

Morfoestruturas Quilométricas em Forma de Crescente nas Águas Profundas do Golfo de Cádiz

João Daniel Casal Duarte

Orientadores: Doutor Pedro Terrinha e Doutor Filipe Rosas

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a
obtenção do Grau de Mestre em Cartografia Geológica.
Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas
pelo júri.

2007

Morfoestruturas Quilométricas em Forma de Crescente nas Águas Profundas do Golfo de Cádiz

João Daniel Casal Duarte

Orientadores: Doutor Pedro Terrinha e Doutor Filipe Rosas

Dissertação apresentada à Universidade de Évora para a
obtenção do Grau de Mestre em Cartografia Geológica.
Esta dissertação não inclui as críticas e sugestões feitas
pelo júri.



170 118

2007

Resumo

O levantamento batimétrico MATESPRO, realizado no NW do Golfo de Cádiz, revelou a existência de intrigantes objectos morfológicos jacentes entre os 4300 e os 4700 metros de profundidade. Estes objectos, de dimensões quilométricas, são constituídos por uma depressão interna limitada parcialmente por uma escarpa em forma em crescente que pode atingir mais de 100 m de altura, com declives que variam entre os 6 e os 27° e cuja parte interna é constituída por uma depressão preenchida por unidades progradantes, que se desenvolvem no sentido da escarpa.

Estes objectos são interpretados como o resultado da acção conjunta de processos tectónicos e sedimentares e da sua interacção com correntes de fundo. A actividade tectónica gera rupturas de declive no fundo do mar. As correntes de fundo e turbidíticas interagem com estas irregularidades morfológicas, amplificando-as através da sua acção erosiva, permitindo assim a criação das escarpas abruptas dos crescentes e a formação de corpos sedimentares progradantes.

Abstract

Kilometric Crescent-shaped Morphological Structures in Deep Waters of the Gulf of Cadiz

Multi-beam swath bathymetry carried out in NW Gulf of Cadiz revealed several intriguing features, lying at depths between -4300 and - 4700 m. These features display kilometric crescent escarpments up to 100 m high with slopes between 6 and 27 degrees, in an area characterized by very shallow general slope gradients (0,5 °). The internal part of a Crescent consists of a depression filled up with upslope prograding drift developing towards the scarp.

These features are interpreted as the coupled result of sedimentary and tectonic processes. It is proposed that the Crescents formed when a local morphologic irregularity, corresponding to the bathymetric expression of movement on an underlying thrust, is enhanced by the erosional activity of turbidity and bottom currents. The drift results from the re-deposition of the eroded material in the same location.

Agradecimentos

Gostaria de começar por agradecer ao Pedro Terrinha e ao Filipe Rosas que desde o início me encorajaram a enveredar neste Mestrado e que estiveram sempre do meu lado durante todo o processo de investigação e de escrita, aconselhando-me e corrigindo sempre que necessário.

Ao Rui Dias que muito me ensinou durante o Mestrado.

Queria também expressar o meu profundo agradecimento ao Vasco Valadares e ao Ricardo Caranova, sempre disponíveis e incansáveis, e acima de tudo grandes amigos.

À Cristina Roque com quem discuti inúmeras vezes de forma extremamente entusiasmante o tema apresentado neste manuscrito.

Ao Luís Pinheiro, Vítor Magalhães, José Vicente, Henrique Duarte, Rui Taborda e Luís Matias sempre disponíveis para ajudar e discutir ideias.

Ao Jean-Pierre Henriet, ao David Van Rooij e à Anneleen Foubert por me receberam na Universidade de Gent e me esclarecerem muitas das minhas dúvidas.

Ao LATTEX (Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental), o meu local de trabalho, pela forma excelente com que me acolheu e por me ter sempre disponibilizado tudo o que precisei.

Ao Departamento de Geologia Marinha do INETI (Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação).

À Noémie Wouters, com quem partilho diariamente a minha vida, e que sempre esteve do meu lado e me apoiou incondicionalmente nas horas mais difíceis.

Finalmente queria expressar a minha profunda gratidão para com os meus pais, Joaquim Moedas Duarte e Maria de Lurdes Casal. Sem o seu apoio, esforço e motivação a elaboração desta tese nunca teria sido possível. Foram eles que me financiaram durante este trabalho por saberem que era uma coisa que eu realmente queria fazer. A eles dedicou este trabalho.

Índice

Resumo	i
<i>Abstract</i>	ii
Agradecimentos	iii
Índice	iv
1. Introdução	1
1.1. Objecto de Estudo e Objectivo do Trabalho	1
1.2. Localização Geográfica da Área de Estudo	4
2. Enquadramento	7
2.1. O Golfo de Cádiz	7
2.1.1. Evolução Geodinâmica do Golfo de Cádiz	8
2.2. Vulcões de Lama, <i>Pockmarks</i> e Hidratos de Metano	13
2.2.1. Vulcões de Lama	13
2.2.2. <i>Pockmarks</i>	19
2.2.3. Hidratos de Metano	23
2.3. Oceanografia	26
2.3.1. Correntes Turbidíticas e Turbiditos	28
2.3.2. Correntes de Fundo e Contornitos	30
3. Métodos	33
3.1. Princípios dos Sistemas Hidro-acústicos	33
3.1.1. As Ondas	34
3.1.2. O Eco Acústico	38
3.2. Eco-sonda Multifeixe e Batimetria Multifeixe	39
3.2.1. Sistema de Aquisição de Dados Batimétricos	40
3.2.2. Aquisição e Processamento dos Dados de Batimetria	41

3.3. Sísmica de Reflexão	42
3.3.1. Sísmica de Reflexão Marinha	48
3.3.2. Parâmetros de Aquisição dos Dados de Sísmica de Reflexão	51
4. Geomorfologia	55
4.1. Morfo-tectónica	55
4.1.1. Domínios Morfo-tectónicos	57
4.1.2. Formas Lineares	65
4.2. Rede de Drenagem da zona NW do Golfo de Cádiz	69
4.2.1. Canhões Submarinos e Canais	72
4.2.2. Vales Submarinos Profundos	73
4.2.3. Planaltos Submarinos e Altos Topográficos	74
4.2.4. Superfície do Prisma Acrecionário	75
4.2.5. Planície Abissal da Ferradura	76
5. O Vale da Ferradura e os Crescentes	77
5.1. O Vale da Ferradura	78
5.2. Os Crescentes	82
6. Discussão	97
Bibliografia	107

1. Introdução

No ano de 2004 realizou-se uma campanha oceanográfica no âmbito do projecto MATESPRO (*Major Tectonic and Sedimentary Processes in the Portuguese Margins*; FCT/PDCTM/P/MAR/15264/1999), na qual foram adquiridos novos dados de batimetria multifeixe na zona NW do Golfo de Cádiz. Os principais objectivos do projecto MATESPRO eram: a) a avaliação do potencial sismogénico e tsunamigénico das margens Oeste e Sudoeste portuguesas; b) investigar a fronteira de placas África-Ibéria, sua localização, geometria e relação com estruturas tectónicas preexistentes (falhas normais mesozóicas e cavalgamentos neogénicos e quaternários); c) recolher dados morfológicos e geofísicos com o objectivo de compreender a relação entre a tectónica regional e a dinâmica sedimentar na Margem Sul Portuguesa.

A campanha MATESPRO 2004, levada a cabo a bordo do N.R.P. D. Carlos, foi planeada de forma a estender a cobertura de batimetria obtida durante as campanhas PARSIFAL e HITS, realizadas em 2000 e 2001, respectivamente, durante as quais foram adquiridos dados de batimetria multifeixe e de sonar de varrimento lateral (TOBI) na área da Falha do Marquês de Pombal. A campanha teve a duração total de 24 dias, repartidos ao longo de 3 *legs* durante os meses de Junho e Julho de 2004, tendo sido coberta uma área total de aproximadamente 38.000 km².

1.1. Objecto de Estudo e Objectivo do Trabalho

A partir dos novos dados batimétricos adquiridos na campanha MATESPRO foi identificado um conjunto de intrigantes objectos morfológicos em forma de quarto

crescente. A descoberta destes objectos foi inesperada, não apenas por não estarem abrangidos nos objectivos da campanha, mas principalmente pelas suas características peculiares. Salientam-se as seguintes: a) constituem um conjunto de 8 objectos de dimensões quilométricas (até 5km) em forma de quarto crescente, fazendo lembrar dunas do tipo *barkhan*¹ (ver figura 1.1), b) apresentam uma depressão interna parcialmente delimitada por escarpas com declives que variam entre os 6 e os 27°, numa área em que os declives médios são da ordem dos 0,4°; c) estão localizadas a profundidades elevadas, entre 4300 e 4700 metros, na zona central do Golfo de Cádiz, uma área tectonicamente activa e rica em forma morfológicas na interface água/rocha; d) apresentam uma distribuição espacial aparentemente aleatória.

Por outro lado, a origem destes objectos era desconhecida, mas desde o início que se suspeitou que podiam resultar de uma interacção complexa de diferentes processos oceanográficos e geológicos, tornando clara a necessidade de um estudo aprofundado com o objectivo de identificar os processos que contribuíram para a sua formação. Vários autores identificaram e descreveram morfologias semelhantes em diferentes contextos geológicos, todas estas localizadas a profundidades inferiores a 2000 metros e apresentando dimensões inferiores a 2 km. Bulat et al. (2001), Wynn et al. (2002) e Verdicchio et al. (2006) identificaram objectos que apresentam algumas semelhanças morfológicas com os Crescentes² e interpretam-nos como formas erosivas

¹ Duna em forma de lua crescente com a convexidade voltada para o lado de onde vem o vento e as extremidades a apontar para o lado contrário. Em perfil transversal a duna é assimétrica, apresentando um relevo mais suave na parte convexa e mais íngreme na parte côncava.

² Devido à sua forma e pelo facto de a pessoa que processou os dados batimétricos pela primeira vez se chamar Tenente Lobo, estes objectos morfológicos foram inicialmente designados de “Pegadas do Lobo”. Neste trabalho optou-se por designar estes objectos de Formas Erosivas em Crescente do Golfo do Cádiz, ou apenas Crescentes, na forma abreviada.

localizadas (*erosional scours*) resultantes da interacção de correntes de densidade e de fundo com substrato sedimentar. Faugères et al. (1997) identificaram sobre o Prisma Acrecionário de Barbados morfologias interpretadas como *erosional scours* resultantes da interacção de processos tectónicos com correntes de fundo. Foram também identificados objectos morfológicos semelhantes em zonas onde ocorre escape de gás e vulcanismo de lama. Estas formas correspondem normalmente a estruturas de colapso (*pockmarks*) e a cicatrizes de deslizamentos gravíticos relacionadas com a presença e migração de gás na sub-superfície e desgasificação dos sedimentos saturados em fases gasosas (e.g. Dimitrov et. al., 2003; Somoza, et al., 2003; León et al., 2006).

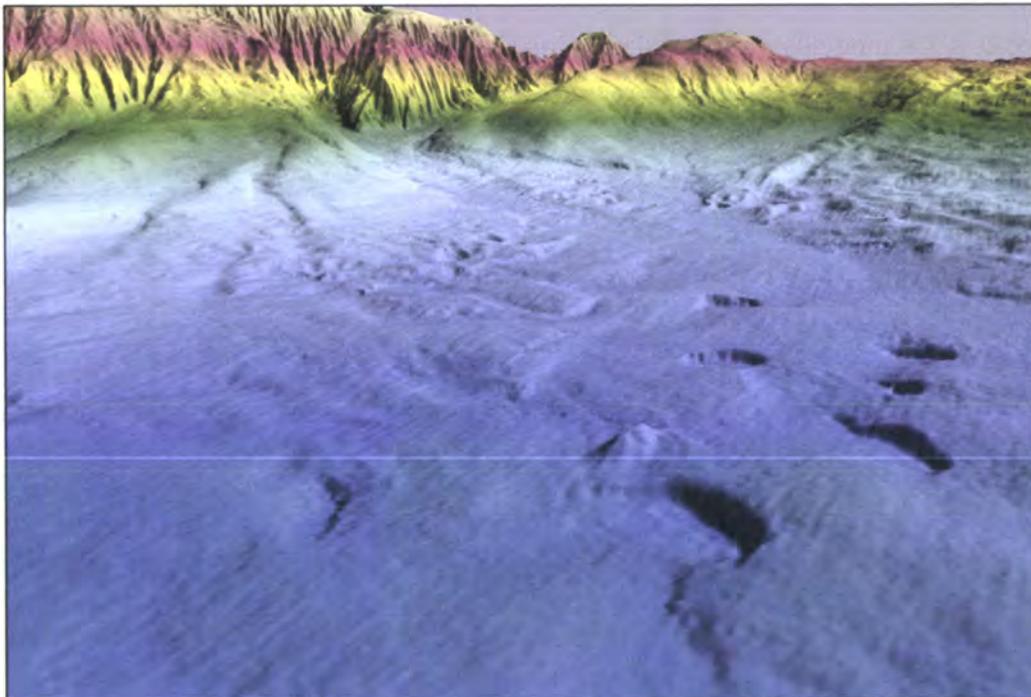


Figura 1.1 – Vista a partir de Sudoeste da área dos Crescentes, concentrados na parte inferior direita da imagem, correspondendo às depressões em forma de anfiteatro com escarpas internas. Ver localização na figura 1.3. (Imagem preparada a bordo do NRP D. Carlos I pelo Tenente Lobo utilizando o *software* CARIS-HIPS) (MATESPRO Team, 2004).

O presente trabalho tem com objectivo central estudar de modo descritivo e interpretativo os Crescentes e tentar compreender quais os mecanismos/processos que estão na sua origem. Com vista em alcançar este objectivo será efectuada uma descrição e consequente interpretação morfológica detalhada destes objectos, bem como da área envolvente. Serão também interpretados perfis de reflexão sísmica de média e baixa resolução com o objectivo de identificar, descrever e interpretar a estrutura tectónica e arquitectura sedimentar da subsuperfície da área onde se localizam os Crescentes. Por fim tentar-se-á identificar os processos que podem ter contribuído para a formação dos Crescentes, sendo propostos, discutidos e testados modelos genéticos gerais para a sua origem. Estes modelos serão elaborados incorporando os dados obtidos, as interpretações realizadas e os diferentes processos geológicos e oceanográficos conhecidos. Os modelos serão validados caso permitam explicar os dados observados.

1.2. Localização Geográfica da Área de Estudo

A área estudada neste trabalho localiza-se na Margem Sudoeste Ibérica, na zona Noroeste do Golfo de Cádiz, e é limitada geograficamente pelas latitudes 35° a 37° N e longitudes 8° a 11° W. O Golfo de Cádiz é limitado a Este pelo Estreito de Gibraltar, a Norte e Nordeste pela Margem Sudoeste Ibérica e a Sul e Sudeste pela Margem Noroeste Africana (ver figura 1.2).

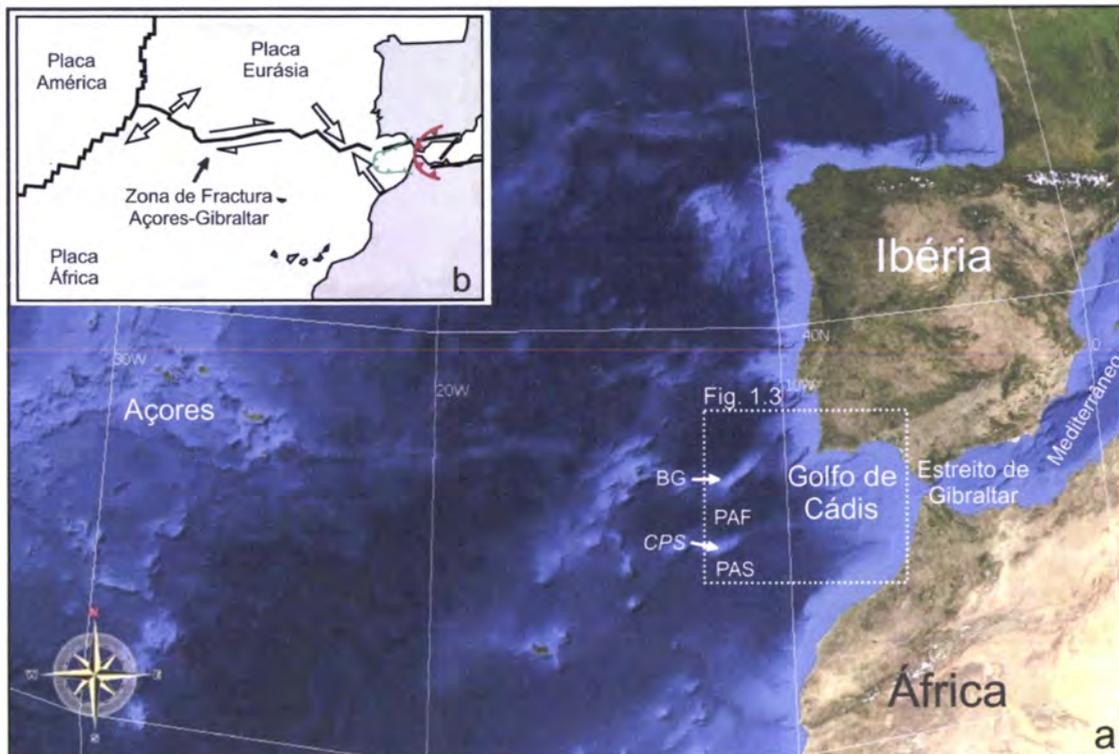


Figura 1.2 – a) Enquadramento geográfico do Golfo de Cádiz. Localização do Estreito de Gibraltar, Banco de Gorringe (BG), Planície Abissal da Ferradura (PAF), *Coral Patch Seamount* (CPS), Planície Abissal do Sena (PAS). O rectângulo branco corresponde à área apresentada na figura 1.3. b) Contexto geodinâmico, limites de placas tectónicas e movimento relativo entre África e Eurásia. O Arco Orogénico de Gibraltar está representado a vermelho e o Prisma Acrecionário do Golfo de Cádiz a verde.

O objecto de estudo – os Crescentes – encontra-se restringido ao Vale Submarino da Ferradura, uma área limitada a Norte pelo Vale Submarino de Sagres e pelo Planalto de Sagres; a Este pelo Prisma Acrecionário do Golfo de Cádiz (Gutscher et al., 2002); a Sul pelo *Coral Patch Ridge*; e a Oeste pela escarpa da Falha da Ferradura (FF) e pela Planície Abissal da Ferradura (ver figura 1.3).

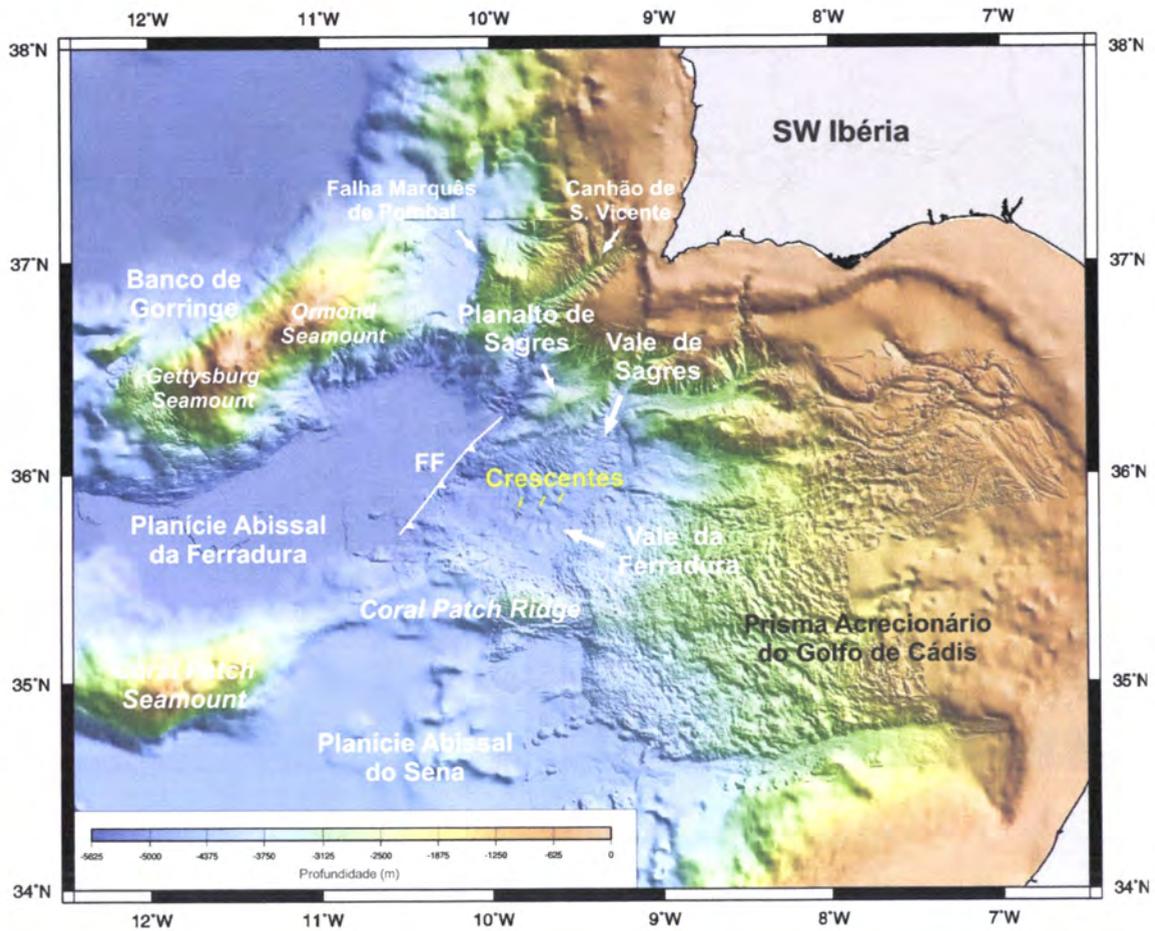


Figura 1.3 – Mapa Batimétrico do Golfo de Cádiz. Ver localização na figura 1.2. Estão representados alguns dos objectos morfológicos mais importantes. Alguns dos Crescentes estão destacados com setas amarelas (ver detalhe na figura 1.1). (Compilação da batimetria do Projecto SWIM obtida até 2005 + GEBCO (General Bathymetric Chart of the Oceans)). FF – Falha da Ferradura.

2. Enquadramento

2.1. O Golfo de Cádiz

O Golfo de Cádiz corresponde a uma faixa geográfica E-W situada entre o extremo oriental da Falha da Glória (o segmento transformante da Zona de Fractura Açores-Gibraltar - Z.F.A.G.) e a extremidade Oeste da cadeia orogénica Alpina-Mediterrânica (ver figura 1.2b). Nesta área localiza-se uma fracção da fronteira de Placas África-Eurásia.

Esta área tem sido alvo de inúmeros estudos na área da Geologia Marinha, destacando-se os seguintes temas de investigação: a) hidratos de metano, vulcanismo de lama e migração de fluidos e estruturas associadas - vulcões de lama e *pockmarks* (e.g. Gardner, 2001; Pinheiro et al., 2003; Somoza et al., 2000); b) instabilidade de taludes, *slumping*, deslizamentos gravíticos e sistemas de deposição turbidítica (e.g. Maldonado et al., 1999; Terrinha et al., 2003); c) correntes oceânicas (e.g. *Mediterranean Outflow Water*, *North Atlantic Deep Water*), suas interações com o fundo (erosão, transporte e sedimentação), depósitos associados (e.g. contornitos e *sediment drifts*) e a sua relação com as alterações climáticas (Maldonado et al., 1999a; Llave et al., 2001; Ambar et al., 2002; Hernández-Molina, et al., 2006; Voelker et al., 2006); d) evolução estrutural e tectónica da fronteira de Placas África-Eurásia (Purdy, 1975; Platt et al., 1989; Royden, L.H., 1993; Lonergan & White, 1997; Rovere et al., 2004; Zitellini et al., 2004; Gutscher et al., 2002); e) neotectónica, sismicidade, risco sísmico e tsunamigénico (Borges et al., 2001; Terrinha et al., 2003; Bufforn et al., 2004).

2.1.1. Evolução Geodinâmica do Golfo de Cádiz

O Golfo de Cádiz apresenta uma estrutura complexa, produto da interacção das margens estiradas do SW da Ibéria e NW de África, geradas durante a abertura do Neo-Tétis, da formação e migração para Oeste do Arco de Gibraltar no Miocénico superior e da convergência entre as Placas África e Eurásia desde o início do Cenozóico até à actualidade.

Durante o Triássico, o Golfo de Cádiz desenvolveu-se como parte do sistema de *rifting* do Neo-Tétis ocidental o que causou a reactivação extensional de estruturas Variscas durante a fragmentação da Pangeia. As Margens Sul Ibérica e Norte Africana desenvolveram-se como resultado da separação entre a África e a América do Sul em regime de tracção pura e entre a África e a Ibéria em regime transtensivo sinistrógiro (Srivastava et al., 1990a & 1990b; Gonçalves 2004) (ver figura 2.1).

A Ibéria ter-se-á destacado da Placa América no Jurássico Superior. A zona de fronteira entre a Ibéria a Eurásia terá acomodado mais de 200 km de movimento relativo de desligamento esquerdo entre o Jurássico Médio e o Cretácico Inferior (170-120 Ma) (ver figura 2.2a-d). Para o sector a Norte da Zona de Fractura Açores-Gibraltar as reconstruções baseadas nas anomalias magnéticas do fundo do mar mostram que a separação entre a Eurásia e a Placa América teve início há aproximadamente 118 Ma, (Srivastava et al., 1990a) (ver figura 2.2d e 2.2e). Nesta altura existiria no Golfo de Cádiz um sistema de eixos de alastramento e falhas transformantes associadas, coexistindo com uma zona de junção tripla entre as Placas África, Ibéria e América localizada na área onde actualmente se localiza o Banco de Gorringe (ver figura 2.1).

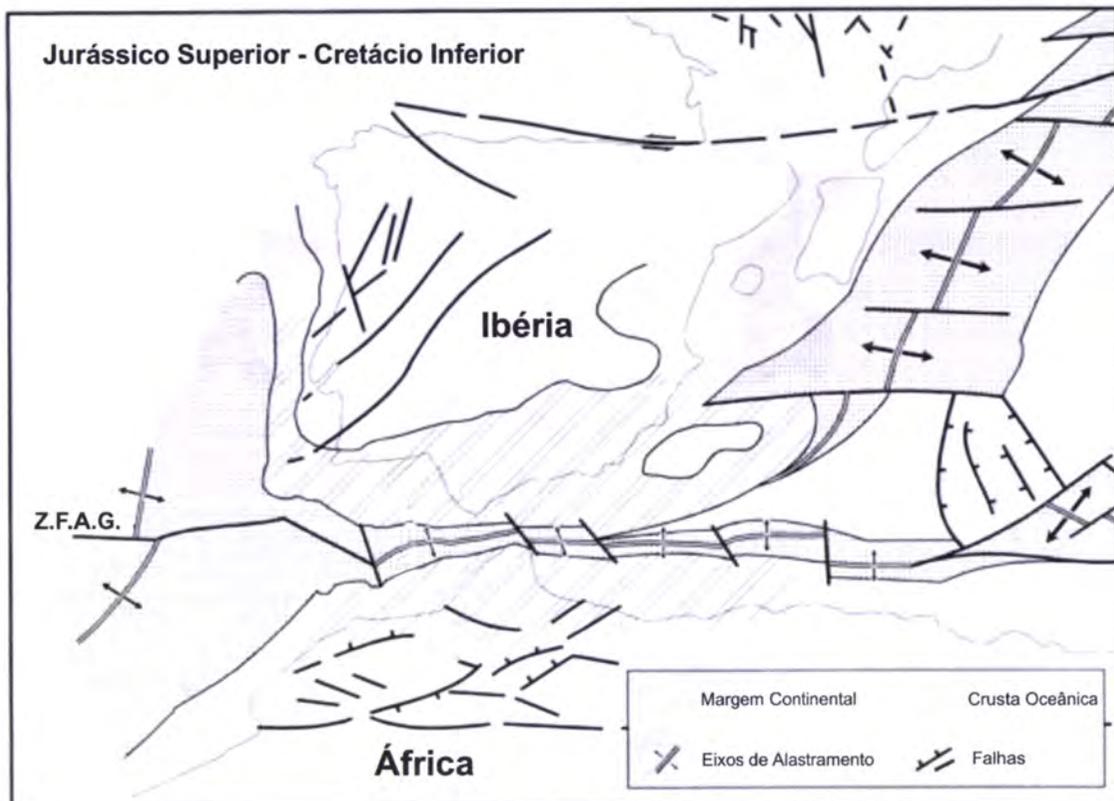


Figura 2.1: Representação esquemática das principais estruturas existentes na zona do Golfo de Cádiz e Mediterrâneo Ocidental durante o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior. Z.F.A.G. = Zona de Fractura Açores-Gibraltar (Modificado de Dercourt et al., 1986; Sanz de Galdeano, 1990; Maldonado et al., 1999a)

No Campaniano iniciou-se a convergência generalizada entre as Placas África e Eurásia, tendo como consequência a subducção da crosta oceânica do Neo-Tétis sob a litosfera continental da Eurásia. Esta zona de subducção terá sido contínua pelo menos desde a zona SE Ibérica até aos Alpes (ver figura 2.2h). Alguns autores sugerem que a subducção se prolongaria até à zona SW Ibérica, acomodando a convergência entre a Placa África e a Placa Ibéria entre o Cretáceo Superior-Paleogénico e o Miocénico (Srivastava et al., 1990a; Terrinha et al., *Submitted*). Esta convergência causou no Golfo de Cádiz a inversão das estruturas extensivas mesozóicas (Maldonado et al., 1999a; Terrinha, 1998).

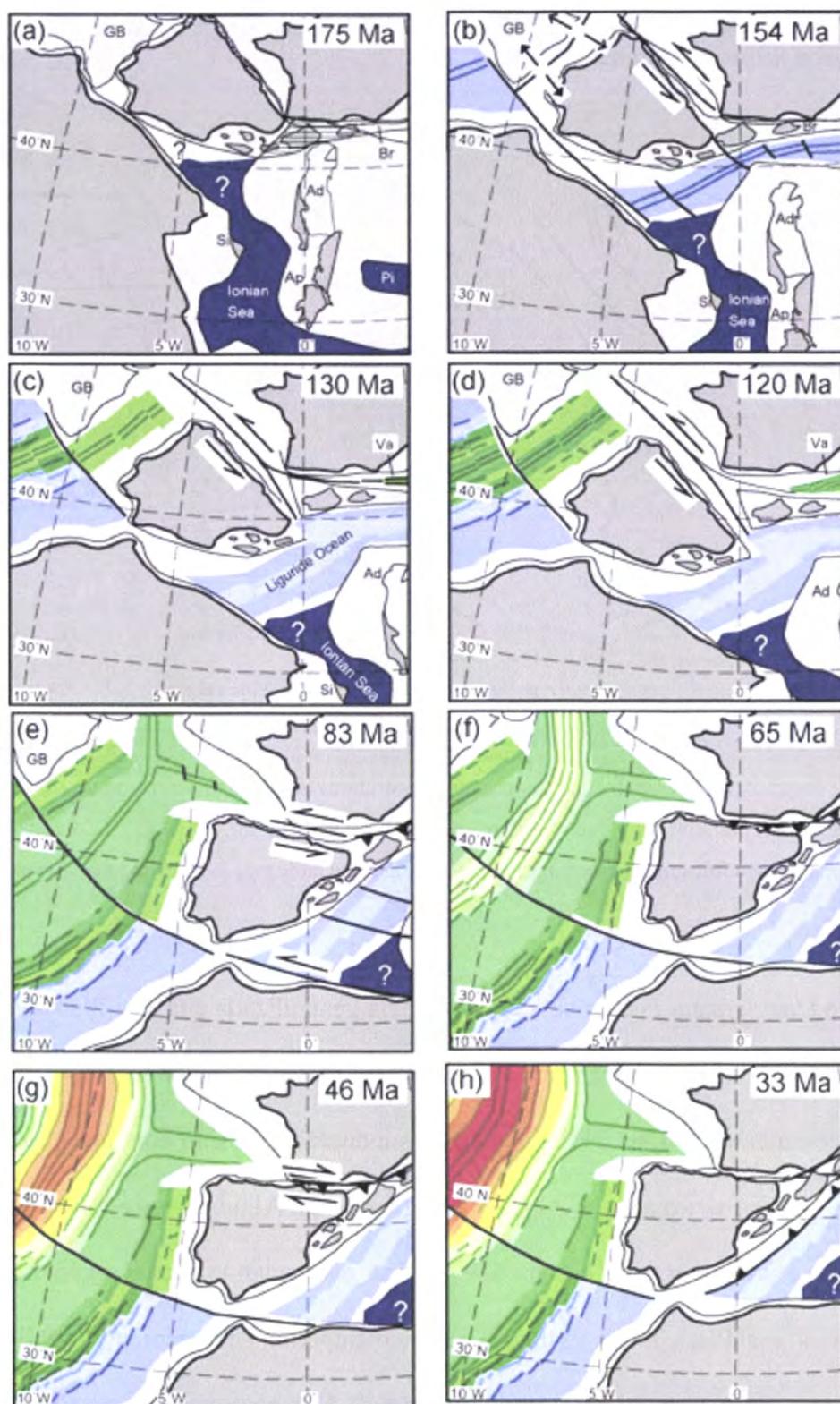


Figura 2.2: Reconstrução do Tétis Ocidental entre o Jurássico Médio e o Paleogénico superior. (Rosenbaum et al., 2002a). Ad = Adria; Ap = Apulia; Br = Briançonnais; GB = Grand Banks; Pi = Pindos; Si = Sicily; Va = Valais.

A taxa de convergência entre a África e a Eurásia teve o seu auge durante o Eocénico-Oligocénico e desde então tem vindo a decrescer. Os estudos de cinemática de placas realizados por Dewey et al. (1989) sugerem que na área do Mar de Alboran – Golfo de Cádiz terá ocorrido cerca de 200 km de convergência N-S entre o Oligocénico médio e o Miocénico superior, seguindo-se 50 km de convergência oblíqua dextrógiro (SE-NW) desde o Miocénico superior até à actualidade.

A reduzida taxa de convergência pós-Oligocénico terá desencadeado fenómenos de *roll-back* do *slab* litosférico oceânico do Neo-Tétis subductado sob a Eurásia, levando à formação de bacias de *back arc* na zona Ocidental do Mediterrâneo (Royden, 1993; Lonergan & White, 1997; Gutscher et al., 2002) (ver figura 2.3). O desenvolvimento das bacias de *back arc* originou a migração para sul da zona de subducção, assim como de vários terrenos continentais (Alboran, Kabylies e Calábria). A subducção ter-se-á arqueado causando a migração do terreno de Alboran (*Betic/Rif* na figura 2.3) para Sudoeste, do Kabylies para Sul e da Calábria para Sudeste.

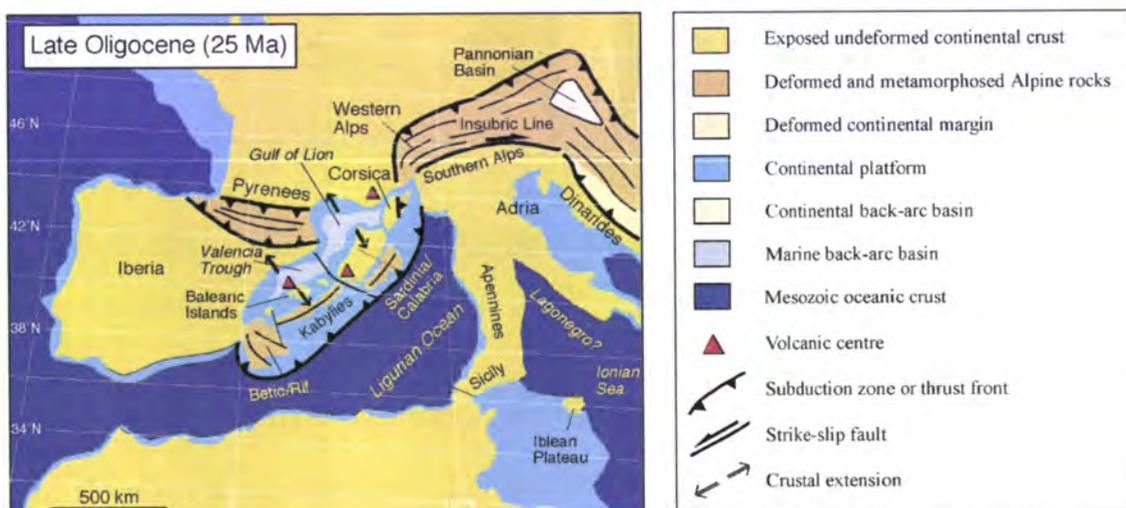


Figura 2.3: Reconstrução das principais estruturas tectónicas do Mediterrâneo no Oligocénico superior (25 Ma) (Rosenbaum et al., 2002b).

O terreno continental de Alboran colidiu com as Margens Continentais Ibéria e África durante o Miocénico médio-inferior, dando origem ao orógeno Bético-Rifanho (ver figura 2.4 e 2.5). Nesta altura, devido à continuação da migração do terreno de Alboran para Oeste acompanhado pelo colapso orogénico do Arco Bético-Rifanho, possivelmente associado ao *roll-back* do *slab* litosférico africano subductado, ter-se-á formado no Golfo de Cádiz um prisma acrecionário e olistostromas de idade Tortoniana (Gutscher et al., 2002; Faccenna et al., 2004). Segundo Gutscher et al. (2002) esta subducção ainda está activa. Em alternativa, o colapso orogénico do Arco Bético-Rifanho e distensão no Mar de Alboran podem ser explicados por fenómenos de delaminação mantélica (Platt & Vissers, 1989).

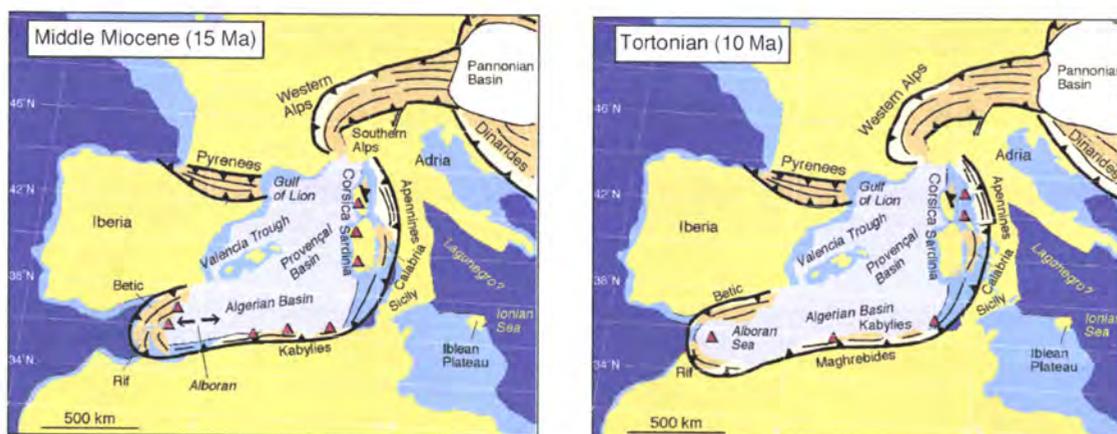


Figura 2.4 e 2.5: Reconstrução das principais estruturas tectónicas do Mediterrâneo no Miocénico médio (15 Ma) e Tortoniano (10 Ma) (Rosenbaum et al., 2002b).

Actualmente o Golfo de Cádiz apresenta um cenário generalizado de deformação transpressiva, em consequência de uma convergência, com direcção aproximada SE-NW entre as sub-placas da Núbia e Ibéria. A tensão compressiva é dissipada através da partição da deformação ao longo de estruturas pré-existentes. A reactivação destas estruturas ocorre segundo diversos estilos tectónicos de acordo com a sua posição e

orientação, sendo de salientar a existência de falhas de desligamento direito WNW-ESE e duas famílias de cavalgamentos com direcções E-W e SW-NE (Rosas et al., *Submitted*; Terrinha et al., *Submitted*).

2.2. Vulcões de Lama, *Pockmarks* e Hidratos de Metano

Vários autores identificaram objectos morfológicos semelhantes aos estudados neste trabalho em zonas onde ocorrem de vulcões de lama, fontes frias (*cold seeps*), escape de fluidos ricos em hidrocarbonetos e hidratos de metano (Dimitrov et. al., 2003; Somoza, et al., 2003; León et al., 2006). No Golfo de Cádiz estes fenómenos têm sido intensamente investigados desde 1996 (Baraza & Ercilla, 1996; Ginsburg & Soloviev, 1998; Baraza et al., 1999; Gardner, 2001; Dimitrov, 2002; Kenyon et al., 2000; Ivanov et al., 2000 & 2001; Somoza et al., 2000; Mazurenko et al., 2001; Pinheiro et al., 2003; Hensen et al., 2007). A possibilidade de os Crescentes terem relação com estes fenómenos torna clara a necessidade de introduzir alguns termos e conceitos técnicos específicos destas áreas de investigação, pois irão ser usados em capítulos subsequentes.

2.2.1. Vulcões de Lama

O termo vulcão de lama refere-se a uma estrutura geológica formada em consequência da extrusão de material argiloso e outros fluidos (água, salmoura, gás e hidrocarbonetos). Os vulcões de lama apresentam normalmente expressão topográfica, variável entre uma simples depressão em forma de funil até complexos edifícios com

várias centenas de metros de altura, com ou sem cratera no topo, podendo atingir 100 km² em área (ver figura 2.7). As vertentes são formadas por sucessivos derrames de material fluidizado, que quando consolidado constitui uma brecha característica. Os vulcões de lama desenvolvem-se preferencialmente em áreas com elevada taxa de sedimentação, compressão tectónica ou actividade magmática recente. Normalmente os vulcões de lama formam-se em consequência da migração de sedimentos fluidizados sobre-pressurizados ao longo de falhas activas. A migração deste material pode também originar estruturas diapíricas não aflorantes, designando-se nestes casos por diapíros de lama (Dimitrov, 2002; Milkov & Sassen, 2003).

Os vulcões de lama foram inicialmente reconhecidos em terra, atraindo a atenção da comunidade geológica desde há pelo menos 200 anos. Os trabalhos realizados nos continentes permitiram: a) identificar os contextos geotectónicos onde os vulcões de lama ocorrem; b) compreender quais os seus mecanismos de formação; (c) perceber como funcionam; (d) quais os seus produtos; (e) potencial interesse económico (Goubkin & Fedorov, 1938; Yakubov et al., 1971; Rakhmanov, 1987; Milkov, 2000). A identificação e o estudo dos vulcões de lama submarinos só foi possível nas últimas décadas, após o desenvolvimento dos sonares de varrimento lateral e de sistemas de amostragem de fundo precisos. Actualmente estão documentadas ocorrências de vulcanismo de lama em 41 áreas emersa e 21 imersas. Segundo Milkov & Sassen (2003) foram identificados cerca de 1.100 vulcões de lama em terra e nas margens continentais, e estima-se que possam existir nos taludes continentais e planícies abissais até 100.000 vulcões de lama (ver figura 2.6).

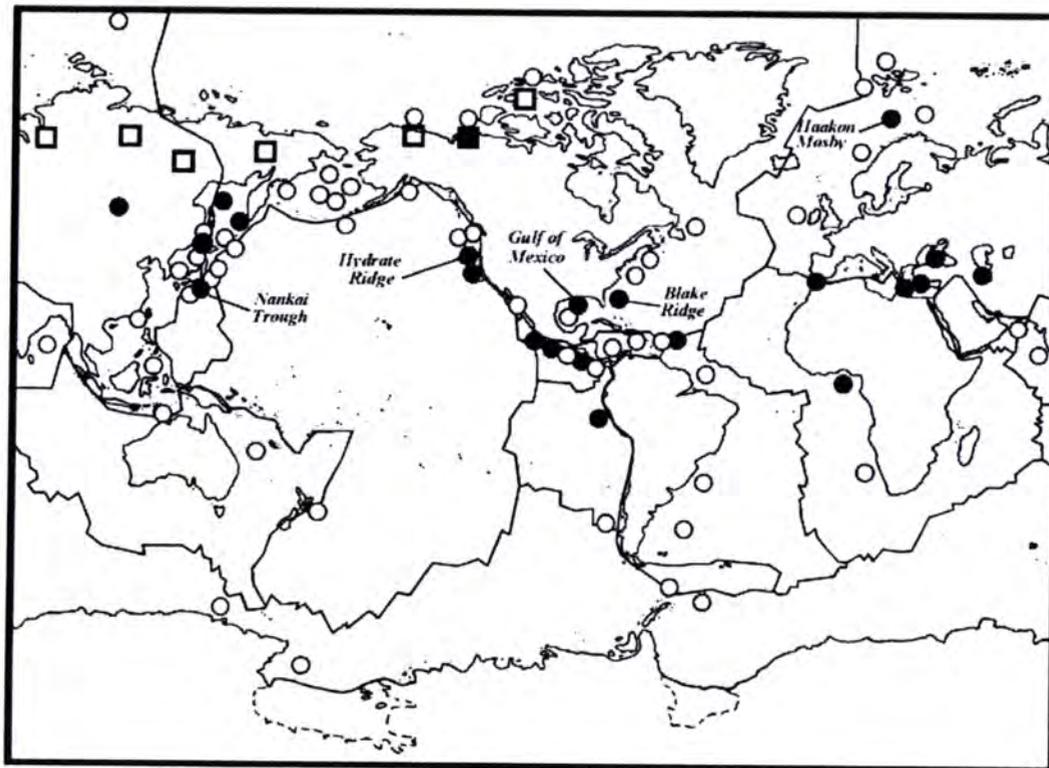


Figura 2.6 – Distribuição dos vulcões de lama: *onshore* – quadrados, *offshore* – círculos; cheios – provados, abertos – possíveis (Milkov, 2002).

Segundo Milkov (2000) os vulcões de lama são importantes porque: (a) são uma fonte de fluxo de metano – um gás que contribui para o efeito de estufa - da litosfera para a hidrosfera e atmosfera, tendo implicações ao nível dos fenómenos de alterações climáticas; (b) são um forte indicador da existência de reservatórios de hidrocarbonetos e hidratos de metano na sub-superfície; (c) podem fornecer informações directas das litologias existentes em profundidade, visto normalmente serem extruídos juntamente com a lama fragmentos rochosos formando uma brecha passível de ser amostrada e analisada; (d) o vulcanismo de lama pode perturbar as operações de sondagens realizadas em terra e no fundo do mar, bem como danificar as instalações já existentes (e.g. *pipelines* e cabos de telecomunicações), causando prejuízos elevados.

Os vulcões de lama têm sido identificados em terra e no mar, em diversos contextos geotectônicos: margens continentais activas (prismas acrecionários, *thrust belts* e regiões vulcânicas), margens continentais passivas (plataformas, lagunas e deltas) e planícies abissais. Devido à sua diversidade e grande distribuição espacial as causas e os mecanismos que levam à formação dos vulcões de lama têm assim sido alvo de intensos debates. Segundo Milkov (2000) estas causas podem ser subdivididas em 4 grupos:

1. Causas Geológicas:

- (a) existência de uma cobertura sedimentar espessa (8-22 km), constituída por sedimentos terrígenos;
- (b) presença de níveis argilíticos plásticos na subsuperfície;
- (c) inversão de densidade;
- (d) acumulações de gás na subsuperfície;
- (e) sobrepressão dos sedimentos.

2. Causas Tectónicas:

- (a) rápida subsidência da cobertura sedimentar devido a taxas elevadas de sedimentação ou à implantação de cavalgamentos;
- (b) existência de diapíros ou antiformas em profundidade;
- (c) existência de falhas ao longo das quais os fluidos podem migrar;
- (d) compressão tectónica;
- (e) processos isostáticos.

3. Causas Geoquímicas:

- (a) geração de hidrocarbonetos;
- (b) desidratação de minerais de argila.

4. Causas Hidrológicas: existência de fluxos de fluidos ao longo de formações geológicas e zonas de fractura.

É possível constatar que muitas destas causas estão de facto ligadas entre si e que são de alguma forma correlacionáveis. Os vulcões de lama podem formar-se por uma qualquer das causas acima descritas. No entanto, analisando a distribuição espacial dos vulcões de lama conhecidos, podem ser definidas duas razões chave para a sua formação: (1) elevada taxa de sedimentação nas margens, bacias e planícies abissais; (2) compressão tectónica. Todas as outras causas (inversão de densidade, presença de falhas, migração de fluidos, etc.) podem resultar destes dois factores principais (Milkov, 1998a). É ainda condição necessária para a formação de vulcões de lama a presença de níveis argilíticos plásticos ricos em fluidos intersticiais, geralmente resultantes de elevadas taxas de sedimentação, não havendo tempo para os processos de desidratação e compactação dos sedimentos actuarem de forma eficaz. A rápida subsidência de sedimentos saturados em água, por vezes associada a uma tensão tectónica adicional, promove a sobrepressão dos fluidos intersticiais e facilita a inversões de densidade ao longo da coluna sedimentar. Estes mecanismos favorecem a migração dos fluidos - menos densos que as rochas nas quais se encontram - em direcção à superfície através de zonas crustais mais frágeis, normalmente ao longo de falhas (ver figura 2.7 e 2.8).

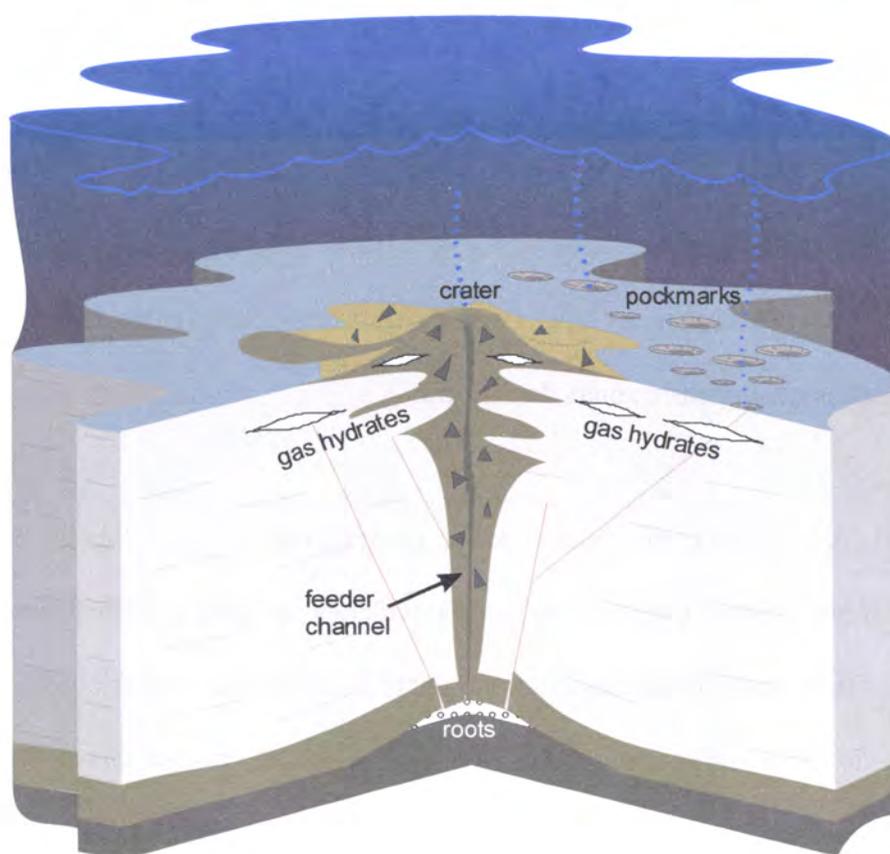


Figura 2.7 – Diagrama interpretativo de um vulcão de lama e sua estrutura interna. (Fonte: E. Kozlova, M. Ivanov, F. Baudin, C. Largeau, S. Derenne; adaptado de A. Akhmetzhanov).

Foram também documentados casos em que os vulcões de lama ocorrem como consequência da migração de hidrocarbonetos (principalmente gás metano) provenientes de reservatórios existentes em profundidade, assim como originados pela destabilização e sublimação de níveis de hidratos de metano. Estes fluidos normalmente dão origem a simples emissões de gás (*gas seeps*) da geosfera para a hidrosfera e atmosfera, sem que se formem edifícios “vulcânicos”. No entanto, por vezes, estes fluidos dissolvem e transportam consigo sedimentos dando origem a diapíros e vulcões de lama (Shnukov et al., 1971; Reed et al., 1990).

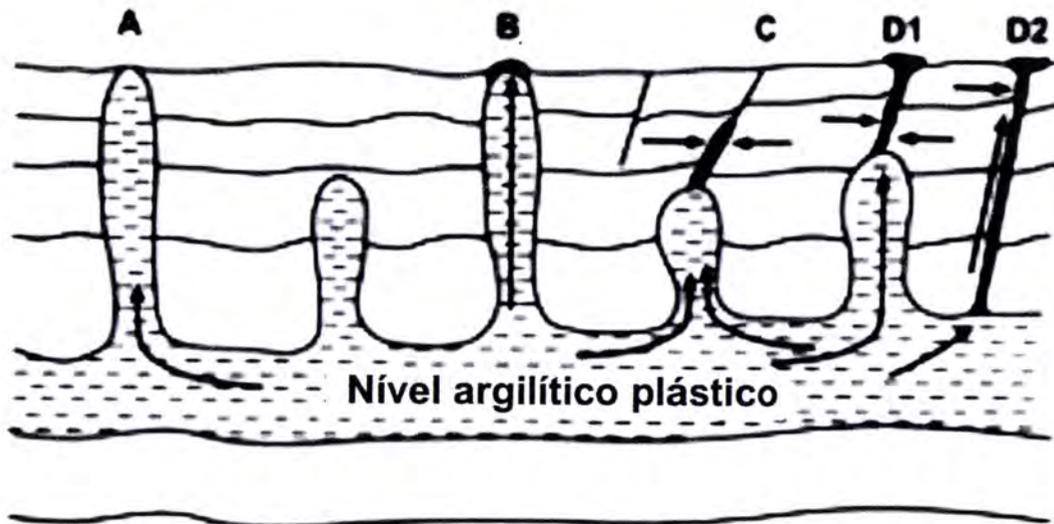


Figura 2.8: Esquema mostrando os mecanismos básicos na formação dos vulcões de lama: (A) diapíro de lama; (B) formação de um vulcão de lama no topo de um diapíro; (C) escape de gás; (D1, D2) formam-se vulcões de lama devido à migração de sedimentos fluidizados ao longo de fraturas. As setas indicam as trajetórias de migração dos fluidos (retirado de Milkov, 2000).

2.2.2. Pockmarks

As *pockmarks* são depressões (crateras) causadas pela expulsão de fluidos do substrato sedimentar para a hidrosfera e consequente colapso da superfície morfológica devido a perdas de volume. Desenvolvem-se normalmente em áreas onde ocorrem fenômenos de escape de gás e vulcanismo de lama. As suas dimensões podem variar desde alguns centímetros até às várias centenas de metros. Correspondem geralmente a depressões circulares ou elípticas fechadas, no entanto Stoker (1981) sugeriu que as *pockmarks* assimétricas (em forma de anfiteatro, crescente ou alongadas) podem ser bastante mais comuns do que se pensava (ver figura 2.9). As depressões apresentam geralmente um fundo plano, podendo ter uma pequena elevação na zona central. Os

eixos maiores destas formas encontram-se muitas vezes alinhados paralelamente ao declive da área onde se localizam, sugerindo a existência de uma relação entre o declive local e a geometria das *pockmarks*. Em declives irregulares as *pockmarks* podem ser bastante alongadas e assimétricas, formando pequenas gargantas ou desfiladeiros (Hovland & Judd, 1988).

Segundo King & MacLean (1970) o principal agente na formação das *pockmarks* é a ascensão de fluidos - geralmente gás e água pressurizados - através da coluna sedimentar. Este gás acumula-se sob a superfície, em níveis sedimentares plásticos, sendo expulso de forma explosiva quando os sedimentos perdem a coesão devido ao aumento da pressão de fluidos. A presença de gás sob as *pockmarks* foi consubstanciada pelo facto de os registos de sísmica de reflexão apresentarem frequentemente turbidez acústica sob as áreas onde se localizam as *pockmarks*. Este efeito é causado pela presença de fluidos nos sedimentos, absorvendo e dissipando grande parte da energia acústica emitida (ver capítulo 3). Segundo Hovland & Judd (1988) a turbidez acústica é bastante comum em sedimentos marinhos, e nem sempre está associada a *pockmarks*. No entanto, segundo os mesmos autores, a presença de turbidez acústica nas áreas onde ocorrem *pockmarks* é suficientemente comum para ser considerada significativa. As *pockmarks* formam-se apenas em sedimentos com determinadas características, argilitos e siltitos moles saturados em fluidos. Deste modo a presença de *pockmarks* fornece indicações de que ocorreu escape de gás da sub-superfície para a coluna de água, mas a ausência destas estruturas não significam que não ocorreu escape de gás. Em sedimentos com as características ideais para a formação de *pockmarks* (argilitos e siltitos moles saturados em fluidos), a sua ausência indica que não ocorreu escape de gás. Contudo que em zonas onde ocorre predominantemente erosão do fundo as evidências da presença de *pockmarks* podem ser

obliteradas/apagadas, pelo que a afirmação anterior deixa de ser válida (Hovland & Judd, 1988).

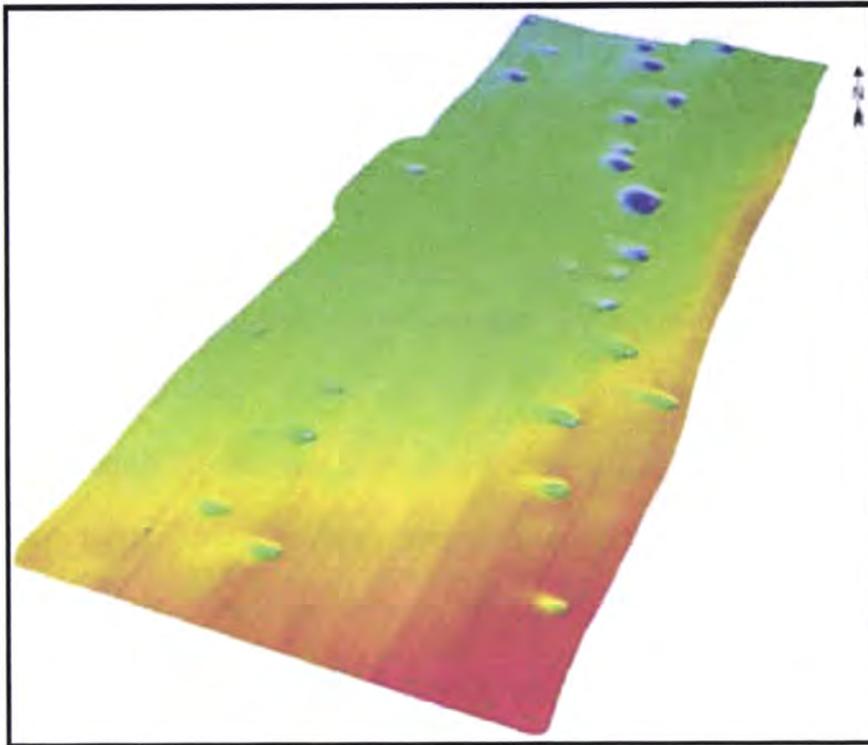


Figura 2.9 – *Pockmarks* no Mar do Norte (Judd, 2001)

A relação das *pockmarks* com o escape de gás foi confirmada através de amostragem. As amostras recolhidas no interior das *pockmarks* apresentam níveis anormalmente elevados de metano (CH_4) e Sulfureto de Hidrogénio (H_2S). Por vezes os sedimentos recuperados apresentam cavidades e porções fluidizadas. As primeiras são resultado da presença de gás dissolvido (ou sob a forma de bolhas) no interior do sedimento, as segundas são causadas pela despressurização dos gases durante o processo de recolha das amostras.

Os fluidos responsáveis pela geração das *pockmarks* podem ser líquidos (água intersticial ou águas subterrâneas) ou, na maioria dos casos, gases. Estes últimos podem ter origem na decomposição microbiana de matéria orgânica presente nos sedimentos (gás de origem microbiana, bacteriana ou biogénico), ou ser originados pela destruição termocatalítica de querogénio presente em sedimentos profundos (gás termogénico). Tipicamente o gás mais comum é o metano (CH_4), geralmente presente em concentrações superiores a 95%. Quando o gás é de origem termogénica estão normalmente presentes quantidades significativas de hidrocarbonetos mais pesados (etano, propano, butano e pentano).

O escape de gás corresponde na maior parte das vezes à simples expulsão de pequenas bolhas para a coluna de água. Este processo é insuficiente para causar a erosão dos sedimentos que constituem o fundo do mar. Hovland & Judd (1988) sugerem a existência de ciclos de actividade dos processos que levam à formação das *pockmarks* (ilustrado na figura 3.6), constituídos pelas seguintes fases: a) acumulação de gás nos sedimentos sob o fundo do mar; a pressão de fluidos provoca um aumento de volume e origina um doma; b) o gás é libertado de forma explosiva num único evento, fluidizando o sedimento suprajacente; c) os sedimentos mais finos são transportados em suspensão pelas correntes marinhas e os sedimentos mais grosseiros acumulam-se no interior da depressão criada; d) enquanto houver geração e migração de gás ao longo da coluna sedimentar sob a *pockmark* pode continuar a ocorrer escape de gás e o processo pode repetir-se de forma cíclica.

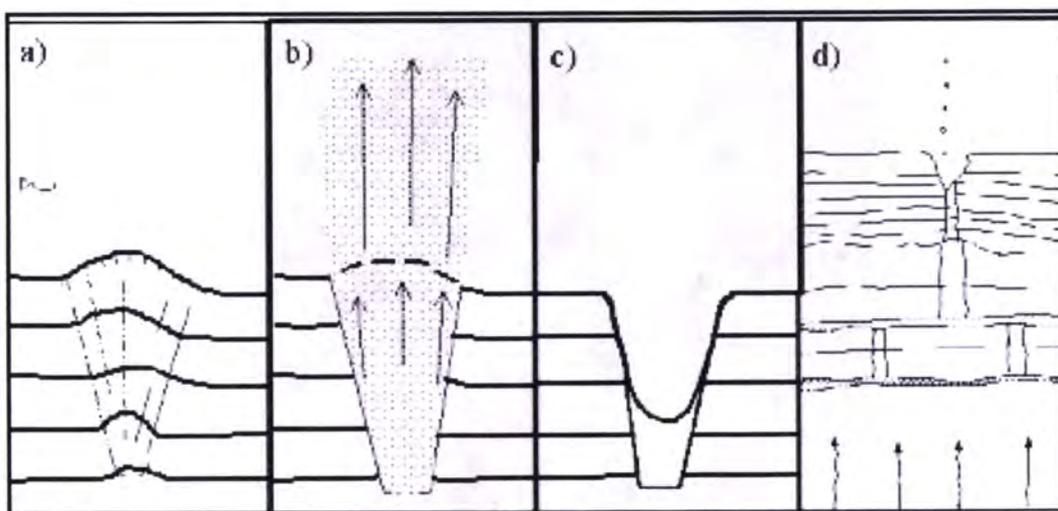


Figura 2.10: Modelo conceitual para a formação das *pockmarks* (Hovland & Judd, 1988).

2.2.3. Hidratos de Metano

Os hidratos de metano possuem uma estrutura cristalina na qual as moléculas de metano se encontram aprisionadas no interior de nanocavidades de uma estrutura supra-molecular, formada por moléculas de água ligadas entre si através de pontes de hidrogénio (ver figura 2.11). São em tudo semelhantes ao gelo (ver figura 2.12), excepto no facto de a sua estrutura ser mantida através da presença de moléculas hóspede de metano, que estabiliza termodinamicamente a estrutura do hidrato através de ligações químicas do tipo van der Waals. Quando um número mínimo de nanocavidades é ocupado por moléculas de metano, os hidratos podem formar-se a temperaturas superiores ao ponto de fusão do gelo (Englezos, 1993).

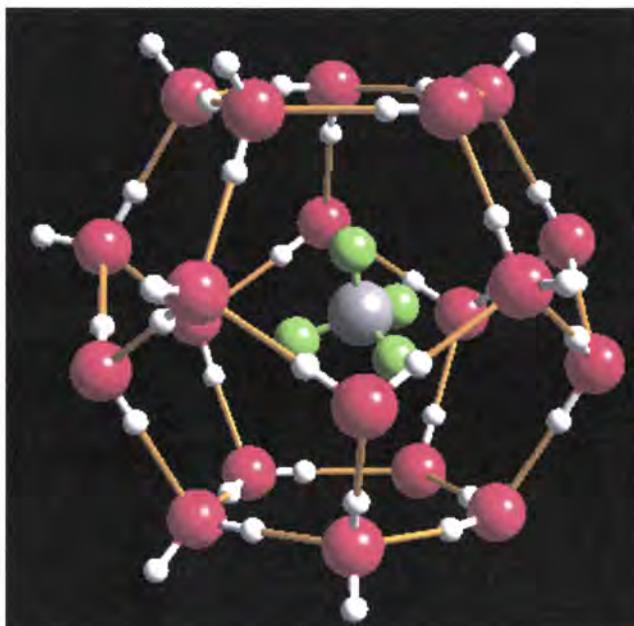


Figura 2.11: Estrutura molecular do Hidrato de Metano. Átomos: Vermelho = Oxigênio; Branco e Verde = Hidrogênio; Cinzento = Carbono (*Lawrence Livermore National Laboratory*).

Os hidratos de metano fazem a parte de um grupo de compostos denominados clatratos (*clathrates*). Estes foram descobertos por Humphrey Davy e Michael Faraday, em 1800, quando realizavam experiências com misturas de água e cloro. Em 1930 E.G. Hammerschmidt reconheceu que os hidratos de metano eram os principais responsáveis pelo entupimento de *pipelines* que transportavam gás natural (metano), particularmente naqueles localizados em ambiente mais frios. Em 1960 os hidratos de metano começaram a ser estudados de forma sistemática, após terem sido identificadas ocorrências naturais deste composto cristalino (na altura apelidados de “gás natural sólido”), na subsuperfície da área dos grandes campos de gás natural da Bacia Oeste Siberiana. Nos anos 90 o Japão e a Índia iniciaram programas tendo em vista a exploração e comercialização de hidratos de metano. Em 1998 e 1999, em resultado de esforços internacionais, foram realizadas as duas primeiras sondagens profundas com o

objectivo específico de estudar os hidratos de metano. Desde então têm sido identificados um pouco por todo o mundo, ocorrendo sistematicamente em sedimentos oceânicos (em maiores concentrações nas margens continentais activas) e nos *permafrosts*.

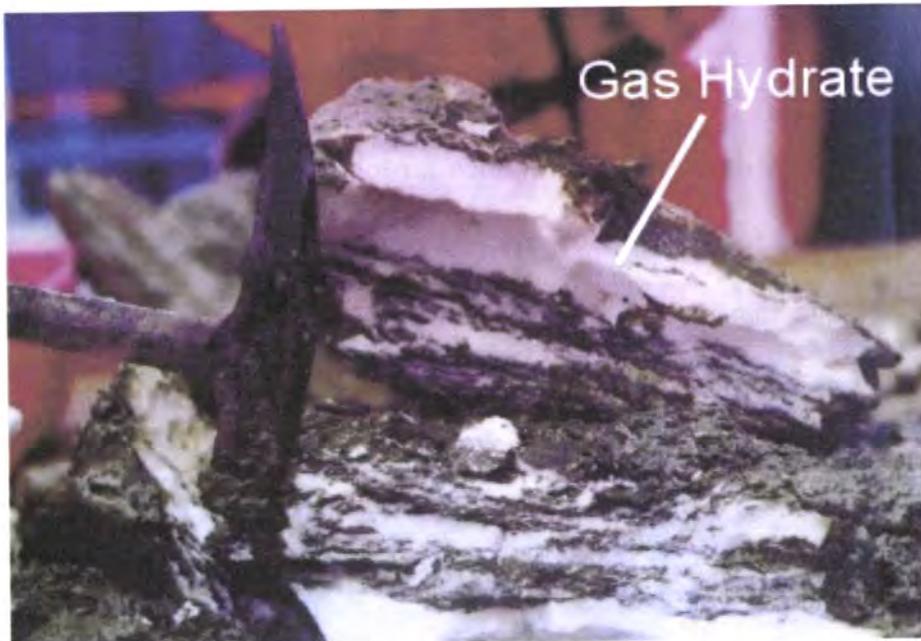


Figura 2.12 – Níveis de Hidratos de Metano em sedimentos marinhos (*Centre for Gas Hydrate Research*).

O gás metano presente nos hidratos pode ter origem biogénica ou termogénica, encontrando-se muitas vezes associado a reservatórios de hidrocarbonetos, a escape de gás e a vulcanismo de lama. O estudo dos hidratos de metano é importante por três razões principais: (1) os hidratos contêm um elevado volume de metano, tendo potencial como uma futura fonte de energia; (2) podem ser fonte ou um sumidouro de metano atmosférico, podendo influenciar o clima a nível global; (3) podem afectar a coesão dos sedimentos causando instabilidade e induzindo colapsos e deslizamentos gravíticos (Milkov, 2004).

A estabilidade dos hidratos de metano está fortemente dependente da pressão e da temperatura do meio onde ocorrem. Em consequência, os hidratos de metano encontram-se em níveis estratigráficos e/ou batimétricos bem definidos, onde estes dois factores se conjugam de forma óptima a permitir a sua formação. A localização dos hidratos depende também do regime térmico imposto pelas correntes oceânicas locais. Uma pequena variação destes factores é suficiente para destabilizar o sistema, causando a dissociação dos hidratos de metano. Por exemplo, variações do nível do mar (e consequente variação da pressão hidrostática ao longo da coluna de água) pode ser suficiente para os hidratos se dissociarem de forma explosiva, em consequência do metano passar directamente do estado sólido para o estado gasoso no interior dos sedimentos. Estes fenómenos podem causar instabilidade gravítica e gerar grandes deslizamentos, deixando no fundo marinho cicatrizes bem visíveis.

2.3. Oceanografia

A natureza e a variabilidade das correntes marinhas, assim como a sua interacção com o fundo do mar são ainda um assunto mal compreendido pela comunidade científica. Segundo Stow et al. (2002) esta situação deve-se em parte ao facto de durante vários anos os físicos oceanógrafos e os geólogos marinhos terem trabalhado de forma independente nas suas áreas de investigação, sendo ainda necessária alguma integração entre algumas disciplinas das áreas da oceanografia e da geologia marinha.

O estudo dos depósitos sedimentares marinhos pode ser executado com maior rigor conhecendo e compreendendo os processos oceanográficos que estão na sua

origem. Por outro lado, o estudo de depósitos sedimentares antigos permite reconhecer fenómenos paleo-oceanográficos e paleo-climáticos, isto é, aplicando o princípio do uniformitarismo, permite identificar quais os processos e condições que actuaram no passados de modo a originar aqueles depósitos. Existe ainda alguma confusão em relação à definição e nomenclatura das estruturas geradas e/ou influenciadas pelas correntes oceânicas. O artigo seminal de Stow et al. (2002) tenta pôr alguma ordem neste assunto. Uma discussão detalhada desta problemática recai fora do âmbito deste trabalho, pelo que nesta secção serão apenas introduzidos os conceitos indispensáveis para o desenvolvimento deste texto.

Vários estudos demonstraram a existência de uma acção conjunta entre dois tipos principais de processos sedimentares na evolução das margens continentais e bacias oceânicas: (1) processos que se desenrolam transversalmente ao talude continental (*downslope*) essencialmente sob a acção da gravidade (e.g. correntes em cascata, correntes turbidíticas, deslizamentos gravíticos e *slumps*); (2) processos que actuam longitudinalmente ao talude (*alongslope*), sob a acção de correntes de fundo termohalinas (e.g. correntes contorníticas) (Faugères et al., 1999; Stow et al., 2002). As correntes turbidíticas e as correntes de fundo desempenham um papel fulcral nos processos de erosão e deposição profundos (Stoker et al., 1998; Stow et al., 2002). As correntes de *upwelling*, *downwelling*, correntes relacionadas com as marés, e as correntes ascendentes e descendentes existentes no interior dos canhões são outros exemplos de correntes que operam a grandes profundidades. Vários autores identificaram e descreveram formas de relevo submarino originadas sob a acção correntes de turbidíticas e termohalinas (e.g. Faugères et al., 1997; Bulat et al., 2001; Stow et al., 2000; Wynn et al., 2002; Verdicchio et al., 2006). A semelhança dos Crescentes com alguns destes objectos morfológicos descritos na bibliografia torna



necessário a introdução de alguns conceitos úteis para a compreensão da problemática em causa, bem como para a subsequente fase de discussão.

2.3.1. Correntes Turbidíticas e Turbiditos

As correntes turbidíticas são movimentações bruscas de água contendo uma quantidade abundante de sedimentos em suspensão, que fluem do limite da plataforma continental ao longo do talude continental, no sentido descendente (*downslope*), em direcção às planícies abissais ou níveis de base intermédios. O seu percurso é controlado pela força da gravidade e pela geometria das formas do fundo, como por exemplo os canhões e vales submarinos. Isto ocorre devido ao facto de a densidade global da corrente turbidítica (água+sedimento) ser superior à densidade da massa de água envolvente, sendo o homólogo marinho das correntes de densidade. Estas correntes iniciam-se geralmente na zona superior do talude continental. O intenso fornecimento de material sedimentar proveniente da plataforma continental conduz à formação de depósitos graviticamente instáveis, que aliados aos elevados declives existentes criam as condições necessárias para a perda de coesão do material sedimentar e consequentes desprendimentos de sedimentos. As correntes turbidíticas iniciam-se pela acção de uma força externa, por exemplo a gravidade, abalos sísmicos ou acção erosiva das correntes existentes, normalmente associadas aos canhões submarinos. O fluido carregado de material em suspensão avança, talude abaixo, comportando-se como um fluxo sedimentar gravítico e turbulento.

As correntes turbidíticas ao deslocarem-se vão erodindo o talude e enriquecendo-se em sedimentos. Este processo torna-as progressivamente mais densas, e em consequência mais rápidas. Podem alcançar velocidades muito elevadas

(superiores a 100 km/h), não parando quando atingem a base do talude, deslocando-se por vezes algumas centenas de quilómetros ao longo das planícies abissais. À medida que a massa de água desacelera os sedimentos em suspensão vão sendo seleccionados e depositados gradualmente de acordo com a sua granulometria. Os sedimentos assim formados são denominados turbiditos, distribuem-se desde a base do talude até às áreas proximais das planícies abissais. As correntes turbidíticas são o principal agente de transporte de material sedimentar das plataformas continentais para as planícies abissais.

Os turbiditos são constituídos por sedimentos de diversas dimensões, variando entre o conglomerado grosseiro (alguns “clastos” podem ter dezenas de metros) até fracções silito-argilosas. Os seus depósitos adquirem características diferenciadas consoante o grau de transporte a que os sedimentos foram sujeitos. A actividade das correntes turbidíticas pode originar sequências de deposição rítmicas e gradacionais de sedimentos finos a médios. Em casos ideais os turbiditos podem definir uma sequência típica – sequência de Bouma - constituída da base para o topo por: (a) uma base erosiva bem definida; (b) areia grosseira a média com gradação positiva, passando gradualmente ao nível seguinte; (c) areia com laminações plano-paralelas; (d) areia com laminação entrecruzada e estruturas onduladas; (e) silte e argila depositado em lâminas paralelas (f) argilas correspondentes a deposição lenta e calma. Normalmente observam-se várias destas sequências sobrepostas, cada uma correspondendo a um episódio turbidítico. As correntes turbidíticas interagem com a topografia do fundo, podendo ser reflectidas, refractadas ou ocorrer a separação do fluxo. Nestes casos os depósitos podem apresentar sequências complexas muito diferentes dos casos ideais (Stow & Mayall, 2000).

2.3.2. Correntes de Fundo e Contornitos

O termo “correntes de fundo” é consensualmente utilizado para denominar correntes marinhas que operem a grandes profundidade em consequência da circulação termohalina ou da actividade de células de circulação induzidas pelo vento a grande escala. Em geral são correntes de natureza semi-permanente que flúem ao longo das planícies abissais e/ou paralelamente às vertentes de relevos marinhos (*alongslope*). Apresentam direcções e velocidades extremamente variáveis, gerando vórtices gigantes (*giant eddies*), podendo por vezes fluir obliquamente ou ao longo das linhas de maior declive (*downslope*). Não têm de seguir de forma rígida paralelamente às vertentes, no entanto o termo corrente contornítica ou corrente de contorno continua a ser amplamente usado como sinónimo de corrente de fundo (Stow et al., 2002).

As grandes massas de água de fundo actuais formam-se devido ao arrefecimento e consequente afundamento das águas superficiais em altas latitudes, entrando deste modo no sistema global de circulação termohalina profunda. As correntes de fundo podem também ser geradas a partir de águas superficiais relativamente quentes em latitudes baixas sujeitas a elevada evaporação. Este fenómeno torna as águas muito salinas, que afundam devido à sua elevada densidade. Este fenómeno ocorre normalmente em bacias oceânicas relativamente confinadas ou em mares marginais (por exemplo no Mar Mediterrâneo).

As correntes de fundo movem-se lentamente ao longo das bacias oceânicas a velocidades inferiores a $1\text{-}2\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ e são significativamente afectadas pela Força de Coriolis, resultante do movimento de rotação da Terra, assim como pelas irregularidades morfológicas existentes no fundo do mar (por exemplo altos topográficos ou desfiladeiros submarinos). O efeito de Coriolis força as correntes a

mudar de direcção, curvando para a sua direita no hemisfério norte e para a sua esquerda no hemisfério sul, acabando normalmente por encontrar os taludes continentais. Devido à sua elevada densidade as correntes não conseguem subir o talude, sendo forçadas a seguir ao longo deste. Este constrangimento força as correntes a acelerar, atingindo velocidades na ordem dos 10 a 20 cm.s^{-1} . Em declives muito acentuados a velocidade destas correntes pode exceder os 100 cm.s^{-1} . Foram documentados casos de velocidades superiores a 200 cm.s^{-1} em correntes constrangidas por estreitos e desfiladeiros existentes no fundo do mar. As correntes de fundo quando constrangidas por relevos são suficientemente competentes para gerar erosão, transporte e sedimentação, especialmente de argilas, siltes e areias finas, e mais raramente de areia grosseira. Os depósitos gerados por estas correntes apresentam arquitecturas características e denominam-se de contornitos. De forma mais, geral o termo contornito é empregue para denominar sedimentos depositados pela acção das correntes de fundo contínuas ou significativamente afectadas por estas.

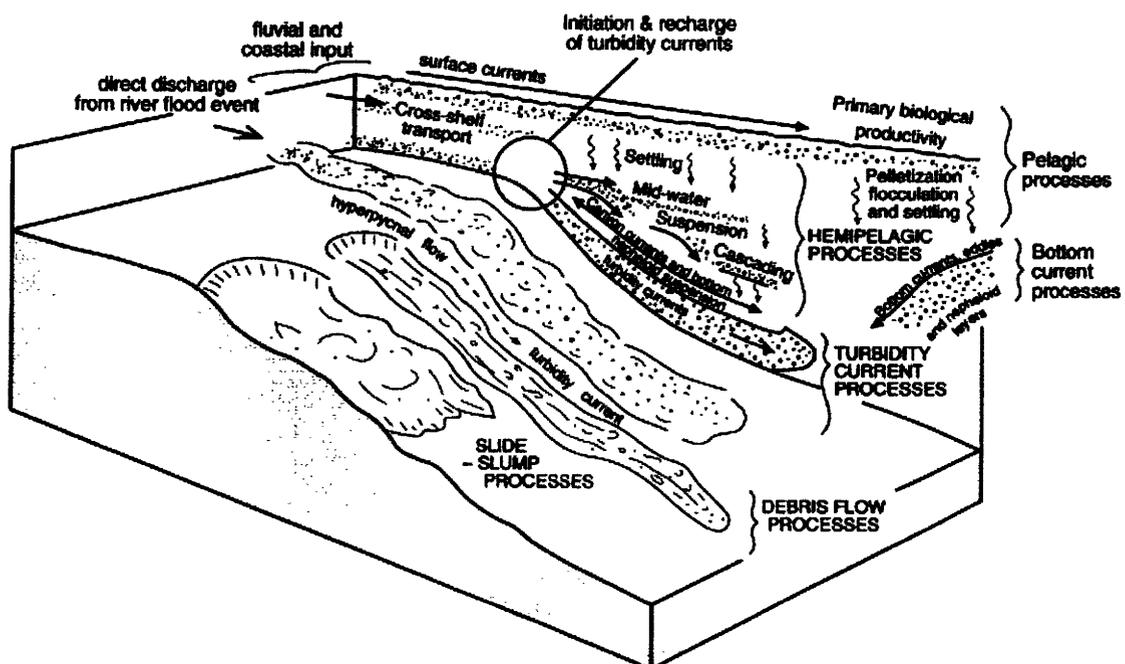


Figura 2.13 – Diagrama ilustrando os diversos processos e sua interacção que influenciam o transporte de sedimentos e sedimentação em para águas profundas (Stow & Mayall, 2000).

3. Métodos

Os estudos de Geologia Marinha deparam-se com uma dificuldade adicional em relação à Geologia tradicional terrestre, esta deve-se ao facto de os objectos de estudo se encontrarem submersos. É assim necessário ultrapassar a coluna de água sempre que se deseje obter dados da natureza geológica da crosta submersa. Com o objectivo de estudar a superfície do fundo do mar e a crosta adjacente foram desenvolvidos métodos geofísicos indirectos fazendo uso de ondas acústicas e electromagnéticas que permitem sondar estes meios. Neste trabalho foram utilizados dados obtidos através de dois métodos acústicos: a Batimetria Multieixe, que permite obter dados da morfologia do fundo do mar, e a Sísmica de Reflexão, que permite obter perfis da estrutura interna da crosta.

3.1. Princípios dos Sistemas Hidro-acústicos

Os sistemas hidro-acústicos foram particularmente concebidos para pesquisa geofísica em ambientes aquáticos. O princípio segundo o qual estes operam baseia-se na emissão de ondas acústicas produzidas por fontes mecânicas e/ou eléctricas e posterior recepção dos seus ecos. A análise das suas características permite inferir acerca das propriedades físicas e estruturação do meio por onde estas se propagam.

3.1.1. As Ondas

Em termos físicos uma onda é uma perturbação que se propaga através do espaço e do tempo transferindo energia. As ondas podem ser classificadas em termos da sua origem em ondas electromagnéticas e mecânicas. As ondas electromagnéticas são produzidas pela variação de um campo electromagnético. Estas não necessitam de um meio de propagação e portanto podem propagar-se através do vácuo. As ondas mecânicas, que por analogia com as ondas sonoras também se designam de acústicas, são produzidas por uma perturbação num meio material e necessitam de um meio de propagação, no qual a onda se propaga através de deformação elástica (portanto recuperável) do meio. As ondas acústicas são ondas mecânicas resultantes das vibrações das partículas de um meio elástico, como é o caso da propagação do som (uma onda mecânica) a propagar-se no ar (um meio elástico), ou das ondas sísmicas a propagarem-se na crosta terrestre. Estas viajam e transferem energia de um ponto para o outro, com pouco ou nenhum deslocamento relativo das partículas que constituem o meio de transferência. Neste processo não ocorre transporte de massa, as partículas materiais oscilam em torno de posições fixas.

As ondas periódicas resultam de vibrações emitidas de um modo regular e podem ser subdivididas em duas classes: ondas transversais e ondas longitudinais. As ondas transversais são aquelas em que a direcção de vibração é perpendicular à direcção de propagação da onda, por exemplo as ondas numa corda em vibração ou as ondas sísmicas do tipo S. No caso das ondas longitudinais (ou compressivas) a vibração dá-se no sentido da propagação da onda, neste grupo está incluída a maioria das ondas acústicas e as ondas sísmicas do tipo P.

As ondas periódicas (ver figura 3.1) são descritas em termos do seu comprimento de onda (λ) – distância entre dois pontos homólogos em ondas consecutivas – e da sua amplitude (y) – o valor de perturbação máxima do meio durante um ciclo de onda. O comprimento de onda é uma distância, medida geralmente em unidades métricas, enquanto as unidades de amplitude dependem do tipo de onda estudada. No caso das ondas acústicas podem ser utilizadas unidades de distância (unidades métricas) ou de pressão (por exemplo *pascal*).

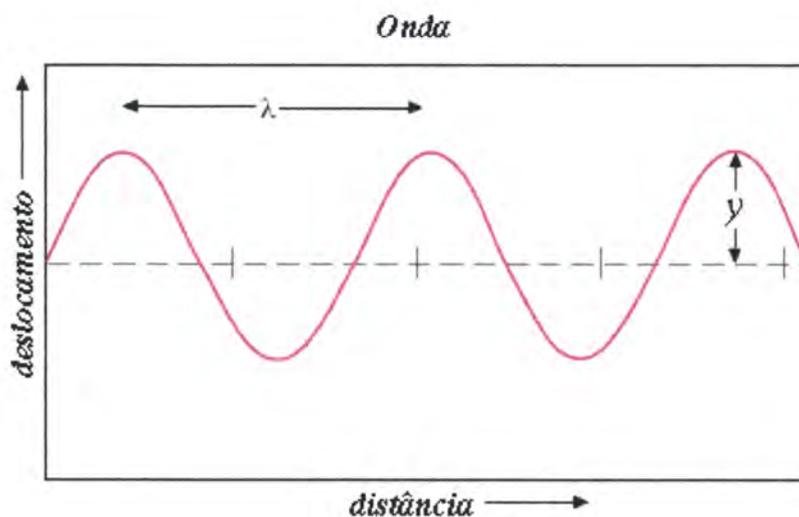


Figura 3.1: Representação de uma onda em termos do seu comprimento de onda e amplitude.

A amplitude de uma onda é uma medida escalar não negativa da magnitude de oscilação da onda. Numa onda acústica a amplitude (y) corresponde à amplitude da vibração dos pontos por onde a onda passa. A amplitude equivale à quantidade de energia elástica transmitida pela onda através do meio. Quanto maior a amplitude, maior o valor de energia transmitida. À medida que uma onda se propaga através de um meio, a sua energia elástica é transferida acabando por ser totalmente absorvida devido à

fricção interna que ocorre entre as partículas constituintes do meio. Esta perda de energia é denominada de atenuação e corresponde a uma diminuição na amplitude da onda (McQuillin et al., 1979).

O número de vibrações que ocorrem num determinado período de tempo é denominado por frequência de onda e é expresso em termos de ciclos (vibrações) por unidade de tempo, geralmente este valor é dado em *Hertz* (número de ciclos por segundo). O período é o tempo (T) de um ciclo completo de uma oscilação de onda e corresponde ao inverso da frequência ($f = 1/T$).

A frequência de uma onda é inversamente proporcional ao seu comprimento de onda, isto é, quanto maior a frequência menor será o comprimento da onda. Por outro lado a velocidade de propagação de uma onda é uma grandeza que permite relacionar a frequência com o comprimento de onda. Seja $x=vt$ (x : distancia; v : velocidade; t : tempo), se considerarmos a unidade de tempo o período T (sendo $f = 1/T$), equivalente ao tempo em que decore um ciclo (i.e., um comprimento de onda), então a distância passa a corresponder ao comprimento de onda considerado, ou seja: para $t=T$, $x=\lambda$, obtemos:

$$\lambda = v.T \Leftrightarrow \lambda = \frac{v}{f}$$

Note-se que equação acima mostra que se o comprimento de onda aumentar, para a velocidade da radiação se manter é necessário que a sua frequência diminua proporcionalmente.

A velocidade de propagação de uma onda num determinado meio é extremamente importante na aplicação dos sistemas hidro-acústicos, por duas razões:

1) Os valores da velocidade de propagação das ondas acústica fornecem informações indirectas acerca do meio por onde se propagam, como por exemplo das litologias e natureza dos fluidos intersticiais.

2) Estes sistemas medem as distâncias em tempo, isto é, calculam o intervalo de tempo decorrido entre a emissão de uma vibração e a recepção do seu eco¹. A distância em tempo é posteriormente transformada em distância espacial, tendo em conta que:

$$\Delta x = v \cdot \Delta t$$

O conhecimento da velocidade de propagação das ondas é assim indispensável para a conversão das distâncias em tempo em profundidades. Esta transformação só pode ser executada com exactidão conhecendo as velocidades de propagação das ondas nos diferentes meios atravessados.

A velocidade de uma onda acústica depende das propriedades físicas intrínsecas do meio no qual as ondas se propagam. Assim vem que:

$$v = \left(\frac{E}{\rho} \right)^{1/2}$$

O termo E e ρ correspondem ao módulo de elasticidade e densidade do meio, respectivamente.

¹ Este valor é denominado de tempo duplo (*Two-Way Travelttime* em inglês) devido ao facto de o tempo decorrido entre a emissão da vibração e recepção do eco ser na realidade duas vezes a distância (em tempo) a que o objecto reflector se encontra. O tempo duplo é convenientemente expresso em segundos.

Como foi referido a velocidade de propagação, a frequência e o comprimento de onda do som na água do mar estão relacionadas entre si e são dependentes de: a) Temperatura: o aumento de 1° C corresponde a um aumento de 3 m.s⁻¹ na velocidade b) Pressão: 100 metros de coluna de água correspondem a um aumento de 1 m.s⁻¹; c) Salinidade: o aumento de 1 ppt corresponde ao aumento de 1,3 m.s⁻¹. A pressão e a temperatura são os factores que apresentam maior variabilidade no oceano, determinando os perfis de velocidade do som (isto é, a variação da velocidade do som com a profundidade).

3.1.2. O Eco Acústico

Quando a energia é emitida por uma fonte, propaga-se pela coluna de água e atinge o fundo do mar é reflectida, transmitida e dispersa. A quantidade de energia transmitida versus energia reflectida é função de: a) Contraste de impedância acústica Z ($Z = \rho \cdot v$) entre quaisquer dois meios; (b) Do ângulo segundo o qual a onda acústica radia o fundo (ângulo de incidência); (c) Da rugosidade das interfaces. Uma fracção da energia emitida é reflectida nas interfaces dos meios com diferentes impedâncias atravessados e retorna aos sistemas sob a forma de um eco acústico. Este eco é recebido pelos sistemas hidro-acústicos e transformado num sinal eléctrico. Este é posteriormente tratado e processado utilizando sistemas analógicos ou digitais de forma a obter-se uma imagem. Estes dados são posteriormente processados utilizando software apropriado de forma a diminuir o ruído e erros de aquisição, bem como para melhorar a qualidade da visualização da “imagem” final. É sobre esta imagem que é posteriormente executada a interpretação geológica.

3.2. Eco-sonda Multifeixe e Batimetria Multifeixe

A eco-sonda multifeixe utiliza energia acústica de forma a obter dados de batimetria, isto é, da morfologia do fundo do mar. Em termos de princípio de funcionamento o sistema multifeixe utiliza dois transdutores instalados sob o navio, um transmissor e um receptor. O transdutor emissor é constituído por várias eco-sondas de alta precisão (que podem funcionar numa gama de frequências de 12 a 500 kHz) que emitem feixes acústicos definindo uma geometria em leque, perpendicular ao eixo longitudinal do navio (ver figura 3.2). Esta disposição geométrica dos feixes permite obter valores de profundidade ao longo de uma faixa do fundo oceânico. As dimensões desta faixa são variáveis dependendo da altura da coluna de água, mas é normalmente cerca de 5 a 7 vezes a profundidade. O segundo transdutor detecta o eco dos feixes acústicos emitidos e mede o intervalo de tempo entre a transmissão e a recepção para as várias direcções relativamente à vertical. Uma vez conhecido este intervalo de tempo, bem como o ângulo correspondente a cada um dos feixes, é possível determinar com uma elevada precisão a morfologia do fundo. Este sistema permite a recolha de uma elevada densidade de informação durante a aquisição, isto é executa um elevado número de medições de profundidade num curto espaço de tempo. Este facto possibilita determinar de forma detalhada a morfologia do fundo submarino. A recolha dos dados batimétricos é normalmente realizada ao longo de linhas paralelas permitindo alguma sobreposição destas, diminuindo os erros e evitando a ocorrência de lacunas.

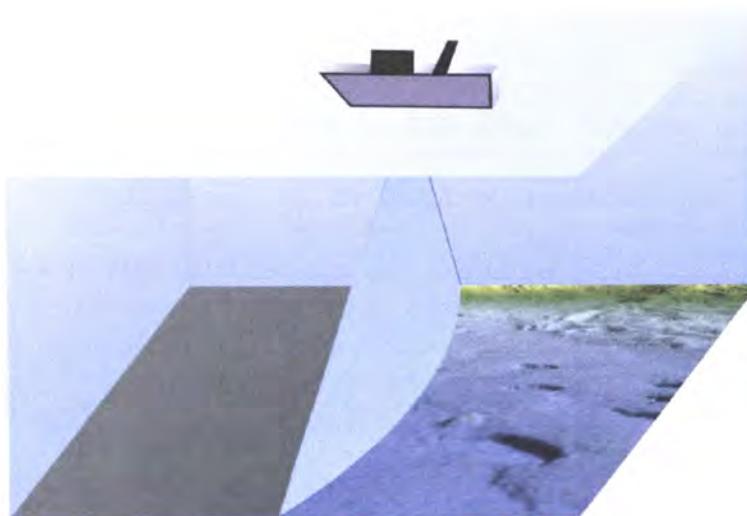


Figura 3.2: Sistema de Batimetria Multifeixe.

3.2.1. Sistema de Aquisição de Dados Batimétricos

Os dados batimétricos utilizados neste trabalho foram obtidos através de uma eco-sonda multifeixe SIMRAD EM 120, no decorrer da campanha MATESPRO (*Major Tectonic and Sedimentary Processes in the Portuguese Margins*), realizada a bordo do navio oceanográfico D. Carlos I. A missão decorreu entre os dias 14 de Junho e 8 de Julho de 2004.

A eco-sonda multifeixe SIMRAD EM 120 utiliza uma frequência de 12 kHz, valor padrão utilizado para sondar o oceano profundo, garantindo um bom equilíbrio entre a utilização de feixes com aberturas angulares pequenas e uma boa área de cobertura. A área de varrimento em águas pouco profundas (até 2000 metros de profundidade) é de seis vezes a profundidade. A maiores profundidades a cobertura conseguida é de aproximadamente uma faixa com 20 km de largura, dependendo da geometria do fundo e da abertura angular utilizada.

3.2.2. Aquisição e Processamento dos Dados de Batimetria

A campanha de batimetria multifeixe MATESPRO foi realizada de acordo com as regras estabelecidas pelo IHO (*Standards for Hydrographic Surveys 4th Edition, April 1998*). Isto significa que foram adquiridos perfis reais da variação da velocidade do som ao longo da coluna de água (*SVP's*), para calibrar as medições efectuadas, e que foram realizadas linhas de verificação cruzando a direcção principal de aquisição a 90°. As linhas de verificação devem, de acordo com as regras estabelecidas, cobrir 10% do total da área da campanha. De modo a minimizar erros laterais e verticais associados aos feixes mais externos, nesta campanha foi utilizada uma abertura angular de 120° (sendo o máximo 150°) e uma equidistância angular entre os feixes de 2°.

O processamento dos dados recolhidos pela eco-sonda multifeixe consiste numa sequência de procedimentos realizados por um *software* específico. Genericamente os passos seguidos foram os seguintes:

- a) Conversão do formato original recolhido pela sonda em *raw data*;
- b) Controlo de qualidade do *raw data*;
- c) Remoção automática dos *outliers* utilizando filtros próprios;
- d) Remoção manual/semi-manual de *outliers*;
- e) Geração de grelhas da área coberta pela campanha;
- f) Integração com outras bases de dados disponíveis.

Durante a campanha a equipa técnica do IH (Instituto Hidrográfico) e a equipa científica realizou a sequência de processamento através de três *softwares* diferentes, o *CARIS-HIPS*, o *MB-System/Fledermaus* e o *CARAIBES*.

3.3. Sísmica de Reflexão

A sísmica de reflexão é utilizada para determinar a profundidade e geometria de interfaces reflectoras, permitindo inferir acerca da estrutura e composição da crosta terrestre. A técnica tem por base a medição do lapso de tempo que decorre entre a emissão de uma onda acústica² e o regresso do seu eco à superfície, após a onda ter sido reflectida em interfaces de meios com propriedades físicas/acústicas distintas. Nessas interfaces ocorre uma variação da velocidade de propagação das ondas acústicas. A onda incidente é dividida numa fracção transmitida e noutra reflectida (ver figura 3.3). As amplitudes relativas da fracção reflectida e transmitida são descritas pelas equações de Zoeppritz (Telford, 1976), e são função da velocidade de propagação das ondas e das densidades dos meios atravessados.

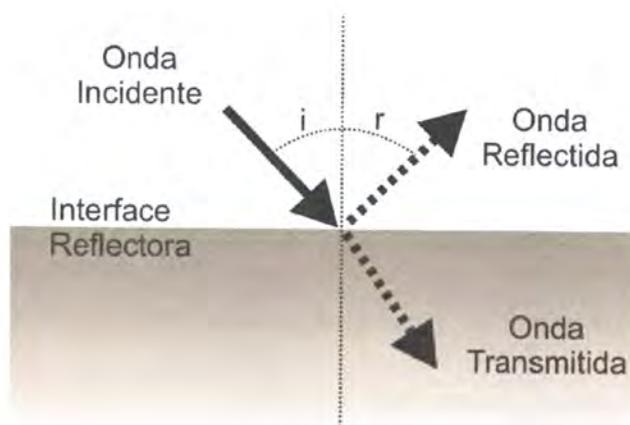


Figura 3.3: Representação esquemática dos fenómenos de reflexão e refração. i – ângulo de incidência, r – ângulo de reflexão.

² A onda sísmica pode ser gerada por uma explosão, impacto mecânico ou outra qualquer vibração mecânica.

Impedância Acústica e Coeficiente de Reflexão

Considerando o raio sísmico de uma onda acústica de amplitude A_0 (ver figura 3.4) que incide perpendicularmente na interface de dois meios com densidades e velocidades de propagação distintas, o raio incidente separa-se em duas componentes: transmitida e reflectida. A primeira propaga-se através da interface com uma amplitude A_2 , a outra regressa pelo trajecto do raio incidente com a amplitude A_1 . Num caso ideal, i.e., em que não ocorre dispersão das ondas na interface, a energia total das componentes transmitida e reflectida é igual à energia do raio incidente.

As proporções relativas da energia transmitida e reflectida são condicionadas pelo contraste da impedância acústica (Z) entre os meios atravessados. Quanto maior a diferença de impedância entre dois meios adjacentes, mais energético será o sinal reflectido na interface e menor a proporção de energia transmitida através dela (Badley, 1947). Note-se que só ocorre reflexão se houver contraste de impedância entre os dois meios, pois pode suceder que as densidades e velocidades dos dois meios sejam bastante diferentes, mas em que o seu produto (impedância) tenha o mesmo valor, neste caso não ocorre qualquer reflexão.

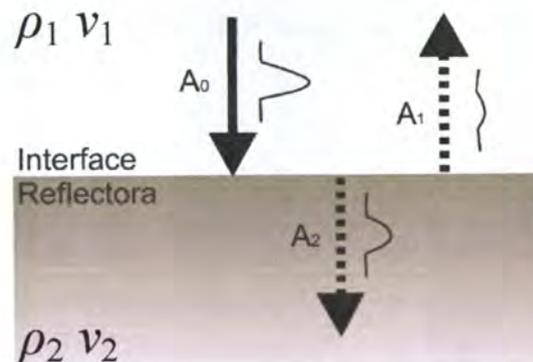


Figura 3.4: Representação esquemática do fenómeno de reflexão e transmissão e respectivos valores de amplitude.

A intensidade de reflexão numa interface é determinada pelo coeficiente de reflexão (R), definido como a razão entre a amplitude do raio reflectido (A_1) e a amplitude do raio incidente (A_0):

$$R = \frac{A_1}{A_0}$$

Para um raio de incidência normal, a solução das equações de Zoeppritz será:

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Da equação resulta que os valores de R estão limitados entre -1 e 1. Os valores dos coeficientes de reflexão para interfaces entre diferentes litologias raramente excede $\pm 0,5$ e normalmente são inferiores a $\pm 0,2$. Assim, na maioria dos casos, grande parte da energia incidente numa interface rochosa é transmitida e apenas uma pequena parte é reflectida (ver figura 3.4). É este facto que permite obter perfis sísmicos para profundidades elevadas, pois caso contrário toda a energia seria reflectida nas interfaces mais superficiais não ocorrendo qualquer reflexão nas interfaces mais profunda. Na tabela seguinte estão representados os valores típicos do Coeficiente de Reflexão para as quatro interfaces tipo.

Meio de Propagação	Meio reflector	Coefficiente de Reflexão
Água	Ar	0,99
Água	Sedimentos não consolidados	0,27
Água	Rocha	0,78
Sedimentos não consolidados	Rocha	0,43

Tabela 3.1: Tabela dos valores típicos do Coeficiente de Reflexão para as quatro interfaces tipo (Hobbs & Dame, 1992)

Interferência e Penetrabilidade

O conceito de resolução sísmica tem por base um outro conceito, o de interferência. A interferência resulta da sobreposição de duas ou mais ondas resultando numa nova onda (ver figura 3.5). O princípio da sobreposição de ondas postula que a amplitude da onda resultante num determinado ponto é igual à soma das amplitudes das ondas sobrepostas nesse mesmo ponto. Por exemplo quando a crista de uma onda se sobrepõe à cava de outra onda a amplitude resultante será nula. Este fenómeno denomina-se de interferência destrutiva (ou negativa). Da mesma forma, quando uma crista se sobrepõe à crista de outra onda, estas somam-se causando a duplicação da amplitude da onda resultante, e denomina-se interferência construtiva (ou positiva).

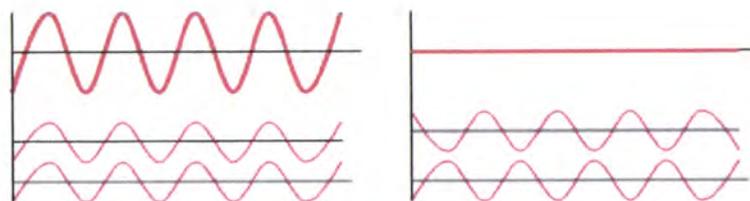


Figura 3.5: Fenómeno de Interferência, positiva (à esquerda) e negativa à (direita). As ondas mais carregadas resultam da interferência (sobreposição) das ondas mais finas representadas em baixo.

Para que não ocorra interferência entre as reflexões de duas interfaces consecutivas (por exemplo o topo e a base de uma unidade litológica) a sua espessura tem de ser mais de metade do comprimento de onda (ver figura 3.6). Nas situações em que a espessura é $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda ocorre interferência construtiva máxima entre as reflexões das duas interfaces, a partir desta espessura as reflexões deixam de ser individualizáveis.

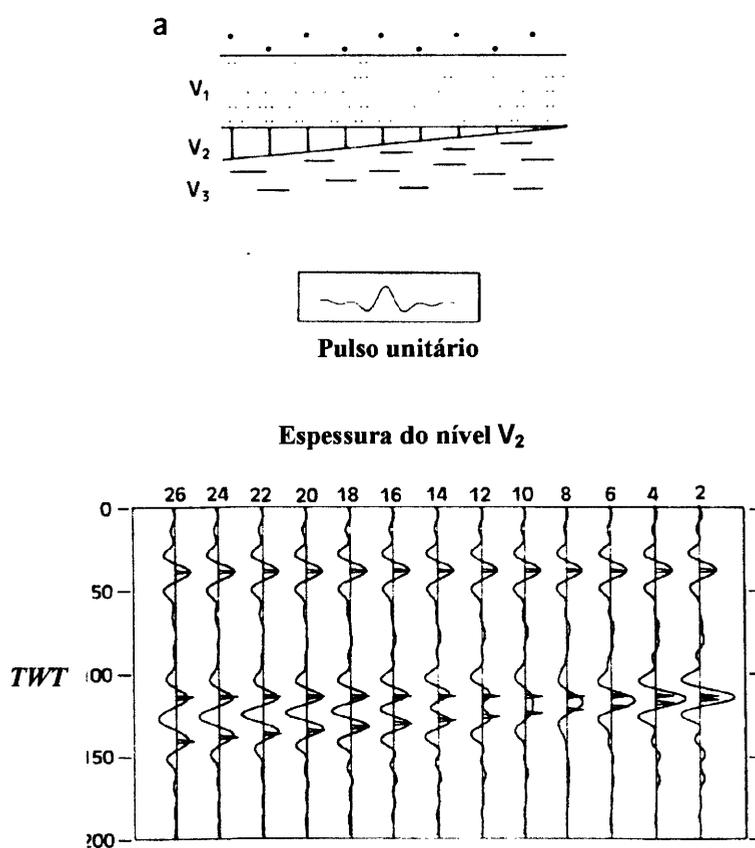


Figura 3.6: Resolução vertical. Repare-se na unidade V_2 . Quando esta é mais espessa (a) distinguem-se dois pulso unitário (c). À medida que a espessura diminui, começa a ocorrer interferência, deixando de se distinguir as interfaces (Jones, 1999).

A resolução vertical corresponde à distância mínima entre duas interfaces, necessária para dar origem a duas reflexões distintas, ou seja, $\frac{1}{4}$ do comprimento de onda do sinal emitido. A resolução mínima necessária para que duas interfaces possam

ser distinguidas no registo sísmico é denominado limite de Rayleigh. Deste modo, quanto menor o comprimento de onda (λ) (i.e. quanto maior a frequência) maior será a resolução vertical. Porém, quanto maior a resolução vertical pretendida menor será a penetração no meio, uma vez que as frequências mais altas se atenuam mais rapidamente que as frequências mais baixas. Este fenómeno ocorre devido ao facto de um meio que vibra com maior frequência dissipa mais rapidamente a energia através da fricção interna a que as partículas que constituem o meio estão sujeitas. Portanto se quisermos obter dados de alta resolução vertical temos de utilizar ondas com maior frequência, mas em consequência teremos uma menor penetração no meio. Se pelo contrário o objectivo for o de obter dados mais profundos, isto é, se quisermos uma maior penetrabilidade no meio, teremos de utilizar frequências mais baixas (com comprimentos de onda maiores), e em consequência a resolução vertical será menor. Note-se que a penetrabilidade também aumenta com o aumento da amplitude da onda. Pois, quanto mais energética for a onda emitida maior será a distância/profundidade necessária para que a energia seja dissipada através da fricção interna das partículas que constituem o meio.

A resolução horizontal é dada pela Zona de Fresnel, i.e., pela área que reflecte a energia acústica emitida. O raio da Zona de Fresnel é dado pela seguinte equação:

$$r_f = \frac{V}{2} \times \sqrt{\frac{t}{f}}$$

Em que r_f , V , t e f correspondem ao raio da Zona de Fresnel, velocidade de propagação da onda, tempo-duplo (TWT) e frequência, respectivamente. A resolução vertical depende da frequência da onda emitida, da distância a que se encontra a interface reflectora e da velocidade média de propagação da onda.

3.3.1. Sísmica de Reflexão Marinha

A sísmica de reflexão marinha é realizada acoplando ao navio uma fonte acústica que emite um pulso periódico (ver figura 3.7). A energia elástica transmitida é reflectida nas interfaces com diferentes impedâncias acústicas (i.e. a interface água-sedimento ou entre unidades com diferentes propriedades físicas). O sinal reflectido pode ser recebido pelo mesmo transdutor que emitiu o sinal ou por um conjunto de hidrofones³ acoplados a um *streamer*⁴. Os receptores convertem o sinal reflectido num sinal analógico, sendo este posteriormente convertido num sinal digital. Os dados podem em seguida ser processados e exportados para um *software* apropriado de modo a serem visualizados e interpretados.

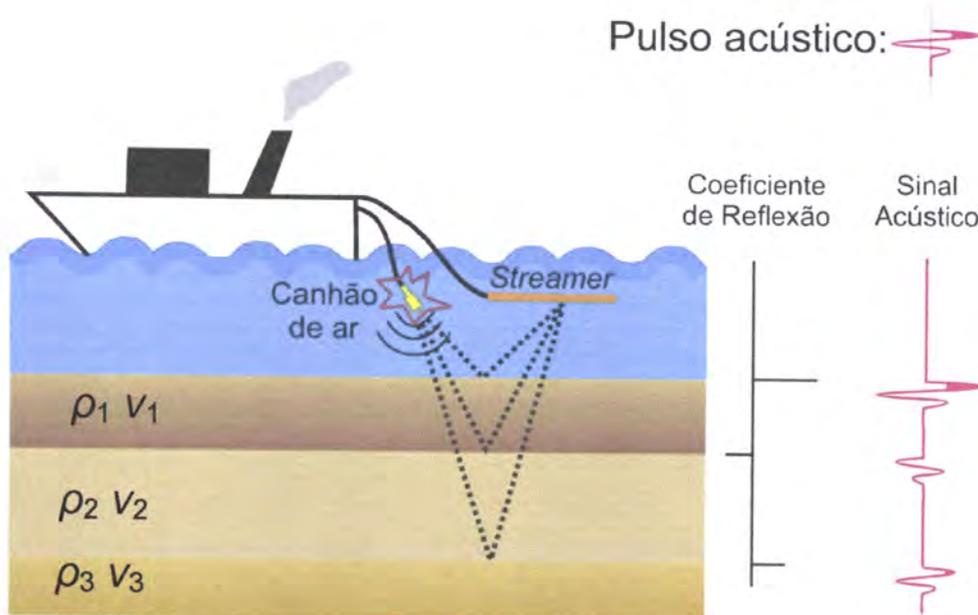


Figura 3.7: Componentes dos Sistemas de Sísmica de Reflexão.

³ Transdutores receptores que detectam o eco acústico.

⁴ O *Streamer* é um dispositivo constituído por vários hidrofones e um amplificador, encerrados num tubo flexível de PVC preenchido por querosene, que lhe confere uma impedância acústica igual à água.

O tipo de sistema sísmico utilizado numa campanha depende das características do meio estudado, assim como dos objectivos definidos à partida pelos operadores e/ou pela equipa científica. Estes têm de definir qual a resolução e penetrabilidade pretendidas, pois estas variáveis dependem directamente da amplitude e frequência do sinal emitido. Como já se referiu anteriormente, quanto mais elevada for a frequência da onda acústica mais rapidamente esta se atenua – a energia elástica é absorvida mais rapidamente por fricção interna das partículas constituintes do meio. Assim quanto maior a frequência utilizada menor será o grau de penetrabilidade obtido e maior será a resolução. Do mesmo modo, uma frequência menor permite maior penetrabilidade mas com uma resolução menor. Dependendo da penetrabilidade e resolução requeridas podem utilizar-se diferentes sistemas transdutores emissores, isto é, diferentes fontes de energia (ver tabela 3.1).

Sistema	Frequência (kHz)	Resolução (cm)	Penetrabilidade (m)
<i>Eco-sonda</i>	200	5	0-0,5
<i>Eco-sonda</i>	35	20	0-2
<i>Pinger</i>	3,5	20	20-75
<i>Boomer</i>	1-6	40	50-100
<i>Chirp</i>	0,5-12,5	10	40
<i>Sparker</i>	0,1-1	200	100
<i>Canhão de ar</i>	0,05-0,1	200-5000	100-dezenas de km

Tabela 3.2: Exemplos de sistemas transdutores emissores e correspondente relação entre frequência, resolução e penetrabilidade. Os valores são apresentado a título de exemplo pois a configuração dos sistemas pode variar de acordo com as especificações de cada campanha (Summerhayes & Thorpe, 1996).

Nos sistemas de sismica de alta resolução os hidrofones podem estar instalados na mesma estrutura em que se encontra a fonte de energia. Contudo, nos sistemas com maior capacidade penetrativa os hidrofones têm de ser instalados separados do navio, pois quanto mais profunda se encontra interface reflectora maior será a distância do navio à superfície onde chegará o seu eco. Nestes casos os hidrofones são arrastados atrás do navio no interior de um *Streamer*. A sismica multicanal⁵ utiliza *Streamers* muito longos por vezes com vários quilómetros de comprimento. Estes sistemas empregam um elevado número de hidrofones dispostos em grupos, cada um deles recebendo os ecos acústicos de forma independente. Este dispositivo permite recolher um elevado número de reflexões de um mesmo ponto no fundo (*common depth point*), aumentando assim a qualidade dos dados obtidos.

Interpretação de perfis sísmicos

Progressos recentes no desenvolvimento de sistemas de sismica multicanal bem como na utilização de processamento digital dos dados, permitiram melhorar substancialmente a visualização de sistemas geológicos pouco conhecidos. No entanto é necessário ter algumas considerações em mente na interpretação de perfis sísmicos (Kennett, 1992):

1. Os caracteres presentes num perfil sísmico são produzidos pelas variações das velocidades de propagação do som num determinado meio. Deste modo, os perfis sísmicos não podem ser vistos cortes geológicos reais, mas apenas uma imagem criada

⁵ A sismica convencional é denominada sismica monocanal.

pela reflexão das ondas acústicas ao longo das interfaces de meios com diferentes propriedades físicas.

2. A resolução vertical, ou sismoestratigráfica, está limitada pela frequência (ou comprimento de onda) da energia acústica utilizada.

3. A qualidade do perfil sísmico depende directamente do processamento utilizado na sua obtenção. Os erros produzidos durante este processo podem alterar dramaticamente a aparência do perfil.

4. Um perfil sísmico é a imagem a duas dimensões de um sistema tridimensional.

3.3.2. Parâmetros de Aquisição dos Dados de Sísmica de Reflexão

Os dados de sísmica de reflexão utilizados no presente trabalho foram obtidos em diferentes campanhas: TTR-14 – *Training Through Research Cruise 14* (sísmica monocanal) (Duarte et al., 2005; Pinheiro et al., 2006), ARRIFANO – *Arco Rifano* (Sartori et al., 1994; Torelli et al., 1996), IAM – *Iberian Atlantic Margins* (Tortella et al., 1997) e VOLTAIRE – *Valuation of Large Tsunamis and Ibéria Risk for Earthquakes* (sísmica multicanal) (Rovere et al., 2004).

TTR-14

No decorrer da campanha TTR-14 realizada em 2004, a bordo do navio oceanográfico Professor Logachev, no âmbito do projecto MVSEIS⁶, foram adquiridas 5 linhas sísmicas monocal localizadas na área de estudo do presente trabalho (linhas PSAT-244 a 247). A fonte sísmica consistiu em dois canhões de ar de 3,5 litros, com uma pressão de 150 atm. Os canhões de ar foram mergulhados a cerca de 3,5 metros de profundidade sendo disparados em intervalos de 10 segundos (aproximadamente de 30 em 30 metros). Foi utilizado um *streamer* único de 25 metros com 50 hidrofones submerso a aproximadamente 3,5 metros de profundidade. A distância entre o *streamer* e a fonte sísmica era de 230 metros. Durante a aquisição dos dados a velocidade média do navio foi de 6,5 nós.

Os dados foram adquiridos digitalmente através de um software desenvolvido pela MSU (*Moscow State University*) e processados a bordo com o software SPW (*Seismic Processing Workshop*) e RadExPro, disponibilizados ao Centro de Geociências Marinhas da UNESCO da MSU pela GSD Productions, Moscovo.

IAM

As linhas sísmicas IAM foram adquiridas com uma malha de 36 canhões de ar dispostos em 6 grupos, com um volume total de 123,3 litros e uma pressão de 10^7 Pa. O *streamer* possuía um comprimento de 5000 metros, com 192 canais de 40 hidrofones

⁶ MVSEIS - Tectonic Control, Deep Crustal Structure and Fluid Escape Pathways in the Gulf of Cadiz Mud Volcano Field. Projecto EUROCORES EUROMARGINS LEC-EMA24F, European Science Foundation. Coordenador do Projecto: Luís Menezes Pinheiro.

cada, dispostos de 25 em 25 metros. O intervalo de disparo foi de 75 m a uma taxa de amostragem de 4 ms (Banda *et al.*, 2005).

ARRIFANO

As linhas ARRIFANO foram adquiridas em 1992 a bordo do navio oceanográfico *Explora*, equipado com uma malha de 32 canhões de ar com uma capacidade total de 80 litros, disparados em intervalos de 50 metros. O *streamer* tinha 3000 metros de comprimento, possuindo 120 canais com hidrofones agrupados de 25 em 25 metros. A taxa de amostragem foi de 1 ms (Zitellini *et al.*, 2004).

O processamento das linhas sísmicas multicanal IAM e ARRIFANO foi realizado no Instituto de Geologia Marinha de Bolonha com o programa DISCO, da PARADIGM Inc (Rovere, 2002).

VOLTAIRE

As linhas sísmicas VOLTAIRE foram adquiridas em 2002, a bordo do navio oceanográfico *Urania*. Foram utilizados 2 canhões de ar, disparado de 50 em 50 metros, e um *streamer* de 48 canais mergulhado a 9 metros de profundidade. A taxa de amostragem foi de 1 ms. Os dados foram processados a bordo pelo *software* Paradigm's FOCUS 2-D.

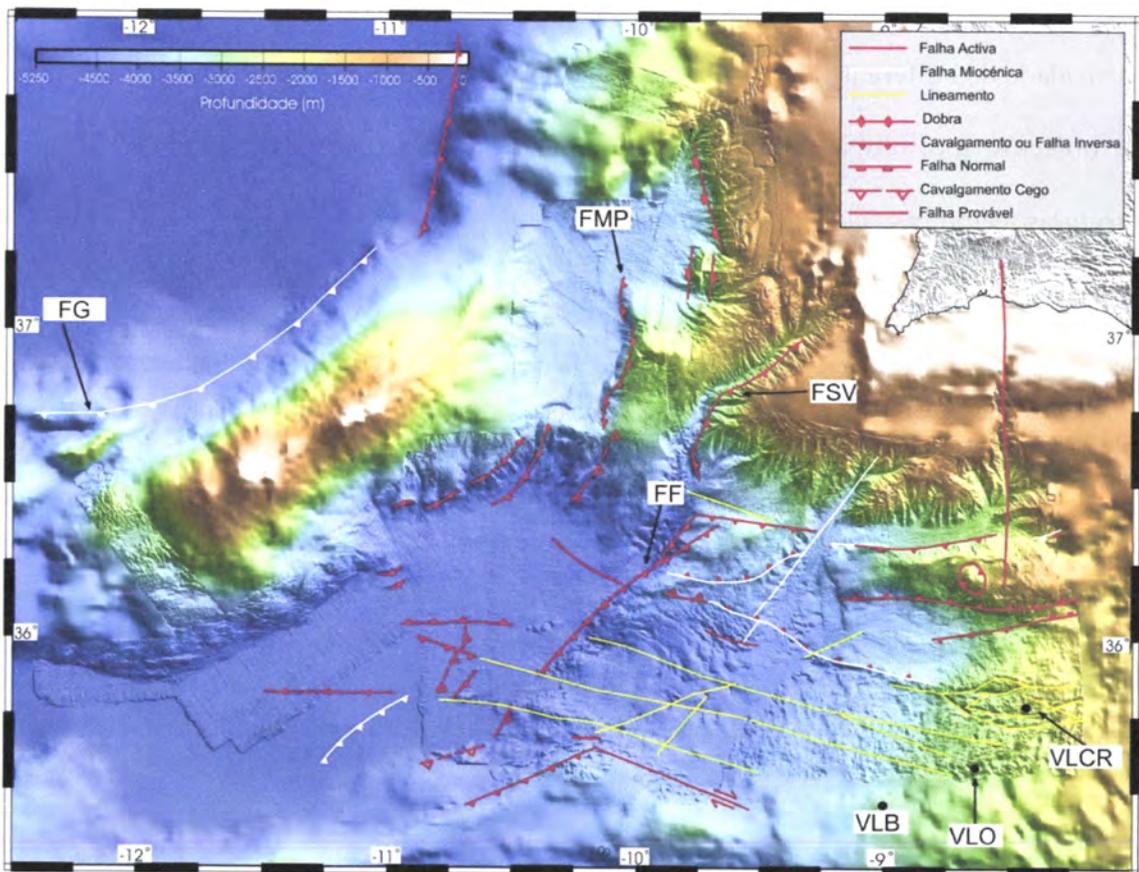
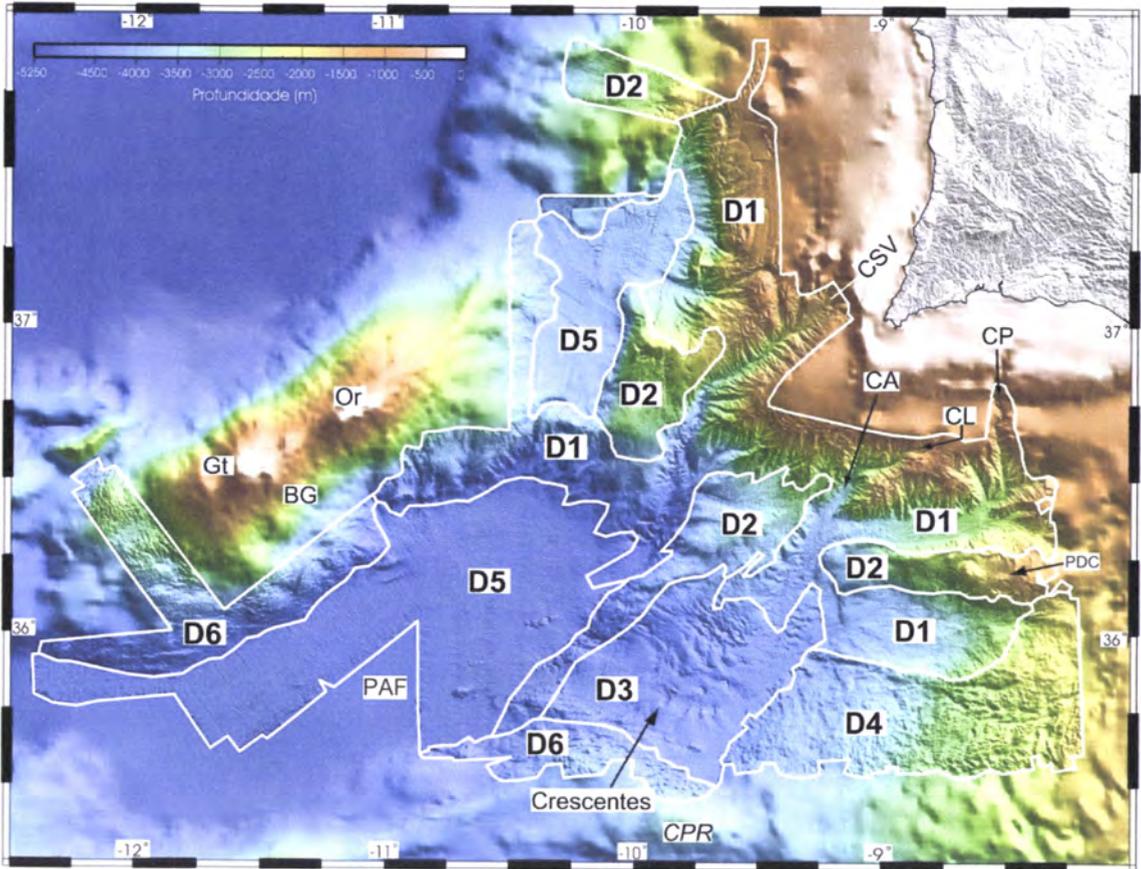
4. Geomorgologia

4.1. Morfo-tectónica

A área do Golfo de Cádiz onde foi realizado o levantamento batimétrico MATESPRO apresenta uma morfologia complexa e variável. Em zonas tectónicas activas, como é o caso, a morfologia é em grande parte controlada pela presença de estruturas quer activas quer herdadas de fases de deformação anteriores. Assim, e sendo clara essa relação na área estudada, optou-se por realizar uma abordagem morfo-tectónica na descrição da batimetria da área MATESPRO.

Seguindo a metodologia de descrição morfo-tectónica adoptada por Terrinha et al. (*Submitted*) distinguem-se seis domínios morfo-tectónicos distintos (ver figura 4.1a). A fronteira entre estes domínios pode ser abrupta ou gradual dependendo da natureza e intensidade dos diferentes processos actuantes. Foram também identificados três grupos de objectos morfológicos lineares, claramente relacionados e condicionados por estruturas tectónicas (ver figura 4.1b).

Figura 4.1 (página seguinte) – Mapa batimétrico da área MATESPRO. É também mostrado o relevo *onshore*, batimetria GEBCO e a batimetria da campanha PARSIFAL publicada por Grácia et al. (2003). **a)** Domínios morfológicos D1 a D6 e toponímia (Adaptado de Terrinha et al., *Submitted*). BG - Banco de Gorringe; CA – Canhão de Aljezur; CL – Canhão de Lagos; CP – Canhão de Portimão; CPR – *Coral Patch Ridge*; CSV – Canhão de São Vicente; Gt – *Gettysburg*; Or – *Ormonde*; PAF – Planície Abissal da Ferradura; PDC – Planalto D. Carlos; **b)** Mapa Estrutural (Adaptado de Duarte et al., 2005 & 2006; Terrinha et al., *Submitted*). FF – Falha da Ferradura; FG – Falha de Gorringe; FMP – Falha Marquês do Pombal; FSV – Falha de São Vicente; VLB – Vulcão de Lama Bonjardim; VLCR – Vulcão de Lama Carlos Ribeiro; VLO – Vulcão de Lama Olenin.



4.1.1. Domínios morfo-tectónicos

Domínio 1 (D1)

Corresponde à zona intermédia e superior do talude continental, cortado por vários canais que drenam quer para canais de ordem superior (canhões) quer directamente para zonas mais profundas. Os canhões encontram-se encaixados no talude e plataforma continental. Em geral apresentam uma geometria linear simples, com a excepção do Canhão de São Vicente que se encontra subdividido em dois segmentos lineares de direcção NE-SW e N-S (ver figura 4.1a, 4.2 e 4.8).

Na zona de transição plataforma continental/talude continental observam-se cristas onduladas com várias centenas de metros, aproximadamente paralelas às linhas de gradiente máximo (ver figura 4.2). Estas cristas podem corresponder a dobramentos gerados pela acção da gravidade, actuante sobre sedimentos moles graviticamente instáveis (*creeping*). Nesta zona observa-se também escarpas relacionadas com o rompimento e deslizamento do material sedimentar instável acumulado no topo do talude continental (ver figura 4.2). É nesta zona que são geradas a maioria das correntes turbidíticas, as principais responsáveis pelo transporte de sedimentos da plataforma para os ambientes marinhos de maior profundidade.

Os canhões com direcções N-S e NE-SW apenas estão presentes na zona Oeste da Margem Sul Portuguesa e são interpretados como incisões resultantes do soerguimento recente da margem em consequência da actividade de cavalgamentos com direcções N-S a NE-SW e E-W a WNW-ESE (Terrinha et al., 2003; Zitellini et al., 2001 & 2004; Duarte et al., 2005 & 2006; Terrinha et al., *Submitted*) (ver figura 4.1b).

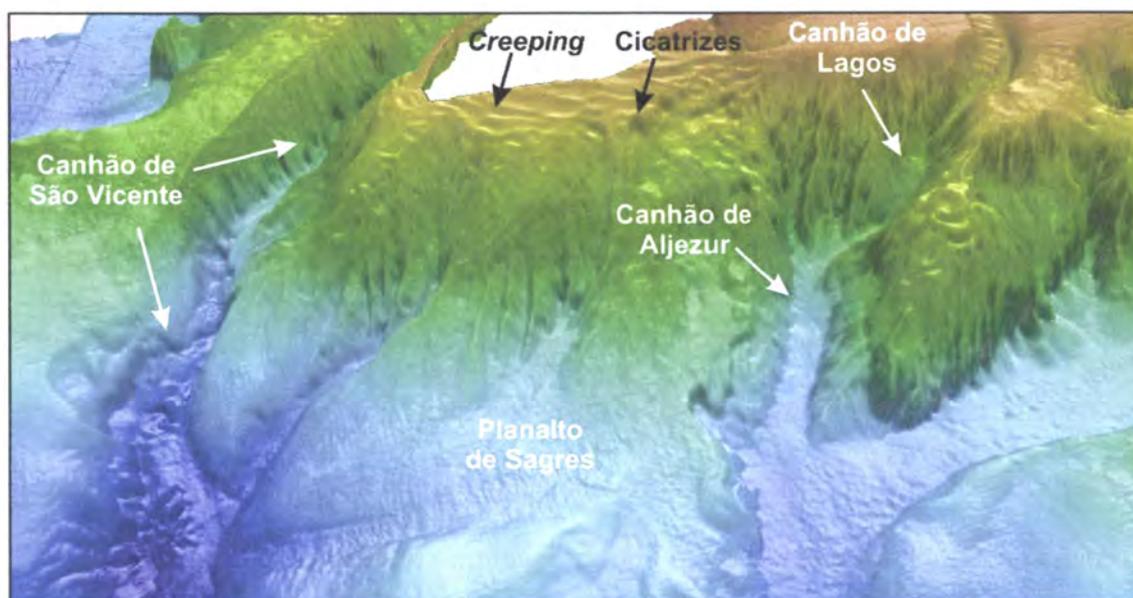


Figura 4.2: Imagem 3D do talude continental no extremo Oeste da Margem Sul Portuguesa (ponto de vista de SSW e sobre-elevação de $8x^1$). Note-se nas cristas presentes no topo do talude, possivelmente associada *creeping*, e nas cicatrizes relacionadas com o rompimento e deslizamento de material sedimentar instável.

Domínio 2 (D2)

Conjunto de planaltos com topos e vertentes relativamente suaves, por vezes com canais encaixados, exibindo um padrão de drenagem radial. Observam-se cicatrizes de deslizamentos gravíticos em forma de anfiteatro nas suas vertentes, bem visíveis no flanco sul do Planalto D. Carlos (ver figura 4.3). Este tem no topo uma estrutura em forma de doma e uma crista com uma direcção aproximadamente E-W, possivelmente correspondentes a um diapíro salino e a uma parede de sal, respectivamente (ver figura 4.3).

¹ Todas as imagens batimétricas 3D presentes neste capítulo apresentam uma sobre-elevação de $8x$.

Estes planaltos são soerguidos por cavalgamentos frontais ou formam estruturas *pop-up* (ver figura 4.1b). A sua formação iniciou-se aquando da inversão da margem Sul Ibérica, no Cretácico superior – Paleogénico. A maioria destas estruturas ainda está activa, perceptível pela presença de grandes escarpas de deslizamentos e *slumps*, e de leques turbidíticos. (ver figura 4.3).



Figura 4.3: Imagem 3D do Planalto D. Carlos (ponto de vista de SSW). Note-se no diapiro salino, na parede de sal e nas cicatrizes de deslizamentos gravíticos.

Domínio 3 (D3)

Situado abaixo dos 2500 m de profundidade, com declives inferiores a 3°, apresenta uma superfície relativamente ondulada e enrugada, em que o comprimento de onda pode variar entre as centenas de metros até mais de 10 quilómetros. As ondulações podem ser lineares, ligeiramente sinuosas ou em forma de crescente (ver figura 4.4). O enrugamento da superfície morfológica deve-se à deformação dos sedimentos moles de

cobertura, em consequência de: a) formação de dobras, *slumps* e deslizamentos devido a instabilidade gravítica; (b) acção erosiva de correntes turbidíticas e de correntes de fundo. As formas morfológicas estudadas neste trabalho, os Crescentes, localizam-se nesta área (ver figura 4.4). Correspondem a objectos tridimensionais em forma de anfiteatro, localizadas entre os 4300 e os 4700 metros de profundidade, apresentando uma escarpa interna com declives que variam entre os 6 e os 27°.

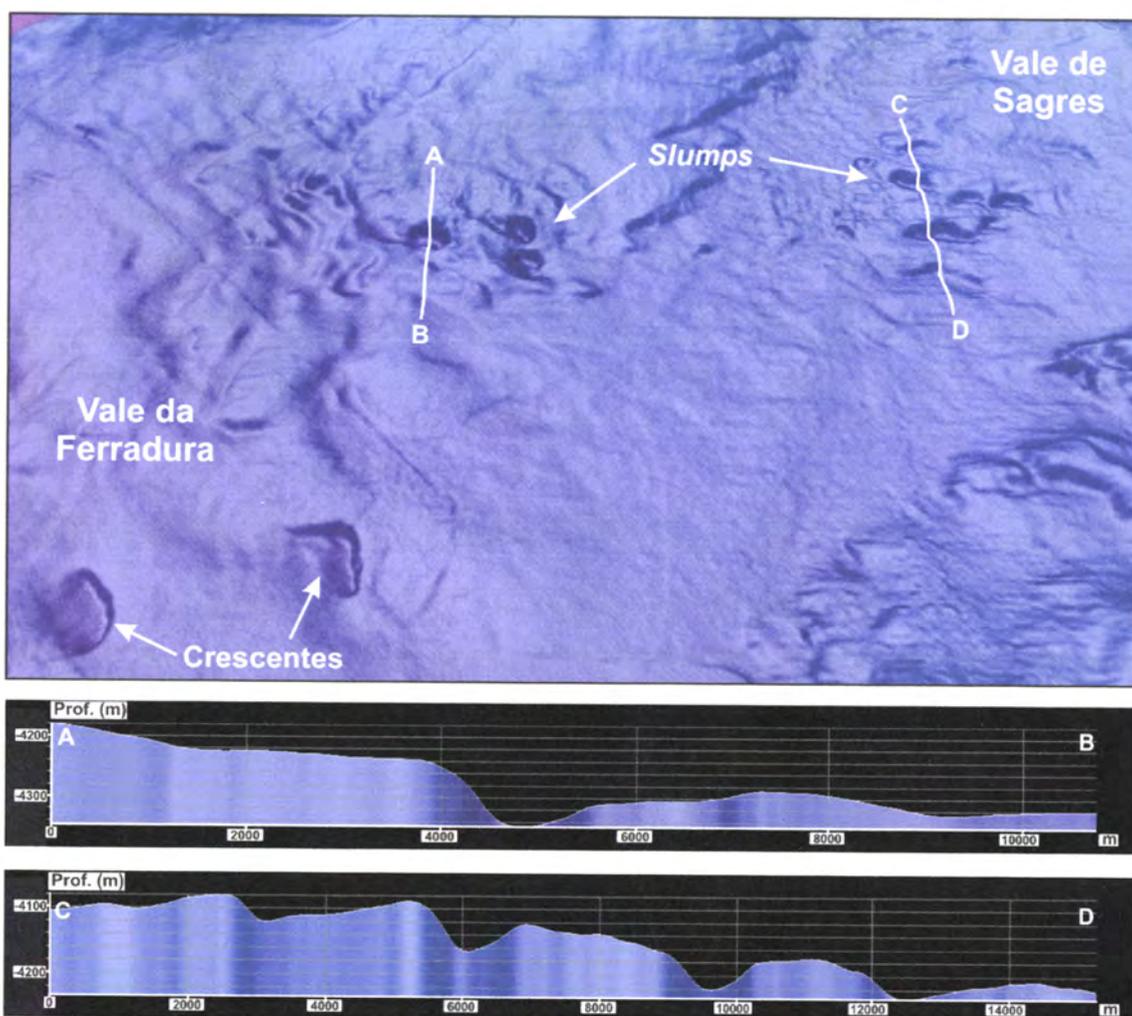


Figura 4.4: Imagem 3D dos Vales de Sagres e da Ferradura (ponto de vista de SE) e dois perfis batimétricos AB e CD. Note-se nas estruturas sedimentares, provavelmente correspondentes a *slumps* (cortados pelos perfis batimétricos) e nos Crescentes estudados neste trabalho.

Domínio 4 (D4)

Corresponde a uma superfície do fundo do mar muito enrugada e ondulada bem delimitada por uma quebra de declive. A superfície apresenta uma morfologia em escada/patamares inclinando suavemente para Oeste (ver perfil AB, figura 4.5). O gradiente geral é de aproximadamente 1° . A maioria das ondulações e degraus morfológicos são perpendiculares ao gradiente topográfico máximo.

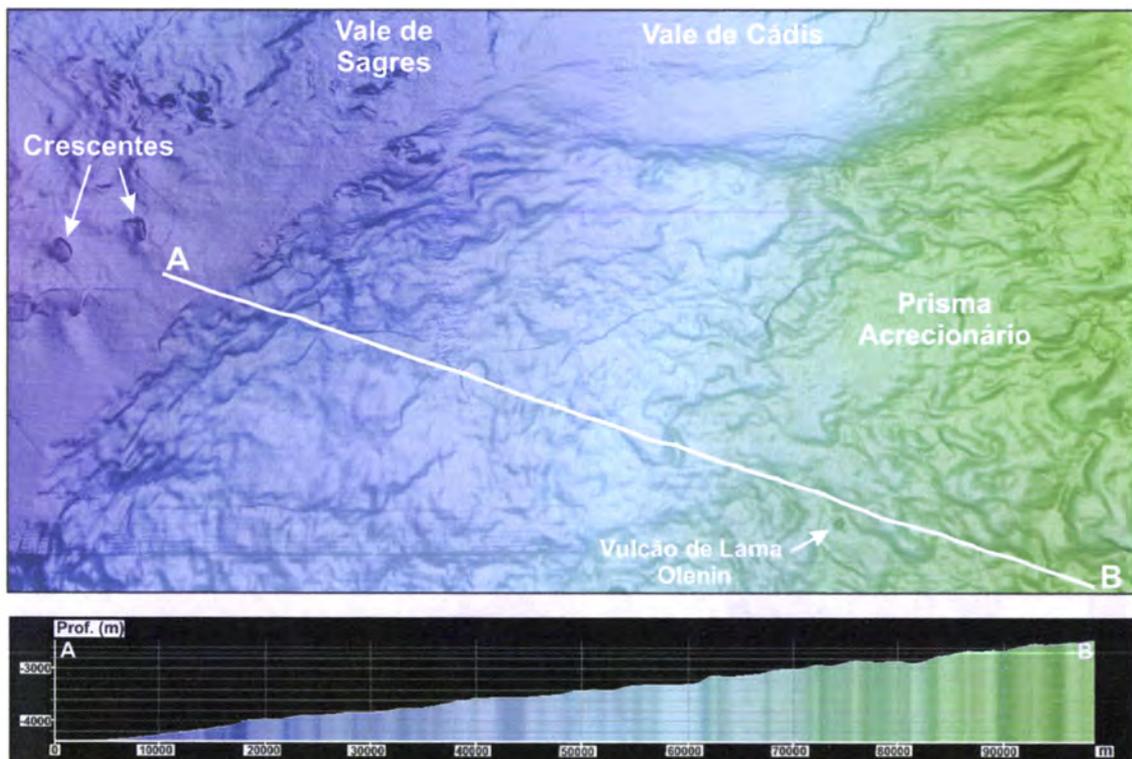


Figura 4.5: Imagem 3D da superfície do Prisma Acrecionário e perfil batimétrico AB (ponto de vista de Sul).

A observação de perfis de sísmica de reflexão sob a superfície desta área mostra a presença de um complexo de cavalgamentos imbricados vergentes para Oeste, interpretado como parte de um prisma acrecionário relacionado com uma zona de

subducção activa sob o Arco de Gibraltar (Gutscher et al., 2002). É sobre esta estrutura que se encontra a maior parte dos vulcões de lama existentes no Golfo de Cádiz (ver figura 4.1b e 4.6), assim como outras manifestações de fenómenos de migração e escape de fluidos: Hidratos de Metano, *Pockmarks*, Chaminés Carbonatadas, “Elevações” Carbonatadas e ecossistemas associados (Pinheiro et al., 2003; Somoza et al., 2003). A figura 4.6 mostra o Vulcão de Lama Olenin e um perfil batimétrico que o intersecta.

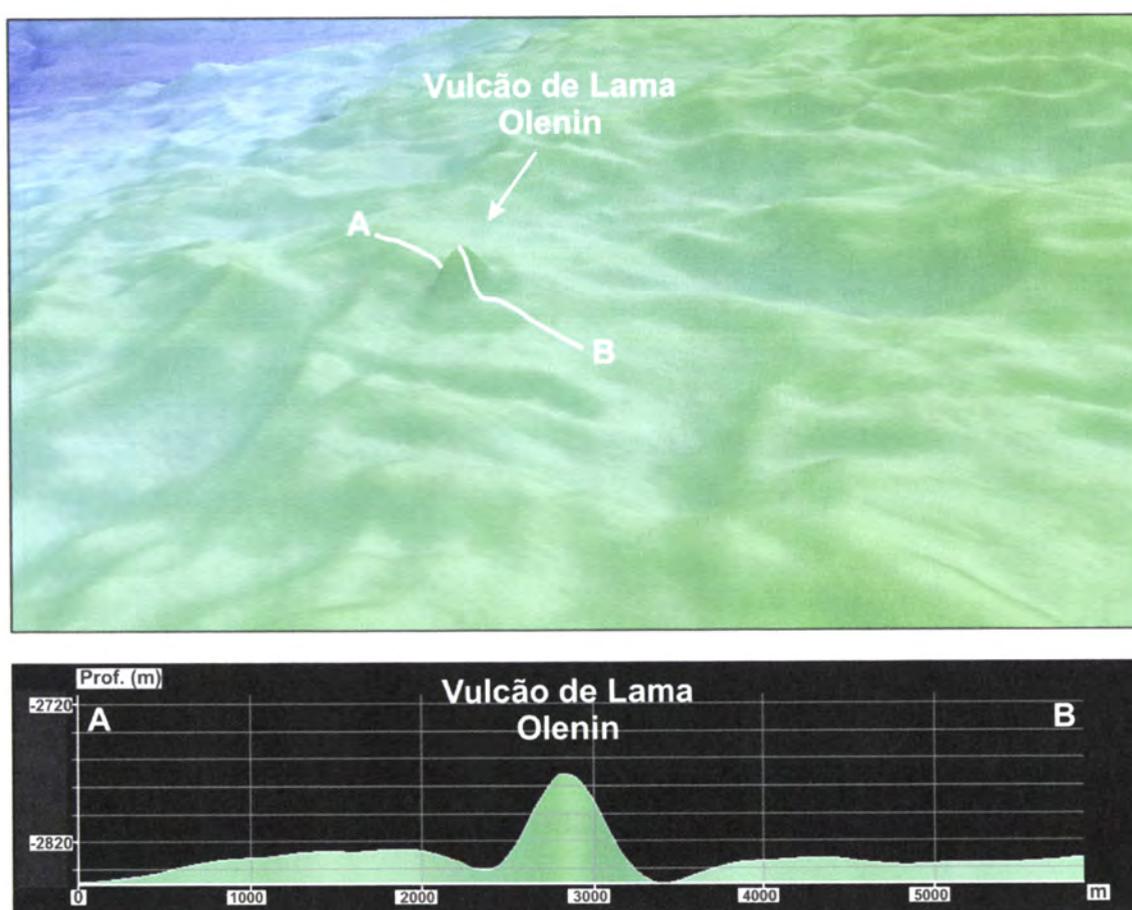


Figura 4.6: Imagem 3D do Vulcão de Lama Olenin situado sobre a superfície do Prisma Acrecionário (ponto de vista de SE) (ver figuras 4.1b e 4.5 para localização) e perfil batimétrico intersectando o vulcão de lama.

Domínio 5 (D5)

Área correspondente à planície abissal, local onde se dá a deposição de sedimentos hemiplágicos e de turbiditos provenientes das áreas mais elevadas, atapetando e aplanando o fundo marinho. A Planície Abissal da Ferradura corresponde à zona mais profunda da área coberta pela batimetria MATESPRO. Apresenta uma superfície sub-horizontal, extremamente plana, localmente perturbada por elevações topográficas alongadas, destacando-se entre 40 a 200 metros acima do fundo do mar. Algumas destas anomalias topográficas são interpretadas como resultando da deformação da cobertura sedimentar mole devido à actividade de falhas de desligamento direito com a direcção WNW-ESE, expressos na superfície do fundo do mar sobre a forma de lineamentos morfológicos (ver figura 4.1b, 4.7a e 4.10) (Terrinha et al., *Submitted*; Rosas et al., *Submitted*). Existem também algumas anomalias topográficas na Planície Abissal da Ferradura que parecem corresponder a estruturas sedimentares (ver figura 4.7b). Estas apresentam uma superfície ondulada, com cristas e depressões, assemelhando-se a dunas (*sandwaves*).

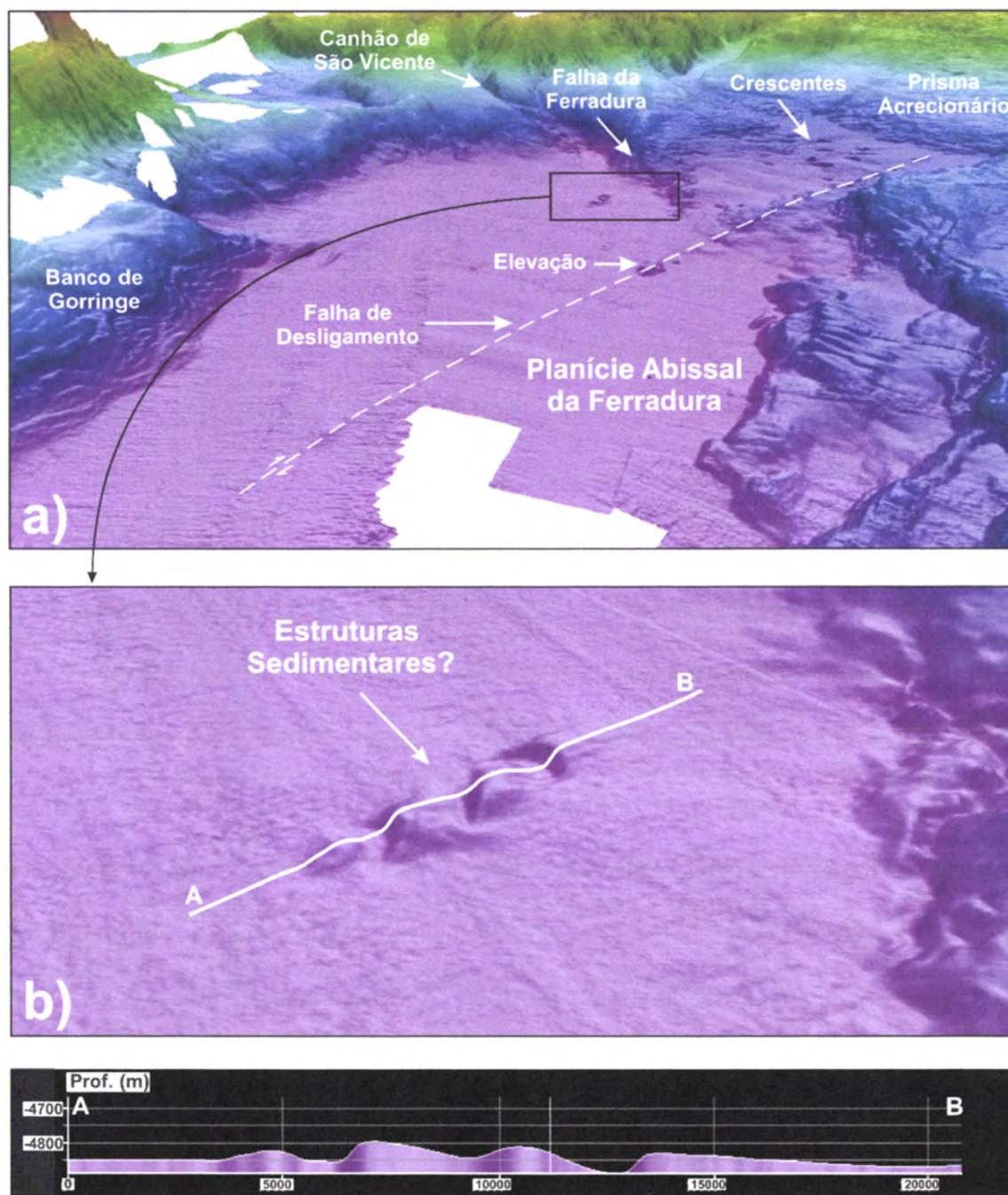


Figura 4.7: a) Imagem 3D da Planície Abissal da Ferradura e área circundante (ponto de vista de SW; imagem completada com dados das campanhas DELILA2, BRESMAD, TRANSEGOR, ESPICHEL). Note-se na elevação assinalada sob traço da falha de desligamento, expressa na superfície do fundo do mar sob a forma de um lineamento morfológico (ver também figura 4.1 e 4.10); b) Ondulações na superfície do fundo do mar, possivelmente correspondendo a estruturas sedimentares (*sandwaves*) e perfil AB interceptando estas formas.

Domínio 6 (D6)

Corresponde aos bordos de dois altos estruturais: o Banco de Gorringe e o *Coral Patch Ridge* (ver figura 4.1a). A base do Banco de Gorringe encontra-se a cerca de 5000 metros de profundidade e eleva-se até cerca de 30 metros abaixo do nível do mar. A base do *Coral Patch Ridge* encontra-se a aproximadamente -4200 metros e o seu topo a -3200 metros. Estes relevos apresentam uma forma aproximadamente elíptica em que os eixos maiores têm a direcção NE-SW no do Banco de Gorringe e WNW-ESE no *Coral Patch Ridge*.

Apesar da má cobertura batimétrica é possível observar que os flancos sul das elevações *Gettysburg* e *Ormonde*, no Banco de Gorringe, apresentam uma rugosidade topográfica nitidamente distinta (ver figura 4.1a). O flanco sul do *Ormonde* apresenta uma superfície topográfica suave semelhante à dos domínios morfológicos D1 e D2, enquanto o flanco sul do *Gettysburg* apresenta uma morfologia bastante mais irregular semelhante ao flanco norte do *Coral Patch Ridge*. Estas dissemelhanças morfológicas, bem como a conspícua incisão existente entre o *Ormonde* e o *Gettysburg*, sugerem que esta zona poderia corresponder à transição crusta continental – crusta oceânica, local previamente proposto por Rovere et al. (2004).

4.1.2. Formas lineares

A batimetria MATESPRO revelou a existência de diversos objectos morfo-tectónicos lineares que foram agrupados em três conjuntos principais:

L1: Conjunto de canhões submarinos aproximadamente ortogonais à Margem Sul Portuguesa. Compreende os Canhões de São Vicente, Aljezur, Portimão e Lagos (ver figura 4.1a e 4.8), encaixados na plataforma continental, com direcções que variam entre N-S e NE-SW. As cabeceiras dos Canhões de Portimão e São Vicente encontram-se encaixadas a cerca 90 metros de profundidade, enquanto os Canhões de Aljezur e Lagos interceptam o talude continental a 900 metros de profundidade. Os canhões com direcção Norte-Sul, Portimão e Aljezur, são aproximadamente rectilíneos e apresentam um forte controle estrutural (ver figura 4.1b). Estão localizados sobre falhas profundas com 100 e 200 quilómetros de comprimento, respectivamente. Estas falhas enraízam no soco Paleozóico e cortam toda a sequência Mesozóico-Neogénico-Quaternário, sendo a sua idade de formação atribuída ao Pérmico. O Canhão de Lagos tem uma direcção aproximada NE-SW, enquanto o Canhão de São Vicente está dividido dois segmentos com direcções diferentes, controlados por falhas com direcções N-S e NE-SW (ver figura 4.1b) (Zitellini et al., 2001 & 2004).

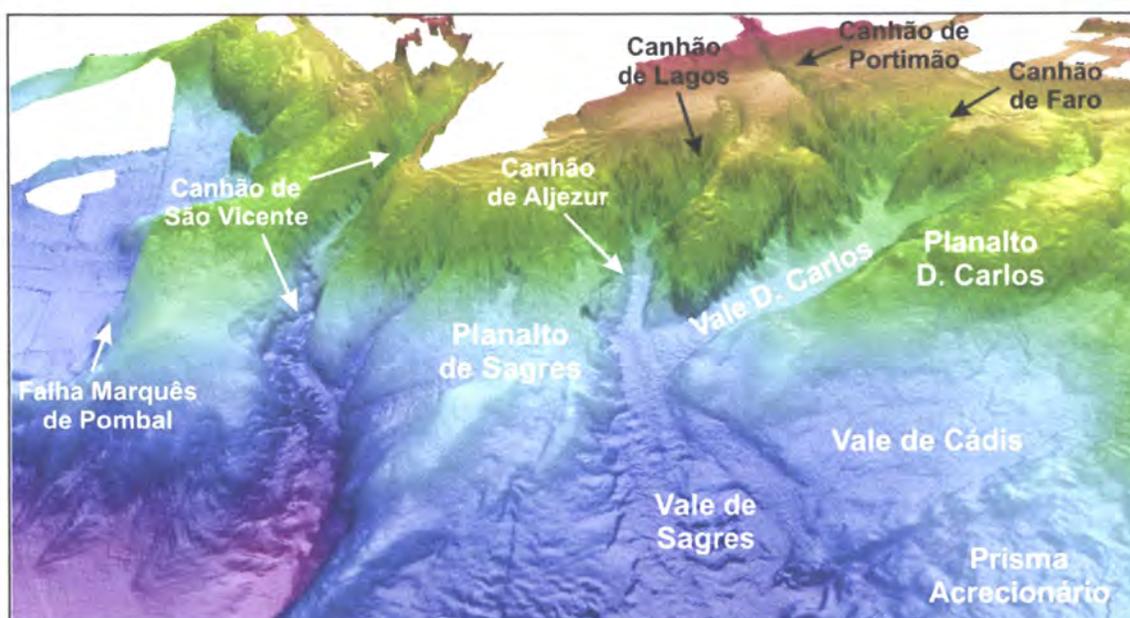


Figura 4.8: Imagem 3D das Margens Sul e SW Portuguesa (ponto de vista de SSW).

L2: Conjunto de lineamentos com direcção WNW-ESE, materializados na superfície morfológica pela presença de cristas e depressões alongadas, com comprimentos na ordem das várias dezenas de quilómetros (ver figura 4.1b e 4.9). O lineamento maior estende-se por, pelo menos, 230 quilómetros. Nalguns locais é possível observar conjuntos de ondulações lineares E-W, com um comprimento máximo de 8 quilómetros, associados aos lineamentos maiores (ver figura 4.9). Estas ondulações são interpretadas como dobras *en echelon* nos sedimentos moles de cobertura (Duarte et al., 2006; Rosas et al., *Submitted*). Este padrão regular e a relação angular existente entre estas duas famílias de formas lineares, fornecem indicações de que os lineamentos WNW-ESE são a expressão superficial de falhas de desligamento direito activas. Esta interpretação é consubstanciada por dados de sísmica de reflexão (Duarte et al., 2006; Rosas et al., *Submitted*). Os dados mostram que estes lineamentos correspondem à expressão morfológica de falhas activas, formadas no Mesozóico aquando da abertura do Neo-Tétis como falhas normais *sin-rifting*; foram reactivadas como falhas inversas no início do Cenozóico em consequência da convergência Norte-Sul entre a Placa África e a Placa Ibéria; actualmente funcionam como desligamentos direitos em consequência da actual convergência obliqua entre estas duas placas (Duarte et al., 2006; Terrinha et al., *Submitted*; Rosas et al., *Submitted*).

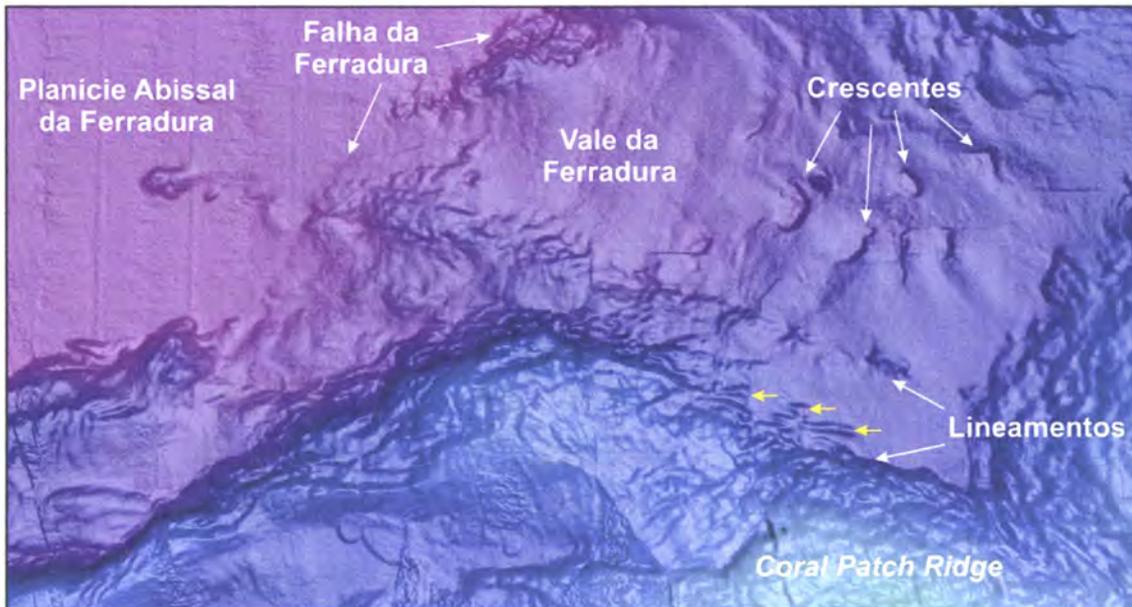


Figura 4.9: Imagem 3D de dois lineamentos, com direcção WNW-ESE, presentes na zona NW do Golfo de Cádiz (ponto de vista de Sul; imagem completada com dados da campanha DELILA2). Note-se nas cristas alongadas com direcção E-W (assinaladas pelas setas amarelas) associadas ao lineamentos, interpretadas como dobras *en echelon*.

L3: Escarpas com direcção aproximada E-W a NNE-SSW, controlados por falhas (ver figura 4.1). As vertentes podem ser relativamente suaves ou abruptas. Observam-se localmente cicatrizes relacionadas com movimentos de massa (deslizamentos gravíticos e *slumps*) (ver figura 4.3). Nalguns locais há continuidade espacial entre estas as escarpas e os lineamentos WNW-ESE. As escarpas são interpretadas como a expressão morfológica da actividade de falhas inversas relacionadas com a convergência de África em relação à Ibéria durante o Cenozóico. Actualmente, em consequência da convergência oblíqua a tensão é particionada ao longo de falhas de desligamento direito com direcção WNW-ESE (L1) e de falhas inversas com direcções E-W a NNE-SSW (L3) (Duarte et al., 2006; Rosas et al., *Submitted*; Terrinha et al., *Submitted*). Uma das mais importantes destas estruturas é a

Falha da Ferradura, com direcção aproximada NE-SW (ver figura 4.1b e 4.10), limitando a Este a Planície Abissal da Ferradura.

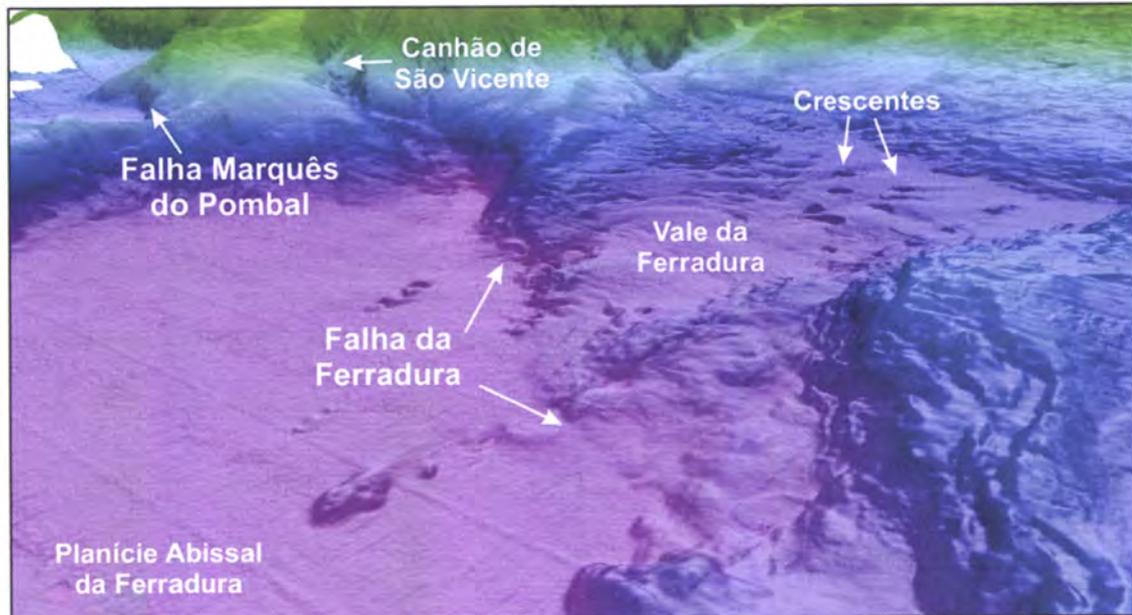


Figura 4.10: Imagem 3D da quebra de declive correspondente à expressão morfológica da Falha da Ferradura

4.2. Rede de Drenagem da zona NW do Golfo de Cádiz

A zona de NW do Golfo de Cádiz, correspondente à transição plataforma continental - talude continental - planície abissal, apresenta uma rede de drenagem composta por diversos canais, canhões e vales submarinos encaixados na plataforma, no talude e nas vertentes de planaltos submarinos e altos morfológicos (ver figura 4.11). É através desta rede de canais que é feita a maior parte do escoamento dos sedimentos das zonas mais elevadas para as bacias de sedimentação profundas. As correntes turbidíticas geradas no limite da plataforma/topo do talude são canalizadas ao longo dos canais,

canhões e vales submarinos atingindo em última instância a planície abissal. Também as correntes termohalinas que circulam junto ao fundo são canalizadas ao longo desta rede, quer no sentido descendente quer no sentido ascendente. Ambos os tipos de correntes referidos, para além de transportarem sedimentos, podem localmente erodir as vertentes e o fundo dos canais por onde circulam, especialmente nas zonas onde existem irregularidades morfológicas: obstáculos, quebras de declive ou estreitamento dos canais. Os sedimentos erodidos são transportados em suspensão pelas massas de água em movimento sendo redepositados noutros locais, onde as condições físicas do meio o permitam. Como foi visto anteriormente, a forma do fundo está fortemente controlada pela existência de estruturas tectónicas, quer activas quer herdadas de fases de deformação anterior, controlando de forma efectiva os processos sedimentares profundos.

Os diversos canais, canhões e vales submarinos presentes na área NW do Golfo de Cádiz são quase todos canalizados para a zona Este do Vale da Ferradura (área na qual se localizam os Crescentes), com a excepção do Canhão de São Vicente e dos seus canais tributários (ver figura 4.11). Do ponto de vista morfológico, o Vale da Ferradura corresponde ao segmento mais distal desta rede de drenagem, que escoar em última instância para a Planície Abissal da Ferradura.

A figura 4.11 mostra: a) a área NW do Golfo de Cádiz, destacando-se os principais objectos morfológicos que moldam a rede de drenagem e b) representação esquemática das principais direcções de escoamento desta rede. Neste contexto é possível identificar cinco tipos principais de elementos morfológicos: 1) Canhões Submarinos e Canais, 2) Vales Submarinos Profundos, 3) Planaltos Submarinos e Altos Topográficos, 4) Superfície do Prisma Acrecionário e 5) Planície Abissal da Ferradura.

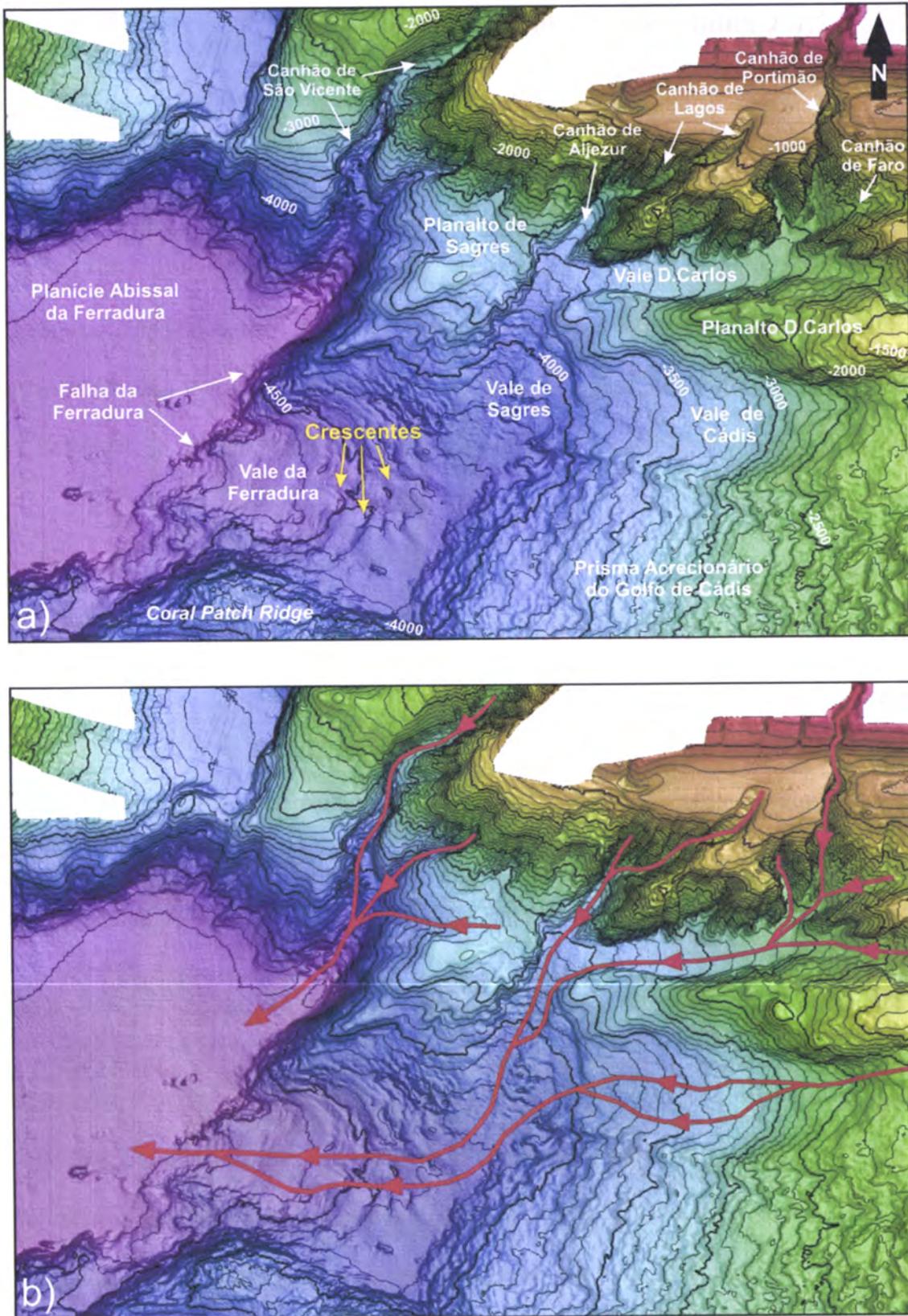


Figura 4.11: Imagem a 3D da batimetria da Zona NW do Golfo de Cádiz. a) Principais objectos morfológicos. b) Esquema simplificado dos ramos principais da rede de drenagem. A vermelho estão representadas as direcções e os sentidos de escoamento principais.

4.2.1. Canhões Submarinos e Canais

O talude continental encontra-se nesta área densamente recortado por diversos canais que drenam quer para canais de ordem inferior, quer directamente para os canhões, vales submarinos ou planície abissal.

Na figura 4.11a (de Este para Oeste) é possível observar cinco canhões submarinos: Faro, Portimão, Lagos, Aljezur e São Vicente. Estes canhões são estreitos e alongados, apresentando flancos erosivos. As cabeceiras dos Canhões de Portimão e São Vicente estão encaixadas na plataforma continental a cerca de 120 metros de profundidade, enquanto que os Canhões de Faro, Lagos e Aljezur estão encaixados directamente no topo do talude continental, a cerca de 800 metros de profundidade (ver figura 4.1).

O Canhão de Faro tem uma direcção ENE-WSW e o Canhão de Portimão apresenta uma direcção aproximada N-S. Ambos drenam para o Vale Submarino D. Carlos.

O Canhão de Lagos tem uma direcção aproximada NE-SW e drena para o Canhão de Aljezur, que tem uma direcção NNE-SSW. Por sua vez o Canhão de Aljezur coalesce com o Vale Submarino D. Carlos na zona Norte do Vale de Sagres, a cerca de 3500 metros de profundidade.

O Canhão de São Vicente apresenta dois ramos com diferentes direcções, NE-SW a montante e NNE-SSW a jusante, e drena directamente para a Planície Abissal da Ferradura. Este canhão possui um conjunto de canais tributários, provenientes da plataforma e talude continental e do Planalto de Sagres.

4.2.2. Vales Submarinos Profundos

A área Nordeste do Golfo de Cádiz ostenta quatro vales submarinos profundos: D. Carlos, Cádiz, Sagres e Ferradura. De forma geral os vales submarinos profundos são mais largos que os canhões, apresentam um fundo relativamente mais aplanado e não têm conexão directa com a plataforma continental.

O Vale submarino D. Carlos apresenta uma direcção aproximada E-W. Está limitado a Norte pelo talude continental, que é nesta área bastante irregular devido à presença de diversos canais e canhões submarinos, e a Sul pela vertente Norte do Planalto D. Carlos. O Vale D. Carlos coalesce com o Canhão de Aljezur a Norte do Vale de Sagres, a cerca de 3500 metros de profundidade.

O Vale Submarino de Cádiz tem uma direcção E-W e é mais largo que o Vale D. Carlos. Encontra-se limitado a Norte pelo flanco Sul do Planalto D. Carlos, e a Sul pelo bordo setentrional do Prisma Acrecionário do Golfo de Cádiz. O Vale de Cádiz desemboca no Vale de Sagres a cerca de 4000 metros de profundidade. Este vale encontra-se subdividido em dois canais com direcção aproximada E-W separados por uma pequena crista alongada segundo a mesma direcção.

O Vale de Sagres nasce da confluência do Vale D. Carlos com o Canhão de Aljezur e estende-se, segundo uma direcção aproximada NNE-SSW, até ao Vale da Ferradura, sendo controlado pela vertente Este do Planalto de Sagres. É tributado pelo Vale de Cádiz e escoia para o Vale da Ferradura. No Vale de Sagres são visíveis diversas cicatrizes de movimentos de massa (*slumps*), materializados por cristas e depressões, alongadas perpendicularmente às direcções declive máximo (ver figura 4.4).

O Vale da Ferradura é o vale submarino mais profundo da área de estudo, é neste local que se localizam os objectos estudados, os Crescentes. Este vale estende-se

segundo uma direcção E-W a WNW-ESE sendo tributado pelo Vale de Sagres e escoando directamente para a Planície Abissal da Ferradura. É dos quatro vales descritos o mais largo, estando controlado pelas vertentes do Planalto de Sagres a Norte, do *Coral Patch Ridge* a Sul e do Prisma Acrecionário do Golfo de Cádiz a Este. Devido às particularidades morfológicas desta área e devido ao facto de os objectos de estudo se localizarem neste local será realizada uma descrição pormenorizada da área no capítulo seguinte.

4.2.3. Planaltos Submarinos e Altos Topográficos

Na área apresentada na figura 4.11 observam-se dois planaltos submarinos e um alto batimétrico: Planalto de Sagres e D. Carlos e o Alto Batimétrico *Coral Patch Ridge*. A forma dos planaltos está fortemente controlada quer por estruturas tectónicas enraizadas quer pelo encaixe da rede de drenagem. O *Coral Patch Ridge*, por sua vez, é a expressão batimétrica de uma estrutura tectónica compressiva que separa as Planícies Abissais do Sena, a Sul, e da Ferradura, a Norte.

O Planalto de Sagres estabelece a continuidade morfológica entre os taludes continentais das margens SW e Sul de Portugal. A sua superfície é cortada por diversos canais enraizados no topo do talude continental e que drenam para zonas mais profundas, quer para o Canhão de São Vicente quer para o Vale da Ferradura. A vertente Sul do Planalto de Sagres apresenta uma declive irregular, sendo visíveis diversos canais, cristas e cicatrizes de deslizamentos gravíticos e *slumps* (ver figura 4.8). Este planalto delimita a Norte o Vale da Ferradura, a área onde se localizam os Crescentes. O Planalto de Sagres é, por sua vez, limitado a NW pela vertente do Canhão

de São Vicente e a SW por uma escarpa que corresponde à expressão morfológica da Falha da Ferradura. A Este, o Planalto de Sagres, é limitado pelo Canhão de Aljezur e pelo Vale de Sagres. Este limite corresponde a uma escarpa recortada por cicatrizes de movimentos de massa (ver figura 4.2 e 4.8).

O Planalto D. Carlos é alongado segundo a direcção E-W, inclinando progressivamente no sentido Oeste. Apresenta duas vertentes abruptas a Norte e a Sul, recortadas por cicatrizes de movimentos de massa (ver figura 4.1 e 4.2). O topo do Planalto D. Carlos encontra-se perturbado pela presença de cristas e domas, descritos como correspondendo à expressão batimétrica de diapíros salinos e paredes de sal (Zitellini et al., 2004; Mulder et al., 2006).

O Alto Batimétrico *Coral Patch Ridge* apresenta dois segmentos alongados segundo diferentes direcções: ESE-WNW e SW-NE (ver figura 4.9). Os seus limites são bem definidos, expressando um forte controlo estrutural. As suas vertentes enraizam em falhas activas profundas (Duarte et al., 2005 & 2006; Rosas et al., *Submitted*; Terrinha et al., *Submitted*). O flanco NE do *Coral Patch Ridge* delimita a Sul o Vale da Ferradura, limite este que é materializado por uma forte quebra de declive com a direcção ESE-WNW.

4.2.4. Superfície do Prisma Acrecionário

Esta superfície morfológica corresponde à expressão batimétrica de uma estrutura tectónica maior, o Prisma Acrecionário do Golfo de Cádiz. A sua superfície apresenta uma geometria irregular, com cristas e depressões curvilíneas orientadas perpendicularmente às direcções do gradiente batimétrico máximo (ver figura 4.5). No

entanto, a maior escala esta forma apresenta uma geometria geral em rampa, inclinada para WNW. É possível identificar a presença de degraus morfológicos onde as quebras de declive também se dispõem perpendicularmente ao gradiente batimétrico máximo. A superfície irregular do Prisma Acrecionário termina a Norte no Vale Submarino de Cádiz. O limite Oeste da superfície do prisma corresponde ao limite Este do Vale da Ferradura e está expresso por uma forte quebra de declive curvilínea côncava para Este. Este limite é interpretado, do ponto de vista tectónico, como correspondendo à frente de deformação do Prisma Acrecionário do Golfo de Cádiz (Gutscher et al., 2002).

4.2.5. Planície Abissal da Ferradura

A Planície Abissal da Ferradura apresenta uma superfície morfológica aplanada, localmente perturbada por ondulações e depressões (ver figura 4.7 e 4.10). É limitada a Norte pelo Banco de Gorringe, a Sul pelo *Coral Patch Ridge* e a Este pela escarpa que corresponde à expressão morfológica da Falha da Ferradura (ver figura 4.10). A Planície Abissal da Ferradura é zona mais profunda da área NW do Golfo de Cádiz e constituía bacia de recepção dos sedimentos provenientes das zonas menos profundas através da rede de drenagem descrita.

5. O Vale da Ferradura e os Crescentes

A batimetria multifeixe adquirida em 2004 no decorrer da campanha MATESPRO (Duarte et al., 2005; Terrinha et al., *Submitted*) permitiu documentar com grande pormenor a morfologia da zona NW do Golfo de Cádiz. Nos mapas e imagens produzidos através dos dados recolhidos foi identificado um conjunto de intrigantes objectos morfológicos de dimensões quilométricas, correspondentes a depressões parcialmente limitadas por escarpas com a forma de crescente, jacentes a mais de 4000 metros de profundidade, localizadas no Vale da Ferradura (ver figura 5.1 e 5.2). Estas formas foram inicialmente denominadas de Pegadas do Lobo, tendo-se optado por utilizar neste trabalho o termos Crescentes, ou Formas Erosivas em Crescente.

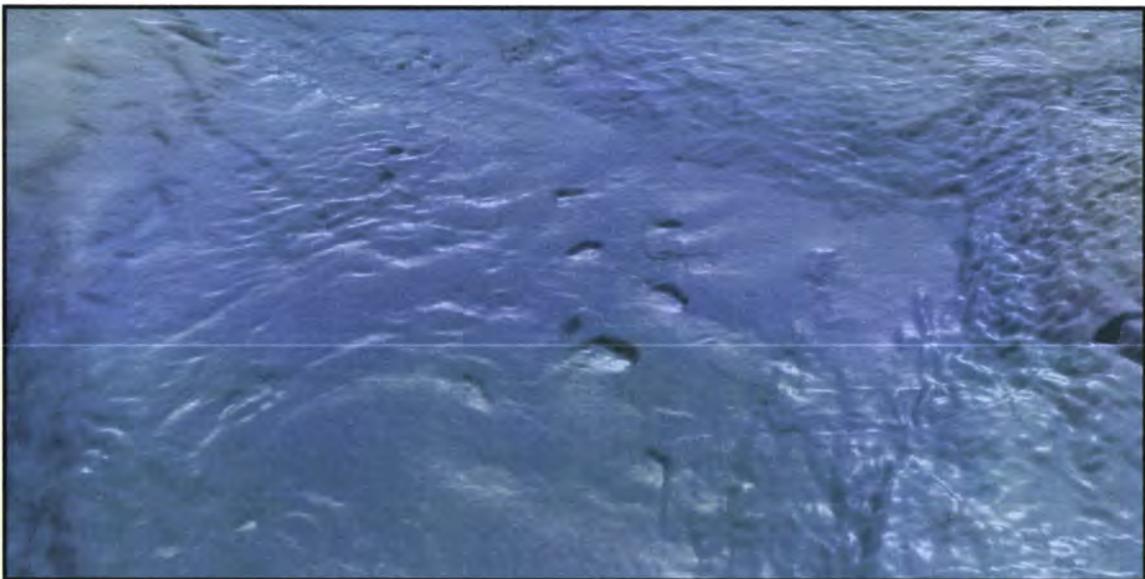


Figura 5.1: Imagem 3D em perspectiva do Vale da Ferradura (ponto de vista de Oeste e sobre-elevação de 8x¹). Os Crescentes estão presentes no centro da imagem, correspondendo às depressões em forma de crescente limitadas parcialmente por escarpas.

¹ Todas as imagens batimétricas 3D presentes neste capítulo apresentam uma sobre-elevação de 8x.

Após a identificação dos Crescentes várias questões foram colocadas. Qual a origem destes objectos morfológicos? Que processos contribuíram para o seu desenvolvimento e preservação? Porque estão confinadas naquele local? Com o objectivo de tentar responder a algumas destas questões foram realizados no mesmo ano, durante a campanha TTR-14, dois perfis de reflexão sísmica interceptando os Crescentes (perfis PSAT 244 e 246, obtidos no âmbito projecto MVSEIS). No decorrer deste estudo estiveram também disponíveis diversos perfis de sísmica de reflexão profunda que interceptam a área estudada (campanhas IAM, ARRIFANO e VOLTAIRE).

Neste capítulo serão apresentados os dados batimétricos acompanhados por uma descrição morfológica dos Crescentes, bem como da área onde estes se localizam, o Vale da Ferradura. Serão também apresentados os dados de sísmica de reflexão mais relevantes, com o intuito de deslindar a estrutura interna destes objectos.

5.1. O Vale da Ferradura

O Vale da Ferradura corresponde ao segmento mais distal da rede de drenagem submarina descrita no capítulo anterior (ver figura 4.11 e 5.2). Encontra-se limitado pelo Planalto de Sagres, a Norte, pelo *Coral Patch Ridge*, a Sul, e pelo Prisma Acrecionário do Golfo de Cádiz, a Oeste. Contacta a NE com o Vale de Sagres e drena para a Planície Abissal da Ferradura. Este vale submarino constitui uma zona de passagem de sedimentos provenientes das zonas menos profundas, transportados pelas correntes turbidíticas e pelas correntes de fundo que circulam ao longo do declive no

sentido descendente (*downslope*) através dos canais, canhões e vales submarinos, e que em última instância são drenados para a planície abissal.

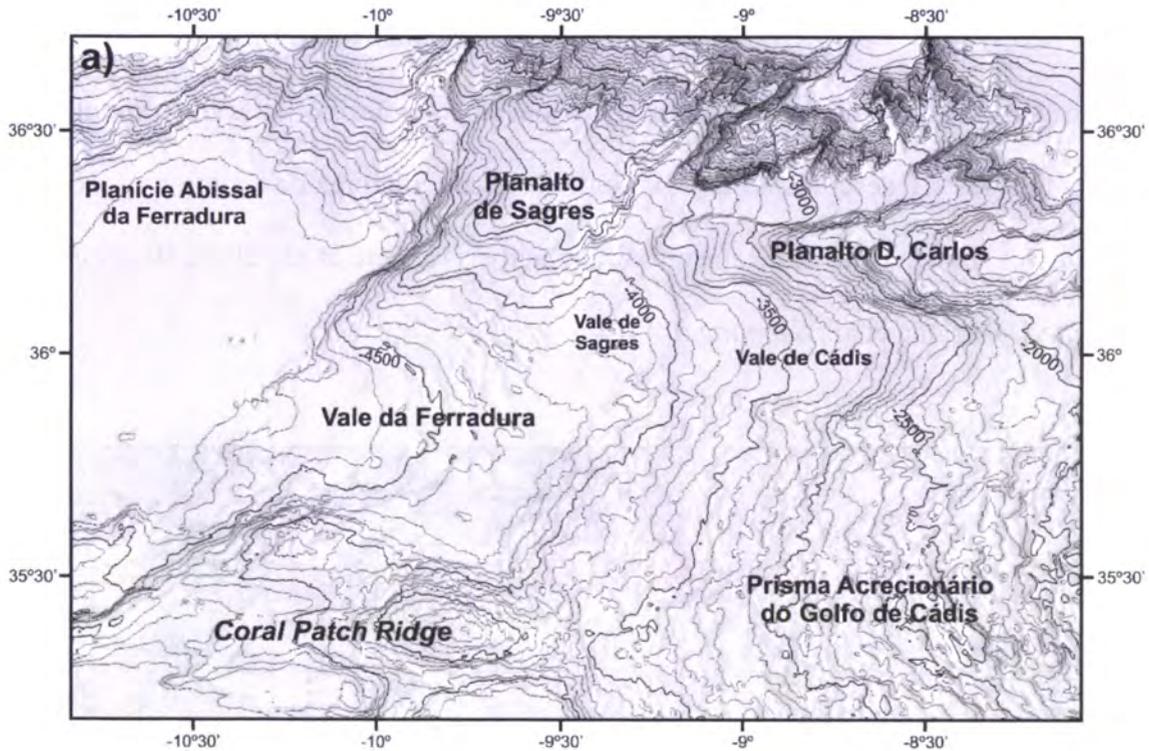


Figura 5.2: Imagem 3D da batimetria da zona NW do Golfo de Cádiz.

O Vale da Ferradura apresenta uma forma aproximadamente quadrangular, com cerca de 80 km de comprimento por 50 km de largura, sendo alongado segundo a direcção WNW-ESE. Inclina suavemente para o quadrante NW, com um declive médio de aproximadamente $0,4^\circ$. A imagem apresentada na figura 5.3, e os respectivos perfis batimétricos, põem em evidência algumas características desta área. É possível observar na figura, de Este para Oeste: a) um primeiro segmento, com aproximadamente 20 km de comprimento, localizado a cerca de 4400 metros de profundidade, apresentando uma superfície aplanada; b) uma zona entre os 4400 e os 4600 metros de profundidade, mais inclinada, onde se concentram a maioria dos Crescentes (assinalados pelas setas brancas

nos perfis); c) segmento entre os 4600 e os 4700 metros de profundidade no qual a superfície do Vale da Ferradura inclina suavemente, apresentando no entanto ligeiros ressaltos morfológicos com a direcção NNE-SSW (ver figura 5.3 e 5.4).

Na figura 5.3 é possível identificar a presença de dois lineamentos batimétricos no extremo Sul do Vale da Ferradura. Estes lineamentos fazem parte do conjunto de formas lineares L1 descritas no capítulo anterior e são interpretados como a expressão morfológica de falhas de desligamento direito activas (Duarte et al., 2006; Rosas et al., *Submitted*; Terrinha et al., *Submitted*).

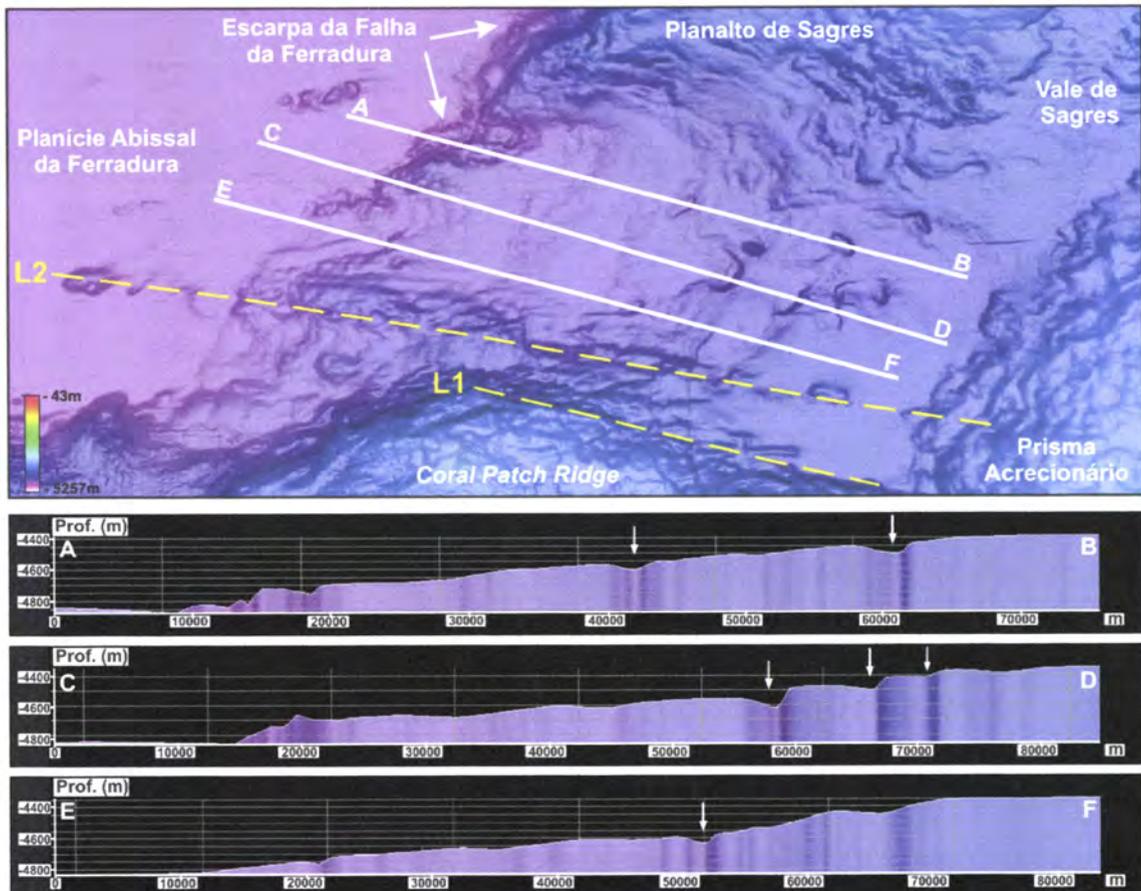


Figura 5.3: Imagem 3D do Vale da Ferradura e área envolvente (em cima), e três perfis batimétricos longitudinais (em baixo). As setas brancas nos perfis indicam a localização dos Crescentes. Note-se que as escarpas dos Crescentes chegam a ultrapassar a centena de metros. L1 e L2 são dois lineamentos morfológicos, interpretados como correspondendo à expressão batimétrica de falhas de desligamento direito (ver figura 4.7a e 4.9).

O mapa apresentado na figura 5.4 mostra a localização e a geometria das principais quebras de declive presentes no Vale da Ferradura e área envolvente. Os Crescentes estão numerados e destacados a vermelho. Observa-se que as suas escarpas se dispõem, de forma geral, perpendicularmente aos gradientes de declive máximo. É também possível constatar que os Crescentes se localizam ao longo de duas famílias de rupturas de declive, com diferentes direcções. Os Crescentes situadas na zona NE do Vale da Ferradura encontram-se localizados ao longo de quebras de declive com a direcção aproximada NW-SE, marcando a transição entre Vale de Sagres e o Vale da Ferradura. Os restantes Crescentes, situados na zona central do Vale Submarino da Ferradura, encontram-se dispostas ao longo de quebras de declive com direcções que variam entre NNE-SSW e NE-SW, e que limitam patamares morfológicos com as mesmas direcções (ver também figura 5.3).

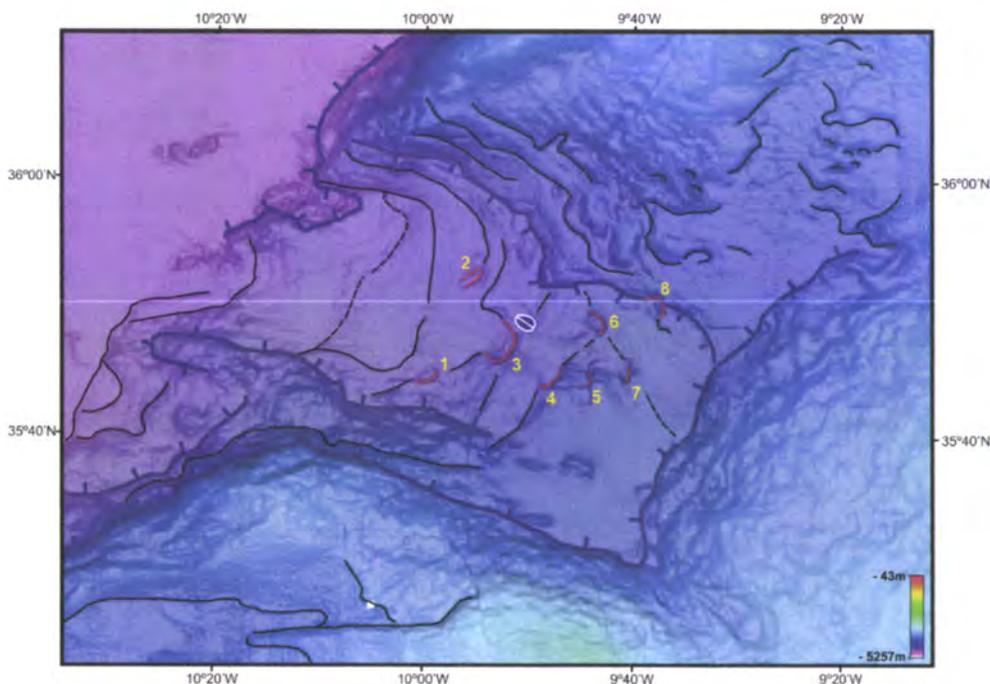


Figura 5.4: Mapa batimétrico do Vale da Ferradura e da área envolvente. Estão desenhadas no mapa as principais quebras de declive presentes na área (as maiores estão destacadas com um denteado). As linhas a vermelho correspondem às escarpas dos Crescentes. O objecto elíptico destacado a branco corresponde a uma elevação circunscrita.

5.2. Os Crescentes

Na zona proximal e central do Vale da Ferradura estão presentes 8 Crescentes, localizadas entre os 4300 e os 4700 metros profundidades (ver figura 5.4 e 5.5). Estes objectos morfológicos correspondem a relevos negativos tridimensionais em forma de crescente/anfiteatro (ver figura 5.5). Possuem uma depressão interna parcialmente delimitada por uma escarpa (ver figura 5.6). Estas apresentam declives elevados (entre 6 e 27°), numa área onde o declive médio é de aproximadamente 0,4° e os declives locais máximos não ultrapassam os 3° (ver figura 4.5c). As escarpas podem atingir os 5 km de comprimento, curvando-se em forma de crescente, com a concavidade no sentido descendente do declive (ver figura 5.4), controlando a forma dos Crescentes.

Como foi referido anteriormente, os Crescentes encontram-se encaixadas em zonas de ruptura de declive e as suas escarpas dispõem-se perpendicularmente aos gradientes de declive máximo. Nos perfis topográficos apresentados na figura 5.5d-e é possível observar a correspondência entre a localização de dois Crescentes e duas rupturas de declive presentes na área. O Perfil AB cruza transversalmente dois Crescentes, que correspondem a rupturas de declive limitando três patamares morfológicos. O perfil CD, paralelo ao perfil AB, mostra que as mesmas rupturas de declive, limitando os mesmos patamares morfológicos, também estão presentes nas zonas onde não existem Crescentes.

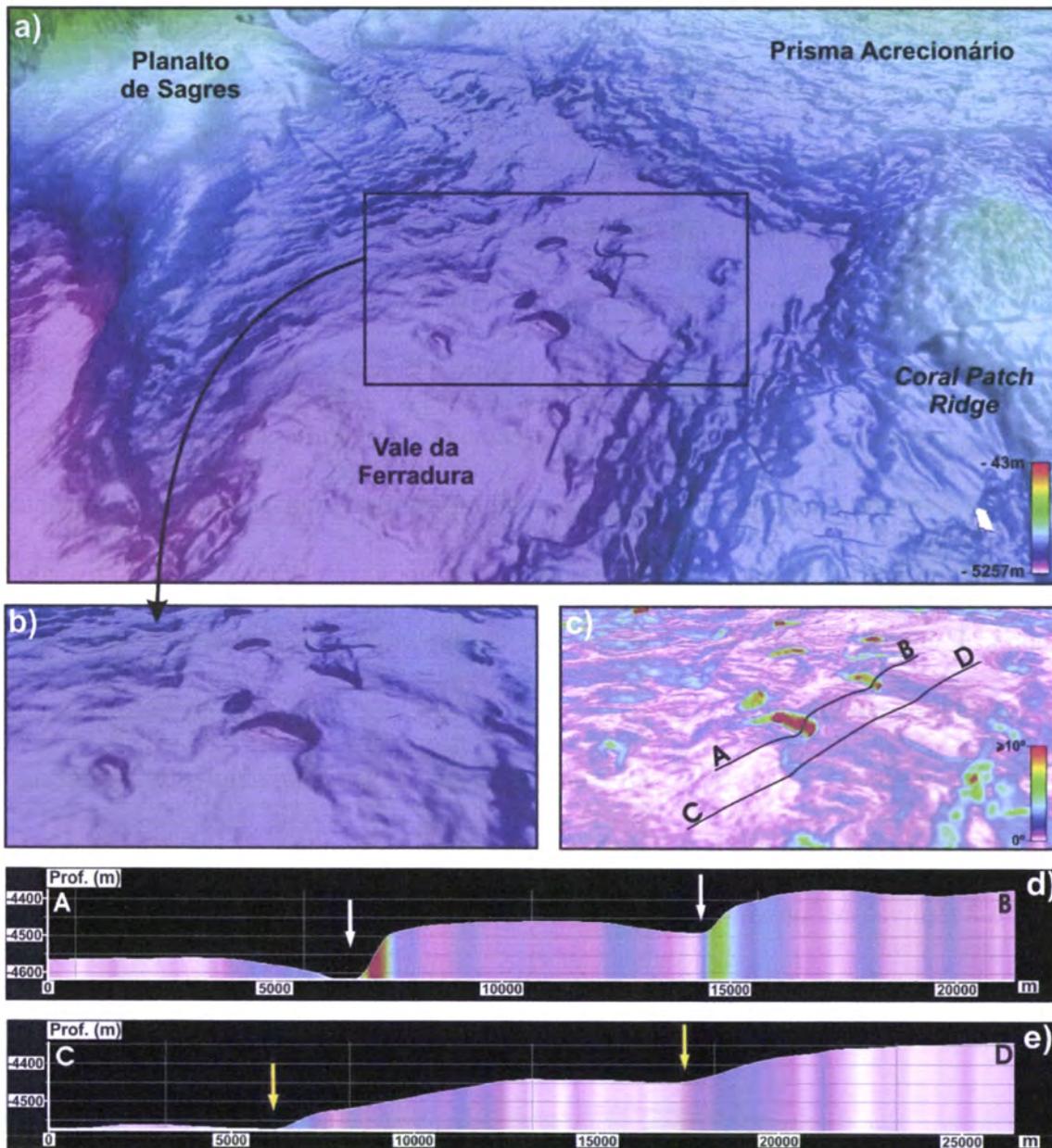


Figura 5.5: a) Imagem batimétrica 3D, em perspectiva, do Vale Submarino da Ferradura, (ponto de vista de Oeste); b) Pormenor de um Crescente; c) Imagem mostrando os declives na zona dos Crescentes; d) e e) Perfis batimétricos AB e CD, cortando dois Crescentes e duas rupturas de declive, respectivamente (localização dos perfis na caixa c)).

Na figura 5.6 está representado esquematicamente a forma geral dos Crescentes. Na tabela 5.1 são apresentados quatro parâmetros morfológicos medidos em cada um dos oito Crescentes: altura máxima da escarpa (**h**), declive médio da escarpa (**d**), largura

da depressão interna (L), comprimento da depressão interna (C) e a excentricidade dos Crescentes (e). Observa-se que os Crescentes apresentam depressões internas com dimensões que podem variar entre os 600 e 2500 metros de comprimento e entre os 750 e 5000 metros de largura. As alturas máximas das escarpas variam entre os 30 e os 120 e os seus declives médios entre 6 e 27°. O parâmetro e fornece uma medida da excentricidade dos Crescentes. Quando o valor de e é igual a 1, a forma do Crescente em planta aproxima-se de uma semicircunferência ($L=2C$). Para valores diferentes de 1 ($L \neq 2C$), a forma dos Crescente aproxima-se de uma elipse, com eixos L e $2C$. Quanto maior for o desvio do valor unitário, maior será a sua excentricidade. Por outro lado, quando L é maior do que $2C$, os valores de e são superiores a 1, quando L é menor que $2C$, o valor de e é inferior a 1.

O gráfico 5.1 mostra o valor do parâmetro e para cada um dos Crescente. Observa-se que para o Crescente 3 o parâmetro e tem valor unitário (1), os Crescentes 1, 5, 6, e 8 têm valores próximos de 1, o Crescente 2 tem um valor muito inferior a 1 e os Crescentes 4 e 7 apresentam valores muito superiores à unidade.

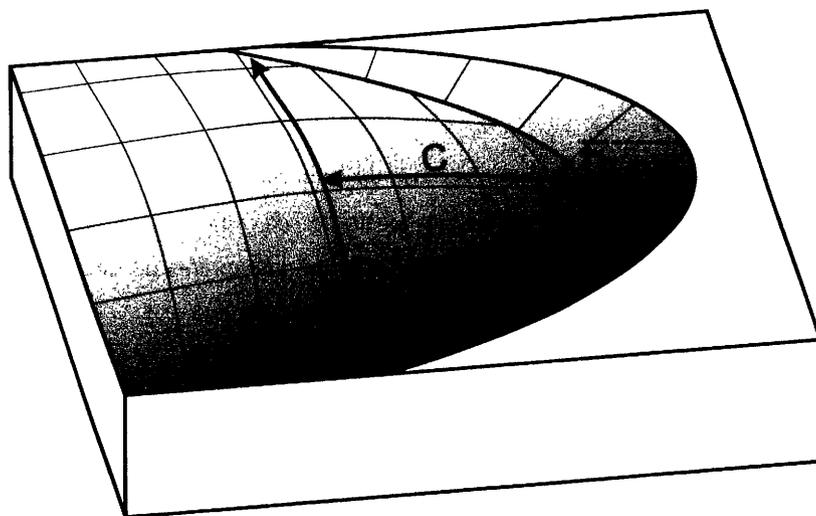


Figura 5.6: Representação esquemática tridimensional de um Crescente. L , C e h correspondem a parâmetros medidos e apresentados na tabela 5.1.

Crescentes	h	d	L	C	$e=(L/2)/C$
1	50	6°	3000	1200	1,25
2	30	6°	750	1500	0,25
3	120	12°	5000	2500	1,00
4	100	9°	3000	600	2,50
5	80	27°	1500	650	1,15
6	80	10°	3000	1000	1,50
7	80	10°	2500	500	2,50
8	100	11°	4000	1600	1,25

Tabela 5.1: Parâmetros medidos em cada um dos oito Crescentes (ver figura 5.4 e 5.6): **h** - altura máxima da escarpa, **d** - declive médio da escarpa, **L** - largura da depressão interna, **C** - comprimento da depressão interna, **e** - excentricidade (os valores das dimensões espaciais são dados em metros e os declives em graus).

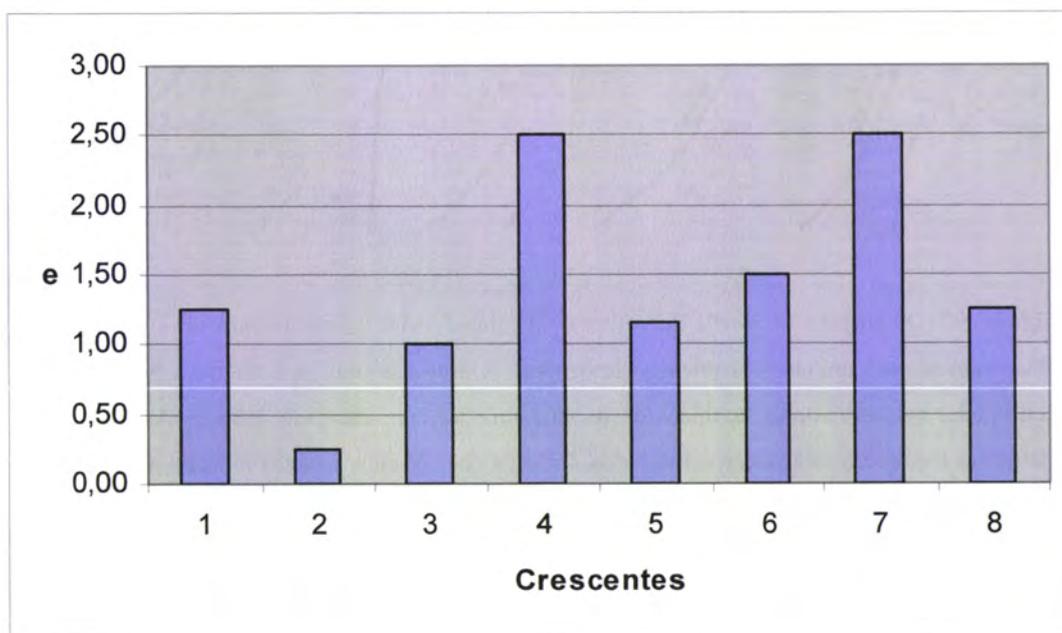


Gráfico 5.1: Valores do parâmetro **e** (excentricidade) dados para cada um dos oito Crescentes.

A figura 5.7 mostra um segmento do perfil de sismica de reflexão profunda IAM4e (ver localização na figura 5.8). O perfil tem uma direcção NW-SE e intercepta dois Crescentes.

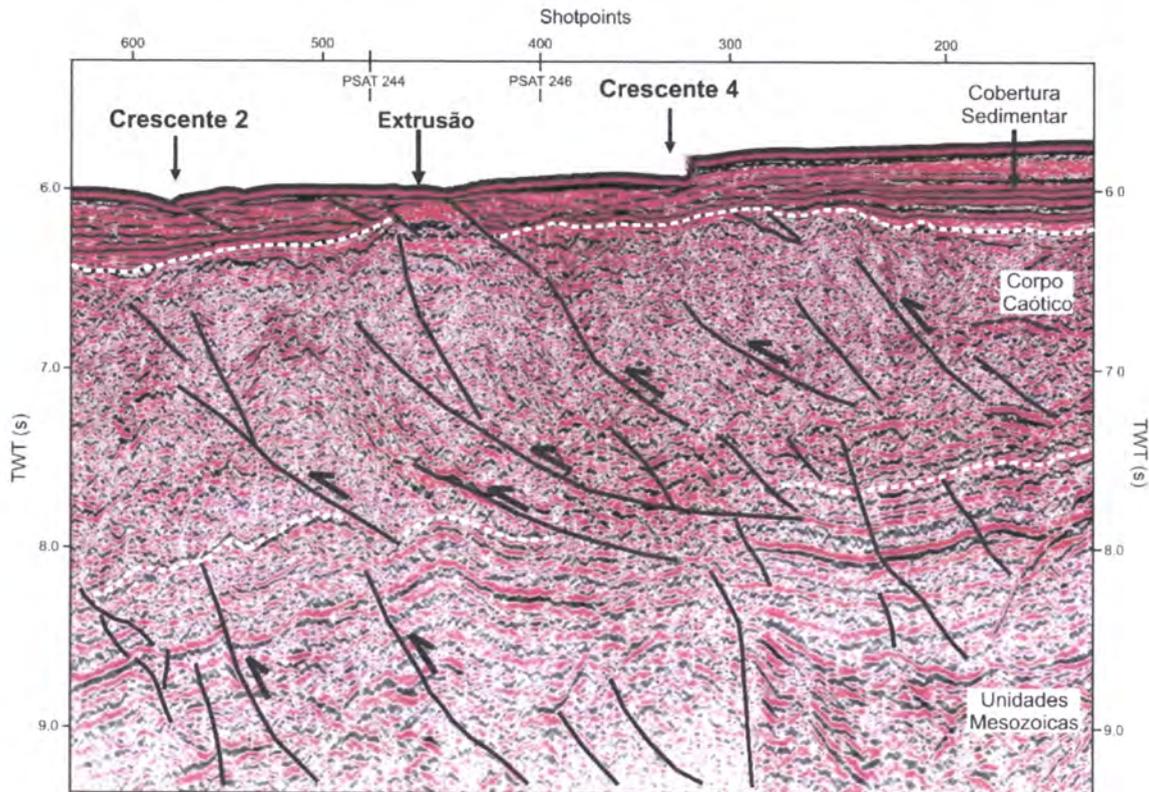


Figura 5.7: Segmento do perfil de reflexão sísmica IAM4e interceptando dois Crescentes. Observam-se três unidades sísmicas (Mesozóico, “Corpo Caótico” e Cobertura Sedimentar), delimitadas por horizontes, assinalados na imagem por um tracejado branco. As principais estruturas tectónicas estão interpretadas com linhas a cheio pretas; as setas indicam a cinemática das falhas.

É possível distinguir no perfil, da base para o topo:

a) Uma sequência basal constituída por unidades de idade mesozóica (Tortella et al., 1997); esta sequência é caracterizada pela presença de horizontes sísmicos contínuos, de grande amplitude e bem definidos, localmente dobrados e fracturados;

b) Uma unidade intermédia que apresenta horizontes sísmicos descontínuos e de baixa amplitude, na qual os reflectores se dispõem de forma pouco coerente, estando presentes vários pontos de difracção e refracção. Observa-se que os reflectores se encontram dobrados e fracturados. Estas fracturas são interpretadas como cavalgamentos cegos e limitam blocos imbricados vergentes para NW que enraízam num descolamento basal situado ao nível do topo do Mesozóico. Esta unidade foi inicialmente denominada de “Corpo Caótico”, sendo a sua idade atribuída ao Miocénico (Tortella et al., 1997); no entanto foi recentemente reconhecida como parte de um prisma acrecionário, que segundo alguns autores ainda está activo (Gutscher et al., 2002);

c) Uma unidade sedimentar de cobertura constituída por sedimentos hemiplágicos de idade plio-quadernária (Tortella et al., 1997). É possível observar no perfil que a base desta unidade está perturbada no segmento localizado entre os Crescentes e que nesta zona a unidade apresenta uma estruturação interna intrincada, com horizontes descontínuos e interdigitados. Por outro lado o perfil mostra que algumas das quebras de declive reveladas pela batimetria se situam nos locais onde a base da unidade de cobertura se encontra basculada.

O perfil IAM4e mostra ainda uma estrutura que rompe até à superfície, que se manifesta pela presença de doma, limitado lateralmente por fracturas. Esta estrutura apresenta expressão morfológica (ver figura 5. 4 e 5.5), materializada pela presença de uma pequena elevação com vertentes que podem atingir mais de 10° de inclinação. O Perfil sísmico PSAT-244 (figura 5.10) também intercepta esta estrutura. Neste perfil é

possível observar que o doma corresponde a uma zona de turbidez acústica², fenómeno que pode ocorrer devido à presença de gases intersticiais nos sedimentos. Tendo em conta estes factos é possível especular sobre a possibilidade de esta estrutura corresponder a uma extrusão de sedimentos fluidizados e sobre-pressurizados, que terão migrado até à superfície ao longo das fracturas referidas.

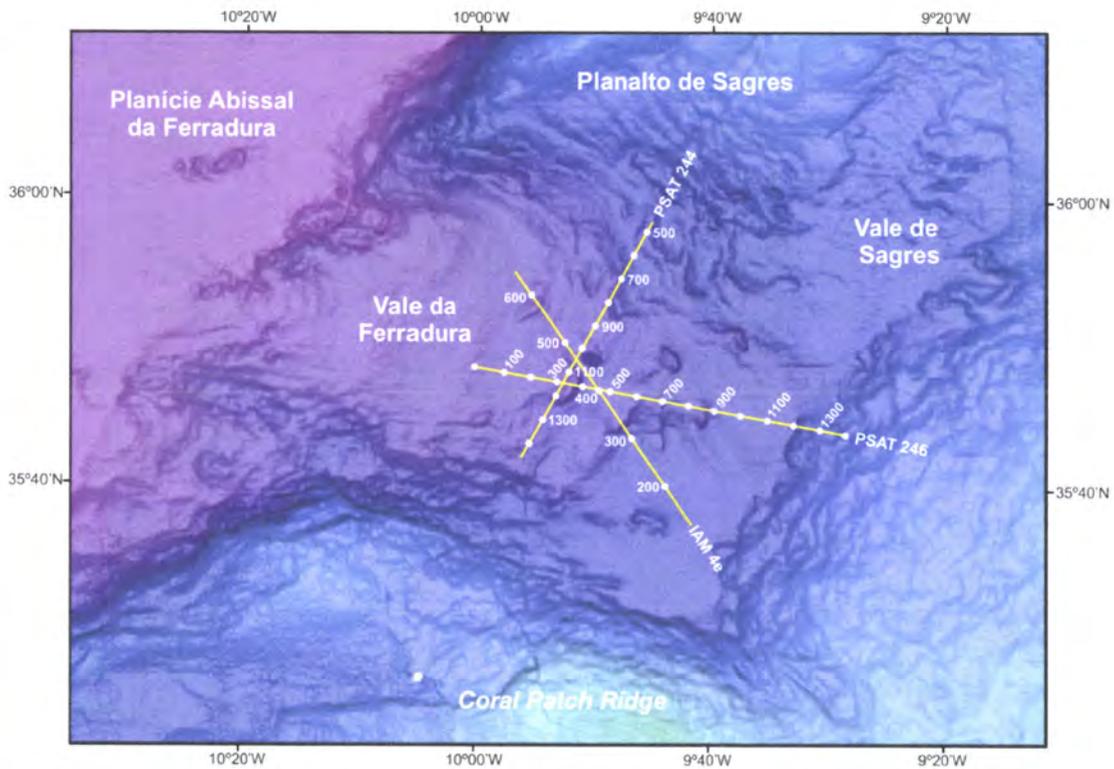


Figura 5.8: Mapa batimétrico do Vale Submarino da Ferradura e área envolvente, mostrando a localização dos perfis de reflexão sísmica IAM4e, PSAT-246 e PSAT-244 (figuras 5.7, 5.9 e 5.10, respectivamente).

² Turbidez Acústica (*Acoustic Turbidity* ou *Acoustic Blanking*) - Assinatura acústica, no registo sísmico, caracterizada pela presença de reflexões difusas e de aparência caótica, que obliteram as reflexões dos horizontes mais profundos. A turbidez acústica pode ter diversas origens, no entanto é comumente causada pela dispersão e absorção da energia acústica devido à presença de fases gasosas nos espaços intersticiais dos sedimentos (Hovland & Judd, 1988).

No decorrer da missão oceanográfica TTR-14, no âmbito do Projecto MVSEIS, foram realizados dois perfis de reflexão sísmica monocanal (PSAT 244 e 246) interceptando dois Crescentes (figura 5.8). Os perfis mostram que os Crescentes têm uma estrutura interna compósita, isto é, mostram que as depressões estão preenchidas por unidades progradantes separadas por discontinuidades estratigráficas (ver figura 5.9 e 5.10). Após a interpretação destes perfis foi possível individualizar 4 unidades sedimentares progradantes (UPI, UPII, UPIII e UPVI), separadas por discontinuidades (D1 a D4), jacentes sobre e/ou lateralmente limitadas por uma sequência constituída por sedimentos hemipelágicos (UI), descritas seguidamente. A unidade UI corresponde à unidade O5 de Tortella et al. (1997) de idade plio-quadernária. A ausência de uma amostragem sistemática, a pouca penetrabilidade da sísmica e a falta de marcadores contínuos não permitiu a individualização de unidades no seio da sequência hemipelágica, pelo que neste texto esta sequência será considerada como uma unidade única. Desta forma, os dados não possibilitaram a realização de uma análise estratigráfica, no sentido de tentar correlacionar unidades que não apresentem continuidade lateral. Assim, a análise dos dados de sísmica de reflexão irá concentrar-se na estrutura e arquitectura sedimentar das unidades progradantes localizadas sob a área onde se localizam os Crescentes.

No perfil PSAT-246 foi possível diferenciar cinco unidades (ver figura 5.9):

a) Uma unidade sedimentar (UI) na qual os horizontes se apresentam de forma geral concordantes. Esta unidade aflora à superfície do fundo do mar no segmento entre o Crescente 7 e a Frente de Deformação do Prisma Acrecionário de Cádiz (FDPAC). É

também possível observar no perfil que esta unidade se apresenta localmente basculada, dobrada e fracturada, possivelmente devido à presença e à actividade dos cavalgamentos cegos, vergentes Oeste, já referidos (ver figura 5.7);

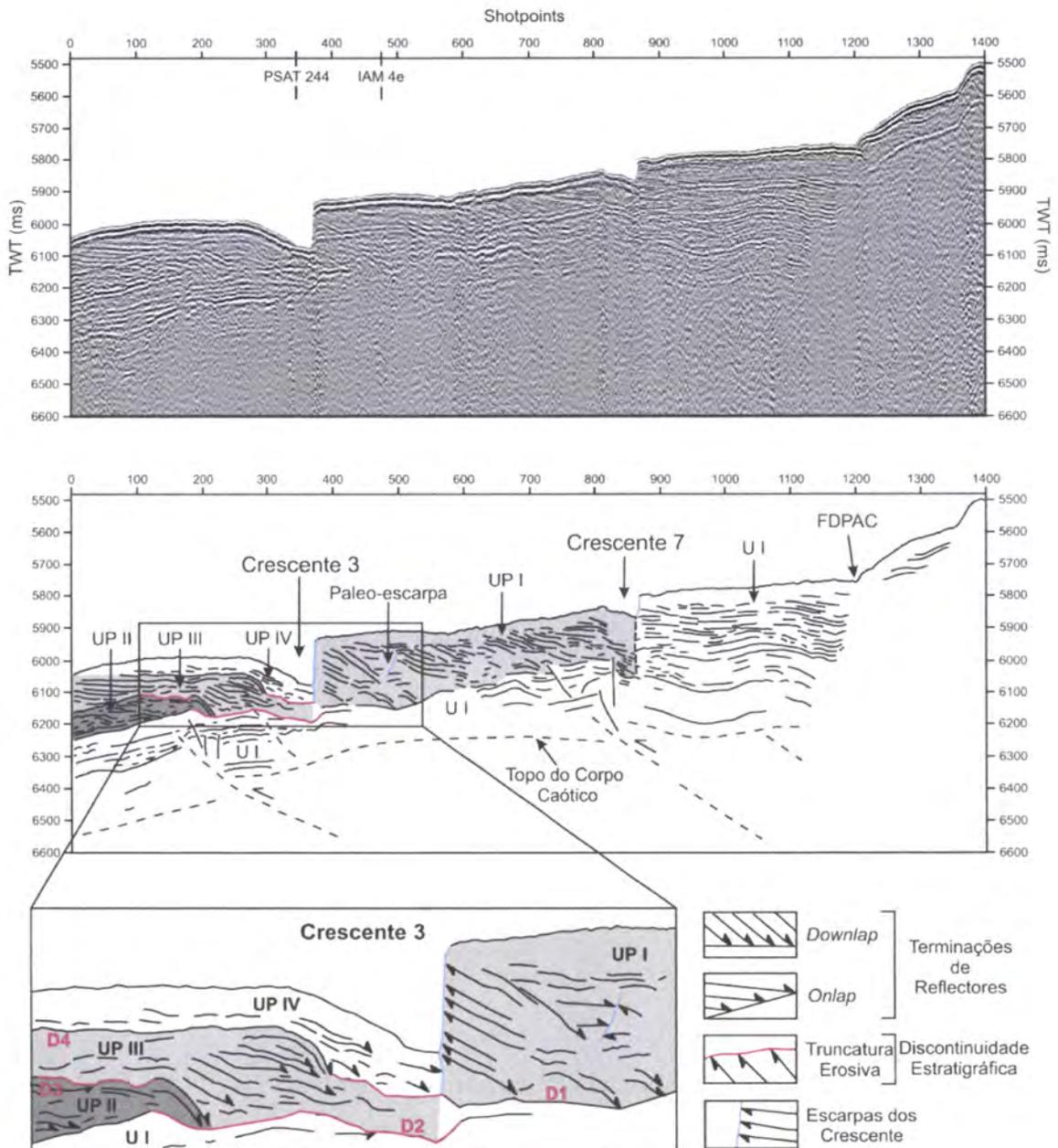


Figura 5.9: Perfil de reflexão sísmica PSAT-246 (em cima) e respectiva interpretação (em baixo). O perfil intercepta transversalmente dois Crescentes (ver figura 5.8 para localização). A vermelho estão marcadas as superfícies erosivas, a azul as escarpas dos Crescentes e em tons de cinzento as unidades progradantes. FDPAC = Frente de Deformação do Prisma Acrecionário de Cádiz.

b) Uma primeira unidade progradante (UPI) que se estende desde a escarpa do Crescente 3 até à escarpa do Crescente 7. Esta apresenta uma arquitectura progradante em toda a sua extensão, os seus reflectores terminam, com uma geometria em *downlap*, sobre a superfície da unidade subjacente (UI). Nota-se que escarpa do Crescente 3 corta a UPI no seu extremo Oeste. Por outro lado esta unidade termina em *onlap* contra a escarpa do Crescente 7. No interior desta unidade é possível observar uma truncatura erosiva, possivelmente correspondente a uma paleo-escarpa, sobre a qual terminam, em *onlap*, um conjunto de reflectores sub-horizontais.

c) Uma segunda unidade progradante (UPII), presente apenas na zona mais Oeste do perfil. Esta unidade é discordante em relação à unidade subjacente (UI). Este contacto é de forma geral concordante, mas sendo possível observar no seu sector Este uma truncatura erosiva. Esta unidade encontra-se basculada, com inclinação aparente para Oeste, possivelmente em consequência da actividade dos cavalgamentos já referidos.

d) Uma terceira unidade progradante (UPIII) discordante em relação às unidades anteriores. Esta é sub-horizontal no seu segmento mais a Oeste, apresentando uma arquitectura progradante à medida que se aproxima do Crescente 3. Neste local o contacto com as unidades inferiores é feito através de uma truncatura erosiva.

e) Uma quarta unidade progradante (UPIV), apenas presente no segmento a Oeste do Crescente 3. Esta é sub-horizontal no seu segmento ocidental e concordante com a UPIII. À medida que se aproxima do Crescente, o contacto entre as duas deixa de ser concordante passando a corresponder a uma truncatura erosiva. A UPIII preenche

parcialmente a depressão do Crescente 3, terminando em *onlap* de encontro a sua escarpa.

O perfil de reflexão sísmica PSAT-244 (figura 5.10) é aproximadamente perpendicular ao perfil PSAT-246, interceptando-o a zona central da depressão do Crescente 3 (ver figura 5.8 para localização). O perfil PSAT-244 intercepta o Crescente cortando duas secções da sua escarpa.

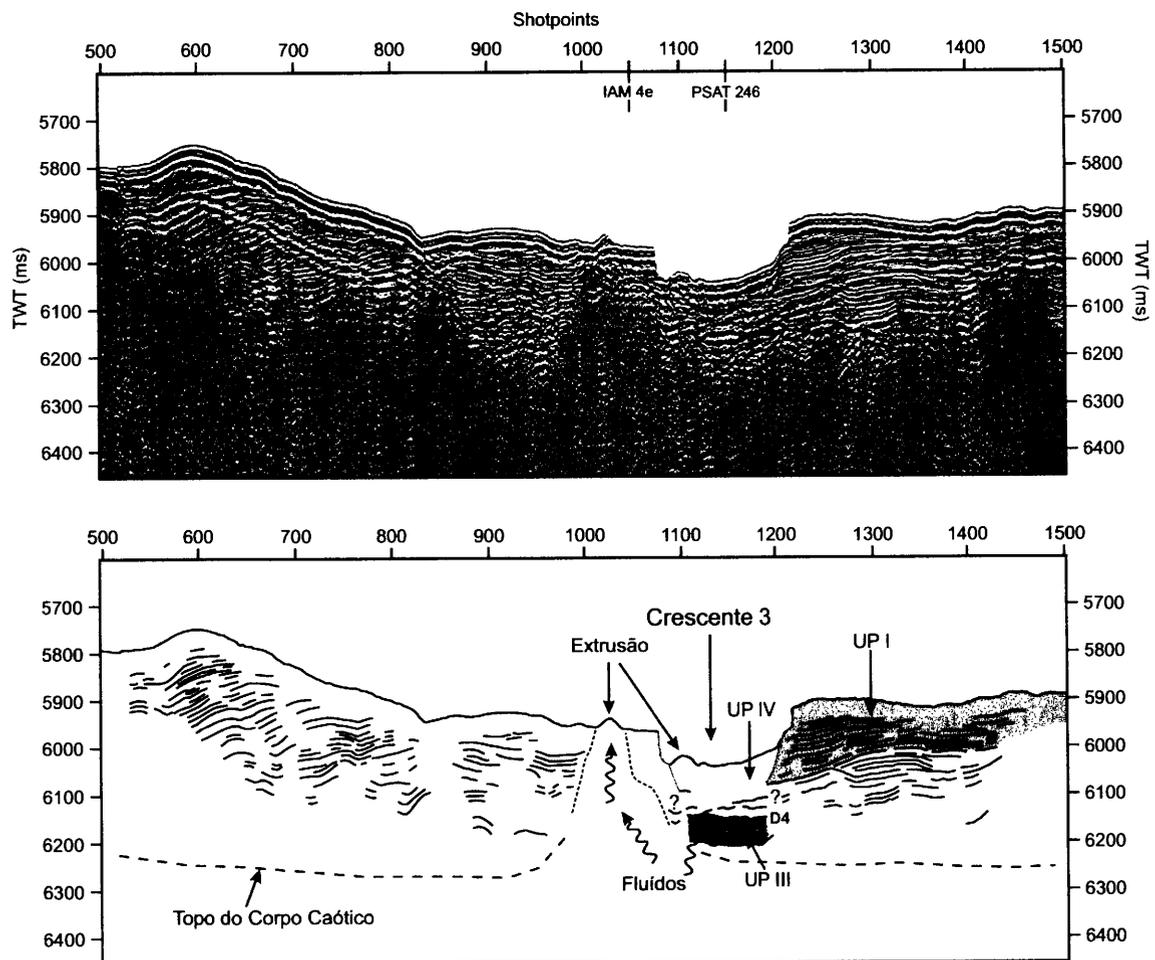


Figura 5.10: Perfil de reflexão sísmica PSAT-244 (em cima) e respectiva interpretação (em baixo). O perfil intercepta longitudinalmente o Crescente 3 (ver figura 5.8 para localização). A azul está marcada a escarpa do Crescente; os tons de cinzento correspondem às unidades progradantes. O tracejado vermelho delimita uma zona que apresenta turbidez acústica, o tracejado preto representa a superfície do Corpo Caótico.

A unidade UPI está presente no segmento meridional do perfil, sendo cortada pelo segmento Sul da escarpa do Crescente. Observa-se também que as unidades UPIII e UPIV preenchem parcialmente interior do Crescente. Neste perfil os horizontes sísmicos das três unidades progradantes referidas apresentam uma geometria sub-horizontal, isto deve-se ao facto serem cortadas segundo uma direcção perpendicular ao sentido de progradação das unidades. Não foi possível individualizar e correlacionar outras unidades neste perfil. Também não foi possível identificar a UPI a Norte do Crescente 3. Apesar de esta unidade poder estar presente nesta área, encontra-se obliterada pela presença uma estrutura, em forma de doma apresentando turbidez acústica. Esta estrutura apresenta expressão morfológica no perfil e corresponde à estrutura diapírica presente no perfil IAM4e (ver figura 5.7). A turbidez acústica e ausência de reflectores sísmicos coerentes permite conjecturar que esta estrutura corresponde a uma extrusão de material dúctil e/ou fluidizado através da superfície do fundo do mar. Como foi referido anteriormente este material poderá ter migrado ao longo de estruturas tectónicas activas.

Observa-se no perfil PSAT-246 (figura 5.9) que a parte interna do Crescente 3 está preenchida por uma unidade progradante (UPIV). Esta desenvolve-se declive acima (*upslope*) no sentido da escarpa. Observa-se também que a escarpa corta horizontes sedimentares da UPI. Este facto permite conjecturar que a escarpa do Crescente tem uma origem erosiva. Por outro lado, a UPIV desenvolve-se ao longo de uma superfície de erosão, na zona interna do Crescente. A frente de deposição desta unidade progradante migrou para Este ao longo desta superfície, isto é o depocentro migrou neste sentido. Se a deposição desta unidade progradante estiver a ser controlada pela presença da escarpa, então este dado fornece indicações de que a escarpa pode ter

recuado até ao local onde se encontra actualmente, segundo um processo semelhante ao de erosão remontante (ver figura 5.11). Assim, a escarpa poderia já ter estado situada mais a Oeste, tendo recuado progressivamente no sentido Este, por acção de um processo erosivo regressivo, até à sua posição actual. Desta forma, a superfície erosiva corresponderia às diversas posições incrementais da base da escarpa ao longo do tempo.

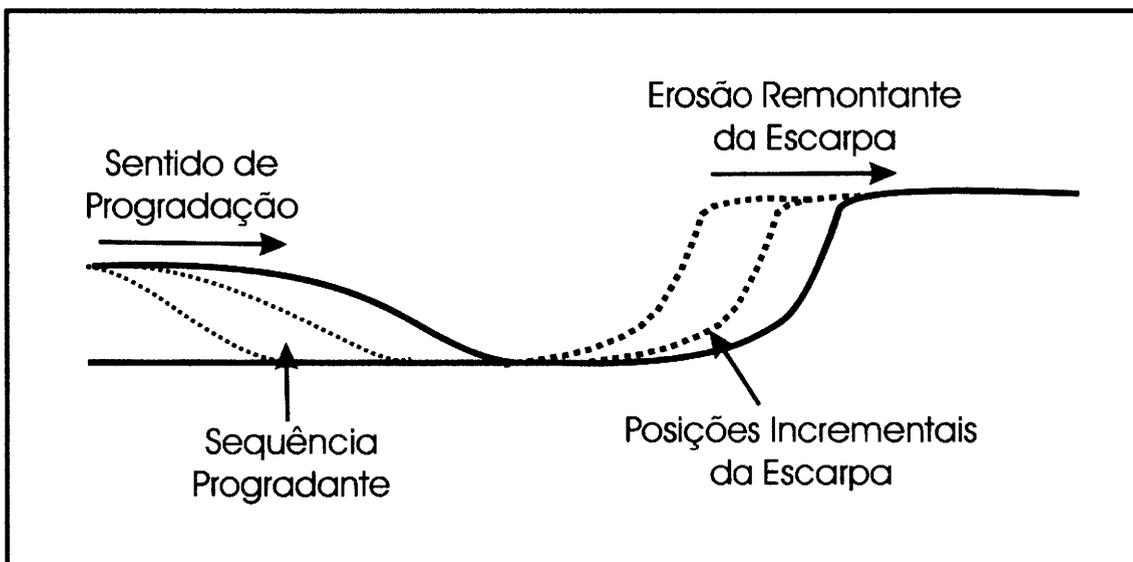


Figura 5.11: Representação esquemática de uma hipótese possível para a deposição das unidades progradantes à medida que a escarpa recua por erosão remontante.

Observa-se também no perfil que a UPIV se sobrepõe a duas outras unidades progradantes mais antigas (UPII e UPIII). Os contactos entre estas unidades apresentam nalguns locais superfícies erosivas bem definidas, cobertas por unidades deposicionais progradantes que se desenvolvem no sentido Este. Este facto fornece evidências de que o depocentro destas unidades também variou aquando da sua deposição, recuando sistematicamente para Este. Tomando como análogo a estrutura mais recente, é possível especular que estas superfícies erosivas terão correspondido á base de depressões antigas (depocentros), limitadas parcialmente a Este por escarpas antigas. Estas “paleo-

escarpas” teriam sido geradas por um processo erosivo regressivo, no segmento Oeste das paleo-superfícies erosivas, recuado progressivamente para Este. As escarpas e as depressões dos Paleo-Crescentes teriam assim controlado a deposição das duas unidades progradantes (UPII e UPIII). Em suma, os dados referentes ao Crescente 3 permitem conjecturar que: a) A escarpa do Crescente migrou no sentido Este e a depressão foi sendo preenchida pela UPIV; b) Sob o local onde actualmente se localiza o Crescente 3 existiram várias gerações de “Paleo-Crescentes”.

Os dados apresentados neste capítulo permitem dizer que:

a) Os Crescentes localizam-se no Vale Submarino da Ferradura, que corresponde ao sector mais distal de uma rede de drenagem que condiciona o transporte de material sedimentar proveniente das zonas menos profundas (Plataforma e Talude Continental) para as zonas mais profundas (Vale Submarinos Profundos e Planície Abissal);

b) Os Crescentes são objectos morfológicos correspondentes a depressões limitadas parcialmente por escarpas;

c) Os Crescentes estão localizadas ao longo de quebras de declive, sendo que as suas escarpas se dispõem perpendicularmente às direcções de gradiente de declive máximo;

d) A sísmica de reflexão profunda fornece evidências de que as quebras de declive têm um controlo estrutural, correspondendo à expressão morfológica de cavalgamentos cegos;

e) A sísmica de reflexão monocanal mostra que os Crescentes têm uma estrutura interna complexa. As escarpas têm origem erosiva e as depressões estão preenchidas por unidades sedimentares progradantes, que se desenvolvem no sentido da escarpa.

f) Junto ao Crescente 3 existe uma elevação que parece ter origem na extrusão de material fluidizado.

6. Discussão

Neste capítulo serão apresentados e discutidos diversos modelos para a formação dos Crescentes incorporando os dados obtidos, as interpretações realizadas e os diversos processos geológicos e oceanográficos.

Modelo 1 – Deslizamento gravítico rotacional /*slumps*

Uma das hipóteses inicialmente propostas foi a de os Crescentes corresponderem a cicatrizes morfológicas resultantes de movimentos de massa causados por instabilidade gravítica (ver figura 6.1). Esta hipótese baseava-se no facto de os deslizamentos gravíticos rotacionais ou *slumps* poderem formar-se em meio marinho em zonas com declives muito baixos, deixando caracteristicamente uma cicatriz em forma de anfiteatro (Martel, 2004; Wilson et al., 2004). O facto dos Crescentes se situarem ao longo de quebras de declive e de as suas escarpas se disporem perpendicularmente aos gradientes de declive máximo constituem duas características ambientais propícias a favor deste modelo. Por outro lado permite também explicar a origem erosiva das escarpas dos Crescentes.

Porém, este modelo não explica a origem das quebras de declive presentes na área, nem a presença das unidades progradantes no interior das depressões, pelo que não é adequado. No entanto, o facto de actualmente os Crescentes apresentarem escarpa com declives elevados (até 27°) numa zona de baixos declives (0,4°), a hipótese da ocorrência de movimentos de massa e/ou de partículas nestas estruturas não deve ser descartada, pois podem desempenhar um papel importante no recuo da escarpa dos Crescentes.

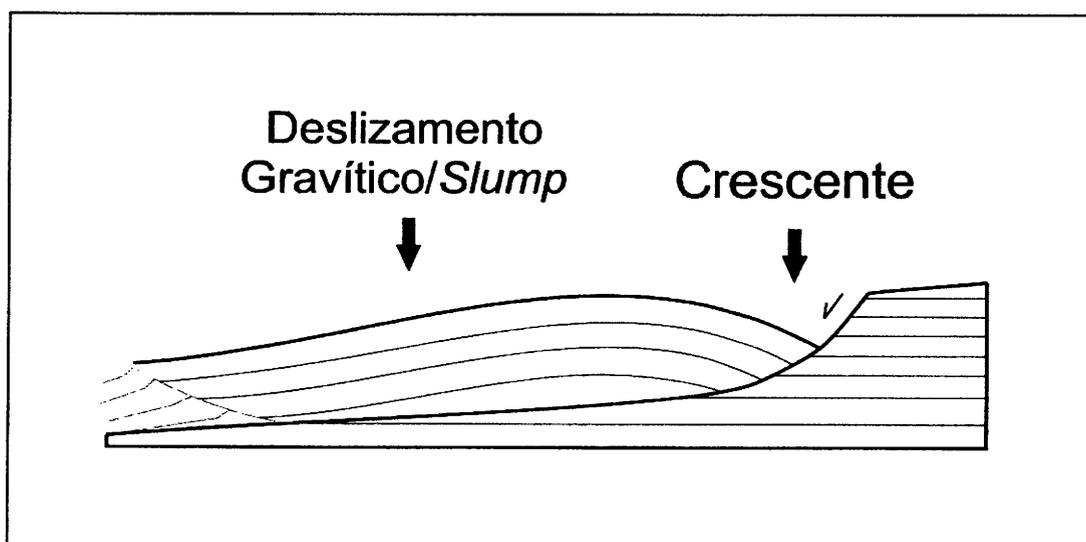


Figura 6.1: Modelo 1 – Deslizamento gravítico rotacional/*slump*.

Modelo 2 – Deslizamentos gravíticos rotacionais/*slumps* associados a cavalgamentos

Este modelo difere do anterior no sentido em que incorpora uma explicação para a gênese das quebras de declive. Como foi visto no capítulo anterior, os dados permitem conjecturar que as rupturas de declive correspondem à manifestação superficial da actividade de cavalgamento cegos, presentes em profundidade, sob a área onde se localizam os Crescentes. Por outras palavras, existem evidências de que as quebras de declive correspondem à expressão morfológica de cavalgamentos cegos. A actividade destas estruturas tectónicas criaria na superfície morfológica zonas com gradientes de declive elevados, potenciando os processos de movimentos de massa, causados pela instabilidade gravítica a que estão sujeitos os sedimentos de cobertura pouco consolidados (ver figura 6.2).

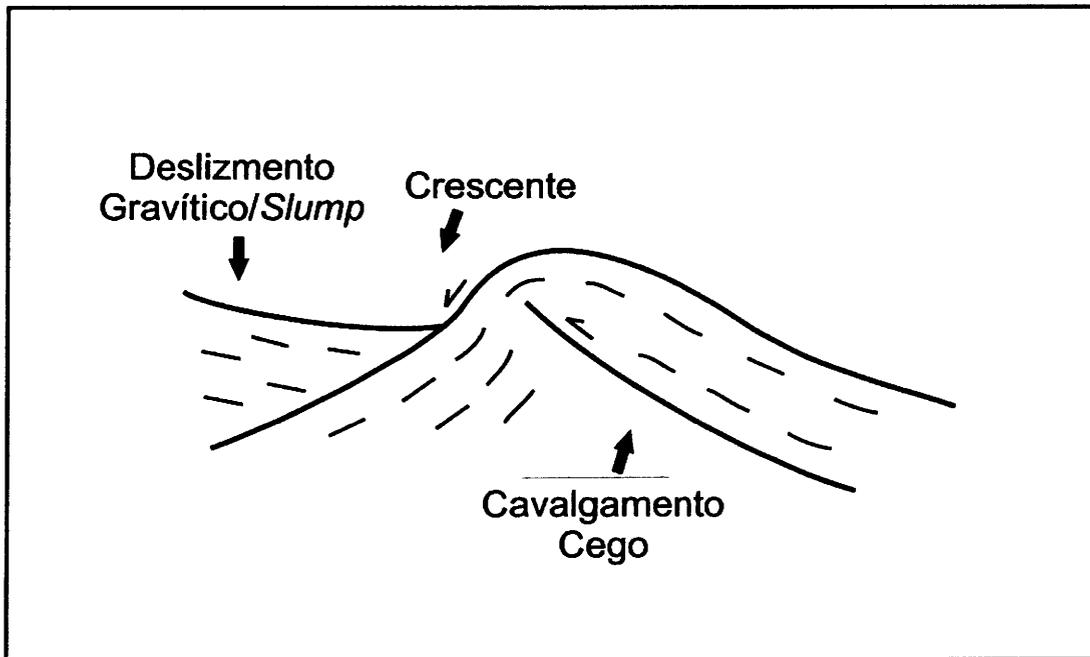


Figura 6.2: Modelo 2 - Deslizamentos gravíticos rotacionais/slumps associados a cavalgamentos.

Este modelo, incorporando um controlo tectónico na génese dos Crescentes, permite explicar o facto de estas formas se disporem ao longo de quebras de declive que limitam patamares morfológicos. No entanto, este modelo não fornece nenhuma explicação para a origem da presença de unidades sedimentares progradantes no interior das depressões dos Crescentes, pelo que deverá ser considerado incompleto, visto não permitir explicar a totalidade dos dados.

Modelo 3 – *Pockmarks*

No decorrer deste estudo constatou-se que várias estruturas relacionadas com escape de fluidos descritas na bibliografia, em particular as *Pockmarks*, apresentam formas semelhantes às dos Crescentes (Schroot et al., 2003; Somoza et al., 2003; Dimitrov et al., 2003). A presença de uma estrutura em doma no registo sísmico, exibindo turbidez acústica, característica da presença de gás no seio dos sedimentos, levou a conjecturar-se que os Crescentes poderiam corresponder a *pockmarks*. Estas formas seriam assim geradas pelo colapso gravítico (abatimento) do fundo do mar devido a perdas de volume causada pela migração e extrusão de material sedimentar fluidizado ao longo de estruturas tectónicas activas (ver figura 6.3).

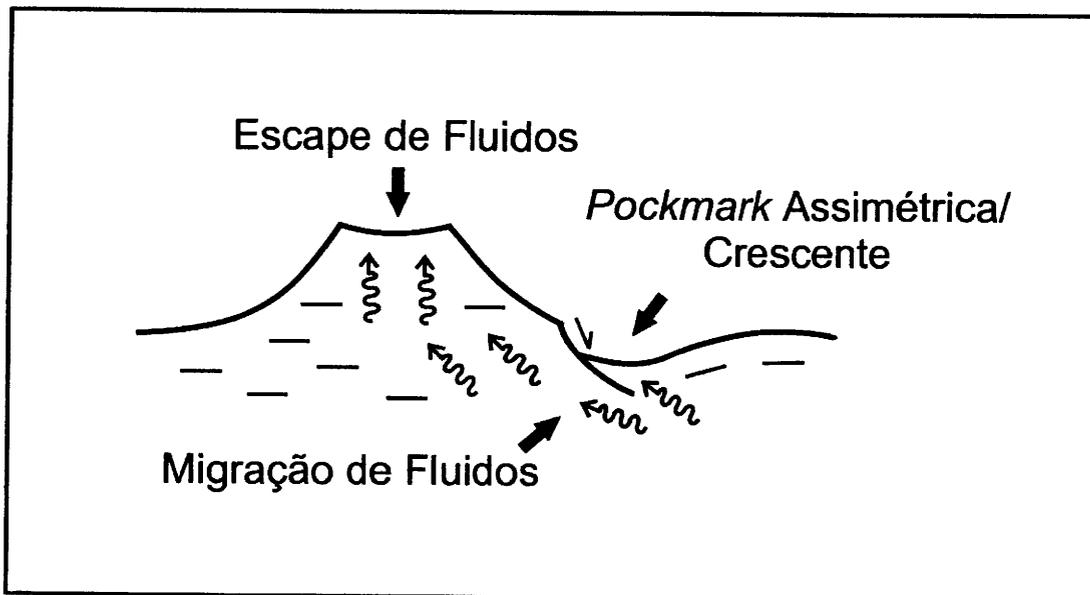


Figura 6.3: Modelo 3 – *Pockmarks*

Por outro lado a actividade tectónica pode causar a destabilização de gases e sólidos, como os hidratos de metano, presentes no interior dos sedimentos. A dissociação de hidratos de metano pode causar o acréscimo de fases gasosas no interior dos sedimentos, levando ao aumento da sua pressão intersticial e provocando a diminuição da sua resistência interna, potenciando a ocorrência de colapsos e deslizamentos gravíticos (Gonçalves, 2004).

Este modelo padece da mesma fraqueza que os apresentados anteriormente, pois não explica a origem das unidades progradantes presentes no interior dos Crescentes. No entanto, devido às evidências da presença de fenómenos relacionados com a migração e extrusão de fluidos na área, a hipótese de que estes fenómenos podem ter contribuído para a formação e preservação dos Crescentes não deve ser descartada. O colapso gravítico devido a perdas de volume pode ser um processo importante na nucleação e manutenção destas formas.

Modelo 4 – Formas de erosão relacionadas com a interacção de processos tectónicos e a actividade de correntes de fundo e/ou turbidíticas

Este modelo foi elaborado com o objectivo de tentar explicar a presença e a origem das unidades progradantes no interior dos Crescentes, incorporando a sua relação com a rede de drenagem do NW do Golfo de Cádiz. A presença das unidades progradantes, bem como a origem erosiva das escarpas, requerem a existência de um agente com capacidade de erosão, transporte e sedimentação. Assim, e tendo em conta

os processos geológicos e oceanográficos conhecidos, conjecturou-se que este agente deveria ser as correntes de fundo e/ou turbidíticas. Como foi visto anteriormente, o Vale da Ferradura corresponde ao segmento mais distal de uma rede de drenagem submarina, que controla a circulação quer de correntes turbidíticas geradas em zonas mais elevadas, quer de correntes de fundo termohalinas, que circulam *downslope* a *alongslope*, junto ao fundo, devido à sua elevada densidade. A estas profundidades e em zonas com baixos gradientes de declive estas correntes geralmente não possuem capacidade erosiva, excepto quando confinadas lateralmente ou constringidas por irregularidades morfológicas presentes no fundo (Stow et al., 2002). Como foi visto, o Vale da Ferradura encontra-se limitado pelas vertentes do Planalto de Sagres, Prisma Acresionário e *Coral Patch Ridge*. Assim, as correntes submarinas que circulam nesta área encontram-se lateralmente confinadas, pelo que a velocidade do fluxo poderá ser suficientemente elevada para possibilitar a erosão e transporte de sedimentos. Por outro lado, a actividade tectónica pode gerar irregularidades batimétricas, como as já referidas quebras de declive, que podem despoletar a actividade erosiva das correntes referidas. A criação de rupturas de declive na superfície morfológica do fundo do mar, devido a movimentos tectónicos, pode potenciar a geração de vórtices e a separação de fluxo nestas correntes (Stow et al., 2002; Verdicchio & Trincardi, 2006). Estes vórtices podem despoletar a erosão da superfície morfológica nos locais onde os gradientes de declive são mais elevados e assim gerar estruturas erosivas como as escarpas dos Crescentes (ver figura 6.4). Por outro lado, os sedimentos à medida que vão sendo erodidos, entram em suspensão, sendo redepositados assim que as correntes perdem a capacidade de transporte. A depressão deixada pela acção erosiva das correntes pode assim ir sendo preenchida à medida que a escarpa vai recuando, segundo um processo análogo ao da erosão remontante, permitindo deste modo que se desenvolvam as

unidades progradantes. Este processo é conhecido a menores profundidades, sendo responsável pela formação de determinados corpos sedimentares contorníticos. A grandes profundidades os corpos sedimentares formados através deste processo são genericamente denominados de “*deep-sea sediment drifts*” (Stow et al., 2000 & 2002).

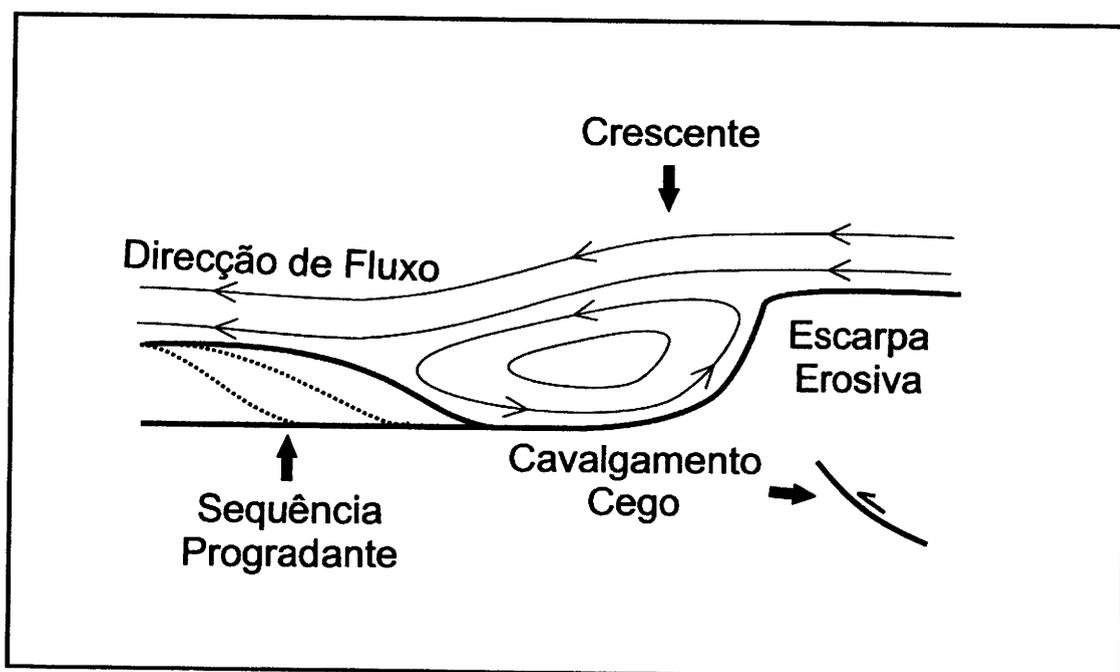


Figura 6.4: Modelo 4 - Formas de erosão relacionadas com a interação de processos tectónicos e a actividade de correntes de fundo e/ou turbidíticas

Este modelo, incorporando a actividade de correntes de fundo e turbidíticas, permite explicar a origem erosiva das escarpas dos Crescentes, bem como a presença de unidades progradantes no interior da depressão. No entanto não explica o porquê de estes objectos morfológicos permanecerem preservados naquele local. De facto, a actividade de tectónica pode ter uma contribuição fulcral na preservação dos Crescentes, proporcionando a geração e permanência de irregularidades morfológicas naqueles locais. Pois, caso a actividade tectónica cessasse, a actividade das correntes de fundo, a deposição hemi-pelágica e os fenómenos de movimentos de massa tenderiam a aplanar a superfície morfológica, não permitindo a permanência de escarpas tão abruptas

naquele local, como as dos Crescentes. Deste modo, o papel das correntes turbidíticas episódicas e das correntes de fundo semi-permanentes poderá ser essencialmente o de preservar e amplificar as irregularidades morfológicas tectonicamente geradas.

Este modelo permite ainda explicar a razão da presença no registo sísmico de evidências da existência de “Paleo-Crescentes” (ver figura 5.9). Evocando o princípio do uniformitarismo, os processos que contribuem actualmente para a formação e preservação dos Crescentes, podem já ter actuado no passado. Assim, estes objectos presentes no registo sísmico seriam a evidência de que os mesmos processos tectónicos, sedimentares e oceanográficos estiveram activos no passado.

Por último, foi visto no capítulo anterior que o parâmetro de forma e fornece uma medida da excentricidade dos Crescentes (ver tabela 5.1). Para valores de e próximos de 1, a sua forma aproxima-se de uma semicircunferência ($L \approx 2C$). Assumindo que os Crescentes nucleiam nas rupturas de declive presentes na área, geradas pela actividade de cavalgamentos, e que o valor C está dependente do recuo da escarpa em relação a estas rupturas (ver figura 5.5, 5.5 e 5.6), então para valores de e muito inferiores a 1, em que $2C$ é muito maior que L , a escarpa do Crescente encontra-se mais recuada. Para valores de e muito superiores a 1, L é muito maior que $2C$, sendo que neste caso a escarpa se encontra menos recuada. Assumindo, por outro lado, que o recuo da escarpa está dependente do tempo, isto é, quanto maior o recuo da escarpa mais antiga será o Crescente, o valor de e pode ser visto como um parâmetro de idade destes objectos morfológicos. Quanto menor o valor de e , mais antigo será o Crescente e quanto maior o valor de e mais recente será o Crescente (ver figura 6.5). No entanto esta assumpção só é válida caso os cavalgamentos que geraram as quebras de declive iniciais não sejam reactivados. Caso contrário este processo de variação da excentricidade dos Crescentes em função do tempo pode ser interrompido ou até mesmo

invertido. Seguindo o mesmo raciocínio, caso os cavalgamentos sejam reactivados de forma periódica, a excentricidade dos Crescentes pode manter-se constante, pois pode dar-se o caso de criação de relevo e de erosão se equilibrem, mantendo a forma do Crescente.

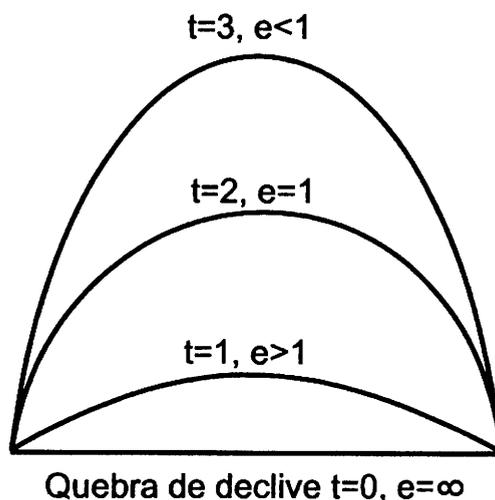


Figura 6.5: Representação esquemática da evolução da escarpa de um Crescente, em planta, em função do tempo (t). Note-se que à medida que a escarpa recua, isto é, à medida que a escarpa vai encaixando na quebra de declive, o valor de e diminui.

Concluindo, os dados apresentados neste trabalho mostram que os Crescentes correspondem a depressões, preenchidas por unidades sedimentares progradantes, limitadas por escarpas com origem erosiva. Os dados permitem conjecturar que as escarpas são moldadas pela acção conjunta de processos tectónicos e sedimentares, de acordo com o Modelo 4. Os processos tectónicos contribuem no sentido gerar irregularidades morfológicas no fundo do mar. Por sua vez, as correntes de fundo e turbidíticas interagem com estas irregularidades potenciando a sua acção erosiva, permitindo assim a criação das escarpas abruptas dos Crescentes, e a formação de corpos sedimentares progradantes, que vão preenchendo as depressões à medida que as escarpas vão recuando.

Bibliografia

- Ambar, I., Serra, N., Brogueira, M. J., Cabeçadas, G., Abrantes, F., Freitas, P., Gonçalves, C., Gonzalez, N. (2002) - *Physical, chemical and sedimentological aspects of the Mediterranean outflow off Iberia*. Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography, 49, 4163-4177.
- Badley, M.E. (1947) – *Practical seismic interpretation*. D. Reidel Publishing Company, Boston, 257 pp.
- Banda, E., Torné, M. & IAM GROUP (1995) – *The deep structure of the Iberian Atlantic Margin Investigated: The IAM project*. EOS Transaction AGU, 76 (3), 25-29.
- Baraza, J., Ercilla, G. (1996) - *Gas-charged sediments and large pockmark-like features in the Gulf of Cadiz (SW Spain)*. Mar. Pet. Geol. 13, 253-261.
- Baraza, J., Ercilla, G., Nelson, C.H. (1999) - *Potential geologic hazards on the eastern Gulf of Cadiz slope (SW Spain)*. Mar. Geol. 155, 191-215.
- Baptista, M.A., Miranda, P.M.A., Mendes Victor, L. (1998a) - *Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data*. J. Geodyn. 25, 159-174.
- Baptista, M.A., Heitor, S., Miranda, J.M., Miranda, P., Mendes Victor, L. (1998) - *The 1755 Lisbon tsunami; evaluation of the tsunami parameters*. J. Geodyn. 25, 143-157.
- Borges, J.F., Fitas A.J.S., Bezzeghoud M., Teves-Costa, P. (2001) - *Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area*. Tectonophysics 337, 373-387.
- Buform, E., Bezzeghoud, M., Udías, A., Pro, C. (2004) - *Seismic Sources on the Iberia-African Plate Boundary and their Tectonic Implications*. Pure and Applied Geophysics 161, 1-24.

Bulat J., Long D. (2001) - *Images of the seabed in the Faroe-Shetland Channel from commercial 3D seismic data*. Marine Geophysical Researches 22, 345–367.

Centre for Gas Hydrate Research. Heriot Watt University. Disponível em: <http://www.pet.hw.ac.uk/research/hydrate/index.htm>. Acesso em: 09/01/2007.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Zazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Shotshickov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Perchersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokthin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Bijou Duval, B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics 123, 265–283.

Dimitrov, L.I. (2002) - *Mud volcanoes—the most important pathway for degassing deeply buried sediments*. Earth-Science Reviews 59 (2002) 49–76.

Dimitrov, L., Woodside, J. (2003) - *Deep sea pockmark environments in the eastern Mediterranean*. Marine Geology 195, 263-276.

Duarte, J.C., Rosas, F., Pinheiro, L.M., Matias, L.M., Carvalho, A.M, Terrinha, P., Ivanov, M (2005) - *Interpretation of recent sedimentary and tectonic structures off SW Iberia from multibeam bathymetry, seismic reflection and experimental modeling*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 7, 07867.

Duarte, J. D., Rosas, F.M., Terrinha, P., Valadares V. and Ferreira, J.M. (2006) - *Soft sediment deformation in northern Gulf of Cadiz (offshore SW Iberia): new insights from analogue modelling experiments*. Geophysical Research Abstracts, Vol. 8, 04126.

Englezos, P. (1993) - *Reviews: Clathrate Hydrates*. Ind. Eng. Chem. Res., 32 (7), 1251-1274.

Faccenna, C., Piromallo, C., Crespo-Blanc, A., Jolivet L. and Rossetti, F. (2004) - *Lateral slab deformation and the origin of the western Mediterranean arcs*. Tectonics, 23, (TC1012).

- Faugères J.C, Gonthier È., Bobier C., Griboulard R. (1997) - *Tectonic control on sedimentary processes in the southern termination of the Barbados Prism*. Marine Geology 140, 117-140.
- Faugères J.C., Stow D.A.V., Imbert P., Viana A. (1999) - *Seismic features diagnostic of contourite drifts*. Marine Geology 162, 1–38.
- French, A.P. (1971) - *Vibrations and Waves (M.I.T. Introductory physics series)*. Nelson Thornes. ISBN 074874479.
- Gardner, J.M. (1999) - *Mud volcanoes on the Moroccan Margin*. EOS Trans. AGU 80, p. 483.
- Gardner, J., (2001) - *Mud volcanoes revealed and sampled on the Western Moroccan continental Margin*. Geophys. Res. Lett. 28, 339-342.
- Ginsburg, G.D., Soloviev, V.A. (1998) - *Submarine Gas Hydrates*. VNIIOKeangeologia, St. Petersburg, p. 216.
- Goubkin, I.M., Fedorov, S.F. (1938) - *Mud volcanoes of the Soviet Union and their connection with the genesis of petroleum fields in Cremea-Caucasus geologic province*. USSR Academy of Science.
- Gonçalves, J. (2004) – *Cartografia Morfo-Estrutural da Área da Falha Marquês de Pombal*. Tese de Mestrado. Universidade de Évora.
- Gutscher, M.-A., Malod, J., Rehault, J.-P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., Spakman, W. (2002) - *Evidence for active subduction beneath Gibraltar*. Geology 30, 1071-1074.
- Hensen, C., Nuzzo, M., Hornibrook, E., Pinheiro, L. M., Bock, B., Magalhaes, V. H., and Bruckmann, W. (2007) - *Sources of mud volcano fluids in the Gulf of Cadiz - indications for hydrothermally altered fluids*. Geochimica et Cosmochimica Acta.

Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Stow, D.A.V., García, M. Somoza, L., Vázquez, J.T., Lobo, F.J., Maestro, A., Díaz del Río, V., León, R. Medialdea, T., Gardner, J. (2006) - *The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin*. Deep-Sea Research II 53, 1420–1463.

Hobbs, C. H. III e Dame, J.K. II (1992) – *Very-high-resolution, seismic-reflection profiling and other acoustic techniques with examples from Virginia*, in C.R.C. *Handbook of Geophysical Exploration at sea* (ed. by Geyer, R.A.). CRC Press, pp. 193-211.

Hovland, M. & Judd, A.G. (1988) – *Seabed Pockmarks and Seepages. Impact on Geology, Biology and the Marine Environment*. Graham and Trotman Inc., Norwell, USA, 302 pp.

Ivanov, M.K., Pinheiro, L.M., Henriot, J., Gardner, J., Akhmanov, G. (2000) - *Some evidences of the relationship between carbonate mound formation and cold seepage in the Gulf of Cadiz*. Proceedings AGU Fall Meeting, American Geophysical Union, Fall Meet. Suppl., AGU, 81(48), Abstract OS51E-05.

Ivanov, M.K., Pinheiro, L.M., Stadniskaya, A., Blinova, V. (2001) - *Hydrocarbon Seeps on the Deep Portuguese Margin*. EUG XI, Abstract Volume, p. 160.

Jones, E.J.W. (1999) – *Marine Geophysics*. John Wiley and Sons, West Sussex, 466 pp.

Judd A.G. (2001) – *Pockmarks in the UK sector of the North Sea*. Technical report produced for Strategic Environmental Assessment – SEA2.

Kennet, J. (1982) – *Marine Geology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 813 pp.

Kearey, P., Brooks, M. (1991) – *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 254 pp.

- King, L.H. & MacLean, B. (1970) – *Pockmarks on Scotia Shelf*. Geol. Soc. Am. Bull, 81, 3141-3148.
- Knight, David C. (1960) - *The First Book of Sound: A Basic Guide to the Science of Acoustics*. Franklin Watts, New York, 80 pp.
- Kunzing, R. (1999) – *The Restless Sea: Exploring the World Beneath the Waves*. W. W. Norton, New York.
- Lawrence Livermore National Laboratory. *Gas Hydrates Research*. Disponível em http://eed.llnl.gov/gas_hydrates/what.html. Acesso em 09/01/2007.
- León, R., Somoza, L., Medialdea T., Maestro A., Díaz-del-Río V., Fernández-Puga M.C. (in press) - *Classification of sea-floor features associated with methane seeps along the Gulf of Cádiz continental margin*. Deep-sea Research II.
- Llave, E., Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Díaz-del-Río, V., Stow, D.A. V., Maestro A., Alveirinho Dias, J.M. (2001) - *Seismic stacking pattern of the Faro-Albufeira contourite system (Gulf of Cadiz): a Quaternary record of paleoceanographic and tectonic influences*. Marine Geophysical Researches 22, 487–508.
- Lonergan, L. & White, N. (1997) - *Origin of the Betic-Rif mountain belt*. Tectonics, v. 16, p. 504–522.
- Lurton, X. (2002) - *An Introduction to Underwater Acoustics, Principles and Applications*. Springer in association with Praxis Publishing, p. 3.
- Maldonado, A., Nelson, C.H. (1999a) - *Interaction of tectonic and depositional processes that control the evolution of the Iberian Gulf of Cadiz margin*. Marine Geology 155, 217–242.
- Maldonado, A., Somoza, L., Pallarés, L. (1999b) - *The Betic orogen and the Iberian–African boundary in the Gulf of Cádiz: geological evolution (central North Atlantic)*. Marine Geology 155, 9–43.

Martel, S.J. (2004) - *Mechanics of landslide initiation as a shear fracture phenomenon*. Marine Geology 203, 319-339

MATESPRO Team (2004) – *Cruise Report MATESPRO Multibeam Survey*. Projecto FCT PDCTM/P/MAR15264/99.

Mauffret, A., Mougnot, D., Miles, P.R., Malod, J.A. (1989) - *Results from Multichannel Reflection Profiling of the Tagus Abyssal Plain (Portugal). Comparison with the Canadian Margin*. In: Tankard, A.J., Balkwill, H.R. (Eds.), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the Northern Atlantic Margins*. Am. Assoc. Pet. Geol. and Can. Geol. Found. AAPG Mem. 46, 379–393.

Mazurenko, L.L., Soloviev, V.A., Ivanov, M.K., Pinheiro, L.M., Gardner, J.M. (2001) - *Composition of Gas-Hydrate Forming Fluids in the Gulf of Cadiz*. EUG XI, Abstract Volume, 160.

Mazurenko, L.L., Soloviev V.A., Gardner J.M., Ivanov M.K. (2003) - *Gas hydrates in the Ginsburg and Yuma mud volcano sediments (Moroccan Margin): results of chemical and isotopic studies of pore water*. Marine Geology 195, 201-210

McQuillin, R., Bacon, M., and Barclay, W., (1979) - *An introduction to seismic interpretation*. Graham and Trotman, Limited, London, 199 pp.

Milkov, A. (1998) - *Distribution and classification of submarine mudvolcanoes*. Abstract on Carbonate Mud Mounds and Cold Water Reefs. Gent, Belgium, pp. 108–109.

Milkov, A. (2000) - *Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates*. Mar. Geol. 167, 29-42.

Milkov AV, Sassen R. (2002) - *Economic geology of offshore gas hydrate accumulations and provinces*. Marine and Petroleum Geology 19 (1), 1-11.

- Milkov A. V., Sassen R. (2003) - *Global Distribution and Significance of Mud Volcanoes*. AAPG Annual Meeting 2003: Energy - Our Monumental Task.
- Milkov, A.V. (2004) - *Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: How much is really out there?* Earth Science Reviews, v. 66 (3-4), 183-197.
- Mulder, T., Lecroart, P., Hanquiez, V., Marches, E., Gonthier, E., Guedes, J.-C., Thiébot, E., Jaaidi, B., Kenyon, N., Voisset, M., Perez, C., Sayago, M., Fuchey Y., Bujan S. (2006) - *The western part of the Gulf of Cadiz: contour currents and turbidity currents interactions*. Geo-Marine Letters, Volume 26, Number 1, 31-41.
- Pickard, G.L., and Emery, W.J. (1990) – *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*. Pergamon, Oxford.
- Pinheiro, L. M., J. Duarte, A. Carvalho (2006) - *Gulf of Cadiz Leg 1. Seismic data interpretation. Interdisciplinary geoscience studies of the Gulf of Cadiz and Western Mediterranean basins*.in Kenyon, N. H., Ivanov, M., Akhmetzhanov, A. and Koslova, E. V. **70**: 8-24.
- Pinheiro, L., Ivanov, M.K., Sautkin, A., Akhmanov, G., Magalhães, V., Volkonskaya, A., Monteiro, J.H., Somoza, L., Gardner, J., Hamouni, N., Cunha, M.R. (2003) - *Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise*. Mar. Geol. 195, 131–151.
- Platt, J.P., and Vissers, R.L.M. (1989) - *Extensional collapse of thickened continental lithosphere: A working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc*. Geology, v. 17, p. 540–543
- Purdy, G.M. (1975) - *The eastern end of the Azores–Gibraltar plate boundary*. Geophys. J. R. astr. Soc., 43, 973–1000.
- Rakhmanov, R.R. (1987) - *Mud volcanoes and their importance in forecasting of subsurface petroleum potential*. Nedra.

- Reed, D.L., Silver, E.A., Tagudin, J.E., Shipley, T.H., Vrolijk, P. (1990) - *Relations between mud volcanoes, thrust deformation, slope sedimentation, and gas hydrate, offshore north Panama*. Mar. Pet. Geol. 7, 44–54.
- Rosas, F.M., Duarte, J.C., Terrinha P., Valadares V., Matias L. (submitted) - *Morphotectonic characterization of major bathymetric lineaments in NW Gulf of Cadiz (Africa-Iberia plate boundary): insights from analogue modelling experiments*. Submitted to Marine Geology.
- Rosenbaum, G., Lister G.S., Duboz C. (2002a) - *Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny*. Tectonophysics 359, 117-129.
- Rosenbaum G., Lister G.S., Duboz C. (2002b) - *Reconstruction of the tectonic evolution of the western Mediterranean since the Oligocene*. In: Rosenbaum G., Lister G.S., 2002. *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. Journal of the Virtual Explorer, 8, 107-126.
- Royden, L.H. (1993) - *The tectonic expression of slab pull at continental convergent boundaries*. Tectonics, 12, 303-325.
- Rovere, M. (2002) – *Strutturazione del margine atlantico iberico ed inversione miocenica in prossimità del limite di placca Eurasia-Africa*. Tese de doutoramento, Università degli Studi di Bologna, 186 pp.
- Rovere, M., Ranero, C.R., Sartori, R., Torelli, L., Zitellini, N. (2004) - *Seismic images and magnetic signature of the Late Jurassic to Early Cretaceous Africa-Eurasia plate boundary off SW Iberia*. Geophys. J. Int., 158, 554-568.
- Sanz de Galdeano, C., Vera, J.A. (1999) - *Stratigraphic record and palaeogeographic context of Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain*. Basin Res. 4, 21–36.
- Seitz, F. (1999) - *The Cosmic Inventor*. Reginald Aubrey Fessenden, Transactions of the American Philosophical Society, vol. 89, p. 69.

Serra, N., Âmbar, I., Käse, R.H. (2005) - *Observations and numerical modelling of the Mediterranean outflow splitting and eddy generation*. Deep-Sea Research II 52, 383–408

Shnukov, E.F., Naumenko, P.I., Lebedev, Yu.S., Usenko, V.P., Gordievich, V.A., Yuhanov, I.S., Shiriza, A.S. (1971) - *Mud volcanism and ore formation*. Naukova Dumka.

Schroot, B.M., Schfittenhelm R.T.E. (2003) - *Shallow gas and gas seepage: expressions on seismic and other acoustic data from the Netherlands North Sea*. Journal of Geochemical Exploration 78- 79, 305-309

Somoza, L., Ivanov, M.K., Pinheiro, L.M., Maestro, A., Lowrie, A., Vasquez, J.T., Gardner, J., Leon, R., Fernandez-Puga, M.C. (2000) - *Structural and tectonic control of fluid seeps and mud volcanoes in the Gulf of Cadiz*. Proceedings of the TTR-10 Post Cruise Meeting, Mozenka, Moscow.

Somoza, L., Díaz-del-Río, V., León, R., Ivanov, M., Fernandez-Puga, M.C., Gardner, J.M., Hernández-Molina, F.J., Pinheiro, L.M., Rodero, J., Lobato, A., Maestro, A., Vázquez, J.T., Medialdea, T., Fernández-Salas, L.M. (2003) - *Seabed morphology and hydrocarbon seepage in the Gulf of Cádiz mud volcano area: Acoustic imagery, multibeam and ultra-high resolution seismic data*. Marine Geology 195, 153-176.

Stoker, M.S. (1981) – *Pockmark morphology: A preliminary description. Evidence for slumping and doming*. Geol. Sciences, Marine Geophysics. Unit, Report 81/10.

Stoker, M.S., Akhurst M.C., Howe J.A., Stow D.A.V. (1998) - *Sediment drifts and contourites on the continental margin off northwest Britain*. Sedimentary Geology 115, 33-51.

Stow, D.A.V., Mayall, V. (2000) - *Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century*. Marine and Petroleum Geology 17, 125-135

Stow, D.A.V., Faugeres, J-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J. and Viana, A.R. (2002) - *Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art*. In, Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugeres, J-C. and Viana, A.R. (eds.) *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London, 7-20. (Geological Society Memoir 22).

Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R. (1990a) - *Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin*. *Tectonophysics* 184, 229–260.

Srivastava, S.P., Schouten, H., Roest, W.R., Klitgord, K.D., Kovacs, L.C., Verhoef, J., Macnab, R. (1990b) - *Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa*. *Nature* 344, 756–759.

Srivastava, S.P., Verhoef, J. (1992) - *Evolution of Mesozoic sedimentary basins around the North Central Atlantic: a preliminary plate kinematic solution*. In: Parnell, J. (Ed.), *Basins on the Atlantic Seaboard: Petroleum Geology, Sedimentology and Basin Evolution*. Geological Society, London, Special Publication, pp. 397–420.

Summerhayes, C.P., Thorpe, S.A. (1996) – *Oceanography An Illustrated Guide*. Manson Publishing, London, 352 pp.

Terrinha, P. (1998) - *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. Department of Geology. London, University of London.

Terrinha, P., Pinheiro, L.M., Henriot, J.-P., Matias, L., Ivanov, M.K., Monteiro, J.H., Akhmetzhanov, A., Volkonskaya, A., Cunha, T., Shaskin, P., Rovere, M., and the TTR10 Shipboard Scientific Party (2003) - *Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin*. *Marine Geology*, 3266, 1-19.

Terrinha, P., Matias, L., Vicente, J., Duarte, J., Luís, J., Pinheiro, L., Lourenço, N., Diez, S., Rosas, F., Magalhães, V., Valadares, V., Zitellini, N., Mendes Víctor, L. and

MATESPRO Team (submitted) - *Morphotectonics and Strain Partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data*. Submitted to Marine Geology.

Tortella, D., Torne, M., Pérez-Estaún, A. (1997) - *Geodynamic Evolution of the Eastern Segment of the Azores-Gibraltar Zone: The Goringe Bank and the Gulf of Cadiz Region*. Marine Geophysical Researches, 19, 211–230.

Turkish Navy. Office of Navigation, Hydrography and Oceanography. Disponível em <http://www.shodb.gov.tr/hydrography/index.html>. Acesso 26 de Outubro de 2006.

Urick, Robert J. (1983) - *Principles of underwater sound*. McGraw-Hill Book Company, New York.

USGS. Woods Hole Science Center. *Seafloor Mapping Technology*. Disponível em <<http://woodshole.er.usgs.gov/operations/sfmapping/index.htm>>. Acesso em: 2 de Outubro de 2006.

Vázquez, J.T., Vegas, R. (2000) - *Estilos diferentes de deformación en el límite de placas entre África y Eurasia, desde el Arco de la Herradura al Mar de Alborán*. 2º Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica S03-19, 147– 148.

Verdicchio G., Trincardi F. (*in press*) - *Short-distance variability in slope bed-forms along the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean)*. Marine Geology.

Voelker, A., Lebreiro, S., Schonfeld, J., Cacho, I., Erlenkeuser, H., Abrantes, F. (2006) - *Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: A salt source for the glacial Atlantic?* Earth and Planetary Science Letters, 245, 39-55.

Wilson, C. K., Long, D., Bulat, J. (2004) - *The morphology, setting and processes of the Afen Slide*. Marine Geology, 213, 149– 167.

Wynn R.B., Masson D.G., Bett B.J. (2002) – Hydrodynamic significance of variable ripple morphology across deep-water barchan dunes in the Faroe-Shetland Channel. *Marine Geology* 192, 309-319.

Yakubov, A.A., Alizade, A.A., Zeinalov, M.M. (1971) - *Mud volcanoes of Azerbaijan SSR, Atlas*. Elm, Baku.

Zitellini, N., Mendes, L.A., Córdoba, D., Dañobeitia, J., Nicolich, R., Pellis, G., Ribeiro, A., Sartori, R., Torelli, L., Bartolomé, R., Bortoluzzi, G., Calafato, A., Carrilho, F., Casoni, L., Chierici, F., Corela, C., Correggiari, A., Della Vedova, B., Gràcia, E., Jornet, P., Landuzzi, M., Ligi, M., Magagnoli, A., Marozzi, G., Matias, L., Penitenti, D., Rodríguez, P., Rovere, M., Terrinha, L., Vigliotti, L., Zahinos-Ruiz, A. (2001) - *Source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated*. *Eos Trans. AGU* 82 (26), 285–291.

Zitellini N., Rovere M., Terrinha P., Chierici F., Matias L., Bigsets Team, (2004) - *Neogene through Quaternary Tectonic Reactivation of SW Iberian Passive Margin*. *Pure and Applied Geophysics* vol. 161 (nº3), 565-587.