 475 a 950, 5 grav. e 6 est.
- 1932 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Idem*. Vol. IV. *Distritos de Leiria, Castelo Branco, Coimbra, Guarda, Aveiro e Viseu*. p. 951 a 1014. (Com uma notícia necrológica sobre o autor).
- 1937-38 — FREIRE DE ANDRADE, C. — *Os vales submarinos portugueses e o diastrofismo das Berlengas e da Estremadura*. 249 p., 7 esb. geol., 1 carta tectónica na escala 1:1 000 000. (Com um sumário em inglês à parte).
- 1945 — TEIXEIRA, C. — *Nymphacées fossiles du Portugal*, 13 p., 4 est.
- 1947 — CHOFFAT, P. — *Description de la faune jurassique du Portugal: — Brachiopodes*. 46 p., 19 est. Publicação póstuma. (Coordenação e preâmbulo por C. TEIXEIRA).
- 1948 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa*. 1.ª parte 119, p., 45 est.
- 1949 — RIBEIRO, C. — *Vues de la côte portugaise entre l'estuaire de la rivière de Maceira et Pedra do Frade à l'Ouest de Cezimbra*. 3 p., 13 est. Publicação póstuma. (Coordenação e texto de G. ZBYSEWSKI). Esgotada.
- 1949 — ZBYSEWSKI, G. — *Les vertébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne*. 77 p., 22 est.
- 1949 — MENDES CORREIA, A. & TEIXEIRA, C. — *A jazida pré-histórica de Eira Pedrinha (Condeixa)*. 65 p., 16 est.
- 1950 — TEIXEIRA, C. — *Flora mesozóica portuguesa*. 11.ª parte, 35 p., 13 est.
- 1951 — CHOFFAT, P. — *Planches et coupes géologiques de la région éruptive du Nord du Tage*. 3 p., 23 est. 1 carte. Publicação póstuma. (Coordenada e apresentada por A. DE CASTELO BRANCO).
- 1952 — PEREIRA DE SOUSA, F. L. — *Esboços geológicos da parte ocidental de Angola*. Publicação póstuma. (Texto explicativo por M. MONTENEGRO DE ANDRADE). 12 p., 8 est., 2 cartas.

MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL (Nova Série)

- 1953 — BERGOUNIOUX, F. M., ZBYSEWSKI, G. & CROUZEL, F. — *Les Mastodontes miocènes du Portugal*. 139 p., 60 est. (Mem. n.º 1).
- 1957 — LAPPARENT, A. F. DE & ZBYSEWSKI, G. — *Les Dinossauriens du Portugal*. 64 p., 36 est. (Mem. n.º 2).
- 1959 — ZBYSEWSKI, G. — *Etude structurale de l'aire tynophique de Caldas da Rainha*. 184 p., 11 est., 1 carta geológica (Mem. n.º 3).
- 1959 — CASTELO BRANCO, A. DE, ZBYSEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., VEIGA FERREIRA, O. DA, TORRE DE ASSUNÇÃO, C. F., MACHADO, F., NASCIMENTO, J. M., DENIZ, A. F. & TAZIEFF, H. — *Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos*. 104 p., 5 quadros, 2 cartas geol. (Mem. n.º 4). Contém, em carteira, *Notícia explicativa da folha Faial (Açores) da Carta Geológica de Portugal na escala de 1:25000* por G. ZBYSEWSKI, F. MOITINHO DE ALMEIDA, O. DA VEIGA FERREIRA & C. TORRE DE ASSUNÇÃO.
- 1959 — REAL, F. — *Intrusões Kimberlíticas da Lunda. Contribuição para o conhecimento do Karroo de Angola*. 118 p., II fig., 36 est. Contém, em carteira, 3 esboços geológicos. (Mem. n.º 5).
- 1960 — SUNAGAWA, I. — *Growth and etch features of hematite crystals from the Azores Islands, Portugal*. 47 p., 17 fig., 21 est. (Mem. n.º 6).
- 1961 — RUGET-PERROT, CH. — *Etudes stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage*. 197 p., 11 est., 3 cartas. (Mem. n.º 7).
- 1961 — LEISNER, V., ZBYSEWSKI, G. & VEIGA FERREIRA, O. DA — *Les grottes artificielles de Casal Pardo (Palmela) et la culture du vase campaniforme*, 62 p., 22 est. (Mem. n.º 8).
- 1962 — CUNHA, J. C., MACHADO, F., RICHARDS, A. F., HERSEY, J. B., MC GUINNESS, W. T., ZBYSEWSKI, G., VEIGA FERREIRA, O. DA, CAMPOS, V. S. & GARCIA, J. A. S. — *Le Volcanisme de l'Île de Faial et l'éruption du Volcan de Capelinhos (Deuxième partie)*. 54 p., 11 fig., 13 est. (Mem. n.º 9).
- 1962 — ASSUNÇÃO, C. F. TORRE DE — *Rochas graníticas do Minho e Douro. Novos elementos para o seu conhecimento*. 73 p., 12 est. (Mem. n.º 10).
- 1965 — CARVALHOSA, A. BARROS — *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel e Ficalho (Alentejo)*. 132 p., 9 fig., 1 carta, 9 est. (Mem. n.º 11).
- 1966 — FERREIRA, O. DA VEIGA — *La culture du vase campaniforme au Portugal*. 123 p., 16 fig., 24 est. (Mem. n.º 12).
- 1967 — ANTUNES, M. TELLES — *Um Mesosauquiano do Liasico de Tomar (Portugal). Considerações sobre a origem dos Crocodilos*. 66 p., 10 fig., 6 est. (Mem. n.º 13).
- 1968 — KÜHNE, W. G., KREBS, B. — *Contribuição para a fauna do Kimeridgiano da mina de lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. I Parte — *History of discovery, report on the work performed, procedure, technique and generalities. Le Crocodilien Machimosaurus*. 53 p., 25 fig. (Mem. n.º 14).
- 1968 — CARVALHO, A. M. GALOPIM DE — *Contribuição para o conhecimento geológico da bacia terciária do Tejo*. 217 p., 26 fig., 20 est. (Mem. n.º 15).

- 1969 — LEISNER, V., ZBYSEWSKI, G., FERREIRA, O. V. — *Les Monuments préhistoriques de Praia das Maças et de Casinhos*. 100 p., 36 est. (Mem. n.º 16).
- 1970 — HAIN, GERHARD & HELMDACH, FRIEDRICH-FRANZ — *Contribuição para o conhecimento da Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. II Parte. III — *The dentition of the Paulchoffatidae (multituberculata, Upper Jurassic)*. IV — *Stratigraphy and ostracoda-fauna from the coalmine Guimarota (Upper Jurassic)*. 88 p., 43 fig., 4 est., 4 tab. (Mem. n.º 17).
- 1971 — GONÇALVES, F. — *Subsídios para o conhecimento geológico do nordeste alentejano*. 62 p., 4 fig., 2 estend. 1 mapa em carteira. 7 est. (Mem. n.º 18).
- 1971 — RAMALHO, MIGUEL M. — *Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal)*. 218 p., 11 fig., 7 est., 39 est. (Mem. n.º 19).
- 1972 — ANTHONIOZ, P. M. — *Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (N-E du Portugal)*. *Étude pétrographique et structurale*. 192 p., 57 fig., 8 estend. 12 est. (Mem. n.º 20).
- 1972 — REY, J. — *Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal)*. 477 p., 162 fig. sendo 3 estend., 22 (Mem. n.º 21).
- 1973 — SEIFERT, J., THULBORN, A. R. & BRAM, H. — *Contribuição para o conhecimento da Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. III Parte. V — *Upper Jurassic Lizards from middle Portugal*. VI — *Teeth of Ornithischian Dinosaurs from the Upper Jurassic of Guimarota mine (Portugal)*. VII — *Chelonia from the Upper Jurassic of Guimarota mine (Portugal)*. 141 p., 96 fig., 4 est. (Mem. n.º 22).
- 1973 — BERTHOU, P. Y. — *Le Cénomaniens de l'Estrémadure portugaise*, 169 p., 13 fig., 2 ext., 67 est. (Mem. n.º 23).
- 1974 — RIBEIRO, A. — *Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes oriental*. 177 p., 65 fig., 5 tabl., 73 est., 8 mapas em carteira (Mem. n.º 24).
- 1976 — PALAIN, C. — *Une série détritique terrigène. Les «Grès de Silves»: Trias et Lias inférieur du Portugal*. 377 p., 103 fig., 309 est. (Mem. n.º 25).
- 1978 — SOUSA, M. J. LEMOS DE — *Contribution à l'étude du Bassin Houillier du Douro (NW du Portugal)*. *Atlas de Micro-pétrographie des Peramthracites*. 92 p., 7 fig., 36 est., 2 mapas em carteira (Mem. n.º 26).

#### MEMÓRIAS DOS SERVIÇOS GEOLÓGICOS DE PORTUGAL

- 1980 — KRUSAT, G. — *Cotribuição para o conhecimento da Fauna do Kimeridgiano da Mina de Lignito Guimarota (Leiria, Portugal)*. IV Parte — *Haldanodon expectatus KÜHNÉ & KRUSAT 1972 (Mammalia, Doconta)*. 79 p., 32 fig., 12 est. (Mem. n.º 27).
- 1981 — VANNEY, J. R. & MOUGENOT, D. — *La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique*, 145 p., 41 fig. (Mem. n.º 28).

