

A MARGEM CONTINENTAL PORTUGUESA. BREVE SÍNTESE DO CONHECIMENTO ACTUAL

A margem continental portuguesa pode considerar-se uma margem estudada, no conjunto, apesar do seu conhecimento ser, ainda, regionalmente desigual. Esta nota retoma um trabalho mais extenso⁽¹⁾ e pretende sintetizar a génese e evolução desta margem, bem como dar uma imagem da diferenciação geomorfológica que ela exibe e que é uma consequência desta evolução. Reúne, portanto, as informações de uma bibliografia já relativamente vasta. Em introdução definem-se as várias unidades geomorfológicas que serão tratadas adiante e apresenta-se a evolução dos estudos na margem portuguesa. A génese e diferenciação desta margem é uma consequência da evolução geológica, que se resume a seguir. Apresentam-se com mais pormenor os grandes tipos geomorfológicos da margem continental portuguesa e a sua repartição espacial, bem como alguns dos factores da morfogénese, para além dos geológicos.

(1) A. RAMOS PEREIRA (1991) — *A geomorfologia da margem portuguesa: conhecimento actual e linhas de pesquisa*. Prova Complementar de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 79 p. + 3 mapas em anexo.

Em conclusão, sintetiza-se a diversidade e a originalidade da margem continental portuguesa.

a) As unidades geomorfológicas das margens continentais

Antes de caracterizar a margem continental portuguesa, importa salientar a diversidade geomorfológica das margens continentais, para se entender a evolução do conhecimento da portuguesa.

A área submersa adjacente ao litoral é constituída por três unidades geomorfológicas: a plataforma continental, o talude continental e a planície abissal (fig. 1).

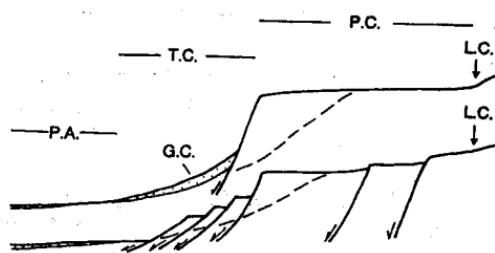


Fig. 1 — As unidades geomorfológicas das margens continentais. L. C. — linha de costa; P. C. — plataforma continental; T. C. — talude continental; G. C. — glacis continental; P. A. — planície abissal. O tracejado indica incisões no talude e na plataforma continental.

A *plataforma continental* é a unidade submersa, mais próxima da linha de costa e cujo limite exterior corresponde, em geral, a uma viga-rosa ruptura de declive, a profundidade variável. No conjunto, é uma forma de arrasamento, de perfil transversal unido ou marcado por uma escadaria de patamares, na qual existe, em geral, uma película superficial de depósitos, de espessura variável, essencialmente provenientes do afluxo de aluviões, actuais ou herdadas, desigualmente retocadas pelo mar.

O *talude continental* é uma vertente escarpada, podendo ter um *glacis* no troço inferior (o *glacis continental*), e constitui a passagem entre a plataforma continental e a planície abissal (fig. 1). E, consequentemente, uma área de trânsito de sedimentos entre aquelas duas unidades. O talude continental corresponde a uma fronteira estrutural, pois marca o limite exterior da litosfera continental, que pode estar, em parte, mascarada por uma forma construída, uma frente de progradação, quando a abundância de sedimentos o permite.

A *planície abissal* é a unidade mais profunda, constituída por litosfera oceânica. E a receptora dos sedimentos provenientes da plataforma continental, que progridem até ao escarpado do talude ou são drenados por colectores submarinos, vales ou canhões, que entalham o talude e a plataforma continental (fig. 1).

Na margem portuguesa, a diferenciação geomorfológica (fig. 2) é relativamente recente à escala geológica e deriva da génese e evolução

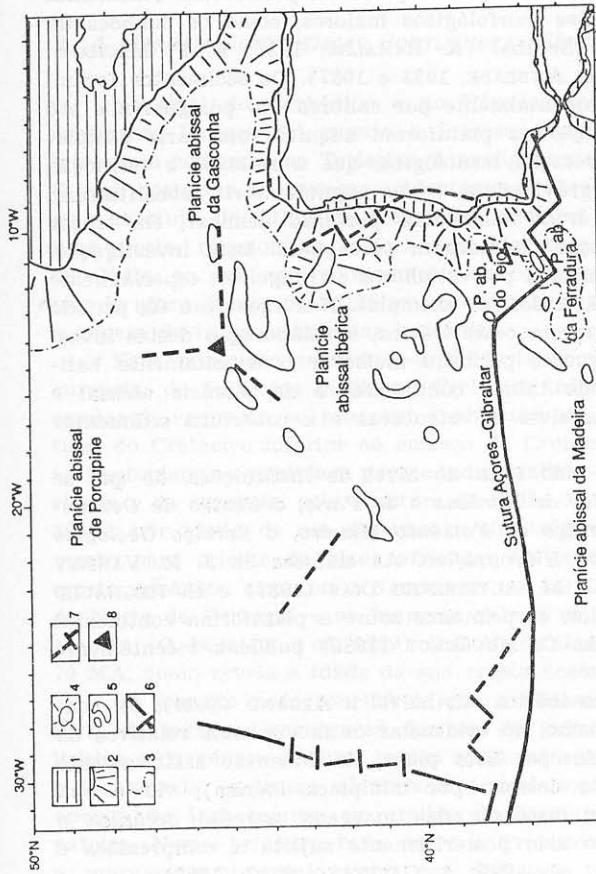
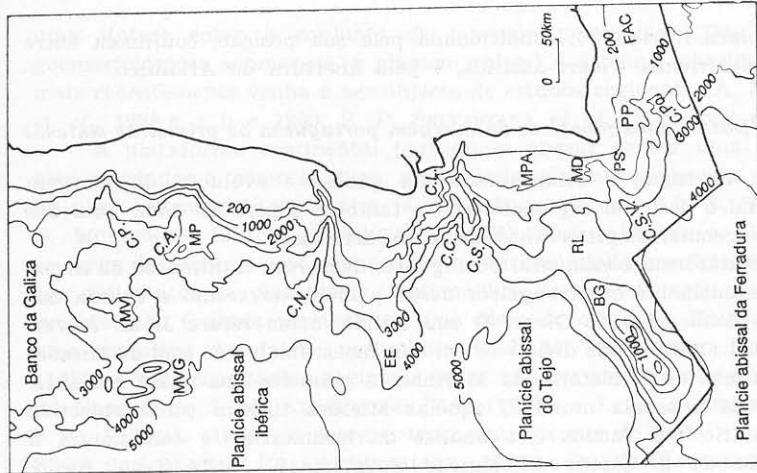


Fig. 2 — A margem continental portuguesa. 1 — plataforma continental; 2 — talude continental (a densidade dos traços pretende sugerir o declive); 3 — limite superior da planície abissal; 4 — planaltos e bancos marginalis; 5 — relevos na planície abissal; 6 — dorsal activa; 7 — dorsal fóssil; 8 — ponto tripla. BG — Banco de Gorringe; C. A. — canhão de Aveiro; C. C. — canhão de Casais; C. N. — canhão da Nazaré; C. L. — canhão de Lisboa; C. P. — canhão do Porto; C. Po. — canhão de Portimão; C. S. — canhão de Setúbal; C. S. V. — canhão de S. Vicente; EE — Esporão da Estremadura; FAC — Fossa de Alvares Cabral; MD — Montanha de Vigo; MVG — Montanha de Vigo; MPA — Montanha dos Príncipes de Avis; MV — Montanha da Gama; PP — Planaalto de Portimão; PS — Planaalto de Sagres; RL — Rincão da Lebre; T — Tore (baseada em S. DAVEAU em O. RIBEIRO *et al.*, 1987; D. MOUGENOT, 1989; A. MAUFFRET *et al.*, 1989 a e b; J.-A. MALON, 1989 b e S. P. SRIVASTAVA *et al.*, 1990).

da miniplaca ibérica ^(*), condicionada pela sua posição, confinada entre as placas africana e euro-asiática, e pela abertura do Atlântico.

b) *Dos estudos pioneiros da margem portuguesa às primeiras sínteses*

Em Portugal, o conhecimento da génesis e evolução da margem continental é desigual regionalmente e também dentro de cada uma das unidades geomorfológicas anteriormente definidas.

A plataforma continental portuguesa, despertou o interesse de investigadores nacionais e estrangeiros desde o início do século e é uma das melhores conhecidas do Globo. O seu estudo, como refere J. M. ALVEIRINHO DIAS (1987), pode dividir-se em três fases. Iniciou-se com as Missões Hidrográficas do Ministério da Marinha, a primeira das quais em 1913. Precursoras à escala mundial, aquelas Missões tinham como objectivo «o inventário dos fundos e a análise da batimetria» e conduziram à elaboração de 8 Cartas Litológicas Submarinas. Nesta fase, foram reconhecidas as principais diferenças no perfil da plataforma continental e identificados os acidentes morfológicos maiores, como os canhões da Nazaré, de Lisboa e de Setúbal (A. RAMALHO, 1932; F. F. MACHADO, 1933 e 1934; C. FREIRE DE ANDRADE, 1933 e 1937). Os sedimentos foram, então, classificados fundamentalmente por calibres. No pós-guerra e até aos anos 60, a investigação na plataforma adquiriu um cariz completamente diferente. A revolução tecnológica, que a reflexão e refracção sísmica e acústica, a gravimetria e a magnetometria constituíram, aplicada ao estudo das áreas submersas, permitiu delinear, em traços gerais, a génesis e evolução da margem portuguesa. Esta investigação, muito dispendiosa, foi realizada por estudiosos estrangeiros, especialmente franceses (BERTHOIS *et al.*, 1965, por exemplo). Nos anos 70 e 80, período fecundo no estudo da margem oeste ibérica, a colaboração destes investigadores com os portugueses permitiu melhorar o levantamento batimétrico da plataforma, do talude continental e da planície abissal e estudar com o detalhe possível as estruturas e a cobertura sedimentar não consolidada.

A colaboração tem sido feita ao nível de instituições, de que se salientam as *Universidades de Bordéus e de Paris*, o *Centro de Oceanologia da Bretanha*, o *Serviço de Fomento Mineiro*, o *Serviço Geológico de Portugal* e o *Instituto Hidrográfico*. As sínteses de J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1981), J. M. ALVEIRINHO DIAS (1987) e H. REGNAULD (1987) são alguns exemplos, os primeiros sobre a plataforma continental e o último sobre o talude. D. MOUGENOT (1989) publicou recentemente

(*) A noção de placa ibérica, atribuível a ARGAND (1924), foi confirmada por paleomagnetismo, ao evidenciar os movimentos relativos da Península Ibérica e da Europa. Esta placa, de dimensão relativamente reduzida (razão porque a designo por miniplaca ibérica), viu a sua superfície aumentada por distensão das margens, acreção oceânica e extensão intraplaca, tendo sido posteriormente sujeita a compressões e subducções (G. BOILLOT *et al.*, 1989; A. GALDEANO *et al.*, 1989).

uma síntese sobre o conjunto da margem portuguesa. Das unidades geomorfológicas submersas, a planície abissal é a pior conhecida, embora mais recentemente venha a ser objecto de estudos regionais (A. MAUFFRET *et al.*, 1989 a e b e 1990, S. P. SRIVASTAVA *et al.*, 1990, por exemplo).

A plataforma continental portuguesa apesar de ser uma das mais bem estudadas é, como se disse, ainda desigualmente conhecida. Do ponto de vista estrutural, contam-se já duas boas sínteses (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981; D. MOUGENOT, 1989), embora sobre a plataforma ao largo do Alentejo esse conhecimento continue ainda insuficiente; quanto aos sedimentos da plataforma, testemunhos da sua evolução quaternária recente, não é ainda possível ter uma ideia de conjunto. Existe também uma tentativa de síntese preliminar de J. M. ALVEIRINHO DIAS *et al.* (1980) e pormenorizações regionais sobre a plataforma ao norte do canhão da Nazaré, de J. M. ALVEIRINHO DIAS (1987) e J. M. ALVEIRINHO DIAS e W. J. NEAL (1990), e sobre o troço entre a foz do Sado e o Cabo de Sines, de I. MORTA e PH. QUEVAUVILLER (1986) e PH. QUEVAUVILLER (1987).

2. A MARGEM CONTINENTAL PORTUGUESA: GÉNESE E EVOLUÇÃO

No final do Carbónico e no Pérmico inferior, o soco do supercontinente Pangea foi sujeito a intensa fracturação. Essa deformação intraplaca conduziu, no Triássico, à prefiguração dos continentes maiores. O jogo posterior de diversos acidentes individualizou a miniplaca ibérica, pela abertura do Atlântico. Com esta abertura, que se processou de sul para norte, relaciona-se o fecho da Mesogeia e a abertura do Golfo de Cádis, ao sul, com a formação da bacia sedimentar algarvia, e, a par do alargamento do Atlântico, a abertura do Golfo da Gasconha, com a génesis da bacia sedimentar lusitânica.

Esta miniplaca manter-se-á solidária com as placas americana e europeia, do Jurássico médio ao Cretácico inferior (do Dogger ao Neocomiano), enquanto se processa a abertura do Atlântico central. Só do final do Cretácico inferior ao começo do Cretácico superior (do Aptiano ao Santoniano) a miniplaca parece individualizar-se, ao separar-se da americana e da europeia, pela abertura do Golfo da Gasconha (D. MOUGENOT, 1989), por efeito de um movimento sinistrógiro, induzido pelo deslocamento para oriente da placa africana. Na margem ocidental ibérica, a crosta oceânica começou a formar-se ao sul, sabendo-se que ao largo do Norte de Portugal e na margem galega só parece ter-se iniciado há 114 MA (G. BOILLOT *et al.*, 1989). O Golfo da Gasconha abre-se entre 118 e 70 MA, como revela a idade da sua crosta oceânica (J.-A. MALOD, 1989).

Do exposto pode concluir-se que a génesis e evolução morfo-estrutural da margem portuguesa derivou da individualização da miniplaca ibérica e da génesis de duas bacias sedimentares, a lusitânica, a ocidente, e a algarvia. A bacia alentejana é mal conhecida e dela subsistem apenas, na área emersa, os retalhos de Santiago do Cacém e da Carapaterra. Nesta primeira fase, entre o Triássico e o Cretácico superior, a margem continental evolui em *distensão*, para posteriormente, do

Cretácico terminal ao final do Terciário, ser sujeita a regime geral de compressão, relacionada com a aproximação da miniplaca ibérica ora da africana ora da europeia (apesar de alguns períodos de distensão).

a) O nascimento de uma margem estável

Na margem meridional do Maciço Antigo, desde o Triássico superior que se forma uma bacia de distensão E-W a ENE-WSW, a bacia algarvia, ao longo do que constituirá a sutura Açores-Gibraltar (fig. 2), com o começo da abertura entre a América e a África. O *rift* parece ter-se definido no Jurássico. No Algarve, a distensão NNW-SSE, identificada por C. LEPVRIER e D. MOUGENOT (1984), poderá ser contemporânea da reconhecida na bacia lusitânica, como parece indicar a idade de 180-170 MA dos basaltos doleríticos injectados no Complexo margo-carbonatado de Silves, do Triássico superior e Liássico inferior (fig. 3). A distensão na bacia algarvia está testemunhada por duas importantes flexuras, cujo jogo porporcionou o seu aprofundamento e a sua abertura às influências marinhas, no Jurássico inferior (Sinemuriano; R. B. ROCHA, 1976).

Deve salientar-se que, segundo J.-A. MALOD (1989), no Cretácico inferior (do Valanginiano ao Aptiano), o acidente da Messejana parece ter funcionado como uma fronteira, individualizando domínios onde a tensão mínima tinha direcções diferentes, E-W a NW deste acidente e NNW-SSE, a SE (fig. 3). É possível que a Messejana constitua ainda hoje uma fronteira, como sugere a diferente profundidade do Moho, que bruscamente se situa mais superficialmente a NW deste acidente (D. MOUGENOT, 1989).

R. B. ROCHA *et al.* (1984) sintetizam a evolução desta bacia meridional do seguinte modo: «No fim do Triássico individualiza-se já um mar entre as placas africana e americana, o qual comunicava, sem dúvida, com a Mesogeia, se bem que seja evidente durante todo o Jurássico inferior um estrangulamento ao nível de Gibraltar» (p. 47).

No Jurássico superior, o Algarve ocidental é sujeito a um levantamento, precursor do regime de emersão que se irá seguir; a partir do Cretácico, a bacia algarvia enquadrava-se num contexto estrutural diferente da bacia lusitânica, por estar ligada ao fecho da Mesogeia. Corresponde a um *semi-graben*, colmatado por sedimentos do Triássico ao Cenomaniano (C. LEPVRIER e D. MOUGENOT, 1984).

Legenda da figura 3:

Balanço da distensão-compressão na margem continental portuguesa (com base em R. B. ROCHA, 1976; P. TAPPONNIER, 1977; A. MAUFFRET *et al.*, 1978; G. BOILLOT *et al.*, 1979; D. MOUGENOT *et al.*, 1979; A. RIBEIRO *et al.*, 1979; J.-A. MALOD, 1980; M. TELLES ANTUNES *et al.*, 1981; J.-C. GRILLOT e C. ALMEIDA, 1981-82; A. RIBEIRO e M. RAMALHO, 1983; C. LEPVRIER e D. MOUGENOT, 1984; A. RIBEIRO, 1984; A. MAUFFRET *et al.*, 1989 b; J.-A. MALOD, 1989; D. MOUGENOT, 1989; J. ANDRIEUX *et al.*, 1989; A. RAMOS PEREIRA, 1990).

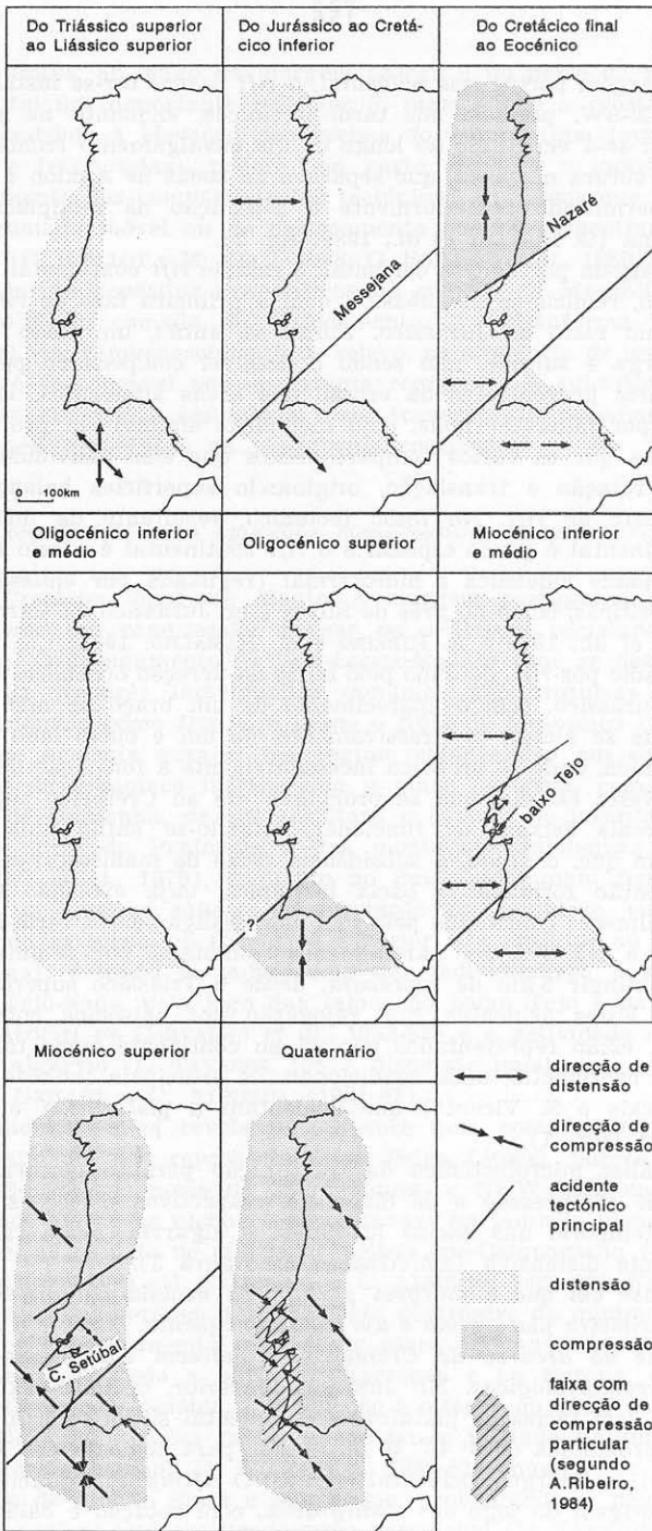


Fig. 3.

Na margem portuguesa ocidental, o *rift* parece ter-se instalado num acidente NE-SW, paralelo aos tardi-hercínicos, enquanto na galega, a abertura ter-se-á verificado ao longo de um cavalgamento frontal varisco ou de uma sutura na placa, que separava as zonas de Avalon e de Ossa-Morena, permitindo posteriormente a separação da miniplaca ibérica da americana (G. BOILLOT *et al.*, 1989; fig. 2).

Na margem portuguesa ocidental, o estádio *rift* continental, abortado no Triássico, reinicia-se no Liássico, com a primeira fase de *rifting*, que prossegue no resto do Jurássico. Forma-se, então, um fosso tectónico, que se alarga e subside, não sendo o desnível compensado pelo afluxo de sedimentos provenientes da erosão das áreas adjacentes. Este fosso é limitado por falhas normais, cuja inclinação diminui em profundidade, de tal forma que os vários compartimentos que elas individualizam são sujeitos a rotação e translação, originando superfícies balançadas em sentido oposto ao *rift*. No fosso tectónico, resultante da distensão, a crosta continental é pouco espessa e o *rift* continental é o seio de importante actividade vulcânica e hidrotermal (registada por emissões basálticas e doleríticas, como no grés de Silves e no Jurássico da Carrapateira: A. RIBEIRO *et al.*, 1979 e A. RIBEIRO e M. RAMALHO, 1983).

O estádio pós-*rift*, definido pelo início da acreção oceânica, verifica-se ainda no Jurássico, com o aparecimento de um braço de mar e depois um mar que se alarga progressivamente, de um e outro lado da crista média oceânica, onde se processa incessantemente a formação de litosfera oceânica. Neste estádio, que se prolongou até ao Cretácico superior, as falhas normais deixam de funcionar, criando-se então uma margem passiva, sem que, contudo, a subsidência deixe de manifestar-se. O fosso tectónico então formado, a bacia lusitânica, cuja evolução estrutural foi essencialmente controlada pelo jogo dos desligamentos tardi-hercínicos NNE-SSW a NE-SW, foi parcialmente colmatada por sedimentos que chegam a atingir 5 km de espessura, desde o Triássico superior até ao Turoniano. Estes acidentes, que rejogarão nos episódios compressivos posteriores, estão representados não só no continente como também na plataforma continental, onde condicionam os principais canhões (Nazaré, Lisboa-Cascais e S. Vicente) que acidentam a plataforma e o talude continentais (fig. 1).

A análise microtectónica da fracturação permite pormenorizar os episódios de compressão e de distensão, respectivas direcções, e a sua sequência temporal nas bacias lusitânica e algarvia, nesta fase predominantemente distensiva (sintetizadas na figura 3).

Na fase em que a margem portuguesa evoluiu em distensão, formou-se a primeira plataforma e um talude incipiente, durante o Jurássico, mas apenas no decurso do Cretácico se definem claramente as duas unidades geomorfológicas. No Jurássico superior, o limite exterior dos sedimentos com fácies de plataforma continental situar-se-ia à longitude (actual) aproximada de 9° 40' W ou mesmo para oeste (D. MOUGENOT *et al.*, 1979), na margem ocidental (fig. 2). O *rifting* do Cretácico inferior esteve na origem do jogo em *semi-graben*, com rotação e balançamento, que permitiu a definição do talude continental. A presença de uma faixa

de serpentinitos, ao longo da margem galega e no norte da portuguesa, que constitui um importante reflector S, marginando a crosta oceânica, e correspondendo à elevação das rochas do manto (que foram serpentinizadas e fracturadas), poderá, em parte, explicar a individualização e balançamento dos compartimentos tectónicos, processos que necessitam de uma camada móvel ou de deslocamento que os serpentinitos podem constituir (G. BOILLOT e M. RECQ, 1988; G. BOILLOT *et al.*, 1989). É possível que também os depósitos evaporíticos do começo do Mesozóico tenham funcionado como camada de deslocamento. Na plataforma continental e no litoral, um rejuvenescimento de relevo, na sequência de levantamento tectónico, é responsável por importante regressão. A subsidência é posteriormente retomada, assinalável pela transgressão cenomaniana, responsável pela elaboração da plataforma continental.

b) *Consequência dos episódios compressivos na margem estável*

Do Cretácico final em diante, a margem portuguesa irá evoluir especialmente em compressão, apesar de se terem registado episódios distensivos. O desligamento de Seia-Lousã-Nazaré (que se designará por acidente da Nazaré) individualiza domínios geoestruturais diferentes, tendo funcionado como fronteira desde o final do Mesozóico (fig. 3). Ao norte deste acidente gera-se um regime compressivo em consequência da colisão da miniplaca ibérica com a placa europeia, com subducção no Golfo da Gasconha, de que resultará o começo do levantamento das serras do norte da Península e das montanhas submersas da Galiza (G. BOILLOT *et al.*, 1979), enquanto no Sul, predominam fenómenos de distensão, de que se salienta a formação do complexo vulcânico de Lisboa (que se inicia no Cretácico superior e é anterior ao «Complexo de Benfica»), o início da subsidência que individualizou a bacia cenozoica do Tejo-Sado, pelo jogo das falhas do baixo Tejo e da Messejana (A. M. GALOPIM DE CARVALHO *et al.*, 1983-85) e a actividade magmática, no litoral algarvio (L. TAVARES, 1987), distensão igualmente referenciada por J. C. GRILLOT e C. ALMEIDA (1981-82).

A microtectónica revela inicialmente uma compressão geral N-S. Esta orientação, bem representada na Beira Litoral, parece desviar-se para NNE-SSW, no norte da Estremadura, e NNW-SSE, na região de Lisboa, onde afecta as rochas cenomanianas: foi também identificada em Monchique, antecedida de distensão, ambas pós-Campaniano (C. LEPVRIR e D. MOUGENOT, 1984 e J. C. GRILLOT e C. ALMEIDA, 1981-82). Este episódio tectónico é contemporâneo do movimento dextrógiro da miniplaca ibérica, induzido pelo deslocamento para N da placa africana, cujos reflexos se manifestaram em toda a bacia mediterrânea e na Europa, culminando com a tectogénese pirenaica, a subducção e o fecho do Golfo da Gasconha. Este episódio com várias fases parece ter-se iniciado no final do Cretácico (Maestrichtiano; D. MOUGENOT, 1980-81), quando se instalaram os maciços de Sintra, Sines e Monchique, prolongando-se pelo Eocénico, durante o qual se terá verificado novo paroxismo (P. TAPPONNIER, 1977).

Na margem continental, os sedimentos revelam também uma paragem na subsidência, durante o Maestrichtiano e o Eocénico inferior (ou médio, ante-Luteciano; D. MOUGENOT *et al.*, 1979).

No contexto tectónico do Mediterrâneo ocidental, parece ter prevalecido a distensão, correlativa da abertura do Atlântico setentrional, durante o Oligocénico inferior, responsável pelos fossos tectónicos da Europa ocidental, sendo já um regime compressivo que se manifesta no final do Oligocénico. Este tema, ainda insuficientemente esclarecido é fundamental, porque as informações recolhidas na plataforma continental evidenciam uma importante emersão (de origem térmica ou tectónica; D. MOUGENOT *et al.*, 1979), marcado por uma superfície de aplanaamento. Na área submersa ao largo do Alentejo, esta superfície de aplanaamento, de origem subaérea (paralelizável com a superfície fundamental alentejana (a peneplanicie alentejana; A. RAMOS PEREIRA, 1990), corta os materiais atribuídos ao Eocénico e é fossilizada pelo Miocénico marinho. É em parte erosiva, no talude, e em parte de acumulação, estendendo-se hoje para oeste da plataforma continental (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981; D. MOUGENOT, 1989), o que ilustra o regime geral posterior da margem alentejana, predominantemente subsidente.

É neste lapso de tempo que a plataforma continental se define claramente, o talude aumenta de comando e recua, pois parece ter-se situado, ao largo do Alentejo, junto às montanhas do Príncipe de Avis (fig. 2), do Maestrichtiano ao Eocénico superior, localizando-se já próximo da posição actual, com o topo a cerca de -200 m, no Neogénico (D. MOUGENOT *et al.*, 1979). Os sedimentos eocénicos na margem sudoeste portuguesa, cujas características revelam ter-se formado na plataforma externa e topo do talude, encontram-se hoje a cerca de -800 m, o que indica uma subsidência de pelo menos 600 m (admitindo o rebordo da plataforma a -200 m) em 40 MA. A subsidência geral da margem, interrompida episodicamente, será consequência da ação conjunta do arrefecimento litosférico e dos movimentos tectónicos terciários.

Os estudos desenvolvidos na margem ibérica meridional e na setentrional africana parecem revelar que o início da subducção da placa africana, dirigida para norte, segundo uma orientação geral E-W, é anterior ao final do Oligocénico (P. TAPPONIER, 1977; J.-A. MALOD, 1980). Nessa altura e até à base do Miocénico inferior, ocorrem uma importante transgressão e a deformação em *horst* e *graben* da superfície de aplanaamento anteriormente elaborada (oligocénica ?, ante-aquitiana).

Parece ter-se seguido uma distensão, com a mesma direcção, N-S a NE-SW no norte da Estremadura, e E-W, no Algarve, onde afecta o Miocénico inferior (pós-Burdigaliano). C. LEPVRIER e D. MOUGENOT (1984) e D. MOUGENOT (1989) pensam poder correlacioná-la com a fase de distensão que afectou todo o Sul da Península Ibérica e que ocorreu do Burdigaliano ao Tortoniano, ocasionando a subsidência da plataforma continental e a transgressão na bacia do Tejo, que culmina no Miocénico médio (Serravaliano; M. TELLES ANTUNES *et al.*, 1981). A plataforma continental é então coberta pelas séries progradantes. Os sedimentos da margem continental sul-portuguesa fornecem ainda outras informações (D. MOUGENOT *et al.*,

1979). As formações do Miocénico inferior, transgressivas, foram sujeitas a uma deformação de grande raio de curvatura, no Miocénico médio ou talvez superior. O Miocénico superior, bem representado na plataforma continental, entre os canhões de S. Vicente e de Portimão, é ligeiramente discordante e transgressivo, tendo no topo uma superfície de erosão, mais ou menos abarrancada (D. MOUGENOT, 1989). Nesta superfície assentam as séries progradantes atribuíveis ao Pliocénico, que estão bem representadas na plataforma algarvia e na alentejana a ocidente de Sines.

No Neogénico, a plataforma continental foi sujeita, como se mencionou, à progradação de sedimentos que se traduziu na elaboração da actual plataforma continental. Esta progradação foi possível graças ao afluxo de sedimentos em consequência do regime compressivo. Estes sedimentos são mais espessos ao sul do canhão da Nazaré, consequência da diferenciação geomorfológica, que começou a esboçar-se no Cretácico final.

Desta breve resenha da evolução geológica da margem portuguesa pode deduzir-se que a plataforma continental tem uma estrutura geral monocinal, derivada dos episódios de distensão, ligados à abertura do Atlântico, correspondendo o talude a uma escarpa de falha simples ou, mais frequentemente, compósita, que se traduz numa escadaria de compartimentos tectónicos, sucessivamente mais abatidos para o largo (fig. 1). Na bordadura do continente, o talude constitui a fronteira entre os domínios oceânico e continental. A plataforma continental, constituída no Cretácico terminal, é uma superfície de aplanamento, sucessivamente retocada por episódios de ablação, por vezes em regime de emersão (como no Oligocénico?) e outros de acreção, sendo o mais importante destes últimos o que ocorreu no Neogénico.

c) De uma margem estável ^(*) a activa?

Na miniplaca ibérica e nos bordos do Mar de Alboran estabelece-se, após o Miocénico médio, um regime de deformação intracontinental, caracterizado por compressão NW-SE, em que se intercalam curtos episódios de distensão, e que perdura até aos nossos dias. Saliente-se, no entanto, um episódio compressivo fundamental na morfogénese da Península Ibérica, de que as *rañas* são correlativas e também a mudança de direcção de compressão junto ao litoral (A. RIBEIRO, 1984: fig. 3). Na plataforma continental estão marcados estes episódios compressivos, responsáveis por diferenciações geomorfológicas, como *horst*, empolamentos diapiricos e entalhes, facilitados por estruturas de fricção e/ou cavamentos. A este regime deve acrescentar-se, do Messiniano ao Plistocénico,

(*) As margens estáveis são também designadas passivas, designação que sugere inactividade. Com efeito, assim não sucede, como se depreende do que se referiu anteriormente. Por esse motivo preferiu-se sempre a designação estável. Em oposição, é costume utilizar activa e não instável, dado que também a margem passiva regista actividade tectónica.

as oscilações glacio-estáticas e tectono-eustáticas, que têm comandado os sucessivos afeiçoamentos da plataforma continental.

Pode concluir-se que a evolução plio-quaternária parece ter-se manifestado por pequenos retoques sucessivos, na dependência da actividade tectónica e das flutuações climáticas e do nível do mar, que não mudaram no essencial a fisionomia da margem continental, mas apenas lhe imprimiram variações locais.

*A margem continental portuguesa, constituída pela plataforma continental e talude continental, entalhada por canhões ou vales submarinos, ilustra uma margem passiva ou estável, de divergência (G. BOILLOT, 1979). De entre as margens estáveis, classifica-se como de tipo «atlântico», a ocidente, correspondendo a uma fase senil na evolução de um oceano, e activa ao sul, na sequência da colisão com a placa africana. D. MOUGENOT (1989, p. I) define-a assim: «Marge passive de divergence, devenue active dans sa partie méridionale, la marge portugaise offre un modèle de transition d'une bordure continentale vers un nouvel orogène, où la réactivation des failles et des directions transformantes est privilégiée». H. REGNAULD (1987, p. 99) pormenoriza, afirmando que a margem portuguesa meridional, incluindo a alentejana, opõe-se à do Norte e Centro tal como uma margem activa difere dum a margem atlântica estável por ter canhões mais frequentes, planaltos marginais mais raros e desniveis brutais. Há mesmo autores que, de acordo com dados recentes da profundidade de ocorrência de um sismo ao largo da costa portuguesa, colocam a hipótese da margem portuguesa ocidental estar a transformar-se numa margem activa, com subducção a ocidente, junto à base do talude continental (F. F. MACHADO *et al.*, 1983-85; A. RIBEIRO e J. CABRAL, 1989; fig. 2). A. MAUFFRET *et al.* (1989a) salientam que, apesar de nos perfis sísmicos não se detectar deformação, esta não afecta apenas o Banco de Gorringe e o Golfo de Cádis, mas também a parte norte da Montanha de Tore e ao longo do canhão da Nazaré, como se pode deduzir da posição dos epicentros dos sismos (ob. cit., p. 1113).*

A diversidade assinalada por estes autores está bem patente nas características geomorfológicas da margem portuguesa, que em seguida se apresentam.

3. OS GRANDES CONJUNTOS GEOMORFOLÓGICOS

A margem portuguesa, de largura variável, exibe uma grande diversidade de formas mais ou menos complexas (fig. 4) (*).

(*) O esboço geomorfológico da margem portuguesa foi construído com base nos mapas batimétricos de J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1981), tendo-se completado as informações estruturais e sobre os movimentos de massa com os dados de H. REGNAULD (1987), D. MOUGENOT (1989) e A. RODRIGUES *et al.* (1991).

a) *A plataforma continental*

Situada entre a latitude 36° 49' N e 41° 52' N e a longitude 7° 24' W e 10° 11' W⁽⁵⁾, a plataforma continental portuguesa tem uma área de aproximadamente 28 000 km² (J. M. ALVEIRINHO DIAS, 1987; figs. 2 e 4). Com cerca de 550 km de extensão, tem uma largura variável, entre 60 km e 5 km, mas à escala mundial é uma plataforma estreita (a largura média é de 75-80 km; J. R. VANNEY, 1977). O seu declive varia entre 3 e 11 m/km e o rebordo, situado a aproximadamente -130 m, em média, é mais profundo do que a média mundial. É cortada por uma série de acidentes tectónicos, transversais ou oblíquos.

Na plataforma continental há vários tipos de acidentes geomorfológicos que merecem referência; os relevos que dela emergem, as incisões, mais ou menos profundas e de vários tipos e as formas ligadas à progradação, que serão posteriormente caracterizadas.

Os relevos da plataforma são essencialmente de três tipos: tectónicos (*horst*); relevos de tipo costeira, decorrentes da estrutura monoclinal geral e da diferente resistência das rochas; relevos em «dorso de elefante», que correspondem a empolamentos diapíricos.

Na plataforma setentrional, junto à linha de costa, acumulam-se sedimentos litorais, que ao norte da foz do Rio Douro, onde desaguam os principais cursos de água com maior caudal e carga sólida, cobrem a quase totalidade da plataforma (fig. 4). Para sul da foz deste rio, apesar de uma película de sedimentos, a plataforma é, no essencial, uma superfície de abrasão, de onde se elevam escassos relevos. Entre os canhões, que mordem pouco o rebordo, a parte externa da plataforma é de progradação. Salvo na proximidade dos canhões, o rebordo é agradante ou mesmo progradante⁽⁶⁾.

No esporão da Estremadura (figs. 2 e 4), a plataforma continental é marcada pela escassez de sedimentos litorais e distais e os retalhos erosivos são dominados por cornijas e relevos diapíricos (fig. 4). O rebordo, muito recortado, é regradante, à excepção do troço ao largo da foz do Tejo.

A plataforma ao largo do Alentejo comporta dois sectores: ao norte de Sines, os retalhos de abrasão estão parcialmente cobertos por sedi-

(5) Embora se trate de uma unidade natural, que não se interrompe na fronteira, utiliza-se aqui esta divisão administrativa porque a investigação se faz no quadro dos países e respectivas zonas económicas exclusivas. No entanto, sempre que possível ultrapassou-se esta divisória.

(6) O rebordo agradante de perfil agudo, mais ou menos rectilíneo, exemplifica o tipo estável da ruptura de declive e explica-se geralmente por causas estruturais, barragens tectónicas (*horst*, por exemplo) ou de dureza, que impede a progressão dos sedimentos para o largo. O rebordo progradante confere à ruptura de declive um perfil convexo e regular, resultante da acumulação de sedimentos, que fazem migrar esta ruptura para o largo. O rebordo regradante tem um perfil agudo e ocorre quando a ruptura de declive recua por movimentos de massa ou por ação da erosão dos drenos submarinos (D. MOUGENOT, 1989).

mentos progradantes, que atingem o rebordo; ao sul de Sines, a plataforma continental não é bem definida. Trata-se de uma rampa, com forte declive médio relativo ($1,5^\circ$), que se estende até profundidades de 2200 m, ao largo do Cabo Sardão (fig. 4).

A plataforma continental algarvia, com excepção da parte ocidental, é dominada pela progradação plio-quaternária. Relativamente estreita e com o rebordo entre - 140 e - 180 m, deve a sua originalidade a ser uma forma construída por séries progradantes essencialmente neogénicas e quaternárias. Existe, no entanto, uma diferenciação W-E (fig. 4). A ocidente, a deformação das séries progradantes miocénicas, balançadas para SE, desencadeou erosão na plataforma interna e progradação plio-quaternária no bordo, enquanto a oriente a subsidência continuada permitiu registar, nos depósitos progradantes, as variações do nível do mar e a paragem da progradação desde o começo do Holocénico. Qualquer dos fenómenos referenciados, progradação na sequência de balançamento e ausência de progradação quando a camada de água é mais espessa (no Holocénico) são fenómenos comuns e registados noutras plataformas, nomeadamente na ocidental portuguesa, na setentrional espanhola e no Golfo de Lyon (D. MOUGENOT, 1989).

b) *O talude continental*

O talude continental, com 700 km de comprimento, fronteira entre dois domínios geoestruturais, deve a sua originalidade geomorfológica à evolução geral da margem portuguesa, sujeita inicialmente a uma tectónica distensiva a que se seguiu compressão, na sequência do fecho dos dois mares que o enquadram, os Golfos de Cádis e da Gasconha.

Legenda da figura 4:

Esboço geomorfológico da margem portuguesa (baseado em J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1980-81; D. MOUGENOT, 1989; H. REGNAULD, 1987 e nos mapas batimétricos disponíveis naquelas obras). 1 — litoral baixo e arenoso; 2 — arriba com comando < 50 m; 3 — arriba com comando > 50 m; 4 — plataforma continental com sedimentos litorais; 5 — plataforma continental, abrasão predominante; 6 — plataforma continental, em progradação; 7 — rebordo progradante no seio da plataforma continental; 8 — cone profluvial; 9 — rebordo da plataforma continental regredante; 10 — rebordo da plataforma continental agradante; 11 — rebordo da plataforma continental progradante; 12 — topes isolados e planaltos marginais; 13 — relevos vulcânicos; 14 — rechã; 15 — portela; 16 — escarpa de falha; 17 — ravinamentos; 18 — movimentos de massa; 19 — forma das incisões no talude continental; 20 — ruptura de declive no perfil longitudinal; 21 — depressão; 22 — lombas de berma; 23 — sedimentos distais; 24 — turbiditos; 25 — eixo anticlinal; 26 — eixo sinclinal; 27 — limite superior da planície abissal; 28 — deriva litoral; 29 — vela de água mediterrânea; 30 — curva batimétrica de 200 m e as restantes equidistantes 1000 m.

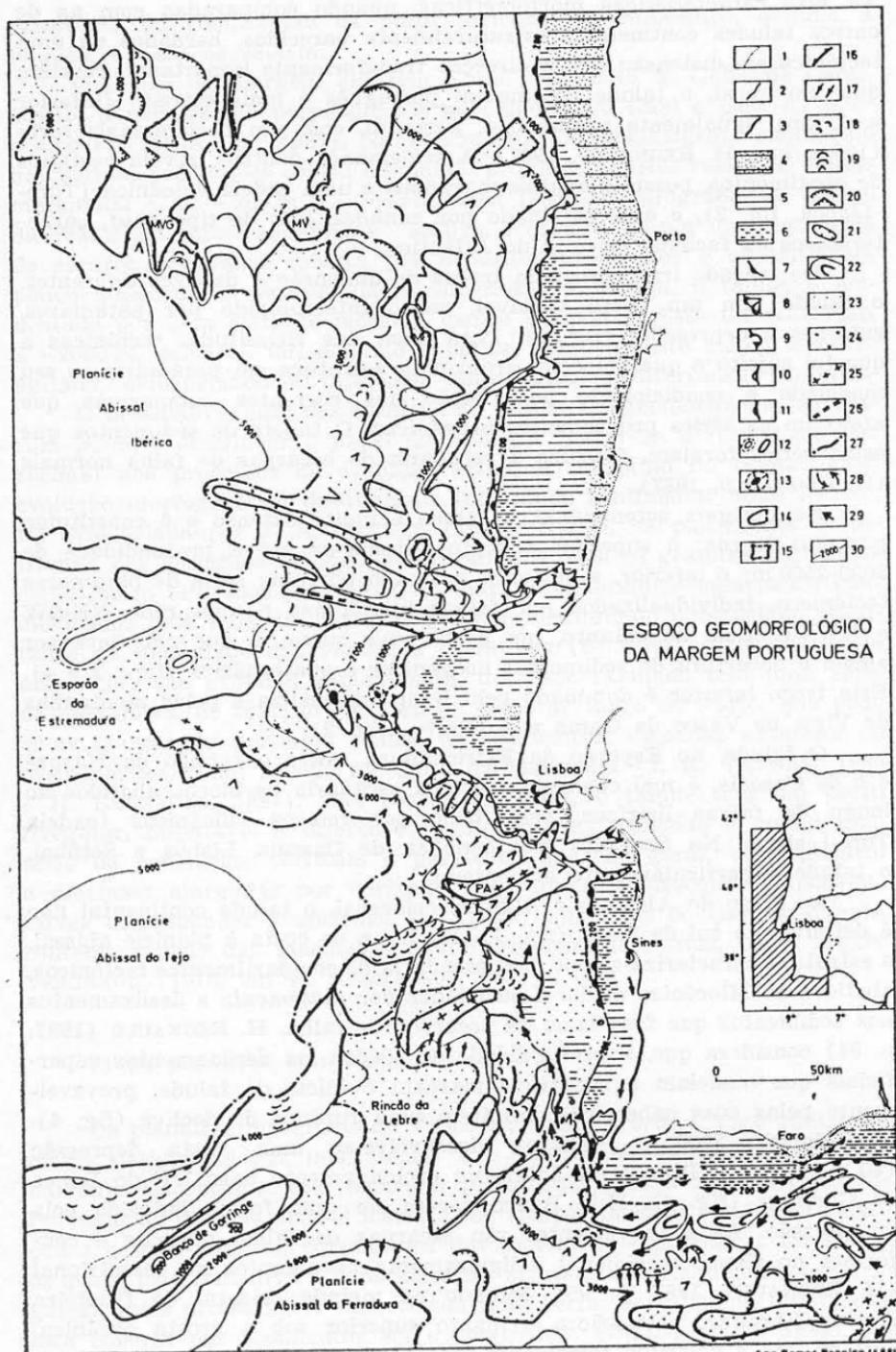


Fig. 4.

As suas características morfométricas, quando comparadas com as de outros taludes continentais estruturalmente parecidos, herdados de uma tectónica em distensão e sem direcção transformante importante, revelam que, em geral, o talude continental português é mais estreito (inferior a 60 km), igualmente profundo e, portanto, com um declive mais forte (100 m/km; H. REGNAULD, 1987). A semelhança doutros, revela vestígios de abatimentos, possui planaltos marginais e uma cadeia vulcânica (Tore-Lisboa, fig. 2), e está entalhado por canhões, três de tipo *gouf*, característicos da fachada oriental do Atlântico.

De traçado irregular, com troços de dimensão e declives diferentes, o talude tem um perfil variável, sendo interrompido por patamares, entalhes e depressões (fig. 4). Para além das vicissitudes tectónicas a que foi sujeito e que lhe conferiram uma estrutura em patamares, o seu modelado é condicionado pela acção das correntes submarinas que afeiçoam as séries progradantes neogénicas. O tapete de sedimentos que estas séries formam, fossiliza a escadaria de escarpas de falha normais (H. REGNAULD, 1987).

Na margem setentrional, o talude é muito extenso e é constituído por dois troços: o superior, abrupto, estende-se até à profundidade de 2000-2500 m; o inferior, a ocidente, marcado por uma série de patamares tectónicos, individualizados por falhas meridianas e uma rede NE-SW e NW-SE, tem, no entanto, um perfil mais suave, a que não deve ser alheia a cobertura de sedimentos neogénicos e quaternários (figs. 2 e 4). Este troço inferior é dominado pelo Banco da Galiza e pelas montanhas de Vigo, de Vasco da Gama e do Porto (fig. 2).

O talude, no Esporão da Estremadura, entre o canhão da Nazaré e o de Cascais, é mal conhecido; é uma escadaria de blocos abatidos ao longo de falhas lísticas, perturbado por relevos vulcânicos (cadeia Tore-Lisboa). Na área dos três canhões, de Cascais, Lisboa e Setúbal, o talude é particularmente accidentado.

Ao largo do Alentejo e Algarve occidental, o talude continental não é definível ao sul de Sines (fig. 4). Da linha de costa à planície abissal, a estrutura caracteriza-se por uma escadaria de compartimentos tectónicos, abatidos no Miocénico médio e modelados por *tassements* e deslizamentos nos sedimentos que fossilizam as escarpas de falha. H. REGNAULD (1987, p. 94) considera que, à profundidade de 1000 m, os deslizamentos superficiais que modelam a superfície marcam o início do talude, provavelmente pelas suas cabeceiras definirem uma ruptura de declive (fig. 4).

Entre -3000 e -4000 m, desenvolve-se uma vasta depressão (40×15 km), o Rincão da Lebre, no prolongamento para NE do Banco de Gorringe (fig. 4). Este Banco parece ser uma forma induzida pela compressão. As suas vertentes são escarpas de falha, normais e conformes no flanco meridional e ligeiramente cavalgantes no setentrional (H. REGNAULD, 1987, p. 95). Situado na metade oriental da fronteira Açores-Gibraltar, nele aflora o manto superior sob a crosta oceânica, com gabros e doleritos fortemente fracturados e cisalhados, dando uma paisagem de cornijas múltiplas, descontínuas, parcialmente encobertas por extensos taludes de escombeiras (J. R. VANNEY, 1986). Este relevo,

resultante da compressão da placa africana, no Miocénico, domina a planície abissal de 4800 m.

O talude da margem algarvia é um fragmento do Golfo de Cádis, sujeito a compressão perpendicular no Oligocénico final e base do Miocénico (H. REGNAULD, 1987). No Tortoniano, um deslizamento submarino de enormes proporções cobriu o domínio profundo (*olistostrome*). O talude meridional é, de - 200 m a - 1000 m, uma frente de progradação, abaixo da qual e até aproximadamente - 2000 m, é constituído por uma escadaria de escarpas de falha coberta por depósitos neogénicos e quaternários, pouco dissecada; a profundidades superiores a 2000 m, o talude é acidentado por uma série de incisões, canais e ravinas. Esta diferenciação, a - 2000 m, demarca um domínio superior, relativamente calmo, e outro agitado, evidenciando a influência hidrológica mediterrânea profunda.

O desenvolvimento das técnicas de estudo em geomorfologia submarina permite destriñar o papel da litologia (natureza e resistência das rochas) nos processos de evolução actual e subactual do talude. Essa evolução morfogenética diferenciada, no talude continental oeste ibérico, foi evidenciada por J. R. VANNEY (1986). Assim, na plataforma setentrional, nos materiais do soco, fracturados, e onde os granitos e gneisses estão muito alterados pela água do mar, reconhecem-se escarpados condicionados pela rede de diaclases e domas, lembrando o modelado resultante da imunidade das vertentes graníticas (P. BIROT). Nos materiais areníticos, que evoluem rapidamente, o talude ravinado tem uma série de patamares, de rebordo em cornija, como ao largo do Porto, que pode estar mascarado por uma toalha de sedimentos, escoadas arenosas ou cascalhentas, como sucede no Golfo da Gasconha (J. R. VANNEY, 1986 e H. REGNAULD, 1987). Nas rochas calcárias, o talude tem um perfil irregular, imputável à diferente resistência das camadas e possui uma série de caneluras, verticais e paralelas, que, no geral, correspondem a diaclases alargadas por corrosão, cuja idade se desconhece, podendo talvez corresponder a episódios de águas mais frias do que as actuais, contemporâneas das glaciações quaternárias ou terciárias, como sugere VERGNAUD (1978, em H. REGNAULD, 1987, p. 30).

c) Os planaltos marginais

Os planaltos marginais de Vasco da Gama, Porto e Vigo (habitualmente designados por montanhas) e o Banco da Galiza formam uma barreira descontínua, que separa a plataforma galega e setentrional de Portugal da planície abissal ibérica. São compartimentos tectónicos balançados e semi-*grabens*, correlativos dos movimentos pirenaicos terciários, os quais, pelo contrário, não parecem ter afectado especialmente a margem galega mais profunda. A face virada para terra, de cada um dos blocos, está coberta por sedimentos *sin* e *postrift* (G. BOILLOT *et al.*, 1989). As rochas clássicas do Cretácico inferior, presentes na margem galega, deixam supor que aqueles relevos foram então erguidos e erodidos durante o *rifting* (G. BOILLOT *et al.*, 1989).

soerguida também durante o Terciário. Para D. MOUGENOT (1989, p. 191), os rebordos escarpados de todas estas montanhas, que já constituíam áreas elevadas no Cretáceo final, foram fossilizados pelos depósitos terciários, «sendo por isso difícil saber se eles foram ou não afectados pelo rejogo das falhas que delimitam os relevos».

Na extremidade sul da margem da Estremadura, individualiza-se o Planalto de Albuquerque, de orientação NE-SW, com um topo convexo, culminando a - 1200 m. Todos os autores estão de acordo quanto ao condicionamento tectónico deste relevo, que corresponde ao prolongamento submarino da cadeia da Arrábida. As vertentes são escarpas de falha, que rejogaram no Plio-quaternário, com cavalgamento para sul (D. MOUGENOT, 1989).

O Planalto de Sagres e os restantes planaltos marginais algarvios são formas construídas por sedimentos terciários e quaternários, pouco coerentes, o que facilita os movimentos de massa nas suas vertentes (fig. 4). A idade destes sedimentos diminui para oriente, dominando os mais recentes a leste do canhão de Portimão (D. MOUGENOT *et al.*, 1979 e D. MOUGENOT e J. R. VANNEY, 1982), onde são modelados pela veia de água mediterrânea, criando as «lombas de berma» (*rides de contournites* ou *contour ridges*). Estão separados do talude continental por uma depressão, provavelmente modelada por aquela veia de água.

4. FORMAS E MECANISMOS DE EVOLUÇÃO

a) As incisões

As incisões na margem continental são de génese e forma variadas (fig. 4). A distinção das formas baseou-se na análise do traçado das curvas batimétricas como se de curvas de nível se tratasse.

Os canhões são relativamente numerosos (num total de 8) e de tipologia morfogenética variada (fig. 4).

Os canhões do Porto, de Aveiro, de Lagos, de Portimão e de Faro constituem um primeiro grupo. São no essencial formas que mordem pouco a plataforma continental e o recuo das suas cabeceiras é devido a movimentos de massa. A sua evolução não parece estar relacionada com a estrutura, a não ser o facto da sua cabeceira se localizar num acidente (Aveiro e Porto) e dos movimentos de massa serem consequência do forte desnível e declive do talude continental, este de origem estrutural. De acordo com J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1981), estes canhões ter-se-iam começado a esboçar no Oligocénico, para só no Miocénico terem ficado perfeitamente definidos, assim como a planície abissal, que começava então a ser colmatada por sedimentos vindos da plataforma continental e da erosão do talude.

Os canhões do Porto e de Aveiro, à semelhança das restantes incisões na margem setentrional, são relativamente pouco profundos e amplos. A análise da batimetria sugere formas em U largo e aberto, que geram um relevo pouco vigoroso. Estas incisões deverão relacionar-se com a

hidrologia submarina, ainda mal conhecida, e só mais raramente parecem ter uma origem estrutural, como sucede com o vale entre as Montanhas do Porto e de Vigo, que é um fosso tectónico (fig. 4). Em perfil longitudinal, estes canais de escoamento submarino apresentam várias rupturas de declive, cuja génese se desconhece, embora nalguns casos os canais estejam suspensos segundo orientações tectónicas, como sucede no alinhamento NW-SE, definido pelo canhão de Aveiro e pela portela que separa os dois elementos da Montanha de Vigo (fig. 4). De uma maneira geral, não há modificação da forma do vale a jusante da ruptura de declive.

No outro grupo de canhões, da Nazaré, de Cascais-Lisboa, de Setúbal e de S. Vicente, a génese e a evolução estão em íntima relação com a actividade tectónica. No entanto, dentro deste grupo é necessário distinguir o canhão de S. Vicente, que é um fosso tectónico associado ao grande acidente da Messejana. Os restantes correspondem a desligamentos activos (excepto o de Setúbal?), com ou sem cavalgamento, que facilitaram a incisão e o enorme recuo das cabeceiras (fig. 4). Para que o recuo aconteça são necessárias duas condições: a de que a costa forneça areia abundante para a incisão e que as derivas superficiais convirjam, criando uma corrente de retorno, que é o motor do entalhe. Estes canhões têm a cabeceira muito próxima da linha de costa (500 m no caso do canhão da Nazaré), que é sempre baixa, arenosa e de traçado côncavo. São longos e de fraco declive longitudinal e entalham quase toda a plataforma (fig. 4). Estes canhões, de tipo *gouf*, são fundamentais na dinâmica hidrológica e dos sedimentos, por constituirem corredores de afluxo de águas profundas, quando se define o fenómeno de *upwelling*, ou, ao invés, funcionarem como captores e colectores dos sedimentos em trânsito na plataforma continental. Ao dividirem a plataforma continental em vários sectores, a sua presença condiciona a quantidade de sedimentos em trânsito longitudinal, que fica assim na estreita dependência das aluviões transportadas pelos rios adjacentes a cada sector da plataforma continental. O recuo das cabeceiras dos *goufs* deve ainda ligar-se, como se disse, à convergência das derivas litorais e consequentemente dos sedimentos em trânsito, cujo efeito erosivo proporciona a aproximação da linha de costa. Este tipo de canhões só foi reconhecido na margem oriental do Atlântico; entre os Golfos da Gasconha e da Guiné.

De entre os vários *goufs* do Atlântico, o da Nazaré atraiu os investigadores desde o início do século e sobre ele existem numerosos artigos, de que salientarel, para além das sínteses referidas no início, os trabalhos de H. REGNAULD (1987), H. REGNAULD e Y. F. THOMAS (1990) e de J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1990).

Em comparação com os outros *goufs*, o canhão da Nazaré é o mais curto (227 km), exceptuando o canhão de Setúbal, com apenas 150 km, tem a cabeceira menos profunda (a - 50 m), a parte distal mais profunda (5000 m) e vertentes com maior comando, sendo relativamente estreito e de forte declive longitudinal médio (22 m/km). Tem uma orientação geral E-W e localiza-se num lineamento que ligava a actual baía de Fundy à Nazaré, antes do primeiro *rifting triássico* (H. REGNAULD, 1987, p. 76). O jogo mais antigo parece ser cretácico, separando dois

domínios de sedimentação. O rejogo no Eocénico foi suficientemente importante, para que existisse já, no Eocénico médio (Luteciano), um vale de ângulo de falha. O vale foi parcialmente colmatado no Oligocénico, tendo-se formado uma superfície de erosão ou não sedimentação no Estampiano. A acumulação foi retomada no Miocénico. As escarpas foram rejuvenescidas aquando da subducção no Golfo de Cádis, pelo jogo inverso das falhas.

O curso superior do canhão é uma garganta com 50 km de comprimento, que corta quase toda a plataforma, de perfil transversal em V, simétrico e com um perfil longitudinal de declive médio 32 %. Na plataforma externa, o canhão é um vale ortoclinal no contacto entre os sedimentos terciários, ao norte, e as rochas jurássicas e do soco, ao sul. Naquele troço superior, há vários segmentos com orientações distintas: o primeiro, perpendicular à linha de costa, é um vale de erosão, talhado por uma corrente de retorno, carregada de areias, na convergência das duas correntes de deriva (J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981; H. REGNAULD, 1987 e D. MOUGENOT, 1989). O segundo, que pela orientação e estrutura parece um vale de erosão (*cluse*), será, segundo H. REGNAULD (1987) perpendicular a uma antiga linha de costa, cuja arriba correlativa estará ainda conservada. J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1981) consideram-no anterior às diferenciações do Miocénico terminal, enquanto H. REGNAULD (ob. cit.) sugere que este troço é muito posterior, já do episódio de subida geral holocénica do nível do mar, correlativo de uma paragem testemunhada por aquela arriba, o que indicaria uma velocidade de entalhe de 300 m em 13 000 anos, idêntica à das plataformas em zona fria. O terceiro troço é estrutural e tem 27 km de comprimento. O quarto, igualmente estrutural, segue o cavalcamento. No curso médio, no talude continental superior, o canhão tem um declive médio de 29 %, salvo junto ao rebordo, onde atinge 82 %, e um perfil dissimétrico, com a vertente meridional constituída por uma série de blocos, no flanco do acidente principal. No conjunto é um vale de fundo plano, onde se acumulam os sedimentos provenientes dos movimentos de massa nas vertentes (fig. 4).

O interflúvio meridional é um extenso esporão, cuja extremidade ocidental tem uma forma bifurcada. Nesta, a ponta sul corresponde a um sinclinal alcandorado e a ponta norte a uma construção de sedimentos pouco coerentes. Entre elas individualiza-se um vale de fundo plano que poderá ter constituído uma antiga saída do canhão da Nazaré (D. MOUGENOT, 1989).

O interflúvio setentrional do canhão é um esporão construído, que avança mais de 30 km pela planície abissal (fig. 4). É uma lomba com 100 km de comprimento, a lomba de Gil Vicente, considerada um dique de berma turbidítico (*levée de débordement turbiditique*; J. R. VANNEY e D. MOUGENOT, 1981), construída pelo fluxo sedimentar que transitava no canhão da Nazaré, no Neogénico, e que era sujeito ao desvio para a direita por efeito da força de Coriolis, como mostram as sequências de sedimentos reconhecidas nas sondagens (D. MOUGENOT, 1989).

A semelhança do que sucede nos *goufs* da margem galega, a dinâmica actual no canhão da Nazaré traduz-se na evolução das suas vertentes e na inactividade do talvegue, onde se acumulam os sedimentos provenientes das vertentes que evoluem, sobretudo, por movimentos de massa. Esta inactividade do talvegue poderá ser responsável pela ausência de um cone de sedimentos na parte distal (H. REGNAULD e Y. F. THOMAS, 1990). Esta opinião não é partilhada por D. MOUGENOT (1989, p. 195), cujos trabalhos mostram, no Holocénico, taxas de acumulação de 17 cm/1000 anos e 9 cm/1000 anos, respectivamente ao norte e ao sul do talvegue.

O canhão da Nazaré constitui um acidente fundamental na margem portuguesa. É uma fronteira estrutural, tardí-hercínica, que individualiza domínios, a N e a S, com comportamentos tectónicos distintos ao longo das fases compressivas desde o final do Mesozóico. Este acidente separa um compartimento abatido, ao norte, com estrutura monoclinal e, ao sul, um compartimento levantado. É uma fronteira morfológica, individualizando uma margem com numerosos relevos e poucos canhões ao norte, de outra fortemente incisa e sem planaltos marginais. Será uma fronteira hidrológica, pois marcará, segundo alguns autores, o limite setentrional da veia de água mediterrânea. É uma fronteira sedimentar, que não permite a progressão para sul dos sedimentos em trânsito na plataforma continental setentrional. Parece ser também uma fronteira biológica, no que diz respeito ao cortejo de diatomáceas.

O cortejo de diatomáceas parece influenciado pelo *upwelling* (F. ABRANTES, 1988), fenómeno hidrológico que afecta a plataforma continental, e pelo afluxo de águas continentais à plataforma. O *upwelling*, relacionado com a interacção oceano-atmosfera, é estival na costa ocidental, na sequência da nortada, e invernal na costa algarvia, por acção dos ventos de W (D. BRUM FERREIRA, 1984), provocando uma elevada produtividade biológica. A abundância absoluta de diatomáceas nos sedimentos da margem portuguesa, comparável à gerada pelo sistema do *upwelling* sudoeste africano, reflecte um *upwelling* homogéneo na plataforma continental média, ao norte do canhão da Nazaré, e a aproximação da sua frente interior da linha de costa entre Lisboa e o Cabo de S. Vicente, relacionável com a diferente morfologia da margem continental (em especial o desigual declive). O canhão da Nazaré parece formar uma fronteira relativamente à abundância e espécies de diatomáceas presentes nos sedimentos. F. ABRANTES (1988) sugere que a maior abundância de diatomáceas, na plataforma continental setentrional se deve à maior concentração de nutrientes, em parte provenientes das descargas dos cursos de água, ou a um *upwelling* mais persistente e eficaz. Esta última hipótese parece menos provável se atendermos às conclusões dos estudos de A. F. G. FIÚZA (1980) e D. BRUM FERREIRA (1984).

Ao sul do esporão da Estremadura, nas baías de Lisboa e de Setúbal, concentram-se dois canhões de tipo *gouf* (fig. 4). Ambos têm um perfil transversal em V, até cerca de -3000 m, e em U para jusante. No troço montante, as vertentes são ravinadas e, a jusante, evoluem por movi-

mentos de massa, que contribuem para o alargamento do canhão e um perfil transversal mais ou menos aberto.

Neste troço da margem portuguesa, a plataforma continental tem paleovalves, que estão colmatados. Estes ocorrem em baías onde desaguam cursos de água e são considerados por J. R. VANNEY e D. MOUGENOT (1981), como ravinas, estabelecidas na dependência dos canhões, elaboradas em episódios de baixo nível do mar e que foram fossilizados pela progradação posterior, contemporânea de níveis altos do mar. Segundo J. R. VANNEY (1986), estabelece-se primeiramente um conjunto de sulcos, na vasa ou sedimentos móveis, que se aprofundam e organizam numa rede semelhante à rede subaérea. Nas vertentes mais declivosas dessa rede elementar, ocorrem deslizamentos, criando formas em anfiteatro, que dominam um leito de perfil longitudinal irregular, com declives e aclives. Ao norte do canhão Cascais-Lisboa, o talude tem incisões em V, bem marcadas, ravinamentos e, para o largo, está sujeito a movimentos de massa.

O esporão da Estremadura, exceptuando a baía de Lisboa, contrasta fortemente com a margem setentrional, pela ausência de incisões actuais.

A margem alentejana, ao contrário do que o seu forte declive relativo deixaria antever, está praticamente desprovida de entalhes. Esta inexistência poderá ser consequência da subsidência relativamente recente a que este troço da margem foi sujeito, em parte compensada pelos sedimentos terciários transgressivos, hoje mobilizados em progradação, e sobretudo dos desnivelamentos verticais muito frescos, certamente reactivados no Quaternário. Poderá ser esta última razão que explica o aspecto jovem deste troço da margem, quando comparado com o setentrional, onde a rede de vales submarinos é densa, e está bem hierarquizada (fig. 4). Na margem alentejana, o talude é acidentado por pequenas depressões em anfiteatro, como ao largo de Vila Nova de Milfontes e da Carrapateira (fig. 4). A sua forma sugere grandes cicatrizes de deslizamento, cujos sedimentos continuam a ser remobilizados.

O canhão de S. Vicente separa a margem alentejana da algarvia. Como foi referido, este canhão é um fosso tectónico que acompanha o acidente da Messejana. Até cerca de -2000 m, o canhão tem uma forma em U e um perfil longitudinal com duas rupturas de declive maiores. Para jusante, o seu perfil transversal é em V e está suspenso a -3800 m.

Na margem algarvia, as incisões correspondem aos canhões já referenciados, a que se ligam paleovalves na plataforma continental, cuja génesis deverá ser idêntica à dos reconhecidos na baía de Lisboa e de Setúbal. Têm, em geral uma forma em V (fig. 4) e, no caso do canhão de Lagos, o perfil longitudinal está suspenso à mesma profundidade do de S. Vicente. A forma em V dominante poderá relacionar-se com a mobilidade dos sedimentos progradantes e a dinâmica da veia de água mediterrânea, bem patente na génesis das depressões de Alvares Cabral e de Diogo Cão (fig. 4).

b) *As formas de progradação*

A progradação pode revestir-se de diferentes configurações que dependem do balanço acumulação-erosão, ou seja, do afluxo e natureza dos sedimentos, das condições hidrodinâmicas específicas, das características morfológicas da superfície infraprogradativa, das condições tectónicas prevalescentes e das flutuações do nível do mar.

As áreas de progradação na margem portuguesa são as seguintes, de acordo com D. MOUGENOT *et al.* (1979) e D. MOUGENOT (1985):

— Ao norte do canhão da Nazaré, a progradação neogénica e quaternária está confinada ao talude continental, entre os canhões;

— Ao largo da Estremadura foi reconhecido um paleodelta, a 160 m de profundidade, que fossiliza uma arriba antiga (uma escarpa de linha de falha) e a plataforma de abrasão contemporânea; a profundidade a que ocorre faz suspeitar uma idade pliocénica superior; a W de Lisboa, a plataforma continental é uma forma construída por sedimentos que fossilizam a superfície de erosão oligocénica (?); esses sedimentos, inicialmente de tipo transgressivo, atribuídos ao Oligocénico superior e base do Miocénico inferior (Chatiano e Aquitaniano), estão truncados por uma superfície de aplanamento, afectada por subsidência, e fossilizada por um empilhamento de sedimentos terrígenos, na sequência do levantamento no continente;

— Em frente da foz dos rios Tejo e Sado, a plataforma é construída por cerca de 100 m de sedimentos holocénicos, dos deltas profluviais daqueles rios; estes corpos sedimentares, na dependência da abundância de aluviões, são uma consequência da ausência de confinamento e diminuição da competência do fluxo de água continental; deve salientar-se a estabilidade destas formas, apesar da turbidez local que só permite a deposição na frente do delta, por a sua superfície ser selada por silt e argila precipitada por flocação, sujeita a rápida diagénese, o que inibe a erosão pela corrente de deriva; estes deltas terão, segundo D. MOUGENOT (1985), aproximadamente 6000 anos, altura em que o mar terá atingido o nível actual, pois têm o seu *apex* na linha de costa (p. 116);

— Ao sul de Lisboa, a progradação cobre quase toda a plataforma até ao largo de Sines. Na margem alentejana, a rampa continental, de 0 a -2000 m, é uma extensa forma de acumulação neogénica e recente, que fossiliza uma superfície de aplanamento atribuída ao Paleogénico (Oligocénico ?);

— Na plataforma algarvia, forma de erosão que trunca o Miocénico, só a parte exterior da plataforma continental e a parte superior do talude correspondem a uma frente de progradação, que domina as lombas de berma. A frente de progradação, no rebordo e no interior da plataforma, ao largo do Cabo de Santa Maria (fig. 4), não parece relacionar-se com a rede hidrográfica nem com o afluxo de sedimentos, sendo apenas moldados pela ondulação e as correntes litorais. Na parte ocidental do Algarve, a acreção da plataforma faz-se por sequências progradativas plio-quaternárias, interpretadas como o resultado da subsidência local, que se acentuou para oriente (D. MOUGENOT, 1985, p. 124-125). Neste

troço da margem portuguesa, os prismas de progradação neogénicos e quaternáricos mostram uma margem subsidente, sujeita às flutuações do nível do mar.

Na margem continental portuguesa, segundo D. MOUGENOT (1985), existe uma transição entre a progradação simples, típica das margens estáveis antigas (de tipo atlântico), e associações progradativas complexas, características das margens subsidentes jovens (de tipo mediterrâneo), nomeadamente no Algarve.

c) As correntes como agente da morfogénese

A hidrologia marinha, ao largo de Portugal, é conhecida apenas nos seus traços gerais. Existe uma estratificação de massas de água, que se distinguem pelas suas características termohalina e de oxigenação. A superficial, de salinidade mais baixa, onde as variações da temperatura são constantes e resultam da interacção oceano-atmosfera e que tem uma componente de deslocamento de sentido N-S (pode ainda distinguir-se a película de água até -100 m e de -100 a -500 m, esta última resultante da mistura de águas de origem antártica e subtropical); sob a anterior, entre cerca de -400 e -1200 m ou entre -500 e -1200 m, consoante os autores, a veia de água mediterrânea (VAM), é relativamente menos fresca, mais salgada e menos oxigenada e desloca-se em sentido inverso; ainda a maior profundidade, há uma corrente de águas frias, muito fraca e mais profunda, a *North Atlantic Deep Water* (NADW), bem oxigenadas e com deslocamento N-S; finalmente, a profundidades superiores a 4000 m, a *Antarctic Bottom Water* (AABW), deslocando-se lentamente para N (D. DE BRUM FERREIRA, 1984 e M.-H. CARALP, 1987; fig. 5). Esta estratificação é bem evidenciada pelo estudo dos foraminíferos bentónicos do Atlântico oriental, recolhidos em sondagens feitas entre 31° e 55° N e 2° e 35° W (fig. 5). Segundo M.-H. CARALP (1987), a influência da VAM manifesta-se até ao largo da Galiza, evidenciada pela associação do cortejo de *Uvigerina* ao de *Cibicides*, típico das águas bem oxigenadas da NADW, que ao largo da margem portuguesa se manifesta entre -2200 e -4000 m. A -4000 m, a presença de *N. umbonifera* marca o topo da AABW (fig. 5).

Esta situação geral parece ter-se mantido durante o estádio isotópico 1, pós 13 500 anos BP (fig. 5), ou até desde o último máximo glaciário, como mostram as estruturas sedimentares, os elementos mineralógicos, os foraminíferos planctónicos e bentónicos e a sua composição isotópica nos sedimentos de oito sondagens efectuadas do Mar de Alboran ao Cabo de S. Vicente (C. VERGNAULD-GRAZINNI *et al.*, 1989). A semelhança doutras lombas de berma, na de Faro (fig. 6), as variações conjugadas das relações Th/Ta (Tório/Tântalo) e La/Ta (Lantânia/Tântalo), assim como a grande similitude das associações de foraminíferos bentónicos desde 18 000 anos BP evidenciam a passagem permanente da veia de água mediterrânea (ob. cit.). No detalhe, os elementos de referência revelam, contudo, variações na intensidade da corrente. Esta seria mais fraca durante os episódios de arrefecimento geral (entre

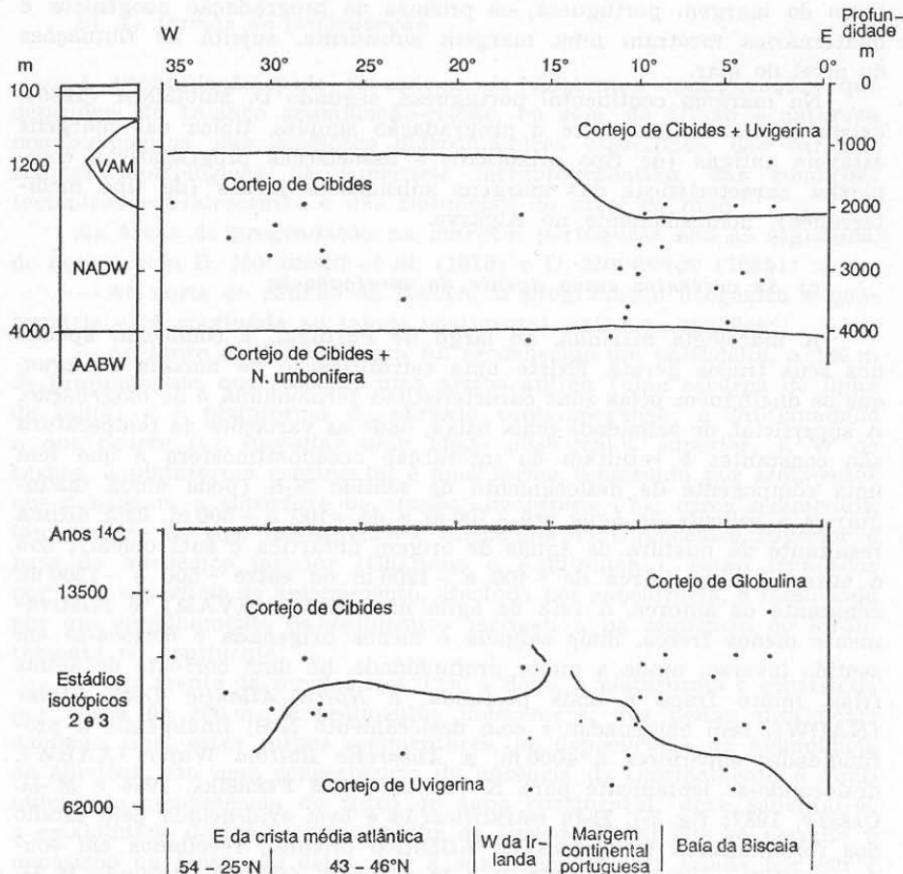


Fig. 5 — A estratificação das massas de água no Atlântico NE, entre a Baía da Biscaia (Golfo da Gasconha) e a crista média oceânica, entre a margem continental portuguesa e 55° N. Em cima, está representada a estratificação no Holocénico (mais precisamente, no estádio isotópico 1), evidenciada pelo cortejo de foraminíferos e, em baixo, ao longo dos estádios isotópicos 2 e 3. Os pontos assinalam a posição das sondagens. VAM — veia de água mediterrânea; NADW — North Atlantic Deep Water; AABW — Antarctic Bottom Water (baseada em M.-H. CARALP (1987)).

18 000 e 16 000 BP, 14 000 e 11 000 BP, 9000 e 5000 BP), evidenciados por depósitos de textura mais fina, relação baixa nas argilas Esmectite + Caulinita/Illita + Caulinita e valores baixos do $\delta^{13}\text{C}$ nas conchas dos foraminíferos. Observa-se o reforço da veia de água mediterrânea por duas vezes, há cerca de 16 000-10 000 BP, e de há 3000 BP para cá (fig. 6).

Pela profundidade da veia de água mediterrânea se deduz da sua importância na morfogéneses do talude. A ela se atribuem as lombas de

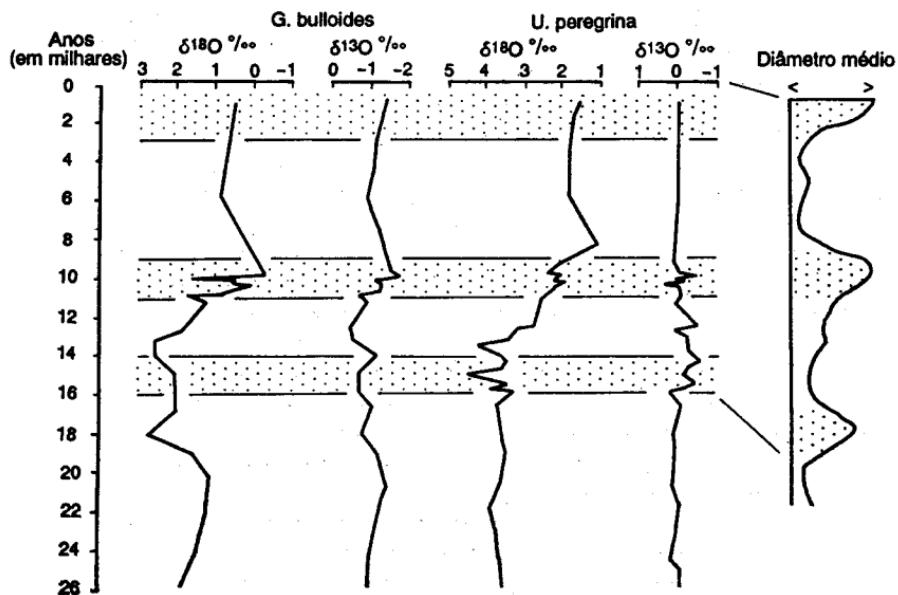
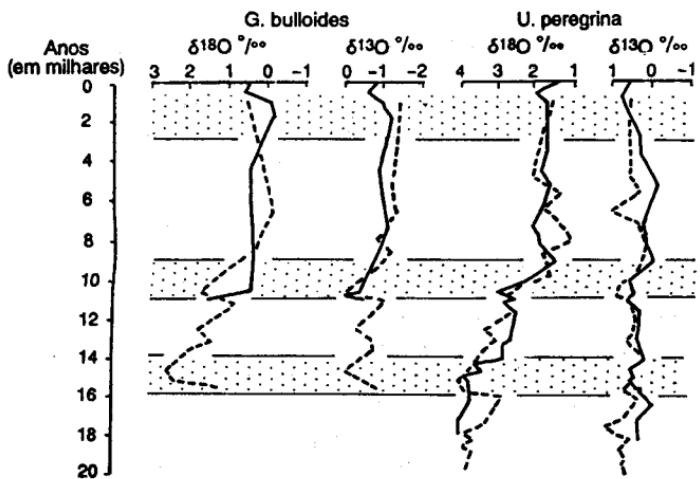


Fig. 6 — A variação da intensidade da veia de água mediterrânea, no Plistocénio superior e no Holocénico. O ponteado indica a maior intensidade da VAM. O gráfico superior corresponde às sondagens KC 8221 ($36^{\circ} 53' 29''$ N e $7^{\circ} 39' W$), a traço contínuo, e KC 82226 ($36^{\circ} 47' 50''$ N e $7^{\circ} 48' 80''$ W), a tracejado, colhidas na lomba de berma de Faro; o gráfico inferior esquerdo corresponde a sondagens KS 8225 ($37^{\circ} 17' 8''$ e $9^{\circ} 19' 17''$ W), a WSW do Cabo de S. Vicente; o gráfico inferior direito dá conta da variação do diâmetro médio dos sedimentos na sondagem KC 8221, em relação com a intensidade da VAM (baseada em C. VERGNAULD-GRAZINNI *et al.*, 1989).

berma e as depressões de desenvolvimento longitudinal, ao largo da costa meridional (fig. 4). No entanto, o seu conhecimento é ainda parcial e a sua influência na morfogénesis do talude ocidental é desconhecida. Porém, o modelado do sopé do talude sugere a existência de correntes paralelas; na área vestibular dos canhões deveriam existir cones de sedimentos, por eles drenados da plataforma continental (fig. 4). A sua inexistência conduziu H. REGNAULD (1987) a formular a hipótese de existirem correntes paralelas à costa que redistribuiriam os sedimentos provenientes dos canhões; tratar-se-ia de águas da NADW, já que as da AABW só poderiam modelar o extremo inferior do talude, mas parecem ter fraca intensidade. Contudo, podem igualmente colocar-se outras hipóteses: o afluxo de sedimentos da plataforma continental ser muito pequeno ou existirem outras condições de instabilidade, como sejam correntes de turbidez, desencadeadas por movimentos de massa, facilitados pela fragmentação das rochas e pelo forte declive, que não permitem a conservação daquelas formas de acumulação. Aliás aquele autor refere que a parte superior do talude meridional, até -1000 m, mais abrupta, tem condições hidrológicas particulares, constituindo um meio mais agitado.

Estudos desenvolvidos por J. V. GARDNER e R. B. KIDD (1987) fornecem indicações complementares. Estes autores, pela análise conjunta de imagens acústicas e de reflexão sísmica, reconheceram «*sediment waves*» (p. 398), constituídas por sedimentos hemi-pelágicos e pelágicos, ondulados, dispostos segundo um comprimento de onda de 695 m (\pm 340-400 m), entre -2000 e -3000 m e 999 m (\pm 632 m), a profundidades superiores, ao longo de toda a margem portuguesa. A configuração destes crescentes e a disposição dos materiais revelam um fluxo geral para N, que se desvia ao encontro dos principais acidentes geomorfológicos, podendo difluir, como sucede junto ao Banco da Galiza, ou mesmo inverter a sua orientação geral, formando um redemoinho, como a ocidente da Montanha do Porto, pela interposição de uma forma em anfiteatro (fig. 4). As investigações destes autores revelam também que o fluxo geral parece ter duas origens: a profundidades inferiores a 2500-3000 m provém do Mediterrâneo [VAM] enquanto as águas mais profundas têm uma origem mais meridional [NADW], reconhecendo-se desde a margem ao largo do Sara espanhol até à planície abissal de Porcupine (fig. 2), ou até mais ao norte, numa distância de 3500 km. A maior parte dos sedimentos em suspensão, resultantes de movimentos de massa que afectam o talude continental, é mobilizada por estas duas correntes para N, paralelamente ao talude (J. V. GARDNER e R. B. KIDD, 1987). Estas poderão ser as responsáveis pela escassez de sedimentos anteriormente referida.

Na margem portuguesa meridional, a veia de água mediterrânea constitui uma corrente de capital importância, não apenas na modelação das lombas de berma, mas comandando a evolução do talude continental. Não está, ainda, suficientemente avaliado o seu papel morfogenético no resto da margem portuguesa, mas a sua influência manifesta-se até ao largo da Galiza, como demonstram M.-H. CARALP (1987) e J. V. GARDNER e R. B. KIDD (1987).

A história da VAM é também pouco conhecida. J. V. GARDNER e R. B. KIDD (1987) consideram que a primeira pulsação da VAM ocorre na sequência do fim do episódio de dessecação messiniano. Nesta fase inicial, em que se estabeleceria o equilíbrio entre as águas do Mediterrâneo e do Atlântico, a acção morfogenética teria sido muito intensa e essencialmente erosiva, responsável pela descontinuidade registada entre duas unidades acústicas, 1A — Miocénico superior e 1B — Pliocénico inferior, identificadas na sondagem DSDP 398, efectuada ao sul da Montanha de Vigo.

Condicionada pelas movimentações tectónicas e pelas flutuações climáticas, esta veia de água não tem sido sempre igualmente eficaz na morfogénese, como demonstram os perfis sísmicos dos sedimentos que constróem as lombas de berma e a variação das características sedimentológicas e faunísticas dos seus elementos constituintes. A análise dos sedimentos e da fauna, de idade compreendida entre 62 000 e 13 500 BP (estádios isotópicos 2 e 3) das sondagens efectuadas no Atlântico oriental (M.-H. CARALP, 1987), mostra também alguma diferença nas características das águas entre o período correspondente ao estádio isotópico 1 e os dois anteriores, no Atlântico NE (fig. 5). O domínio de águas com características semelhantes às das NADW está confinado a ocidente de 15° W, ao largo da margem portuguesa, e de 30° W a 50° N. A SE definem-se dois domínios distintos: um confinado, que se estende do Golfo da Gasconha à margem ocidental portuguesa, marcado por um cortejo de foraminíferos da espécie *Globulina*, característico de águas muito deficitárias em oxigénio; outro, que se estende para o largo, desde o Golfo da Gasconha à margem portuguesa, sob o anterior, e até 54° N, onde ocorre um cortejo de *Uvigerina*, típico de águas com oxigénio escasso, mas menos deficitárias do que as superiores. M.-H. CARALP (1987) discute três hipóteses explicativas desta estratificação das águas, ao sul do paralelo 50° N, privilegiando claramente a seguinte: nos estádios isotópicos 2 e 3, as águas profundas circulariam lentamente (enquanto superficialmente as águas reoxigenadas seriam desviadas para oeste, pela força de Coriolis) e perderiam oxigénio; em contraste, nos períodos quentes, as águas bem oxigenadas, aparentadas com as NADW, ocupariam toda a bacia nordeste atlântica. Segundo esta hipótese, as duas massas de água profundas, durante a última glaciação, seriam remanescentes de águas aparentadas com NADW, elaboradas no período quente anterior (ob. cit., p. 38).

5. A ORIGINALIDADE DA MARGEM CONTINENTAL PORTUGUESA

A diversidade geomorfológica permitiu distinguir quatro grandes unidades na margem continental portuguesa, separadas pelas três faixas de modelado particular, cuja morfogénese está na dependência dos canhões, situados ao longo dos principais acidentes estruturais reconhecidos em terra e na margem (fig. 7). O conjunto setentrional, que prolonga a margem galega ocidental, estende-se até ao canhão da Nazaré. É caracterizado por uma plataforma relativamente larga, de onde emergem

alguns semi-*horst*, relevos de dureza e empolamentos diapíricos, e um talude extenso, constituído por elementos pouco inclinados e parcialmente cobertos por sedimentos terciários e quaternários, separados por depressões amplas, por vezes suspensas; dele erguem-se uma série de relevos tectónicos (fig. 4).

O esporão da Estremadura constitui outro conjunto, individualizado entre o acidente da Nazaré e as falhas do Baixo Tejo e de Grândola, que comandaram a génese dos canhões de Cascais-Lisboa e de Setúbal.

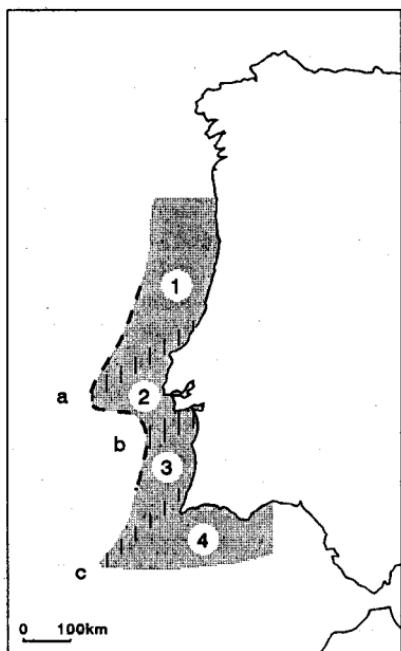


Fig. 7 — Síntese da diferenciação geomorfológica da margem portuguesa. 1 — margem setentrional; 2 — esporão da Estremadura; 3 — margem alentejana; 4 — margem algarvia; as faixas oblíquas assinalam os canhões, a — canhão da Nazaré, b — canhões de Cascais-Lisboa e de Setúbal, c — canhão de S. Vicente; o tracejado sugere a porção aproximada da presumível área de subducção, ao longo de Portugal ocidental.

A margem tem uma forma de triângulo rectângulo. A sua morfologia é muito complexa, perturbada por relevos vulcânicos, tectónicos e empolamentos diapíricos. A parte sul está incisa por três canhões, que fizeram recuar muito a margem continental, e a plataforma continental é aí uma construção quaternária.

A margem compreendida entre os canhões de Setúbal e de S. Vicente constitui o que se designará por margem alentejana. De largura intermédia, é marcada por uma rampa regular, coberta de sedimentos, relativamente inclinada, apenas acentuada por escarpas de falha de direcção meridiana ou NNE-SSW; o rebordo da plataforma continental não se individualiza entre Sines e a Carrapateira.

A margem algarvia, relativamente estreita, é constituída por uma plataforma continental em grande parte construída e de rebordo progressante, que domina vários retalhos tabulares, «os planaltos marginais», que são formas construídas e modeladas pela veia de água mediterrânea.

A margem setentrional, ao norte do canhão da Nazaré, pelas suas características geomorfológicas, exemplificam uma margem estável de tipo atlântico enquanto a margem algarvia ilustra uma margem activa, condicionada pela aproximação da placa africana da miniplaca ibérica, que não é apenas compensada pela subducção no Banco de Gorringe, mas também pela colisão continental, de que as Cordilheiras Béticas constituem o exemplo de arco insular.

Entre os dois troços referidos, situam-se outros dois: o do esporão da Estremadura e a margem alentejana. O primeiro constituiu uma faixa de relevo muito perturbado por empolamentos diapíricos e relevos vulcânicos, que se ligam para oeste à cadeia Tore-Lisboa. A margem alentejana é desigual e individualiza-se por ser estreita e declivosa, no conjunto, a que não deve ser alheia a sua posição, no cruzamento de dois grandes acidentes à escala do globo, um zonal e outro meridional: a sutura Açores-Gibraltar e um acidente que se situa aproximadamente na base do talude continental (fig. 2), ao longo do qual poderá estar a ocorrer subducção.

Para além destes conjuntos maiores, a margem portuguesa terá certamente alguma diversidade de modelado ou micromodelado, actual e herdado, consequência da alteração das rochas em condições termohalinas distintas, ainda mal conhecidas, cuja variação temporal começa agora a vislumbrar-se. A utilização de equipamento de controle remoto certamente ajudará em muito a pormenorizar aquele modelado.

A circulação hidrológica submarina é, sem dúvida, um agente fundamental no modelado das incisões que accidentam a margem continental, mas é ainda muito mal conhecida. Ignoram-se as características e a tipologia dos fluxos que circulam por esses canais de drenagem submarina e que de certo contribuirão para os modelar. Sobre as correntes que afectam a plataforma continental, começam a ser dados os primeiros passos para o seu estudo. Os registos já existentes, cuja recolha é morosa e dispendiosa, são pontuais e momentâneos. São, por isso, raros, não permitindo uma generalização.

O interesse crescente dos investigadores, portugueses e estrangeiros, pela margem continental, em geral, e sobre a plataforma continental, em particular, permitem prever uma evolução muito rápida do seu conhecimento.

ANA RAMOS PEREIRA

BIBLIOGRAFIA

- ABRANTES, F. (1988) — Diatom assemblages as upwelling indicators in surface sediments off Portugal. *Marine Geology*, 85, p. 15-39.
- ALLAN, T. D. (1965) — A magnetic survey of the Coast of Portugal. *Geophysics*, 30 (3), p. 411-417.
- ANDRADE, C. FREIRE DE (1933) — A tectónica do estuário do Tejo e dos vales submarinos ao largo da Costa da Caparica, e a sua relação com as nascentes termo-minerais de Lisboa (considerações preliminares). *Com. Serv. Geol. Port.*, 19, p. 23-40.
- (1934) — Os vales submarinos. *A Terra*, 15, p. 13-18.

- (1937) — *Os vales submarinos e o diastrofismo das Berlengas.* Mem. 1, Serv. Geol. Port., 249 p.
- ANDRIEUX, J. et al. (1989) — A structural scheme for the western Mediterranean area in Jurassic and Early Cretaceous times. *Geodinamica Acta* (Paris), 3, 1, p. 5-15.
- BALDY, P. (1977) — *Géologie du plateau continental portugais au sud du Cap Sines.* Thèse 3ème cycle, Univ. P. e M. Curie, Paris, 120 p. (não publicada).
- BATTIAU-QUENEY, Y. (1991) — Les marges passives. *Bull. Assoc. Géogr. Franc.*, Paris, p. 91-100.
- BERTHOIS, L. et al. (1965) — Essai sur l'interprétation morphologique et géologique de la pente continentale à l'ouest de la Péninsule Ibérique. *Rev. Trav. Inst. Pêch. Marit.*, 29 (3), p. 343-350.
- BOILLOT, G. (1979) — *Géologie des marges continentales.* Masson, Paris, 139 p.
- (1989) — Marges continentales passives. *Supplément au Dictionnaire Quillet*, vol. 2, p. 76-79.
- BOILLOT, G. et al. (1974) — Le rôle des décrochements tardi-hercyniens dans l'évolution des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la Péninsule Ibérique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 16, 1, p. 89-102.
- (1979) — Evolution géologique de la marge ouest-ibérique. *Ciências da Terra* (UNL), 5, Lisboa, p. 215-222.
- (1979) — The Northwestern Iberian Margin: a Cretaceous Passive Margin deformed during the Eocene. Em TALWANI et al. eds. — *Deep sea drilling results in the Atlantic Ocean. Continental Margin and Palaeoenvironment.* Am. Geophys. Union. Maurice Ewing Series, vol. 3, p. 138-153.
- BOILLOT, G. e RECQ. M. (1988) — «Undercrusting» by serpentinite beneath continental rifts: the example of the west Galicia passive margin. European Geotraverse. Fifth EGT Workshop: The European Peninsula. Estoril, *European Sci. Found.*, Strasbourg, p. 29-36.
- BOILLOT, G. et al. (1989) — Rifting processes on the West Galicia margin, Spain. Em A. J. TANKARD e H. R. BALKWILL — *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins.* A. A. P. G., Mem. 46, p. 363-377.
- CARALP, M.-H. (1987) — Deep-sea circulation in the northeastern Atlantic over the past 30 000 years: the benthic foraminiferal record. *Oceanological Acta*, 10 (1), p. 27-40.
- CARVALHO, A. M. GALOPIM DE et al. (1983-85) — Evolução paleogeográfica da bacia cenozóica do Tejo-Sado. *Bol. Soc. Geol. Port.*, vol. XXIV, Lisboa, p. 209-212.
- CURRAY, J. R. et al. (1966) — Continental Margin of Western Europe: slope progradation and erosion. *Science*, 154 (3746), p. 256-266.
- DAVIES, A. M. e FLATHER, R. A. (1987) — Computing extreme meteorologically induced currents, with application to the northwest European continental shelf. *Continental Shelf Research*, vol. 7, n° 7, p. 643-683.

- DIAS, J. M. ALVEIRINHO (1987) — *Dinâmica sedimentar e evolução recente da plataforma continental portuguesa setentrional.* Dissertação de doutoramento apresentada à Faculdade de Ciências, Lisboa, 384 p., Anexos I a IV.
- DIAS, J. M. ALVEIRINHO e NEAL, W. J. (1990) — Modal size classification of sands: an example from the Northern Portugal continental shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol. 60, n. 3, p. 426-437.
- DÍAZ DEL RIO, V. et al. (1986) — The gulf of Valencia continental shelf: extensional tectonics in Neogene and quaternary sediments. *Marine Geology*, 73, p. 169-179.
- DINGLE, R. V. e ROBSON, S. (1985) — Slumps, canyons and related features on the continental margin off east London, SE Africa (SW Indian ocean). *Marine Geology*, 67, p. 37-54.
- DROUZ, L. et al. (1985) — The «trou sans fond» deep-sea fan (off Ivory coast, equatorial Atlantic). *Marine Geology*, 67, p. 1-11.
- FERREIRA, D. DE BRUM (1984) — *Le système climatique de l'upwelling ouest ibérique.* Centro de Estudos Geográficos. Linha de Acção de Geografia Física, rel. 19, Lisboa, 91 p.
- FIÚZA, A. F. GUSMÃO (1982) — The portuguese coastal upwelling system. *Actual Problems of Oceanography in Portugal. Seminar. Lisbon, 1980.* (Special Programme Panel on Marine Sciences of the Nato Scientific Comitee). Lisboa, p. 45-71.
- GALDEANO, A. et al. (1989) — New paleomagnetic results from Cretaceous sediments near Lisboa (Portugal) and implications for the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Sc. Letters*, 92, p. 95-106.
- GARDNER, J. R. e KIDD, R. B. (1983) — Sedimentary processes on the Iberian Continental Margin viewed by long range sidescan sonar. Part I: Gulf of Cadix. *Oceanologica Acta*, 6 (3), p. 245-254.
- (1987) — Sedimentary processes on the Northwestern Iberian Continental Margin viewed by long-range side-scan sonar and seismic data. *Journ. of Sedim. Petrol.*, vol. 57, n° 3, p. 397-401.
- GENSOUS, B. et al. (1986) — La marge méridionale de la Mer d'Alboran: caractères structuro-sédimentaires et évolution récente. *Marine Geology*, 72, p. 341-370.
- GRACIANSKI, P. T. DE et al. (1978) — Réconstitution 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. P. D.-I. P. O. D. 398 D. Problème concernant la surface de compensation des carbonates. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XX, 4, p. 389-399.
- GROUPE GALICE (1979) — The continental margin off Galicia and Portugal: Acoustical stratigraphy, dredge stratigraphy and structural evolution. *Init. Rep. D. S. D. P.*, XLII, p. 633-662.
- GROUPE TRANSMARGE (1981) — Levé bathymétrique de précision, à l'aide du senseur multifaisceaux Sea Beam, du Canyon de Nazaré (marge continentale du Portugal). *Compte-Rendus des séances de l'Académie de Sciences*, Paris, t. 294, p. 1099-1102.

- GRAU, G. et al. (1973) — Structure of the European continental margin between Portugal and Ireland, from seismic data. *Tectonophysics*, 20, p. 319-339.
- GRILLOT, J.-C. e ALMEIDA, C. (1981-82) — Tectonique cassante posthercynienne dans l'Algarve (sud du Portugal). Incidence sur l'hydrologie karstique. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 23, fasc. 2, Paris, p. 119-130.
- JONG, K. DE (1990) — Alpine tectonics and rotation pole evolution of Iberia. *Tectonophysics*, 184, p. 279-296.
- LALLEMAND, S. et al. (1985) — *Carte bathymétrique de l'Atlantique Nord-Est*, 1:2 400 000 à 41° Nord. IFREMER; separata de C. R. Acad. Sc. Paris, 300, p. 145-149.
- LALLEMAND, S. e SIBUET, J.-C. (1986) — Tectonic implications of canyon directions over the Northeast Atlantic continental margin. *Tectonics*, 15, p. 1125-1143.
- LAMOTHE, D. F. DE et al. (1989) — Deformation related to Miocene westward translation in the core of the Betic zone. Implications on the tectonic interpretation of the Betic orogen (Spain). *Geodinamica Acta* (Paris), 3, 4, p. 267-281.
- LEPVRIER, C. e MOUGENOT, D. (1984) — Déformations cassantes et champs de contrainte post-hercyniens dans l'ouest de l'Ibérie (Portugal). *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 25, fasc. 4, p. 291-305.
- MACHADO, F. F. (1933) — Um círculo de afundimento na costa portuguesa? *A Terra*, 9, p. 17-21.
- (1934) — As fossas da plataforma continental portuguesa. *A Terra*, 13, p. 18-23.
- MACHADO, F. et al. (1983-85) — Sobre a profundidade de focos sísmicos no Atlântico Norte. *Bol. Soc. Geol. Port.*, vol. XXIV, Lisboa, p. 49-53.
- MALOD, J.-A. (1980) — La marge atlantique marocaine au Nord de Casablanca. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 22, fasc. 3, p. 201-212.
- (1982) — *Comparaison de l'évolution des marges continentales au Nord et au Sud de la Péninsule Ibérique*. Thèse d'Etat. Univ. P. et M. Curie, Paris, 235 p. (não publicada).
- (1989a) — Ibérides et plaque ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. V, n° 5, p. 927-934.
- (1989b) — Iberian kinematics during the Cretaceous — Paleogeographic consequences. Em J. WIEDMANN (Ed.) — *Cretaceous of the Western Tethys*. 3rd International Cretaceous Symp., Tübingen, 1987 E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, p. 3-16.
- MALOD, J. A. e MAUFFRET, A. (1990) — Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, p. 261-278.
- MAUFFRET, A. et al. (1978) — Evolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la péninsule ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t. XX, n° 4, p. 375-388.
- (1989a) — Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading centre in the Tagus Abyssal Plain (west of Portugal): results of a multichannel seismic survey. *Can. Journ. Earth Sci.*, 26, p. 1101-1123.

- (1989b) — Results from multichannel reflection profiling of the Tagus abyssal plain (Portugal): comparison with the Canadian margin. Em A. J. TANKARD e H. R. BALKWILL — *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. A. A. P. G.*, Mem. 46, p. 379-393.
- MONTADERT, L. et al. (1974) — Continental Margin of Galicia-Portugal and Bay of Biscay. Em BURK e DRAKE eds. — *The Geology of continental margins*. Springer-Verlag, Berlim, p. 323-342.
- MONTEIRO, J. H. (1971) — Geology of the East Atlantic continental margin from Finisterra to Casablanca. ICSU/SCOR Working party 31 Symposium, Cambridge 1970, 3 — Europe. *Inst. of Geological Sciences Report*, 70/15, p. 91-106.
- MOUGENOT, D. (1980-81) — Une phase de compression au Cretacé terminal à l'ouest du Portugal: quelques arguments. *Bol. Soc. Geol. Port.*, vol. XXII, Lisboa, p. 233-239.
- (1985) — Progradation on the portuguese continental margin: interpretation of seismic facies. *Marine Geology*, 69, p. 113-130.
- (1989) — *Geologia da margem portuguesa*. Documentos Técnicos, Instituto Hidrográfico, Lisboa, 259 p.
- MOUGENOT, D. et al. (1979) — La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra* (UNL), nº 5, Lisboa, p. 223-246.
- MOUGENOT, D. e VANNEY, J. R. (1982) — Les rides de contourites plio-quaternaires de la pente continentale sud-portugaise. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordéus, nº 31, p. 131-139.
- MOUGENOT, D. et al. (1984) — Déformations cassantes et champs de contraintes post-hercyniens dans l'Ouest de l'Ibérie (Portugal). *Rev. de Géol. Dyn. et de Géog. Phys.*, Paris, 25 (4), p. 291-305.
- (1986) — Les montagnes sous-marines de la marge continentale nord-portugaise: morphologie et évolution structurale. *Bull. Soc. Géol. France*, II, 3, p. 401-412.
- PEREIRA, A. RAMOS (1991) — *A geomorfologia da margem continental portuguesa: conhecimento actual e linhas de pesquisa*. Prova Complementar de Doutoramento apresentada à Universidade de Lisboa, 79 p. + 3 mapas em anexo.
- PRIOR, D. B. e BORNHOLD, B. D. (1989) — Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta. *Sedimentology*, 36, p. 1053-1076.
- PUGA, E. et al. (1989) — The evolution of the magmatism in the external zones of the Betic Cordilleras during the Mesozoic. *Geodinamica Acta*, 3, 4, p. 253-266.
- PUJOL, C. (1980) — *Les foraminifères planctoniques de l'Atlantique Nord au Quaternaire*. *Ecologie-Stratigraphie-Environment*. 1, Mem. 10, Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordéus, 254 p.
- QUEVAUVILLER, PH. e MOITA, I. (1986) — Histoire holocène d'un système transgressif: la plate-forme du nord Alentejo (Portugal). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordéus, 40, p. 85-95.
- RAMALHO, A. (1921) — O vale submarino da Nazaré. *Jorn. de Ciênc. Nat.*, vol. I, 1-2, p. 21-24.

- (1932) — Breve notícia sobre a configuração do relevo submarino perto da costa de Portugal. *A Terra*, 2, p. 29-33.
- REGNAULD, H. (1987) — *Geomorphologie de la pente continentale du Portugal*. Publ. du Dép. de Géographie. Univ. Paris-Sorbone, n° 15, Paris, 141 p.
- REGNAULD, H. e REJOUAN, F. (1990) — Les escarpements submergés de la Meseta ibérique (Evolution morphologique actuelle de formes structurales sous-marines). *Bull. Assoc. Geogr. Franc.*, 1, Paris, p. 47-59.
- REGNAULD, H. e THOMAS, Y. F. (1990) — Analyse numérique de la morphologie du canyon de Nazaré (marge continentale du Portugal). *Finisterra*, XXV, 50, Lisboa, p. 245-260.
- REY, J. et al. (1983-85) — Evolutions comparées des marges atlantiques de l'Estremadure et de l'Algarve (Portugal) au Crétacé inférieur. *Bol. Soc. Géol. Port.*, vol. XXIV, Lisboa, p. 269-267.
- RIBEIRO, A. (1984) — Néotectonique du Portugal. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, vol. I, Centro de Estudos Geográficos, Lisboa, p. 173-182.
- RIBEIRO, A. et al. (1979) — *Introduction à la géologie du Portugal*. Serv. Geol. Port., Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, A. e RAMALHO, M. (1983) — Alguns dados sobre a geologia do afloramento Mesozoico da Carrapateira (Algarve ocidental). *Com. I Congr. Nac. Geol.*, Aveiro.
- RIBEIRO, A. e CABRAL, J. (1989) — Carta neotectónica de Portugal, escala 1:1 000 000. Notícia explicativa. *Serv. Geol. Port.*, Lisboa, 10 p.
- RIBEIRO, A. et al. (1990) — A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, p. 357-366.
- RIBEIRO, O. et al. (1987) — *Geografia de Portugal. I. A posição Geográfica e o Território*. Ed. J. Sá da Costa, Lisboa, 334 p.
- ROCHA, R. B. (1976) — Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra* (UNL), n.º 2, Lisboa, 178 p. e 2 mapas geológicos.
- ROCHA, R. B. et al. (1984) — Paleogeografia e paleobiogeografia do Mesozoico. Em J. TOMÁS DE OLIVEIRA et al. (1984), p. 46-51.
- RODRIGUES, A. et al. (1991) — Evolution of the North portuguese coast in the last 18 000 years. *Quaternary International*, vol. 9, p. 67-74.
- ROTHWELL, R. G. (1983) — Structural studies of the northwest Iberian continental margin using long-range side-scan sonar. *Institute of Oceanographic Sciences Report*, 161, 50 p.
- SIBUET, J. C. et al. (1978) — Mouvements verticaux dans la région des bancs de Galice (Atlantique nord-est) d'après les résultats du Leg „B". *Bull. Geol. France*, (7), t. XX, n° 4, p. 365-373.
- SOUZA, PEREIRA DE (1931) — Algumas conclusões geológicas das cartas batimétricas do Ministério da Marinha. *Bol. Ac. Ciênc.*, Lisboa, Nova Série, vol. III.

- SRIVASTAVA, S. P. et al. (1990) — Motion of Iberia since the Late Jurassic: Result from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, p. 229-260.
- TAPPONNIER, P. (1977) — «Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poingonement et érasement rigide-plastique». *Bull. Soc. Géol. France*, (7), tome XIX, n° 3, Paris, p. 437-460.
- TAVARES, L. (1987) — Rochas ígneas Em G. MANUPPELLA et al. (1987), p. 31-32.
- VANNEY, J. R. (1977) — *Géomorphologie des plateformes continentales*. Doin, Paris, 300 p.
- (1986) — Plongées en submersible et géomorphologie sous-marine. *L'Information Géographique*, 50, p. 195-201.
- VANNEY, J. R. e MOUGENOT, D. (1981) — *La plateforme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique*. Mem. Serv. Geol. Port., n° 28, Lisboa, 86 p.
- (1990) — Un canyon sous-marin de type «gouf»: Le canhão de Nazaré (Portugal). *Oceanologica Acta*, 13 (1), p. 1-14.
- VERGNAUD-GRAZINNI, C. et al. (1989) — Mediterranean outflow through the Strait of Gibraltar since 18 000 years BP. *Oceanologica Acta*, 12 (4), p. 305-324.
- VERGNOLLE, CH. (1990) — *Morphogenèse des reliefs cotiers associés à la marge continentale nord-espagnole. L'exemple du nord-ouest de la Galice*. Serie Terra Nova, 10, o Castro, Laboratorio Xeológico de Laxe, 315 p.