

# A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica

P. Terrinha<sup>1</sup>, R. B. Rocha<sup>2</sup>, J. Rey<sup>3</sup>, M. Cachão<sup>4</sup>, D. Moura<sup>5</sup>, C. Roque<sup>6</sup>, L. Martins<sup>7</sup>, V. Valadares<sup>8</sup>, J. Cabral<sup>9</sup>, M. R. Azevedo<sup>10</sup>, L. Barbero<sup>11</sup>, E. Clavijo<sup>12</sup>, R. P. Dias<sup>13</sup>, H. Matias<sup>14</sup>, J. Madeira<sup>15</sup>, C. M. Silva<sup>16</sup>, J. Munhá<sup>17</sup>, L. Rebelo<sup>18</sup>, C. Ribeiro<sup>19</sup>, J. Vicente<sup>20</sup>, J. Noiva<sup>21</sup>, N. Youbi<sup>22</sup>, M. K. Bensalah<sup>23</sup>

---

<sup>1</sup> Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia Marinha; Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX)/Instituto D. Luís (IDL) – pedro.terrinha@lneg.pt

<sup>2</sup> Ciências da Terra (Fac. Ciências e Tecnologia/Univ. Nova Lisboa); Centro de Investigação em Ciência e Engenharia Geológica (CICEGe) – rbr@fct.unl.pt

<sup>3</sup> Université Paul Sabatier, (Toulouse - França) – jacques.rey3@free.fr

<sup>4</sup> Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – mcachao@fc.ul.pt

<sup>5</sup> Dep. Ambiente e Ciências da Terra (Faculdade de Ciências do Mar e do Ambiente/Univ. Algarve); Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA) – dmoura@ualg.pt

<sup>6</sup> Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia Marinha; Estrutura de Missão para os Assuntos do Mar (EMAM) – cristina.roque@lneg.pt

<sup>7</sup> Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – lmartins@fc.ul.pt

<sup>8</sup> Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia Marinha; Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX)/Instituto D. Luís (IDL) – vasco.valadares@lneg.pt

<sup>9</sup> Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX)/Instituto D. Luís (IDL) – jcabral@fc.ul.pt

<sup>10</sup> Dep. Geociências (Univ. Aveiro); Geobiociências, Geotecnologias e Geo-engenharias (GeoBioTec) – mazevedo@ua.pt

<sup>11</sup> Facultad de Ciencias del Mar y Ambientales, Univ. Cádiz – luís.barbero@uca.es

<sup>12</sup> IGME, Unidad de Salamanca, Espanha – e.clavijo@igme.es

<sup>13</sup> Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia e Cartografia Geológica – ruben.dias@lneg.pt

<sup>14</sup> REPSOL-YPF, Madrid, Espanha; Instituto D. Luís (IDL) – hcmatias@gmail.com

<sup>15</sup> Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX)/Instituto D. Luís (IDL) – jmadeira@fc.ul.pt

<sup>16</sup> Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – paleo.carlos@fc.ul.pt

# 1. Introdução

A «Bacia do Algarve» corresponde, segundo a literatura científica tradicional, aos terrenos mesocenozóicos que orlam o Sul de Portugal, desde o Cabo de São Vicente ao rio Guadiana (~140km), penetrando irregularmente para o interior entre 3 km a 25 km, sobre terrenos do Carbonífero da Zona Sul Portuguesa.

O hiato, de aproximadamente 70 milhões de anos, materializado pela discordância angular entre as rochas sedimentares de tipo flysch do Carbónico, metamorfizadas e deformadas durante a orogenia varisca, e as rochas sedimentares continentais do Triásico Inferior provável, separa dois ciclos de Wilson. Os sedimentos do Carbonífero metamorfizados resultam do empilhamento orogénico de um possível prisma de acreção associado à orogenia varisca e ao fecho de um oceano paleozóico e formação da Pangea, enquanto que os sedimentos continentais triásicos resultam do fim do colapso e do arrasamento do orógeno varisco e início do estiramento continental que viriam a culminar com a separação das placas litosféricas África, Eurásia e América.

Os sedimentos mais recentes do Mesozóico e os mais antigos bem datados do Cenozóico encontram-se separados por um outro hiato que ultrapassa ligeiramente os 70 milhões de anos na área emersa. Este hiato resulta duma alteração tectónica radical no contexto onde nessa época geológica se inseria a Bacia do Algarve. Esta mudança, que ocorreu no fim do Cenomaniano, resultou da rotação do vector de deslocamento da trajectória de África em relação à Eurásia, de aproximadamente NW-SE para SW-NE (segundo as coordenadas actuais, e.g. Dewey *et al*, 1989), poria termo ao regime distensivo e de bacia de tipo rifte na Bacia do Algarve, com o fim da tectónica transtensiva entre a região noroeste da placa África e sudoeste da placa Eurásia e daria início à colisão.

---

<sup>17</sup> Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – jmunha@fc.ul.pt

<sup>18</sup> Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia Marinha – luis.rebelo@lneg.pt

<sup>19</sup> Dep. Geociências (Escola Ciência e Tecnologia/Univ. Évora); Centro de Geofísica de Évora (CGE) – cribeiro@uevora.pt

<sup>20</sup> Câmara Municipal de Lisboa – zepvicente@hotmail.com

<sup>21</sup> Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG/LGM), Unidade de Geologia Marinha – joao.noiva@lneg.pt

<sup>22</sup> Géologie, Fac. Sciences-Semlalia, Cadi Ayyad Université, Marrocos; Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – youbi@ucam.ma

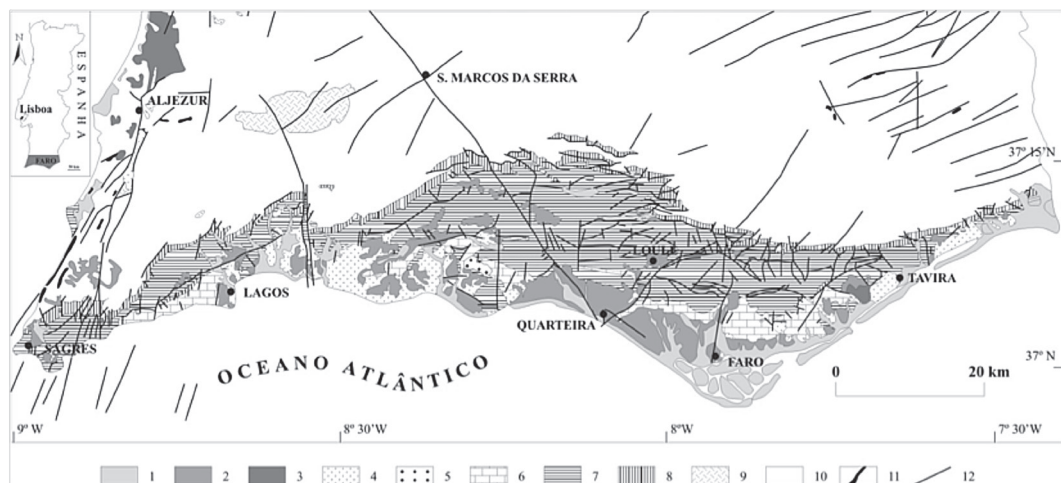
<sup>23</sup> Dep. Géologie, Fac. Sciences – Semlalia, Cadi Ayyad Université, Maroc; Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – bensalah@ucam.ma

A Bacia do Algarve, situando-se no canto sudoeste da placa continental Eurásia foi, portanto, margem continental limítrofe de dois oceanos, o Atlântico e o Neo-Tétis (ou Tétis ocidental), tendo este último sido consumido pela zona de subducção e colisão do orógeno alpino. Esta situação do tipo «pedra angular» confere algumas peculiaridades tectonostratigráficas à Bacia Algarvia, que seguidamente serão descritas.

Esta síntese baseia-se no conhecimento acumulado pelos seus autores, resultante dos estudos realizados sobre dados colhidos e a partir da bibliografia ou ainda do contacto directo com outros autores. A todos desejamos fazer jus pelo conhecimento produzido, desde os trabalhos pioneiros sobre a estratigrafia da área emersa que, para além de contribuírem para o conhecimento geológico específico, tornaram possível a existência da inestimável cartografia geológica da Bacia do Algarve, que após sucessivas publicações à escala 1/50.000 culminou na pormenorizada cartografia geológica publicada à escala 1/100 000 (e.g. Bonnet 1850; Choffat 1887; Dolfus *et al*, 1903-04; Medeiros Gouvea 1938; Choffat 1950; Rey & Ramalho 1974; Rocha 1976; Palain 1976; Rey 1983; Marques 1983; Correia 1989; Antunes & Pais 1992; Manuppella 1992) e possibilitou trabalhos de investigação em variados campos das geociências, muitas vezes consubstanciados em teses de doutoramento (e.g. Palain, 1976; Rocha, 1976; Marques, 1983; Silva 1984; Almeida 1985; Correia, 1989; Andrade 1990; Cachão 1995; Moura 1998; Terrinha 1998; Dias 2001; Lopes C. 2002; Lopes F. 2002; Santos, 2005; Ribeiro, 2005).

Desde 1974, quando se iniciou a aquisição sistemática de perfis sísmicos de reflexão multicanal para prospecção de hidrocarbonetos ao largo do Algarve, uma nova imagem sobre a estrutura e evolução tectónica da Bacia Algarvia se perspectivou embora tenha sido alvo de escassos trabalhos (Vannev & Mougenot, 1981; Mougenot, 1989). Mais tarde, no início da década de 1990, iniciou-se uma nova fase no estudo da estrutura da margem sul ibérica e do limite de placas Ibéria-África com a aquisição de perfis de reflexão sísmica multicanal das campanhas de geofísica marinha Iberian Atlantic Margin (IAM, Banda *et al*, 1995) e ARRI-FANO (acrónimo de Arco Rifano ou do Rif, Sartori *et al*, 1994). Beneficiando destas novas perspectivas produziram-se posteriormente trabalhos sobre a evolução tectónica da Bacia Algarvia (e.g. Terrinha 1998; Lopes, C. 2002; Lopes, F. 2002, Terrinha *et al*, 2002, Lopes, F. *et al*, 2006) ao mesmo tempo que novos projectos científicos se debruçavam sobre a temática do limite das placas da região, da sua sismicidade histórica e instrumental e da origem do sismo de Lisboa de 1 de Novembro de 1755 e respectivo tsunami (e.g. Baptista *et al*, 1998, Zitellini *et al*, 2001, Gràcia *et al*, 2003ab; Medialdea *et al*, 2004; Terrinha *et al*, 2003, Zitellini *et al*, 2004, Rosas *et al*, 2008, Terrinha *et al*, 2009, Zitellini *et al*, 2009).

É, portanto, na perspectiva mais actualizada do conhecimento geológico e geofísico da Margem Continental Sul Portuguesa e limite das placas litosféricas África e Ibéria, que este trabalho se enquadra, inserindo a Bacia do Algarve no contexto geodinâmico da evolução dos Oceanos Atlântico e Tétis Ocidental e evolução da Margem Continental Sul e Sudoeste Portuguesas.



**Figura 1.1.** Mapa geológico da Bacia Algarvia. 1. Holocénico; 2. Pleistocénico; 3. Pliocénico; 4. Miocénico; 5. Paleogénico; 6. Cretácico; 7. Jurássico; 8. Triásico/Hetangiano; 9. Complexo alcalino de Monchique; 10. Paleozóico; 11. filões; 12. falhas (adaptado da carta geológica de Portugal 1/500 000, Oliveira *et al.*, 1992).

## 2. Estratigrafia e paleogeografia

### 2.1. Área emersa

#### 2.1.1. Estratigrafia do Mesozóico<sup>24</sup>

A Bacia mesozóica do Algarve desenvolveu-se em regime tectónico de estiramento e adelgaçamento litosféricos, associados com a abertura do Atlântico central e, eventualmente, com a formação de crosta oceânica na parte ocidental do Mar de Tétis, entre o Algarve e o Norte de África.

Após período de sedimentação uniforme desde o Triásico (provavelmente Inferior) até o Sinemuriano, a bacia mesozóica subdividiu-se em duas sub-bacias, separadas por um alto

<sup>24</sup> Para melhor compreensão do leitor, para o Triásico-Jurássico, as diferentes unidades litostratigráficas serão referidas pela sua designação corrente na bibliografia portuguesa dos últimos trinta anos, não seguindo a recomendação do International Stratigraphic Guide (Murphy & Salvador, 1999), de utilização preferencial da categoria da unidade (neste caso, Formação e Membro), em vez da sua identificação pelo tipo litológico dominante (op cit., § 4.F.1, p. 260).

estrutural; apenas durante o Caloviano e o Títoniano, quando ocorreram episódios de *uplift*, foi novamente alcançada uma uniformidade de sedimentação na bacia (Rocha, 1976; Manuppella *et al*, 1987; Rocha *et al*, 1989; Manuppella, 1992).

Assim, segundo G. Manuppella *et al*, (1987), a bacia mesozóica apresentava, desde o início do Liásico Médio (Pliensbaquiano Inferior), a seguinte compartimentação, de acordo com a variabilidade das litofácies jurássicas (fig. 2.1):

- a) A **sub-bacia ocidental**, centrada na região a ocidente do *graben* da Sinceira, é caracterizada por sedimentação essencialmente hemipelágica durante o Liásico (cerca de 200 m de espessura) e o Dogger (200 a 250 m), enquanto que, durante o Jurássico Superior, as fácies (200 m) são de plataforma interna.
- b) O **alto estrutural de Budens-Lagoa/Algoz** é caracterizado por domínio de sedimentação confinada durante todo o Jurássico.
- c) A **sub-bacia oriental**, entre Lagoa e Tavira, apresenta, durante o Liásico, sedimentação hemipelágica confinada e uma subsidência bem marcada (600 m). Durante o Dogger é evidente uma alternância de fácies confinadas (base do Bajociano, Batoniano Inferior a Médio) e hemipelágicas (Bajociano Médio a Superior, Caloviano). O Caloviano Superior corresponde a período de emersão, marcado por superfícies de erosão e *hard-grounds*; a subsidência continua bem marcada e as sequências sedimentares atingem, durante o Dogger, cerca de 500 m de espes-

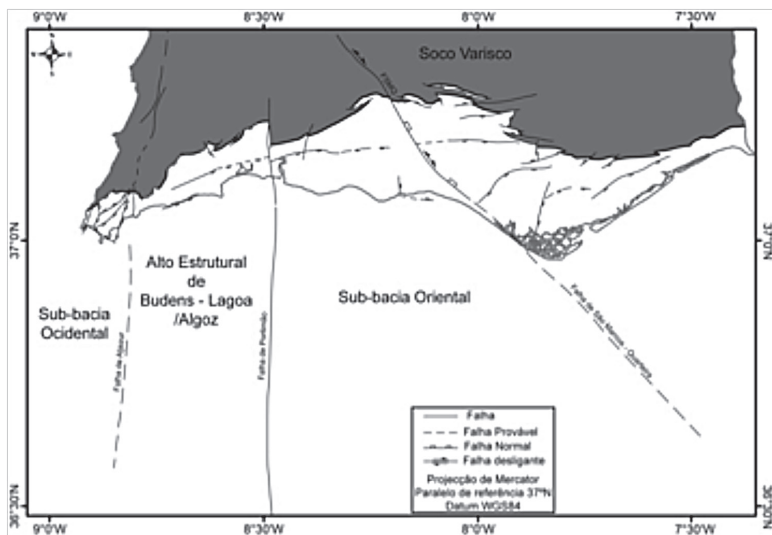


Figura 2.1. Localização esquemática das sub-bacias jurássicas.

sura. Durante o Jurássico Superior as variações de litofácies acentuam-se, particularmente durante o Oxfordiano Superior-Kimeridgiano Inferior, à medida que o depocentro da bacia migrava para sudeste, para a região de Moncarapacho e se desenvolviam as fácies bioconstruídas. A partir do Kimeridgiano Superior volta a haver uma certa uniformidade das litofácies em toda a sub-bacia, com o desenvolvimento de fácies de plataforma interna, atingindo um máximo de regressão (descida eustática?), sem emersão, na passagem Titoniano-Cretácico.

#### 2.1.1.1. Pérmico

Na região de Tôr, a Norte de Loulé, Almeida & Carvalho (1983-5) identificaram uma unidade terrígena paleozóica, pós-orogenia varisca, depositada em discordância angular sobre os xistos e grauvaques paleozóicos, a que atribuíram idade pérmica. Para estes autores, estes depósitos corresponderiam a vestígios de bacias intracratónicas de idade incerta, entre o Carbonífero terminal e o início do Triásico, que teriam sido preservadas na base dos sedimentos mesozóicos.

#### 2.1.1.2. Triásico – Jurássico inferior (Sinemuriano)

Os sedimentos do Triásico Inferior (?) a Superior evoluíram desde ambientes de sedimentação continental, essencialmente fluvial, até marinho pouco profundo. Incluem-se aqui depocentros evaporíticos e escoadas vulcânicas sinsedimentares, cujas fronteiras temporais são de difícil datação. Estas unidades registam alguns aspectos, únicos na bacia, que devem ser salientados, tais como i) os primeiros eventos de deformação de extensão crostal mesozóica, ii) o único episódio de vulcanismo que ocorreu nesta margem continental, iii) a transição de condições de sedimentação de continental a costeiro e marinho e iv) a existência única de um período longo e duradouro ( $\approx 20$  Ma) de condições ambientais e de sedimentação, uniformes em toda a bacia mesozóica algarvia (Terrinha, 1998).

– Arenitos de Silves [Triásico Inferior (?) - Keuper] (10-250 m) (Rocha, 1976). Unidade constituída, na base, por depósitos arenítico-conglomeráticos e pelitos vermelhos com finas intercalações de siltitos e de dolomitos, bem visíveis nas regiões de Carrapateira e de Silves-S. Bartolomeu de Messines (Palain, 1979) e, na parte superior, por arenitos vermelhos. Os conglomerados da base são essencialmente constituídos por clastos de pelitos e de grauvaques da Zona Sul Portuguesa e xistos e gnaisses da Zona de Ossa-Morena.

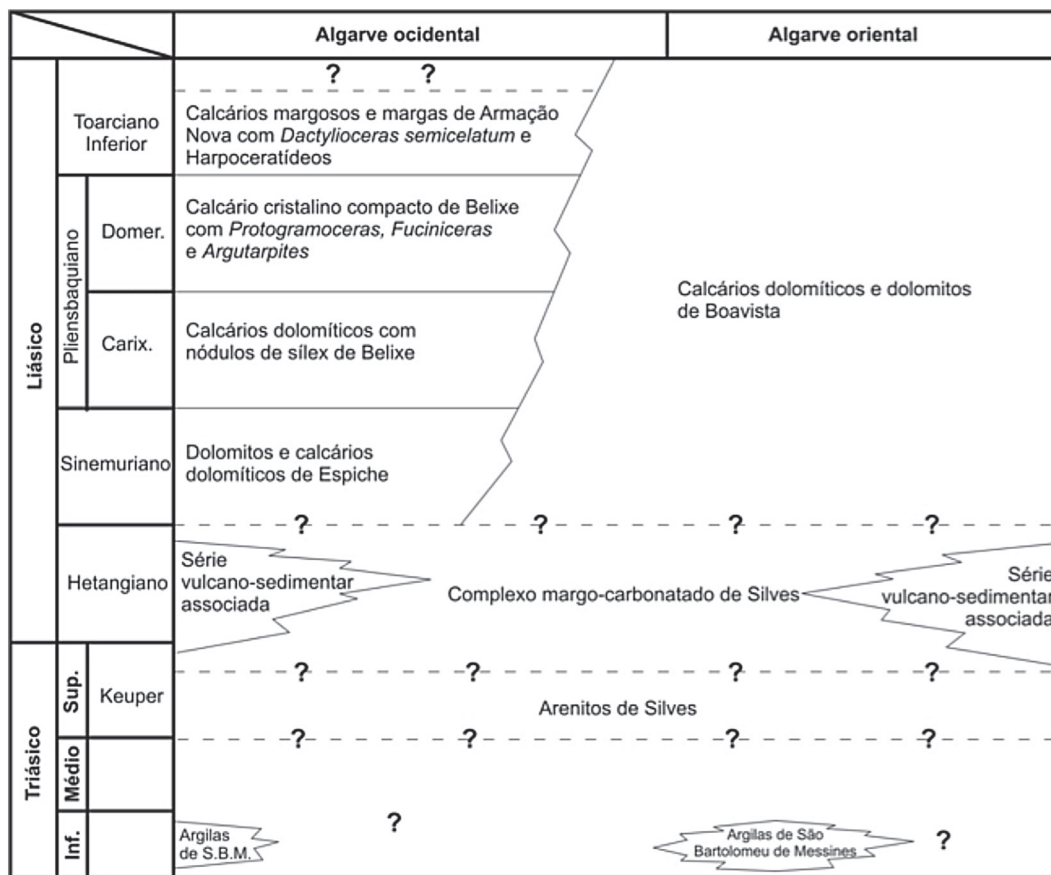


Figura 2.2. Correlações entre as unidades litoestratigráficas do Triásico e do Jurássico Inferior (adaptado de Rocha, 1976; C. Lopes, 2002).

Os arenitos apresentam estruturas sedimentares bem preservadas, tais como, figuras de carga, estratificação oblíqua, canais e *ripple marks*. Esta unidade corresponde à parte inferior dos «Grés de Silves» *sensus* Choffat (1887) e às unidades AA e AB1 de Palain (1976) e é atribuída ao Triásico Superior (Keuper) pela presença de *Euestheria* sp.; a presença de ossos de Estegocéfalos mal preservados sugere idade do Triásico Inferior para os pelitos da base, em S. Bartolomeu de Messines, individualizados sob a designação de Argilas de S. Bartolomeu de Messines na Carta Geológica de Portugal, escala 1/500 000 (Oliveira *et al*, 1992).

– Complexo margo-carbonatado de Silves e série vulcano-sedimentar associada [Triásico Superior-Hetangiano] (260-360 m) (Rocha, 1976). Espessa série pelítica, margosa e calcário-dolomítica que corresponde à parte superior dos «Grés de Silves» *sensus* P. Choffat

e às unidades AB2, AB3 e margas bicolores de Palain (1976). Os pelitos afloram continuamente de um lado ao outro da bacia, enquanto que os calcários dolomíticos (= AB3) correspondem a níveis lenticulares (espessura máxima, 8 m) bem marcados na morfologia. A Sul da linha Sagres-Algoz-Tavira esta unidade contém uma espessura considerável de rochas evaporíticas; elas são actualmente exploradas no diapiro de Loulé.

A série vulcano-sedimentar compreende alternância de tufitos, cineritos, piroclastos e escoadas intercaladas em sedimentos contemporâneos da distensão associada à abertura do Atlântico Central durante o Jurássico Inferior; este vulcanismo é de afinidade toleítica e constitui o primeiro de três episódios magmáticos descritos por Martins (1991) para as Bacias Mesozóicas de Portugal.

- Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche [Sinemuriano] (100-500 m) (Rocha, 1976). Os dolomitos e calcários dolomíticos, geralmente maciços, finamente cristalinos ou sacaróides, são das rochas mais resistentes da bacia, constituindo relevo bem marcado de direcção geral W-E. Foi-lhes atribuída idade sinemuriana com base na sua posição geométrica e na semelhança litológica com o complexo carbonatado da Bacia Lusitaniana. Os primeiros níveis dolomíticos são certamente heterócronos a nível da bacia, o mesmo acontecendo com o limite superior, que se localiza, tanto na base do Pliensbaquiano Inferior (Cabo de S.Vicente, Belixe, Ferrel), como na base do Toarciano (Baía de Armação Nova) ou no Dogger Inferior (Sul e Sudeste de Vila do Bispo, Sul e Sudoeste de Figueira). A espessura varia lateralmente (100-200 m a W a 500 m a E), sugerindo o início, nesta altura, de uma subsidência diferencial da bacia.

### 2.1.1.3. Liásico médio a superior (Pliensbaquiano – Toarciano)

#### 2.1.1.3.1. *Sub-bacia ocidental*

Foi a partir do Pliensbaquiano Inferior que a Bacia do Algarve começou a diferenciar-se em duas sub-bacias; na sub-bacia ocidental os sedimentos desta idade são marinhos, de plataforma externa, enquanto que, na sub-bacia oriental, os sedimentos correlativos são de fácies de plataforma confinada.

- Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Praia de Belixe [Pliensbaquiano Inferior] (50-55 m) (Rocha, 1976). Calcários dolomíticos bem estratificados com numerosos leitões, nódulos, pseudo-nódulos e diques de cherte, que apresentam estruturas diagenéticas bem desenvolvidas. Os corpos de cherte resultam da substituição secundária, parcial a total, de níveis estratigráficos de calcários calciclásticos. Os pseudo-nódulos resultam da injeção *per-ascenso* ou *per-descenso* dos níveis calciclásticos em diáclases tractivas maioritariamente de orientação N100°/90°. A dolomitização é polifásica e predominantemente

posterior à chertificação. Ambos os episódios diagenéticos de chertificação e dolomitização são precoces, tendo ocorrido antes da deposição dos calcários do Pliensbaquiano Superior (Ribeiro e Terrinha, 2004; Ribeiro 2005; Ribeiro e Terrinha, 2007). A unidade é datada do Pliensbaquiano Inferior pela presença de *Platypleuroceras* sp., *Metaderoceras* gr. *venarense* e *Reynesocoeloceras praeincertum*.

– Calcário cristalino compacto de Belixe [Pliensbaquiano Superior] (30 m) (Rocha, 1976). Calcários micríticos, bem estratificados em camadas de 0,2 a 0,3 m de espessura, de cor cinzento-amarelada, datados do Pliensbaquiano Superior pela presença de *Protogrammoceras* sp., *Fuciniceras* sp. e *Argutarpites* sp. O topo da unidade é já de idade toarciana (marcado pela presença dos primeiros *Dactylioceras* sp. – *D. pseudo-commune* da Baía de Armação Nova), o que mostra, a nível da sub-bacia, continuidade de sedimentação na passagem do Pliensbaquiano Superior ao Toarciano.

– Calcários margosos e margas de Armação Nova [Toarciano] (25 m) (Rocha, 1976). Esta unidade margo-carbonatada, ligeiramente detrítica, de cor amarela, é datada do Toarciano pela presença de *Dactylioceras semicelatum* e Harpoceratídeos. Os foraminíferos, abundantes nestes níveis, são tipicamente do Pliensbaquiano Superior, o que acontece também na Bacia Lusitaniana (Mouterde & Ruget, 1984); isto mostra que, na passagem Liásico Médio a Superior, a renovação na fauna de amonóides faz-se primeiro do que a das associações de foraminíferos, que só tem lugar para o fim do Toarciano Inferior.

#### 2.1.1.3.2. Sub-bacia oriental

– Calcários dolomíticos e dolomitos de Boavista [Sinemuriano–Bajociano (?)] (300 m) (Manuppella & Rocha *in* Oliveira *et al*, 1987-88, 1992). Anteriormente designada por Formação de Malhão, a unidade é constituída, da base para o topo, por i) dolomitos e calcários dolomíticos, ii) calcários oolíticos e conglomerados e iii) calcários e conglomerados com nódulos de sílex. Eles afloram no núcleo de estruturas anticlinais diapíricas, desde Guilhim até Santo Estevão e Tavira. Considerados como correlativos dos Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche, o limite superior destas fácies dolomíticas parece, aqui, atingir o Aaleniano.

A Norte da flexura de Algibre, na região de Alte-Benafim-Querença, o limite superior das fácies dolomíticas não parece ultrapassar o Liásico médio; elas são, aqui, sobrepostas por calcários calciclásticos, micríticos, com raras intercalações recifais e calcários oolíticos em camadas espessas, ricos de foraminíferos e algas dasicladáceas (*Paleodasycladus* sp.), que foram datados do Liásico Médio a Superior (?); esta série carbonatada foi denominada como Formação de Picavessa (Manuppella *in* Oliveira *et al*, 1987-88; 1992).

#### 2.1.1.4. Jurássico médio (Aaleniano-Caloviano)

A transição do Jurássico Inferior a Médio regista um hiato importante, uma vez que não são conhecidos na bacia sedimentos do intervalo Toarciano Médio-Aaleniano Médio; apenas um possível registo sedimentar contínuo, correspondente a este intervalo de tempo, poderia estar materializado nos Calcários dolomíticos e dolomitos de Boavista (NW de Tavira), datados do intervalo Sinemuriano-Aaleniano (Manuppella, 1992).

Os sedimentos mais antigos são de idade provável Aaleniano-base do Bajociano, ocorrem na região de Sagres e correspondem a fácies confinadas que resultaram da erosão de bioconstruções. Estas fácies, de águas pouco profundas de plataforma interna, evoluíram para níveis carbonatados bioconstruídos (Bajociano Inferior a Médio?) e, mais tarde, para margas (Batoniano) e calci-turbiditos (Caloviano).

O registo sedimentar apresenta, durante o Jurássico Médio, vários episódios de instabilidade, a saber, i) emersão e carsificação subaérea durante o Bajociano Médio (?), ii) sedimentação terrígena e importantes variações laterais de espessura e iii) superfícies de erosão que cortam o Batoniano Inferior, Médio e Superior. As sequências calovianas evoluíram de margas acinzentadas na base, a calcários margosos e calcários margosos compactos no topo, estando truncadas por importante superfície de erosão, materializada por um horizonte de nódulos ferruginosos e/ou fosfatados contendo associação de amonites reelaboradas do Caloviano Superior ao Oxfordiano Médio (Rocha, 1976). Esta superfície de erosão está bem marcada em todas as bacias mesozóicas ibéricas; pelo contrário, a instabilidade do Aaleniano-Bajociano não parece tão generalizada.

##### 2.1.1.4.1. Sub-bacia ocidental

– Calcários oolíticos, c. recifais, c. pisolíticos, c. calciclásticos, c. dolomíticos e dolomitos de Almádena [Aaleniano-Caloviano (?)] (>50 m) (Rocha, 1976). Esta unidade corresponde a fácies de plataforma interna, particularmente bem visíveis na região de Sagres (praia de Mareta e escarpas entre as praias de Belixe e de Cilheta) e constituem uma barreira oolítica que se prolonga desde Almádena, passando pelo alto estrutural de Budens-Lagoa, até o meridiano de Albufeira. Devem englobar-se nesta unidade os Calcários criptocristalinos, microcalciclásticos a microconglomeráticos, com abundantes oncólitos de Vale de Lama, a SE de Odiáxere, datados do Dogger pela presença de *Timidonella sarda* (Rocha *in* Oliveira, 1984).

– Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta [Bajociano Superior-Batoniano] (40 m) (Rocha, 1976). Estas margas cinzentas e calcários detríticos mais ou menos compactos, amarelos a brancos, correspondem a fácies pelágicas de plataforma externa, com raras

		Algarve ocidental		Algarve oriental
Malm	Titoniano	Calcários com <i>Anchispirocyclus lusitanica</i> de Fontainhas		
	Kimmeridgiano	Calcários dolomíticos e dolomitos de Sagres	?	Calcários de Escarpão
		C. compactos e c. margosos c/ <i>A. jaccardi</i> de Tonel		C. dolomíticos de S. B. de Nexse
		C. margosos, margas e conglomerados de Tonel		C. dol. de S. B. de Nexse 1 C. c/ nódulos de sílex da Jordana 1
	Oxfordiano	C. crinóidicos de Tonel	?	Calcários margosos e margas de Peral
	C. c/ nódulos fosf. e ferrug. de Tonel	"C. hidráulicos" de Loulé		
Dogger	Caloviano	Calcários margosos e margas de Mareta	?	Calcários margosos e margas de Telheiro
	Batoniano	Margas e calc. detríticos c/ <i>Zoophycos</i> de Mareta		Calcários e margas de Guilhim
	Bajociano		?	Margas de Mealhas
		Calcários oolíticos, c. recifais, c. pisolíticos, c. calciclásticos, c. dolomíticos e dolomitos de Almadena		Calcários de Malhão
	Aaleniano		?	?
		?		Calc. dolomíticos e dolomitos de Boavista

Fig. 2.3- Correlações entre as unidades litostratigráficas do Jurássico Médio e Superior (adaptado de Rocha, 1976; Marques, 1983; C. Lopes, 2002)

amonites do Bajociano Superior-Batoniano. Na praia de Mareta são visíveis afloramentos de bioconstruções (bioermas) carsificadas, preenchidas por margas batonianas.

– Calcários margosos e margas de Mareta [Caloviano] (110 m) (Rocha, 1976). Esta unidade é também uma sequência pelágica, monótona, inicialmente margosa, e carregando-se de componentes carbonatada e detrítica para o topo, essencialmente formado por calcários margosos mais ou menos compactos. As associações de amonites permitem identificar diferentes zonas do Caloviano (*Macrocephalus*, *Coronatum*, *Athleta*). São correntes, na parte superior da unidade, fenómenos de *slumping*, bem visíveis na metade oriental da praia de Mareta.

### 2.1.1.3.2. *Sub-bacia oriental*

O Jurássico Médio no Algarve oriental aflora no núcleo de estruturas anticlinais, numa área extensivamente coberta por sedimentos do Jurássico Superior, Cretácico e Cenozóico. O modelo de sedimentação, idêntico ao do sector ocidental, apresenta três descontinuidades maiores, marcadas, i) pela oscilação da linha de costa durante o Bajociano-Batoniano, ii) por uma superfície de erosão entre o Batoniano e o Caloviano e iii) pela discordância erosiva do Caloviano/Oxfordiano, bem visível em Covas de Prata e no anticlinal de Tavira.

– Calcários de Malhão [Aaleniano–Bajociano (?)] (170 m) (Manuppella & Rocha *in* Oliveira *et al*, 1987-88, 1992). Estes calcários são bem visíveis nos anticlinais de Guilhim e Boavista, a Oeste de S. Brás de Alportel, a Norte de Cacela e no Malhão, a Norte de Tavira, onde apresentam a sua maior espessura; ela é constituída, da base para o topo, por uma sucessão de calcários oolíticos com *Lucasella cayeuxi* e *Timidonella sarda*, calcários micríticos cinzentos, calcários calciclásticos e conglomerados monogénicos com intercalações de calcários bioclásticos micríticos com filamentos e nódulos de sílex.

– Margas de Mealhas [Aaleniano (?)-Bajociano] (50 m) (Manuppella & Rocha *in* Oliveira *et al*, 1987-88, 1992). Sucessão de margas e calcários margosos azul-acinzentados, datados a partir de fauna de amonóides (*Siemiradzka* sp.) na parte superior.

– Calcários e margas de Guilhim [Batoniano Inferior a Médio] (150-200 m) (Manuppella & Rocha *in* Oliveira *et al*, 1987-88; 1992). Anteriormente citada como Formação de Guilhim, esta unidade é formada, na base, por calcários oolíticos e calciclásticos com *Protopenroplis striata*<sup>25</sup>, com intercalações conglomeráticas e, no topo, por margas azul-acinzentadas com amonóides (*Ebrayiceras* sp.). Eles são visíveis no anticlinal de Guilhim, a Norte de Faro e na margem esquerda do rio Séqua, a Norte de Tavira. Os Calcários de Tavira e os Conglomerados de Alagoa assinalados entre Tavira e Cacela (Manuppella *in* Oliveira *et al*, 1987-88; 1992) devem corresponder a equivalentes laterais desta unidade.

– Calcários margosos e margas de Telheiro [Caloviano] (50-60 m) (Manuppella & Rocha *in* Oliveira *et al*, 1987-88, 1992). Também conhecida como Formação de Telheiro, situam-se sempre a Sul da flexura do Algre, no centro de anticlinais salíferos e assentam, na região entre S. Brás de Alportel e Tavira, em ligeira discordância angular ravinante, que aumenta de importância de Oeste para Este, sobre as unidades anteriores. No conjunto, corresponde

---

<sup>25</sup> *P. striata* tem sido considerado como bom fóssil estratigráfico do Batoniano Inferior português (Prestat *in* França & Manuppella, 1964-65, p. 50; Manuppella *in* Rocha, 1971, p. 154; Ramalho, 1972-73, p. 460; Manuppella *in* Oliveira, 1992, p. 55); no entanto, Sepfontaine (1974) assinala os indivíduos desta espécie, no domínio tetisiano, desde o Aaleniano em Marrocos até o Titoniano em Itália, na Áustria e no Paquistão. Assim, sem o controlo biostratigráfico de associações micropaleontológicas bem datadas, não parece ser possível utilizar esta forma com aquela qualidade; aliás, G. Manuppella *in* J. T. Oliveira (*op. cit.*) já restringe aquela posição apenas à Bacia Lusitaniana.

a alternância de margas amareladas e calcários argilosos para o topo, com raras amonites [*Parapatoceras* sp., *Sowerbyceras protortisulcatum*, *Macrocephalites macrocephalus*, *Hecticoceras (Brightia)* sp., *Oppelia* sp., *Reineckeia* sp., *Indosphinctes* sp.]; a unidade é mais carbonatada na região de Tavira, enquanto a Norte de Faro (Loulé-Guilhim-Estói) predominam as margas. Esta unidade é correlativa dos Calcários margosos e margas de Mareta; a passagem às unidades oxfordianas é visível (Telheiro, Cancela) e corresponde a nível (0,10-0,30 m) de calcário compacto, mais ou menos conglomerático na base, que ravina as camadas calovianas e termina por superfície de descontinuidade ferruginosa (*hard-ground*), com raros fósseis (Marques & Rocha, 1988).

#### 2.1.1.5. Jurássico superior (Oxfordiano médio-Titoniano)

A regressão caloviana, bem marcada em todas as bacias mesozóicas ibéricas é, também no Algarve, um evento diacrónico. Este diacronismo sugere que movimentos verticais diferenciais ocorreram através da bacia, isto é, a erosão foi devida a *uplift* (Terrinha *et al*, 2002).

As unidades do Jurássico Superior, datadas do intervalo Oxfordiano Médio-Titoniano, apresentam fácies e espessuras diferentes nas duas sub-bacias; estas últimas variam de 200 m a Oeste, a mais de 1600 m a Este. Associada a uma maior subsidência, a sub-bacia oriental apresenta importantes variações laterais de fácies, mostrando, na generalidade, evidente heterocronia dos seus limites (Marques, 1983; Ramalho, Rocha & Marques in Oliveira, 1984; Marques, 1985) (fig. 2.3).

Os eventos comuns em toda a bacia são a regressão do Caloviano-Oxfordiano, a transgressão do Oxfordiano Médio-Kimeridgiano Inferior, a regressão do Kimeridgiano Médio-Valanginiano e um evento regressivo menor intra-Titoniano; este evento provocou uma uniformização de fácies a nível de toda a bacia, durante o Kimeridgiano Superior, com a deposição dos Calcários com *Alveosepta jaccardi*.

##### 2.1.1.5.1. Sub-bacia ocidental e alto estrutural de Budens-Lagoa/Algoz (= sector a Oeste de Algoz)

– Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel [Oxfordiano Médio] (0,5-2 m) (Rocha, 1976). Visíveis apenas na região de Sagres-Cabo de S.Vicente este horizonte corresponde a um calcário margoso compacto, lateralmente com aspecto conglomerático, localmente fosfatado ou ferruginoso, rico de nódulos e abundante associação faunística, particularmente nautilóides (*Paracnoceras* sp., *Pseudaganides aganiticus*), amonóides [*Kosmoceras* sp. var., *Hecticoceras (Sublunuloceras)* sp., *Choffatia (Grossouvria) variabilis*, *Rursi-*

*ceras caprinum*, *Mirosphinctes mirus*, *Prososphinctes* sp., *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *plicatilis*, *Dichotomosphinctes* sp., *Pachyceras* (*Törnquistes*) *helvetiae* morf. *kobyi*, *Taramelliceras minax*, *Sowerbyceras protortisulcatum*, *Parawedekindia arduennensis*, *Euaspidoceras* (*Paraspidoceras*) sp.] e crinóides, datada da zona de Plicatilis; os fósseis, geralmente incompletos, estão reduzidos a fragmentos rolados, indiciando a presença de fenômenos de reelaboração, concentração e ressedimentação. Este horizonte representa a base da sequência transgressiva do Oxfordiano Médio e repousa, com ligeira discordância angular, sobre uma superfície de descontinuidade que corta obliquamente os Calcários margosos e margas de Mareta e de Telheiro (na sub-bacia oriental).

– Calcários crinóidicos de Tonel [Oxfordiano Médio-Kimeridgiano] (25-30 m) (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83, 1984). Conjunto de calcários compactos, esbranquiçados, oolíticos (oobiomícrites a oobiosparites), em camadas espessas, ricas de fragmentos de crinóides; além destes, assinalam-se também fragmentos de coraliários, lamelibrânquios e dasicladáceas indeterminadas.

– Calcários margosos, margas e conglomerados de Tonel [Kimeridgiano] (23 m) (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83, 1984). Série de calcários margosos micríticos, com intraclastos e litoclastos, níveis de «calhaus negros» e microfendas de dessecação, margas e alguns níveis conglomeráticos, por vezes grosseiros, de elementos calcários e dolomíticos, com microfauna de idade kimeridgiana. Localmente, na região de Odiáxere e a Norte de Alcantarilha, na base das unidades atribuídas ao Jurássico Superior, foi assinalado um conglomerado calcário de elementos poligénicos («brecha de Odiáxere» ou «de Alcantarilha» *in* Rocha, 1976), que parece ser um equivalente lateral desta unidade.

– Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel [Kimeridgiano] (30-70 m) (Rocha, 1976; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1984). Estes calcários micríticos e biomicríticos, em bancos médios a espessos, são, por vezes, separados por intercalações margosas com «calhaus negros» e fauna abundante (foraminíferos, estromatoporídeos, ostracodos, lamelibrânquios, gasterópodes, algas) de idade kimeridgiana. Os Calcários criptocristalinos, microcalciclásticos a microconglomeráticos, com abundantes oncólitos de Vale de Lama, a SE de Odiáxere (Rocha, 1976; Rocha *in* Oliveira, 1984), anteriormente considerados como correlativos destes, foram datados do Dogger e correlacionados com os Calcários de Almádena de idade Aaleniano-Caloviano(?).

– Calcários dolomíticos e dolomitos de Sagres [Kimeridgiano-Titoniano] (20-50 m) (Rocha, 1976; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1984). Na base, esta unidade é constituída por calcários compactos, mais ou menos dolomíticos, de cor clara, por vezes intraclásticos, com microfauna kimeridgiana. Para o topo, a dolomitização é mais importante e os dolomitos apresentam-se maciços, cristalinos, com cor avermelhada característica; a parte superior da unidade é de idade titoniana. Estudos geoquímicos preliminares desta unidade indicam uma origem secundária para estes dolomitos (Ribeiro, 2005).

– Calcários com *Anchispyrocyclus lusitanica* de Fontainhas [Titoniano] (>25 m) (Rocha *in* Rocha *et al*, 1980). Alternância de calcários compactos, de cor creme, em bancos espessos a médios, frequentemente nodulares, intraclásticos e oolíticos, localmente com «calhaus negros», de calcários margosos e de pequenos níveis margosos, com foraminíferos, carófitas, algas, lamelibrânquios e gasterópodes.

#### 2.1.1.5.2. *Sub-bacia oriental (= sector a Este de Algoz)*<sup>26</sup>

– «Calcários hidráulicos» de Loulé [Oxfordiano Médio] (60 m) (Choffat, 1887). Calcários de grão fino (pelmicritos ou micritos com espículas e filamentos), mais ou menos argilosos, sublitográficos, bem estratificados, de cor cinzento-clara, algumas vezes azulada, esbranquiçada por alteração, duros quando frescos, por vezes betuminosos, separados por pequenos níveis argilosos finos; para o topo, estes níveis vão aumentando de espessura, que pode atingir valores superiores à dos níveis calcários. Atribuída com reservas ao Oxfordiano Médio (Marques, 1985), esta unidade poderá ser um equivalente lateral dos Calcários margosos e margas de Peral.

– Calcários margosos e margas de Peral [Oxfordiano Médio-Kimeridgiano Inferior] (100 m) (Marques, 1983) e Calcários de S. Romão (400 m) (Ramalho, 1985). Alternância de calcários margosos compactos (pelmicritos com pequenos grãos de quartzo e de glauconite) e margas, cinzento-azulados, com abundantes amonites, belemnites, espongiários, bioconstruções e, frequentemente, restos de plantas (folhas e caules). A parte superior da unidade apresenta, no sector de Albufeira, importantes passagens siliciclásticas (margas arenosas, arenitos ferruginosos e conglomerados grosseiros) onde se intercalam, por vezes, níveis mais carbonatados ricos de coraliários; por outro lado, no sector de Rocha (S. Brás de Alportel), foi assinalada uma bioconstrução estromatolítica com espongiários siliciosos (Ramalho, 1988). Marques (1983) refere a existência de duas discontinuidades nesta sequência pelágica, materializadas por *hard-grounds* onde estão presentes nódulos ferruginosos, clastos de calcário, grãos de glauconite e fósseis mais ou menos reelaborados e/ou fragmentados. Esta unidade repousa directamente sobre os «Calcários hidráulicos» de Loulé ou sobre os Calcários margosos e margas de Telheiro. A base da unidade é datada do Oxfordiano Médio, zona de Plicatilis, subzona de Antecedens; o seu limite superior é heterócrono, indo do Oxfordiano Superior, zona de Planula, ao Kimeridgiano Inferior, zona de Hypselocyclum (Marques, 1983).

Os Calcários de S. Romão, bem visíveis entre o Norte de Loulé e S. Brás de Alportel, correspondem a uma espessa unidade carbonatada, individualizada no seio dos Calcários margosos

---

<sup>26</sup> As correlações das unidades litostratigráficas aqui indicadas para o Jurássico Superior, com outras anteriormente definidas, mas que não são actualmente utilizadas, estão assinaladas *in* B. Marques (1985).

e margas do Peral. A base é composta por calcários oolíticos, a que se seguem calcários micríticos compactos, ricos de corais, espongiários, crinóides, foraminíferos e estruturas estromatolíticas e o topo por calcários de oncóides e nódulos algares abundantes; aqui, foi assinalado estreito nível com amonites do Kimeridgiano basal (Ramalho *in* Oliveira, 1992).

– Calcários com nódulos de sílex de Jordana [Kimeridgiano] (100 m) (Marques, 1983). Esta unidade, com limites superior e inferior diacrónicos, corresponde a conjunto de calcários microcristalinos e calcários margosos com nódulos de sílex ou de calcário (raros), que afloram entre os meridianos de Albufeira e Tavira. A macrofauna, escassa, fragmentada e silicificada, é constituída por espongiários, coraliários, braquiópodes, crinóides, belemnites e amonóides; estes últimos, raros, apresentam-se mal conservados, o que não permite determinação a nível genérico.

Lateralmente, esta unidade passa aos Calcários com fósseis silicificados de Foupana (Marques, 1983; 1985), idênticos aos anteriores mas sem nódulos siliciosos e aos Arenitos e conglomerados de Cotovio (40 m) (Manuppella & Marques *in* Oliveira, 1987-88; Manuppella *et al*, 1988; Ramalho *in* Oliveira, 1992), sucessão de arenitos finos ferruginosos, conglomerados grosseiros e margas quartzosas, visíveis no Moinho de Cotovio (margem ocidental da ribeira da Quarteira) e no flanco este do anticlinal de Boliqueime.

– Calcários bioconstruídos de Cerro da Cabeça [Kimeridgiano] (200 m) (Marques, 1985). Calcários compactos de grão fino, micríticos, por vezes com manchas de pigmentos férricos, com bioconstruções de coraliários, de aspecto noduloso, ricas de fragmentos de polipeiros ahermatípicos, espongiários, artigos de crinóides, radiólas de cidarídeos, intraclastos de calcário e grãos de quartzo. A base desta unidade é um equivalente lateral provável dos Calcários com nódulos de sílex de Jordana.

A «Brecha de Tavira» é o termo comercial que designa uma variedade faciológica da parte inferior desta unidade, explorada em pedreiras da região de Mesquita a Tavira; trata-se de calcários compactos, cinzentos, em bancos espessos, frequentemente intrabrêchicos, muito fossilíferos (gasterópodes, bivalves, equinodermes, corais, espongiários...).

– Calcários dolomíticos de Santa Bárbara de Nexe [Kimeridgiano] (cerca de 165 m; Marques, 1983). Esta unidade, bem desenvolvida na região de Albufeira e entre Boliqueime e Moncarapacho, corresponde a uma dolomitização secundária e precoce das formações anteriormente descritas e da base da formação seguinte, tendo limites heterócronos.

– Calcários de Escarpão [Kimeridgiano-Titoniano] (480 m) (Ramalho *in* Oliveira, 1987-88, 1992). Esta unidade, com microfauna abundante, é constituída por três membros, a saber, da base para o topo:

- 1) Calcários com *Alveosepta jaccardi* - alternância de calcários margosos, cinzentos a claros, com oncóides e de margas, que se estendem da Carrapateira e da praia de Tonel até Tavira. Na sub-bacia oriental são biomicrocristos, por vezes intraclásticas

ou com grãos de quartzo, com passagens ricas de oncólitos, Nerineas e pequenos rudistas primitivos,

- 2) Calcários com «*Vaginella*» *striata* e *Clypeina jurassica* - calcários compactos (bio e intramicritos), ligeiramente margosos e nodulares, com importante componente detrítica na região de Tavira.
- 3) Calcários de transição - calcários margosos compactos, cinzento amarelados.

– Calcários com *Anchispyrocyclus lusitanica* de Fontainhas [Titoniano] (120 m) (Rocha *in* Rocha *et al*, 1980). Já caracterizados na sub-bacia ocidental, apresentam aqui espessura muito mais importante. No corte Alfandanga-Bias, a 50 m do topo da unidade foi identificado um nível com calpionelídeos (*Calpionella alpina*, *Crassicolaria parvula* e *C. cf. brevis*) atribuídos ao Titoniano Superior (Durand-Delga & Rey, 1982).

#### 2.1.1.6. Cretácico

A estratigrafia das unidades cretácicas é mais simples do que a das jurássicas, o que resulta de não ter ocorrido uma diferenciação tão evidente de sub-bacias durante o Cretácico Inferior; o Cretácico Superior está unicamente conservado no Algarve oriental. Os sedimentos desta idade formam três áreas de afloramentos, a seguir designadas como Algarve ocidental, Algarve central e Algarve oriental.

Estas séries podem dividir-se em várias unidades litostratigráficas datadas, com precisão variável, a partir de associações macro (raras) e micropaleontológicas, particularmente ricas de foraminíferos, calpionelas, ostracodos, algas calcárias e carófitas (Rey, 1983, 2006, 2009; Correia, 1984; Rey, *et al*, 2006); a correlação entre as unidades dos diferentes sectores, que apresentam importantes variações de espessura, é exemplificada na fig. 2.4.

##### 2.1.1.6.1. Algarve ocidental<sup>27</sup>

O Cretácico inferior está bem representado na região entre Lagos e Portimão, particularmente nas arribas entre as praias de Zavial, a Oeste de Porto de Mós, a Este, onde os últimos

---

<sup>27</sup> O estudo estratigráfico do Cretácico do Algarve, realizado por Rey (1983, 2006, 2009), serviu de base à descrição das unidades litostratigráficas, seguindo-se aqui a recomendação do International Stratigraphic Guide (Murphy & Salvador, 1999); chama-se a atenção do leitor para algumas discrepâncias entre a legenda da Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, folha 7, impressa em 1982-83 e a síntese de J. Rey (1983), a qual não tinha ainda sido terminada aquando da impressão da carta.

níveis cretácicos são ravinados pelas primeiras unidades miocénicas. Acima dos últimos calcários jurássicos, podem aqui individualizar-se as oito unidades litostratigráficas definidas por Rey & al. (2006), a saber:

– Margo-calcários de fácies *purbeck* [Titoniano Terminal-Berriasiano Inferior] (27,50 m) (Rey, 1983) (= Purbeckien, Rey, 2006; = Margas, dolomitos e calcários purbequianos, Rey & Ramalho, 1973-74). Alternância, em sequências margino-litorais, de conglomerados intraformacionais ravinantes na base, de margas grumosas e calcários micríticos, de micritos com «calhaus negros», *fenestrae*, oncólitos e pelóides, com estratificação ondulosa na base e, ainda, de dolomicritos e dolosparitos. Esta unidade corresponde à parte inferior dos anteriormente designados Calcários oolíticos e c. calciclásticos com *Anchispirocyclina*, margas, calcários e dolomitos de fácies *purbeck* de Ponta de Almadena (Rocha, 1976) e Calcários, dolomitos, margas e conglomerados margosos de fácies purbeckiana, da Ponta de Almadena (Ramalho & Rocha *in* Oliveira, 1982-83).

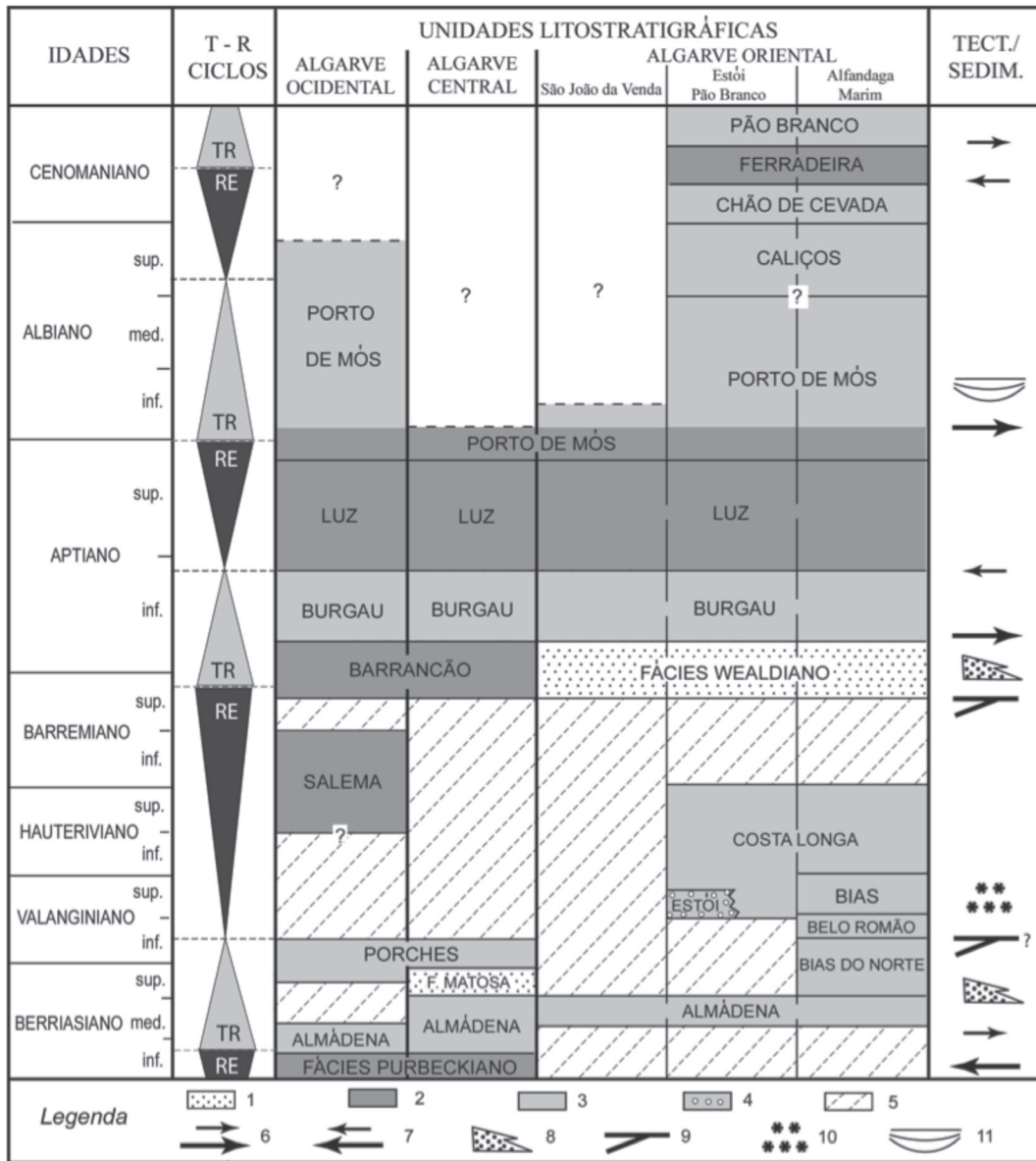
– Formação de Almadena [Berriasiano Inferior] (16,50 m) (Rey, 2006) (= Calcários oolíticos com Trocholinas, Rey, 1982; = Calcários oolíticos e calciclásticos com *Anchispirocyclinas*, Rey & Ramalho, 1973-74). Calcários maciços, amarelos e esbranquiçados, em bancadas métricas, micríticos e esparíticos, com oólitos, intraclastos e pelóides.

– Formação de Porches [Berriasiano Terminal-Valanginiano Basal] (23 m) (Rey, 2006) (= Calcários com «*Macroporella*» *embergeri* e *Choffatella pyrenaica*, Rey & Ramalho, 1973-74). Calcários amarelados, maciços, em bancadas métricas, esparíticos ou microsparíticos, com oólitos, intraclastos e pelóides, atravessados por bioturbações muito profundas e alternando, em sequências positivas, com margas esverdeadas. *C. pyrenaica* só ocorre na metade superior da unidade.

– Formação de Salema [Hauteriviano Superior? -Barremiano Inferior] (40 m) (Rey, 2006) (= Margas, dolomitos e calcários com *Choffatella decipiens*, Rey & Ramalho, 1973-1974).

Alternância de margas acinzentadas, acastanhadas ou beges, de dolomicritos e dolosparitos amarelados e de calcários micríticos amarelos, ricos de pistas, com *Choffatella decipiens*, *Leviathania pseudo-leviathan*, *Exogyra tuberculifera* e dasicladáceas. Esta unidade corresponde à parte inferior dos Calcários, margas e dolomitos com *C. decipiens* e *Globator trochiliscoides* da praia de Almadena (Rocha, 1976; Rey, 1983).

– Formação de Barrancão [Barremiano Superior] (10 m) (nova designação) (= Margas, dolomitos e calcários com *Globator trochiliscoides*, Rey & Ramalho, 1973-1974). Esta unidade está separada da formação subjacente por importante superfície de ravinamento com, localmente a Este da Ponta de Almadena, discordância angular. Ela é constituída por margas cinzentas ou verdes ricas de carófitas et *Choffatella decipiens*, alternando com calcários micríticos cinzento claros e dolomitos amarelos ou avermelhados. No topo, um banco de calcário dolomítico e arenítico é rico de *Cerithium* sp. Esta unidade corresponde à parte superior dos Calcários, margas e dolomitos com *C. decipiens* e *Globator trochiliscoides* da praia de Almadena (Rocha, 1976; Rey, 1983).



**Figura 2.4.** Unidades litostratigráficas do Cretácico do Algarve e eventos tectono-sedimentares ; 1: depósitos siliciclásticos fluviais; 2: depósitos carbonatados lagunares; 3: depósitos carbonatados marinhos; 4: conglomerados de origem marinha; 5: principais lacunas estratigráficas; 6: transgressões; 7: regressões; 8: acarreios detriticos; 9: discordância tectónica; 10: construção recifal; 11: subsidência crescente.

- Formação de Burgau [Aptiano Inferior] (28 m) (Rey, 2006) (= Camadas com Palorbitolinas, Rey, 1982; = Arenitos e calcários com *P. lenticularis* e *N. algarbiensis* Rey & Ramalho, 1973-74). Calcários areníticos maciços, amarelos, com estratificação oblíqua, cimento esparítico, com pelóides e pistas verticais, associados a uma bancada calcário-gresosa amarela, com estratificação horizontal plana ou ondulosa, rica de *Nerinea algarbiensis* e *Zeilleria tamarindus* e a arenitos finos, de cor ocre, com estratificação entrecruzada e bioturbações. A associação de *Palorbitolina lenticularis* e *Choffatella decipiens* permite atribuir a esta Formação idade bedouliana (=Aptiano Inferior). Uma espessa crosta ferruginosa foi assinalada no topo da unidade.

- Formação de Luz [Aptiano Inferior a Superior] (140 m) (Rey, 2006) (= Margas de Luz, Rey & Ramalho, 1973-74; Rey, 1982). Margas argilosas esverdeadas, violáceas ou avermelhadas, em níveis espessos, interestratificadas com pequenos leitos de calcário margoso e de micritos e esparitos com pelóides, laminações convolutas e restos de lignite. Um dos níveis do topo forneceu rica associação palinológica (*Schizosporites reticulatus*, *S. parvus*, *Trilobosporites* var. sp., *Concavissimisporites verrucosus*, *C. punctatus*). O conjunto desta unidade e da anterior corresponde às Margas, arenitos e calcários com *Palorbitolina lenticularis* e *Nerinea algarbiensis* de Sr.<sup>a</sup> da Luz de Rocha (1976).

- Formação de Porto de Mós [Aptiano Terminal - Albiano] (120 m) (Rey, 2006) (= Margo-calcários de Porto de Mós, Rey, 1982; = Margas e calcários de Porto de Mós, Ramalho *in* Oliveira, 1982-83). Alternância, em sequências elementares cíclicas ou rítmicas separadas por pequenos níveis de paragem da sedimentação, de margas argilosas verdes ou cinzentas com ostracodos, margas cinzentas com nódulos calcários e ostreídeos, calcários margosos amarelos ou cinzento-azulados, muito bioturbados, com ostreídeos, naticídeos e dasicladáceas, calcários micríticos amarelos com *Nerinea* sp., naticídeos e pequenos rudistas toucasiformes e calcários e margas folhetados com laminações horizontais planas. A presença de carófitas caracteriza o terço inferior da unidade; no terço superior recolheram-se exemplares de *Heteraster* gr. *criminensis*. A descoberta recente de *Knemiceras uhligi* 50 m (Rey, 2006) apenas acima da base da unidade confirma a idade albiana da maior parte da mesma. Esta unidade é correlativa dos Calcários margosos amarelados de Atalaia (Rocha, 1976).

#### 2.1.1.6.2. Algarve central

No Algarve central, entre Portimão e Albufeira, o Cretácico aflora mal, sendo o corte mais representativo o de Porches, a Norte e a Sul do vértice geodésico de Sobral; aqui, acima dos calcários jurássicos, individualizam-se oito unidades litostratigráficas atribuídas ao Cretácico Inferior.

– Margo-calcários de fácies *purbeck* [Titoniano Terminal-Berriasiano Basal] (65 m) (Rey, 1983) (= Purbeckien, Rey, 2006). Constituídos, aqui, por três membros de espessura sensivelmente idêntica, a saber:

– margas, calcários margosos, calcários dolomíticos e micritos com fenestras e «calhaus negros»;

– margas gipsíferas cinzento-escuras e arenitos finos micáceos, de cor amarelo pálida, com fragmentos lignitosos, em lenticulas com estratificação entrecruzada;

– margas amarelas e esverdeadas, alternando com dolomicritos e dolosparitos amarelos e com pequenos leitos irregulares de calcário arenítico.

– Formação de Almadena [Berriasiano Inferior a Médio] (22 m) (Rey, 2006) (= Calcários calciclásticos com Trocholinas, Rey, 1982). Sequências elementares de margas cinzentas ou esverdeadas, de calcários margosos micríticos, nodulosos, de calcários maciços, brancos ou amarelo pálido, esparíticos, com oólitos, intraclastos e calciclastos e de dolomitos cristalinos de cor ocre.

– Formação de Fontes da Matosa [Berriasiano Superior] (30 m) (Rey, 2006) (= Arenitos de Sobral, Ramalho & Rocha *in* Oliveira, 1982-83; Rey, 1983). Arenito silicioso com calhaus de quartzo associado, em sequências positivas, a siltes ocre e violáceos, com estratificação oblíqua e a argilas violáceas ou esverdeadas. Esta unidade corresponde ao Arenito quartzoso com cimento silicioso de Sobral (Rocha, 1976). A parte superior da unidade será parcialmente correlativa da parte inferior dos Calcários com *M. embergeri* e *C. pyrenaica* do Algarve ocidental.

– Formação de Porches [Berriasiano terminal-Valanginiano basal] (1-3 m) (Rey, 2006) (= Calcários com *Choffatella pyrenaica*, Ramalho *in* Oliveira, 1982-83; Rey, 1983). Calcários cinzento claros, micríticos e areníticos, materializados por três bancadas bem visíveis na estrada de Porches a Fonte da Matosa.

– Formação de Barrancão [Barremiano Superior – Aptiano Basal] (18 m) (nova designação) (= Margas com *Choffatella decipiens*, Rey, 1983). Margas cinzentas, verdes ou violáceas, acompanhadas por arenitos finos, brancos, dolomitos areníticos ocre e calcários margosos, nodulosos, micríticos ou esparíticos, com *fenestras* e *Exogyra boussingaulti*.

– Formação de Burgau [Aptiano Inferior] (41 m) (Rey, 2006) (= Camadas com Palorbitolinas, Rey, 1982). Alternância, em sequências elementares positivas, de margas amarelas e acastanhadas, com nódulos calcários e de calcários esparíticos, com calciclastos, intraclastos e oólitos, ricos de *Palorbitolina lernticularis*, *Choffatella decipiens* e *Zeilleria tamarindus*.

As duas unidades seguintes, a saber:

– Formação de Luz [Aptiano Inferior a Superior] (30m) (Rey, 2006) (= Margas de Luz, Rey & Ramalho, 1973-74; Rey, 1982);

– Formação de Porto de Mós [Aptiano Terminal - Albiano] (>20 m) (Rey, 2006) (= Margo-calcários de Porto de Mós, Rey, 1982 ; = Margas e calcários de Porto de Mós, Ramalho *in* Oliveira, 1982-83);

Apresentam uma uniformidade de fácies litológica a nível de toda a Bacia do Algarve, pelo que as descrições das unidades apresentadas para o Algarve ocidental podem utilizar-se também no Algarve central. Pequenas diferenças na composição das associações micro-paleontológicas de cada unidade permitem pensar em pequenas variações das datações atribuídas a cada uma.

### 2.1.1.6.3. Algarve oriental

No Algarve oriental, as unidades cretácicas afloram entre Albufeira e Tavira, em pequenos afloramentos que se situam no meio da cobertura neogénica; estes afloramentos pertencem a zonas isópicas distintas, separadas por acidentes maiores, como, por exemplo, a falha Loulé-Faro. Por outro lado, estas fácies variam rapidamente de Norte para Sul, distinguindo-se

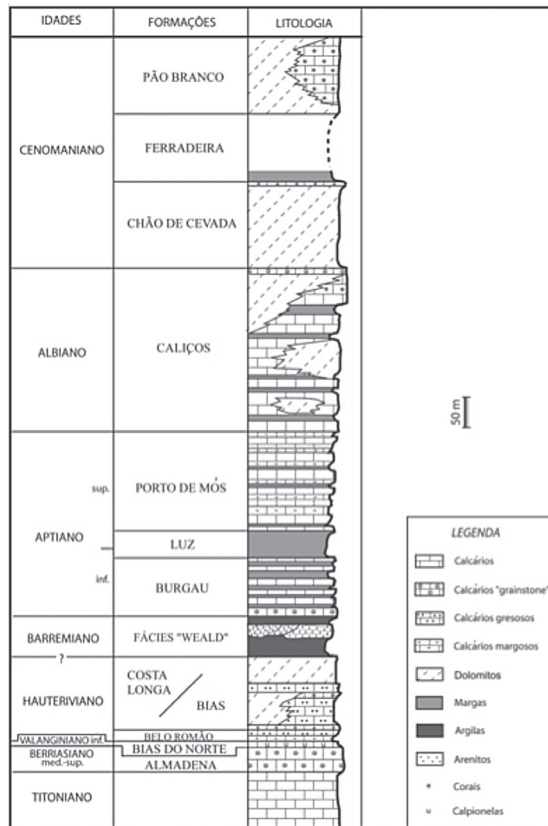


Figura 2.5. Coluna litostratigráfica do Cretácico do Algarve Oriental

três sectores distintos: São João da Venda, Estoi-Pão Branco e Alfandanga-Marim. Neste último sector, que serve de série de referência, acima dos calcários jurássicos e após lacuna do Berriasiano Inferior, individualizam-se doze unidades litostratigráficas atribuídas ao Cretácico Inferior e base do Superior (fig. 2.5):

– Formação de Almádena [Berriasiano Médio] (25 a 37 m) (Rey, 2009) (= Calcários oolíticos com Trocholinas, Rey, 1982). Calcários amarelos ou acastanhados, em bancadas de 0,10 a 0,50 m, esparíticos, oolíticos e calciclásticos, com pelóides e oncólitos e intercalações, na parte superior, de calcários recristalizados com madreporários.

– Formação de Bias do Norte [Berriasiano Superior-Valanginiano basal] (13 m) (Rey, 2009) (= Camadas com Calpionellas, Rey, 1983). Calcários amarelados, microsparíticos, com intraclastos, oncólitos e pelóides, em bancos ondulados, alternando com leitos de margas verdes. Duas associações distintas de calpionelídeos permitiram precisar a datação desta unidade (Durand-Delga & Rey, 1982).

– Formação de Belo Romão (8 m) e Formação de Estói (13 m) (Rey *et al*, 2006) [Hauteriviano Inferior] (= Camadas com Alectryonias e Conglomerado de Estói, Rey, 1982). Alternância de margas amareladas e calcários margosos ou areníticos, amarelos, micríticos, com textura nodulosa, ricos de lamelibrânquios (*Lopha rectangularis*, *Exogyra couloni*) e raras amonites (*Lyticoceras* sp.). Na região de Estói, mais a Norte, esta alternância passa a conglomerado poligénico com blocos e calhaus reelaborados do Jurássico terminal e das unidades cretácicas subjacentes (Calcários com *L. rectangularis*).

– Formações de Bias e de Costa Longa [Hauteriviano] (120 m) (Rey *et al*, 2006) (= Calcários recifais de Bias e Dolomitos de Costa Longa, Rey, 1982). Calcários cristalinos, particularmente dolomitizados, maciços, com oncólitos e madreporários (região de Bias) que passam, a Norte, na região de Pechão, a conjunto predominantemente dolomítico e arenítico, com intercalações de calcários areníticos, argilas versicolores e siltitos. A presença de raras amonites (*Pseudothurmannia* sp.), de *Lopha rectangularis* e de *Neotrocholina friburgensis* permite a atribuição de idade hauteriviana a estas formações, que seriam contemporâneas das bioconstruções recifais de Cabo Raso, da Bacia Lusitaniana.

– Argilas e arenitos de fácies weald [Barremiano Superior ?] (80 a 170 m) (Rey, 1982) (= Wealdien, Rey *et al*, 2006). Conglomerados com calhaus siliciosos, arenitos finos, brancos ou amarelos, com estratificação oblíqua e argilas versicolores em sequências fluviais. Em São João da Venda, onde esta unidade repousa sobre os Calcários oolíticos com Trocholinas, a 115 m da base, ocorre um nível de siltitos com *Choffatella decipiens*; mais a Este, esta unidade sobrepõe-se às Formações de Bias e de Costa Longa.

– Formação de Burgau [Aptiano Inferior] (40 a 50 m) (Rey *et al*, 2006) (= Camadas com Palorbitolinas, Rey, 1982). Formação constituída por dois membros, a saber:

– um inferior (2,50 a 5 m), de calcário amarelo, esparítico, oolítico e calciclástico, com oncólitos e intraclastos, em bancos maciços, com madreporários, lamelibrânquios e rudistas;

– outro superior, de calcários micríticos, em bancos nodulosos, separados por níveis mais margosos, amarelos e esverdeados, com ostreídeos; na base, recolheram-se raras amonites (*Phyllophacyceras baborensis*) e equinóides (*Heteraster peroni*, *Pliotoxaster collegnoi*), que confirmam a atribuição de idade Aptiano Inferior a esta unidade.

– Formação de Luz [Aptiano Inferior a Superior] (70m) (Rey *et al*, 2006) (= Margas de Luz, Rey & Ramalho, 1973-74; Rey, 1982). Argilas versicolores, arenitos vermelhos, margas areníticas e siltitos amarelados associados, na parte inferior da unidade, a calcários micríticos e margosos e margas com ostreídeos.

– Formação de Porto de Mós [Aptiano Superior] (205 m) (Rey *et al*, 2006) (= Margocalcários de Porto de Mós, Rey, 1982; = Margas e calcários de Porto de Mós, Ramalho *in* Oliveira, 1982-83). Intercalação de margas amarelas e esverdeadas com bancos ondulados de calcário amarelo, micrítico e margoso, com texturas nodulosas, intraclastos, pelóides e raros proto-oolitos. A meio da unidade, existe uma bancada muito rica de pequenos rudistas toucasiformes.

– Formação de Calços [Albiano] (170 m) (Rey, 2009) (= Calcários e dolomitos de Calços, Rey, 1982). Calcários cinzento-claros, nodulosos, micríticos ou esparíticos, com oolitos, intraclastos e pelóides. A dolomitização secundária é importante na parte superior da unidade que, aí, se apresenta mais maciça e rica de madreporários, espongiários, rudistas e briozoários. Três associações micropaleontológicas foram, aí, identificadas:

– *Orbitolina* (*M.*) *leymeriei*, *Pseudocyclamina rugosa* e *Cuneolina* gr. *laurentii* – *camposaurii*, no banco de base;

– *Hensonina lenticularis* e *Cuneolina pavonia*, a 40 m da base;

– *Orbitolina conica* e *O. concava*, nos últimos 80 m.

– Formação de Chão de Cevada [Cenomaniano] (160 m) (Rey, 2009) (= Dolomitos de Chão de Cevada, Rey, 1982). Dolomitos cristalinos acinzentados, maciços, com laminações oblíquas, terminando por dois bancos de calcário amarelo rosa, organodetrítico, esparítico, rico de rudistas e de *Orbitolina* gr. *concava*. Esta unidade é correlacionável com os dolomitos cenomanianos identificados na Andaluzia, no domínio pré-bético.

– Formação de Ferradeira [Cenomaniano] (50 m) (Rey, 2009) (= Margas superiores, Rey, 1982). Margas verdes ou violáceas intercaladas com pequenos bancos de calcário pulverulento, micrítico, sem fósseis.

– Formação de Pão Branco [Cenomaniano] (>100 m) (Rey, 2009) (= Calcários cristalinos de Pão Branco, Rey, 1982). Calcários amarelos ou rosados, recristalizados, com fantasmas de intraclastos, pelóides, madreporários, rudistas (*Sphaerulites*) e Orbitolinas, sobrepostos pelas unidades neogénicas.

### 2.1.2. Paleobiogeografia do Mesozóico

No final do Triásico e início do Jurássico, o território de Portugal continental situava-se na periferia sudoeste de um maciço emerso, o Maciço Hespérico, que estava sujeito a distensão tectónica relacionada com a fracturação generalizada da Pangea, na bordadura de um mar de onde partiam transgressões muito localizadas que não se estenderiam muito longe para o interior. É ao longo deste mar, que prefigurava o Atlântico actual, que as faunas boreais e tetisianas se misturavam devido à posição de charneira que o território ocupava entre duas margens quase ortogonais em distensão, uma associada ao futuro Oceano Atlântico e a outra ao Oceano Neo-Tétis, daí resultando a importância paleobiogeográfica das bacias portuguesas, particularmente durante os tempos jurássicos.

Os Arenitos de Silves correspondem a depósitos aluvionares sedimentados em clima semi-árido (Palain, 1976, 1979), enquanto as litologias dolomíticas do Complexo margo-carbonatado revelam características de meio de sedimentação marinho litoral (Rocha, 1976) a lagunar margino-litoral (Azeredo *et al*, 2003) o que justifica o carácter descontínuo dos afloramentos de dolomitos e a ocorrência de alguns minerais evaporíticos associados, como o gesso e a anidrite.

Todos os representantes das associações faunísticas são marinhos e, se certas formas (moluscos, serpulas) podiam viver em meio eurihalino, outras (equinodermes, polípeiros) só se desenvolveriam em condições francamente marinhas. O meio de sedimentação deveria corresponder a domínio marinho litoral de pequena profundidade, mais ou menos abrigado de correntes, marcado por períodos de depósito alternadamente agitados e calmos e submetido às influências mais ou menos importantes do continente.

Uma fase importante de escoadas sinsedimentares intercaladas com tufitos, situam-se na parte superior da série argilosa.

Para o fim do Hetangiano, início do Sinemuriano, a sedimentação carbonatada dolomítica é contínua em toda a Bacia Algarvia e esta fácies sugere a existência de vasta plataforma, que se abre pouco a pouco às influências marinhas (presença de raros fósseis de lamelibrânquios, gasterópodes e ouriços). Actualmente, nos sedimentos desta idade, coexistem frequentemente a dolomite e a calcite. Estes dolomitos e calcários dolomíticos têm limites heterócronos, quer na base quer no topo, como sucede na Bacia Lusitaniana. A grande extensão destes depósitos dolomíticos, parcialmente marinhos, mas sem cefalópodes, permite pensar que, durante o Liásico Inferior, paleogeografia bastante uniforme reinou na Bacia do Algarve.

No início do Liásico Médio, um pequeno golfo com sedimentação pelágica deve ter-se instalado no extremo ocidental do Algarve e aí se manteve, pelo menos, até o Toarciano Inferior. A profundidade da lâmina de água deste pequeno golfo deve ter variado, como é testemunhado pelas evidências de perturbação no registo sedimentar, com o desenvolvi-

mento de paraconformidades e superfícies de ravinamento, durante o Pliensbaquiano Inferior e nas transições Pliensbaquiano Inferior-Pliensbaquiano Superior e Pliensbaquiano-Toarciano.

Ao contrário da Bacia Lusitaniana, onde as amonites começaram a penetrar durante o Lotaringiano Inferior, no Algarve, as primeiras amonites foram recolhidas no Cabo de S. Vicente, nos Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Belixe, datados da base do Liásico Médio (do início do Pliensbaquiano Inferior); esta fácies não é conhecida a Norte do Tejo, mas é fácies corrente no Mar de Tétis (Andaluzia, Provença, região meridional dos Alpes franceses, Médio Atlas).

Os Deroceratidae recolhidos no Algarve são diferentes dos da Bacia Lusitaniana. Eles entram no domínio da variabilidade de associações recolhidas nas Rides Sulrifinhas (Marrocos); estamos pois em presença de fauna de afinidades tetisianas.

As comunicações entre a Europa boreal e o Mar de Tétis, praticamente inexistentes durante a primeira metade do Pliensbaquiano Inferior, tornam-se fáceis no decurso do início do Pliensbaquiano superior. Com efeito, durante a primeira metade do Pliensbaquiano Inferior individualizaram-se ao largo do Maciço Hespérico dois mares epicontinentais (?) distintos: um que se estendia para Leste da bordadura sul do Maciço e cuja fauna era de afinidades tetisianas e, para Norte, um mar boreal, cujos episódios transgressivos faziam chegar à Bacia Lusitaniana faunas boreais, não presentes no Algarve; o estrangulamento, durante o Liásico, na região do actual Cabo de São Vicente (alto fundo que separava as margens oeste e sul portuguesas em fase inicial de rifting), parece ter funcionado bem até o fim do Pliensbaquiano Inferior. Estes factos são comprovados pelas migrações, em direcção da Europa boreal, de Hildoceratidae tetisianos (*Protogrammoceras* sp., *Fuciniceras* sp.), formas típicas da extrema base do Pliensbaquiano Superior das bacias portuguesas e de *Phylloceras* e de *Amaltheus* em direcção contrária (Rocha, 1976; Terrinha *et al*, 2002).

A Bacia do Algarve pertence, sem dúvida, durante o Liásico, à província submediterrânica do domínio tetisiano; pelo contrário, a Bacia Lusitaniana constitui domínio complexo, onde se misturam formas sub-boreais e tetisianas, dominando ora umas ora outras.

No Algarve, as primeiras formações do Jurássico Médio apresentam reduções de espessura sistemáticas e lacunas, as quais são contemporâneas de perturbações da sedimentação, fase a que Mouterde (1971) chamou a «crise aaleniana». Foi então que se pode pôr em evidência a existência, na região de Sagres, de uma barreira recifal que separava um domínio interno, de fácies lagunar ou ante-recife, de um domínio externo largamente aberto às faunas pelágicas. Este regime recifal deve ter-se mantido na região até o fim do Bajociano.

Durante o Bajociano Superior-Batoniano as associações faunísticas são nitidamente tetisianas (associações de *Cleistosphinctes-Caumontisphinctes-Nannolytoceras* e de Hemigarrania-Prohecticoceras); a presença de *Ebrayceras* sp. testemunha contudo afinidades boreais pontuais.

O Caloviano apresenta em toda a bacia uma uniformidade de litofácies, primeiro essencialmente argilosa, enriquecendo-se de níveis cálcarios para o topo (margo-calcária no Caloviano Médio e essencialmente calcária no Caloviano Superior). O estudo paleoecológico das formações do Batoniano Superior-Caloviano Médio, de fácies transrecifal, da Praia de Mareta (Sagres), permite afirmar que as associações faunísticas aí presentes testemunham meios de deposição pouco oxigenados (Pavia & Sturani, 1968; Rocha 1971, 1976); com efeito, predominam aí faunas planctónicas (*Bositra buchi*) e nectónicas (amonites, *Belemnites*) enquanto que os representantes bentónicos são muito raros. A presença de fauna quase exclusivamente piritosa a que se associa a abundância de gesso e de nódulos limonitizados permitem pensar que estas fácies se desenvolveram em bacia mais ou menos fechada, sem circulação no fundo, ou em áreas onde correntes de *upwelling* originaram grande concentração de material orgânico; este biótopo deve corresponder à zona infralitoral do domínio nerítico.

No Algarve oriental, a presença de Caloviano apenas na zona central de estruturas anticlinalis diapíricas é devida ao aumento da profundidade das formações mesocenozóicas a Sul da flexura Sagres-Algoz-Querença, alinhamento de falhas extensionais de direcção E-W (Rocha, 1976).

Durante o Caloviano a presença de associações de amonites com afinidades tetisianas [*Macrocephalites*, *Oppelia*, *Hecticoceras (Brightia)*, *Choffatia*, *Reineckeia*], a ausência de faunas boreais e a abundância de Phylloceratidae (particularmente *Holcophylloceras*) permitem atribuir a Bacia do Algarve à província submediterrânica do domínio tetisiano.

A partir do Caloviano Médio é evidente, a nível de toda a península (Norte do Tejo, Algarve, Astúrias, Navarra, Cadeia Ibérica, Cadeia Bética), o esboço de importante regressão que vai originar uma descontinuidade maior entre as formações do Dogger e do Malm; os depósitos do Jurássico Médio, francamente marinhos, vão, por isso, em toda a bacia, terminar a diversos níveis do Caloviano. No Algarve, esta regressão está bem marcada pelo ravinamento que corta obliquamente os níveis do Caloviano Inferior (Telheiro, Guilhim), Médio (Benaçoitão) e Superior (praias de Mareta, Baleeira e Cilheta, forte de Beliche). A ausência completa de sedimentos continentais ou litorais entre as formações marinhas de um e outro lado da superfície de descontinuidade e a existência de depósitos fosfatados ou ferruginosos na base da série oxfordiana levam a pensar que teria havido persistência de regime marinho na passagem do Caloviano ao Oxfordiano.

Os primeiros sedimentos oxfordianos (horizonte com fósseis fosfatados ou ferruginosos das praias de Mareta, Baleeira, Tonel e Cilheta) apresentam associação faunística particularmente original onde se encontram formas essencialmente calovianas, desconhecidas na base do Oxfordiano [*Paracnoceras*, *Kosmoceras*, *Hecticoceras (Sublunuloceras)*, *Choffatia (Grossouvria)*, *Rursiceras*], formas exclusivamente oxfordianas [*Mirosphinctes*, *Prososphinctes*, *Perisphinctes (Arisphinctes)*, *Dichotomosphinctes*, *Pachyceras (Tornquistes)*, *Taramelliceras*] e formas conhecidas desde o Caloviano Superior até o Oxfordiano Médio

[*Pseudaganides*, *Sowerbyceras*, *Parawedekindia*, *Euaspidoceras* (*Paraspidoceras*)]. A mistura e abundância destas formas e a espessura reduzida do horizonte fosfatado podem ser devidos à intervenção simultânea de vários factores. Um regime de fortes correntes varrendo e erodindo os fundos é considerado como favorável à formação de leitões reduzidos com faunas concentradas; a esta acção do movimento das águas pode juntar-se enfraquecimento ou mesmo paragem da subsidência, sensível à escala de toda a bacia e, enfim, mesmo eventual diminuição da fracção carbonatada. A fossilização pelo fosfato de cálcio constitui excelente modo de conservação, encerrando os nódulos fosfatados, a maior parte das vezes, excelentes fósseis, o que acontece nos afloramentos acima citados. Estes nódulos, transportados após uma primeira sedimentação seguida de erosão, foram posteriormente ressedimentados sem que se possa ter ideia concreta do transporte sofrido; o binário erosão-transporte é, assim, o responsável pela heterogeneidade da fauna deste horizonte. A favor da hipótese de ressedimentação destes fósseis e nódulos fossilíferos, a partir de camadas pré-existentes desaparecidas, podem invocar-se, como argumentos principais, a mistura de faunas, a posição estratigráfica relativa dos diferentes fósseis e o seu estado fragmentário. O carácter maciço deste horizonte, que parece corresponder a depósito muito rápido, formado em curto intervalo de tempo, é, também, favorável à hipótese de ressedimentação.

O facto dominante na história das faunas de amonites do Caloviano-Oxfordiano Inferior é a migração para Sul de indivíduos de duas famílias boreais, *Kosmoceratidae* e *Cardiocerataidae* (fig. 2.6). O aparecimento destas faunas no domínio tetisiano não modifica os limites das províncias faunísticas<sup>28</sup> uma vez que elas continuam a ser elementos minoritários em

---

<sup>28</sup> Durante o Caloviano-Oxfordiano as diferentes províncias faunísticas não se podem definir pela presença de um ou de outro táxone, boreal ou tetisiano, mas sim apenas quantitativamente por percentagens relativas de elementos característicos de uma ou outra província. Assim, não parece que os limites entre estes domínios se tenham modificado sensivelmente durante este período de tempo; as diferentes províncias parecem apresentar, na Europa ocidental, relativa estabilidade. Admite-se que a temperatura média das águas no Mar de Tetis tenha sido 5° superior à da dos oceanos e mares que o circundavam (MacSotay, 1981). Esta diferença de temperatura conduzia a que possivelmente organismos bentónicos estenotérmicos, que viviam nas plataformas tetisianas, habituados a variações de apenas  $\approx 1^\circ$  C, ficassem impedidos de migrar. Sabe-se, actualmente, que alguns organismos surgiram, desenvolveram-se e desapareceram com o Mar de Tetis, sem nunca terem abandonado o clima tropical. O carácter estenotérmico da fauna tetisiana impõe-lhe dois limites, um longitudinal, outro batimétrico. O limite longitudinal entre os domínios boreal e tetisiano, durante o Jurássico-Cretácico, teria flutuado entre 20 e 40° N de paleolatidade; aí, o gradiente de temperatura parece ter sido baixo, estando os dois domínios separados por pequenas diferenças de temperatura. O mar boreal acumulava menor energia solar, ficando a fauna estenotérmica impedida de atravessar a barreira das variações. Apenas durante períodos de aumento geral de temperatura se produziam avanços de fauna quente, razão pela qual só número reduzido de formas tetisianas penetrou no domínio boreal. O limite batimétrico, se bem que com alguma influência nos amonóides, não é determinante; o parâmetro que mais parece controlar a distribuição horizontal e vertical dos organismos é, sem dúvida, a temperatura das águas.

relação aos autóctones tetisianos. A abundância de *Kosmoceras* sp. var. no horizonte fosfatado marca bem esta migração, mas eles são minoritários (20% da totalidade dos indivíduos contados nas diferentes associações recolhidas) em relação aos elementos tetisianos autóctones (60% do conjunto corresponde a *Phylloceratidae* e cerca de 10% a *Hecticoceratidae*).

A margem sul portuguesa pertencia, nesta altura, à província submediterrânica, enquanto que, a ausência de *Phylloceratidae* na Bacia Lusitaniana leva-nos a atribuí-la à província sub-boreal do domínio boreal. No entanto, as trocas faunísticas entre as duas bacias seriam possíveis, sem dúvida através de um «Proto-Atlântico» situado mais a Ocidente; foi, sem dúvida, por esta via, que desceram os *Kosmoceras* do Caloviano Superior até o Algarve, limite da extensão máxima para Sul desta família (Rocha & Tintant, 1975; Rocha, 1976).

Problema paleogeográfico pertinente é levantado pela presença destas formas, cuja associação é típica da zona de Lamberti; muitas delas parecem corresponder a novas espécies e marcam, sem dúvida, importante fenómeno de endemismo. Reconstituição mobilista idealizada para a Europa ocidental permite supor que os *Kosmoceras* migraram de Norte para Sul e Oeste, através de braço de mar que ligava a Bacia de Paris ao Poitou e Aquitânia (fig. 2.6); passando entre a Meseta Ibérica e o Maciço Armórico, estas faunas atingiram a Bacia Lusitaniana (Pedrogão, Montejunto) no início do Caloviano Superior (zona de Athleta) e, continuando a progressão para Sul, penetrariam na Bacia do Algarve (praias de Mareta, Baleeira e Cilheta, Forte do Belixe) nos últimos tempos calovianos (zona de Lamberti). Esta migração implicaria a existência, desde o Jurássico Médio, de um Atlântico Norte largamente aberto a Ocidente da Península e até o nível do Poitou.

Novo ciclo sedimentar que se inicia no Oxfordiano Médio vai permitir a instalação de um golfo pouco profundo centrado na região de Loulé; para Ocidente, mantêm-se sedimentação em regime de plataforma carbonatada. Verificam-se assim diferenças notórias de fácies nas sub-bacias ocidental e oriental, em especial até a base do Kimeridgiano Superior. Este golfo conhece a máxima extensão (Albufeira – S. Brás de Alportel – Tavira) no Oxfordiano Superior, zonas de *Bimammatum/Planula* com os Calcários margosos e margas de Peral, depositados em regime de plataforma externa de mar aberto, temperado, onde devia reinar regime de correntes.

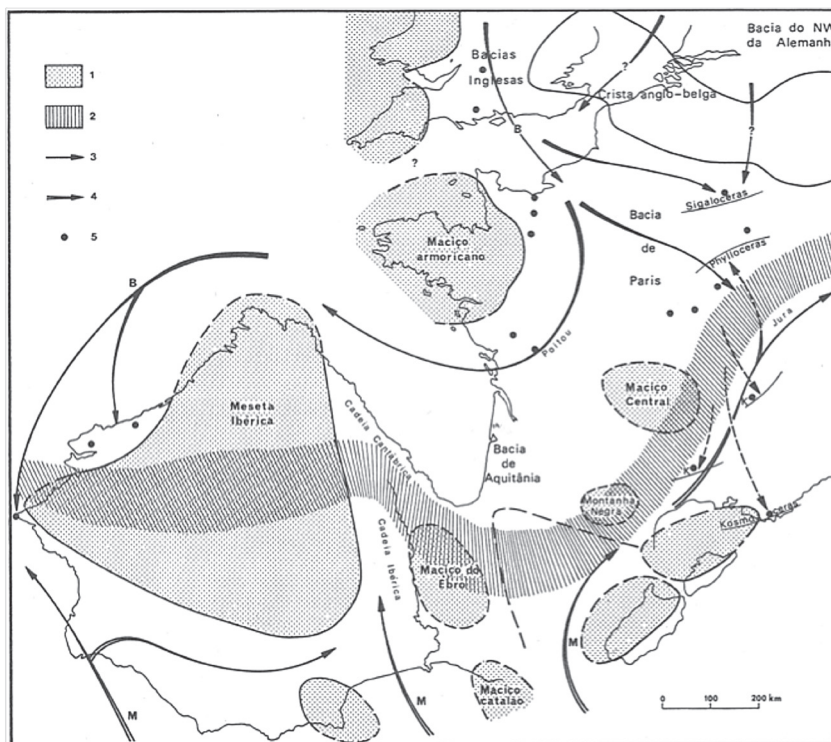
A partir desta altura assiste-se à redução deste golfo, com o aparecimento de fácies cada vez mais litorais; os primeiros sedimentos deste tipo são os Calcários com nódulos de sílex da Jordana a que se seguem grandes extensões de bioconstruções de espongiários (Calcários bioconstruídos de Cerro da Cabeça) e de coraliários (Lagoa dos Cavalos), parcialmente dolomitizados (Dolomitos de Santa Bárbara de Nexe). Para o topo, nos Calcários com *Anchispirocyclus lusitanica*, a série jurássica revela alternância de influências marinhas de pequena profundidade e continentais (níveis margosos com carófitas e ostracodos salobros).

Na sub-bacia ocidental o regime é essencialmente carbonatado, de plataforma interna e energia média, com desenvolvimento de organismos recifais bioconstruídos, por vezes afectados por forte dolomitização secundária.

Esta regressão vai originar a instalação generalizada, em toda a bacia, durante o Kimeridgiano Superior-Titoniano, de ambiente de plataforma interna, geralmente de fraca energia, quase sempre não confinada, com influências continentais mais nítidas nos sectores de Sagres e de Tavira (Ramalho *in* Oliveira *et al*, 1984).

Para o fim do Titoniano, pequenos episódios transgressivos estão marcados pela presença de Calpionelas (Alfandanga, Faro) e por pequenos retalhos de Calcários com *Anchispirocyclina lusitanica* directamente sobre formações carboníferas, a Norte de Vila do Bispo (Ramalho *in* Rocha *et al*, 1979).

As correlações bio e litostratigráficas das formações do Cretácico Inferior permitem evidenciar dois acontecimentos tectónicos maiores, entre ciclos sedimentares de 2.<sup>a</sup> ordem, mais ou menos completos (fig. 2.4):



**Figura 2.6.** Reconstituição mobilista idealizada para a Europa Ocidental durante o Caloviano superior (Rocha, 1976).

1º) Um acontecimento intra-Berriasiano («crise neocimeriana»). Os depósitos lagunares de fácies *purbeck* correspondem ao fim do ciclo transgressivo-regressivo iniciado no Jurássico Superior. Os calcários oolíticos da Formação de Almadena, progradantes, no decurso do Berriasiano, do Algarve ocidental para o Algarve oriental, numa plataforma com topografia pouco diferenciada, iniciam uma tendência transgressiva. Esta evolução é localmente interrompida pela crise neocimeriana. Este acontecimento, que teve lugar durante o Berriasiano Superior, manifesta-se por lacunas estratigráficas no Algarve ocidental e parte do oriental, por descargas fluviais siliciclásticas no Algarve central (Formação de Fontes da Matosa, equivalente da de Vale de Lobos na Bacia Lusitaniana) e por diferenciações topográficas bem marcadas que permitem, em seguida, o desenvolvimento de ambientes marinhos abertos com a deposição de calcários com Calpionelas em parte do Algarve oriental (Formação de Bias do Norte) e o desenvolvimento de ambientes marinhos confinados no Algarve ocidental e, depois, no central (Formação de Porches). Ela provoca o jogo de movimentos verticais em diversos blocos da margem sul portuguesa, separados por acidentes N 170 ° E (falha de Portimão), N 40° E (falha de Albufeira ) e N 10° E (falha de Loulé-Faro). Este acontecimento estaria ligado a uma fase tectónica em contexto distensivo (Vannev & Mougnot, 1981), mas com manifestações compressivas locais («inversão tectónica transiente», Terrinha *et al*, 2002). Ela seria contemporânea do aparecimento de crosta oceânica no sector atlântico do Tejo.

2º) Um ciclo transgressivo-regressivo do Berriasiano Superior-Barremiano Inferior. Grande parte dos sedimentos neocomianos não se conhecem no Algarve, provavelmente devido a uma lacuna de sedimentação. O mar aprofunda-se no Algarve oriental, a Este do meridiano de Faro, durante o Berriasiano Superior - Valanginiano, dando origem a uma sedimentação de plataforma aberta pouco profunda [calcários margosos com calpionelas e amonites das Formações de Bias do Norte, Belo Romão e Bias (partes inferior e média)]. Os conglomerados contemporâneos da Formação de Estoi marcam a presença de uma tectónica ainda activa sobre a escarpa de falha de Estoi. Uma tendência regressiva manifesta-se neste mesmo sector, durante o Valanginiano, com a instalação de calcários recifais (Form. de Bias), localmente dolomitizados (Form. de Costa Longa). O Barremiano Inferior não se terá depositado no Algarve oriental. nenhuns depósitos que possam ser atribuídos ao Hauteriviano Superior e ao Barremiano Inferior foram reconhecidos nem a Oeste do meridiano de Faro (série de S. João da Venda) nem no Algarve central. Pelo contrário, no Algarve ocidental, instala-se, durante o Hauteriviano Superior (?), sedimentação lagunar que se desenvolve durante o Barremiano Inferior (Form. de Salema).

3º) Um acontecimento intra-Barremiano. Este acontecimento exprime-se, no Algarve ocidental por uma fase de ravinamento acompanhada por discordância angular entre as Formações de Salema e de Barrancão, no Algarve oriental por importantes fluxos terrígenos (fácies *weald*) e pelo recomeço da sedimentação em toda a margem algarvia. Se se admitir

que se trata de acontecimento sincrónico em todo o Algarve, pode considerar-se que ele teve lugar no decurso do Barremiano. Por analogia com a evolução sobre a margem oeste ibérica, a hipótese de uma idade fini-Barremiano Inferior é provável. Este acontecimento tectónico seria, assim, contemporâneo do primeiro fundo oceânico no sector ibérico do Atlântico.

4º) Um ciclo Barremiano Superior-Aptiano. O Barremiano Superior estaria representado no Algarve central e ocidental por depósitos laguno-lacustres (topo da Form. de Salema) e no Algarve oriental por depósitos fluviais de fácies *weald*. No início do Aptiano a topografia seria uniformizada pelo preenchimento devido ao depósito de sedimentos. A transgressão eustática do Aptiano Inferior (Bedouliano) dá origem a sedimentação marinha em toda a margem algarvia, com calcários ricos de amonites, braquiópodes, rudistas e equinídeos (Form. de Burgau); o máximo de transgressão, no topo desta unidade, está marcado por importante crosta ferruginosa, formada em meio marinho. Este pico de inundação máxima, datado do Bedouliano Médio (=Aptiano Inferior), é conhecido não apenas na Bacia Lusitaniana (Rey *et al*, 2006) mas à escala mundial (Schlager, 1981) e coincide com acontecimento anóxico a nível dos oceanos (Jenkins, 1980). No final do Aptiano Inferior e no decurso do Superior sedimentam-se, em toda a margem algarvia, primeiro, depósitos lagunares (Form. de Luz e parte basal da Form. de Porto de Mós), depois, depósitos marinhos pouco profundos (maior parte da Form. de Porto de Mós). O grande aumento da subsidência no decurso do Aptiano Superior poderá ter sido uma repercussão local da fase distensiva registada no Atlântico, no sector da Galiza.

5º) Um ciclo Albiano-Cenomaniano. Nova transgressão de origem eustática, iniciada no Albiano Inferior, acentua-se durante o Albiano Superior, com a instalação, no Algarve oriental, de ambientes recifais, sucedendo-se a ambientes de plataforma interna. Um espesso complexo de calcários recifais, parcialmente dolomitizados e recristalizados (Form. de Califços, de Chão de Cevada e de Pão Branco), intercalados com margas azóicas (Form. de Ferradeira), acumulam-se na região de Faro durante o Albiano e o Cenomaniano. A sua grande espessura corrobora a forte aceleração da subsidência, por detumescência térmica numa margem passiva que marca o fim da fase de distensão da bacia (Mougenot, 1989). Nenhum depósito de idade cretácica, posterior ao Cenomaniano, é conhecido no Algarve.

### 2.1.3. *Estratigrafia do Cenozóico*

#### 2.1.3.1. **Estratigrafia do Neogénico (Miocénico e Pliocénico)**

Do ponto de vista litológico existem dois tipos fundamentais de rochas sedimentares na região do Algarve, atribuídas ao Neogénico: litótipos de matriz essencialmente carbonatada a carbonatada siliciclástica mista, integrando abundantes e diversificadas associações de macrofósseis e um segundo litótipo essencialmente constituído por arenitos siliciosos, geralmente pouco

cimentados, com granulometria variando entre areia muito fina a grosseira ou conglomerática. Designaremos estes tipos por 1ª Sequência sedimentar neogénica ou Sequência Carbonatada e 2ª Sequência sedimentar neogénica ou Sequência Arenítica, respectivamente.

A Sequência Carbonatada inclui os depósitos sedimentares neogénicos mais antigos e aflora, fundamentalmente, no sector ocidental. Na sua maioria integra a denominada Formação de Lagos-Portimão, bem representada em afloramento no sector central do Algarve enquanto para leste, apenas ocorre vestigialmente, por exemplo, na vizinhança de Manta Rota (Pocinho e Stª Rita). Assenta directamente sobre os depósitos mais antigos da Bacia Algarvia, desde o Cretácico ao Triásico, e mesmo o soco paleozóico. Varia desde rochas calcárias fortemente litificadas, fossilíferas, em afloramentos restritos, talhados pela plataforma somital de abrasão marinha de Sagres, a rochas carbonatadas com importante componente siliciclástica e microfóssil ( fácies biocalcarenito a lumachela), aflorando ininterruptamente ao longo do litoral desde Lagos (Praia de Porto de Mós) a Albufeira (Olhos de Água), numa extensão de cerca de 45km. Para o interior, a base desta sequência pode apresentar, transitivamente, argilitos e margas (Aljezur e Côrte do Bispo, Bensafirim), atingindo cotas de ~80m e distando até 20km do litoral.

A Sequência Arenítica predomina, essencialmente, no sector oriental (Cacela) razão pela qual é composta, maioritariamente, pela Formação de Cacela. Está bem representada no sector central (Oura-Olhos de Água e Praia da Falésia, Faro). Varia de arenitos finos a muito finos ( fácies de areolas, Cachão & Freitas, 1998), pouco fossilíferos, a arenitos grosseiros brancos a avermelhados. Localmente, pode conter na base litótipos conglomeráticos ou ocorrências muito fossilíferas (jazida de Cacela Ribeira). Assenta, geralmente, sobre a Sequência Carbonatada, embora se encontrem depósitos desta sequência assentando directamente sobre o Mesozóico e o Paleozóico.

#### 2.1.3.1.1. Região de Aljezur

##### a) Sequência Carbonatada

Sedimentos carbonatados, com importante componente siliciclástica e argilosa, ocorrem preservados num conjunto de depressões tectónicas associados à falha de Aljezur. Estes *graben* fazem parte de um alinhamento estrutural, de direcção *grosso modo* NNE-SSO, compreendendo os «fossos» da Sinceira (a Sul), da Ribeira de Alfambras, de Aljezur-Amarela, e de S. Miguel (Odeceixe) (a Norte) (Bourcart & Zbyszewski, 1940). Na base afloram argilitos com intercalações areno-conglomeráticas (sequências positivas), com calhaus de quartzo angulosos, sem fósseis. Para o topo começam a aparecer níveis lenticulares com ostreídeos que passam a níveis margosos com pectinídeos, equinóides (Igreja Nova, Furna da Amarela e «Gruta do Rogil» in Zbyszewski, 1946) e dentes de peixe (Zbyszewski & Almeida, 1950) contendo já associações diversificadas de nanofósseis calcários (Cachão, 1995).

### 2.1.3.1.2. Região de Sagres

#### a) Sequência Carbonatada

Na região de Sagres (fig. 2.7) os afloramentos miocénicos estão representados por calcários muito compactos e esbranquiçados. Dado o acentuado grau de litificação e, por vezes, de recristalização, estes calcários assemelham-se, em afloramento, a certos litótipos jurássicos (Choffat, 1950) sobre os quais assentam em paraconformidade e/ou discordância angular (no Zavial e a Oeste de Martinhal) e dos quais se destacam pelo seu abundante conteúdo macrofóssil, com pectinídeos (Ferreira, 1951), ostreídeos (e.g. *Pycnodonta squarrosa*) e outros moluscos bivalves (*Anomia*, *Tellina planata*) para além de gastrópodes (*Turritella*, *Conus*), equinóides (*Clypeaster marginatus*), briozoários, balanídeos e corais ahermatípicos, entre outros (Rocha *et al*, 1979, Cachão, 1995a). Nas vertentes da Ribeira de Sagres a superfície de contacto, talhada em calcários do Jurássico Superior, corresponde a uma plataforma de abrasão marinha, associada a um paleolitoral rochoso perfurado por organismos litófagos (*Gastrochaenolites*, *Entobia* e *Meandropolydora*, Silva *et al*, 1999) e recoberto por sedimentos bioclásticos miocénicos.

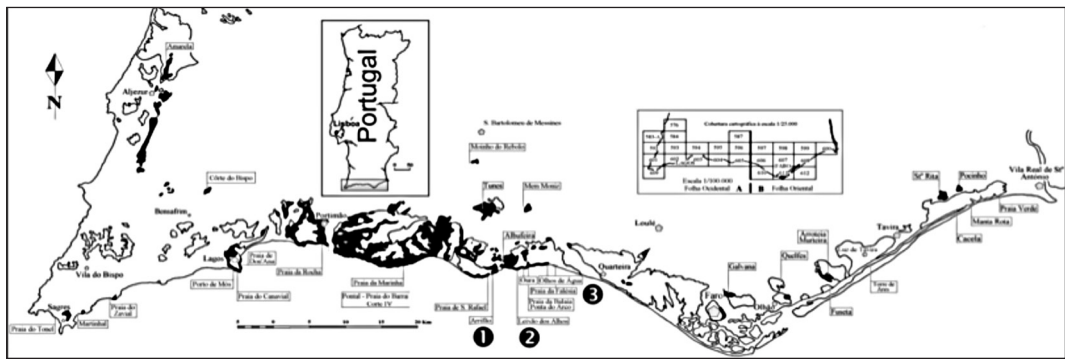
Para Leste, na Praia do Zavial (fig. 2.7), preservados em estruturas tectónicas alinhadas com o sistema da falha de Aljezur, ocorrem sedimentos carbonatados do Neogénico que, dobrados e fracturados, assentam em discordância sobre o Cretácico Inferior. O topo está truncado à cota das formações mesozóicas e da Sequência Arenítica por superfície de abrasão marinha (Medeiros-Gouvêa, 1938), com níveis manifestando intensa recristalização e notória carsificação. A associação macrofóssil descrita para este afloramento refere a presença de moluscos bivalves (*Pycnodonta squarrosa*, *Ostrea* sp., *Cardium* sp., *Venus* sp., *Tapes vetula*, *Venericardia* sp.) pectinídeos (*Flabellipecten fraterculus*, *Chlamys scabriuscula*, *Ch. tourнали*, *Ch. albina*), gastrópodes (*Turritella* sp.), briozoários, etc. (Rocha *et al*, 1979) para além de encrostações de balanídeos sobre pectinídeos, hexacoraliários arborescentes (moluscos externos) e moluscos cefalópodes (nautilóide *Aturia*?) (Cachão, 1995a).

### 2.1.3.1.3. Região de Lagos-Portimão-Armação de Pêra

#### a) Sequência Carbonatada

##### **Sector de Bensafirim**

A Norte de Lagos, próximo a Bensafirim (fig. 2.7), existem vários afloramentos dispersos de rochas carbonatadas de idade miocénica assentando directamente sobre substrato paleozóico (Zbyszewski, 1948; Ferreira, 1951). O mais extenso dos afloramentos (Côrte do Bispo, a três quilómetros para NNE de Bensafirim, espessura total 40 m; Cachão, 1995) comporta três unidades: a inferior, assente em discordância sobre metassedimentos paleozóicos,

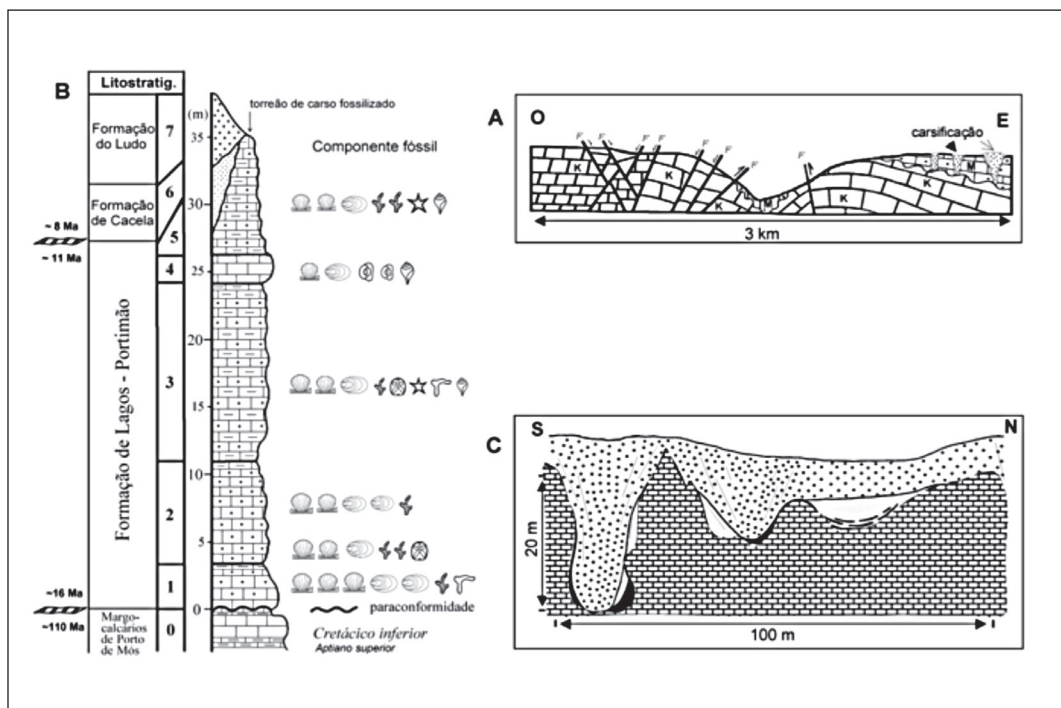


**Figura 2.7.** Localização dos principais afloramentos neogénicos no Algarve. Áreas a negro – Sequência Carbonatada inferior (Formação de Lagos-Portimão). Áreas a branco – Sequência Arenítica superior (Formações de Caela e Ludo) (adaptado de Cachão, 1995a).

é constituída por i) uma unidade basal constituída por argilitos arenosos contendo intercalações margo-carbonatadas com ostreídeos, pectinídeos e outros bivalves indeterminados, turrítelídeos e pinças de malacostráceos; ii) unidade intermédia constituída por margas esbranquiçadas, arenitos finos de forte cimento carbonatado esparítico com ostreídeos, pectinídeos, asterídeos (placas marginais isoladas) e balanídeos (placas dispersas); iii) unidade superior constituída por calcários compactos carsificados, com níveis ricos em ostreídeos e pectinídeos vários, alternando com turrítelídeos, grandes *Chlamys*, equinóides (*Clypeaster*, *Scutella*) ou moldes de grandes bivalves, frequentes placas de balanídeos, placas marginais de asterídeos associados a pequenos seixos rolados (areão) de quartzo.

### **Sector Praia de Porto de Mós – Praia de Dona Ana**

Biocalcarenitos, por vezes lumachélicos, afloram no sector litoral entre Lagos e Portimão. Com espessura total da ordem da centena de metros (Cachão, 1995a), constituem o litótipo do «Biocalcarenito de Lagos» (Cachão, 1995a), membro Inferior da Formação de Lagos-Portimão (Antunes & Pais, 1993; Cachão *et al*, 1998), cuja base pode ser observada a assentar em paraconformidade sobre o Cretácico Inferior, nas arribas costeiras entre a Praia de Porto de Mós e a Praia do Canavial (Sudoeste de Lagos) (Figs. 2.7, 2.8B). Na zona central da Praia de Porto de Mós, os biocalcarenitos mais ocidentais, deformados pela falha de Porto de Mós, de orientação N-S, contactam, por discordância, com calcários margosos cretácicos (fig. 2.8A). Na base, ocorrem calcários fortemente cimentados e muito fossilíferos, com rodólitos, moldes de moluscos bivalves variados e mineralizações de pectinídeos (Ferreira, 1951), ostreídeos e briozoários arborescentes (fig. 2.8B).



**Figura 2.8.** Unidades neogénicas (Sequências Carbonatada e Arenítica) na região de Lagos. A – Corte geológico esquemático da arriba costeira no sector Praia de Porto de Mós onde se evidencia o contacto em paraconformidade entre a Formação de Margo-Calcários de Porto de Mós (Cretácico Inferior; K) e a Formação de Lagos-Portimão (Miocénico Médio; M), a qual se apresenta intensamente carsificada ao longo de toda a sua espessura (adaptado de Terrinha *et al.*, 1995). B – Coluna litostratigráfica sintética do sector Praia do Canavial (Cachão, 1995a). A simbologia da componente fósil indica a presença de (de cima para baixo) pectinídeos, ostreídeos, briozóários, asterídeos, gastrópodes, macroforaminíferos bentónicos, equinóides e marcas de bioturbação. C – Corte geológico esquemático do sector Praia de Dona Ana evidenciando a carsificação da formação carbonatada infrajacente (Fm de Lagos – Portimão, com trama de paralelepípedo), preenchida por argilas vestigiais de dissolução (trama negra), intercalada nas areolas (Formação de Cacela, trama pontilhada fina) e recoberta por areias conglomeráticas avermelhadas (Formação do Ludo, trama pontilhada grosseira), com falhas de colapso dentro dos poços de carsificação (traços finos) (Cachão, 1995a).

Sem extraclastos de quartzo, estas unidades basais apresentam, ocasionalmente, clastos arredondados de calcários margosos cretácicos.

Para Leste da Ponta da Piedade, na Praia de Dona Ana, os biocalcarenitos muito fósseíferos, ricos de pectinídeos, passam a espessas e monótonas unidades carbonatadas, com importante componente siliciclástica (*e.g.* clastos bem rolados de quartzo), com frequentes fósseis de clipeasterídeos e de asterídeos (placas marginais), e concreções algais. Para o

topo, estas camadas apresentam briozoários arborescentes, bivalves *Anomia* sp. e bioclastos e moldes internos de bivalves indeterminados. Brachert *et al* (2002) individualizaram, fundamentalmente, três fácies: *fossiliferous sandstone* (FS), coarse skeletal rudstone (SR) e *rhodolith rudstone* (RR). Corais hermatípicos (zooxantelas) não estruturados (*Porites*, *Tarbellastrea*) são raros (Brachert *et al*, 2003).

Todo o Biocalcarenito de Lagos está fortemente carsificado com os poços de dissolução a atingirem o topo margoso do Cretácico, onde praticamente deixa de se fazer sentir a acção de dissolução cársica (Figs 2.8A e 2.8C). As depressões cársicas estão forradas de argilas avermelhadas e arenitos finos micáceos, recobertas por arenitos grosseiro avermelhados, com frequentes clastos bem rolados de quartzo.

### **Sector Praia Grande**

Nas arribas costeiras a Leste da região de Portimão (Praia da Rocha, Ferragudo, Praia Grande, Praia da Marinha, fig. 2.7) sucedem-se unidades estratigraficamente mais altas. Na Praia Grande, a formação carbonatada está representada essencialmente por biocalcarenitos ricos de fósseis de briozoários, moluscos, equinóides (*Clypeaster*, *Scutella*), vertebrados (peixes; Zbyszewski & Almeida, 1950), foraminíferos bentónicos e alguns planctónicos, ostracodos, etc. Ocorrem ainda unidades ricas de briozoários e algas calcárias, constituindo bons níveis de referência litostratigráfica (Pais, 1982; Brachert *et al*, 2003).

### **Sector Praia da Galé**

No extremo oriental da Praia da Galé, os níveis carbonatados ocorrem esporadicamente no seio da areia de praia, emergindo como torreões isolados de um carso fossilizado, constituídos, na base, por um calcário bioconstruído por actividade algal, com abundantes rodólitos, alguns ostreídeos e raros pectinídeos. Para o topo passa a calcário rico de pectinídeos ostentando frequentemente estruturas de bioerosão, frequentes balanídeos, clipeasterídeos, gastrópodes (moldes de turrítelídeos, vermetídeos, *Architectonica*, *Natica*), bivalves *Anomia*, outros bivalves indeterminados, briozoários arborescentes e raros rodólitos.

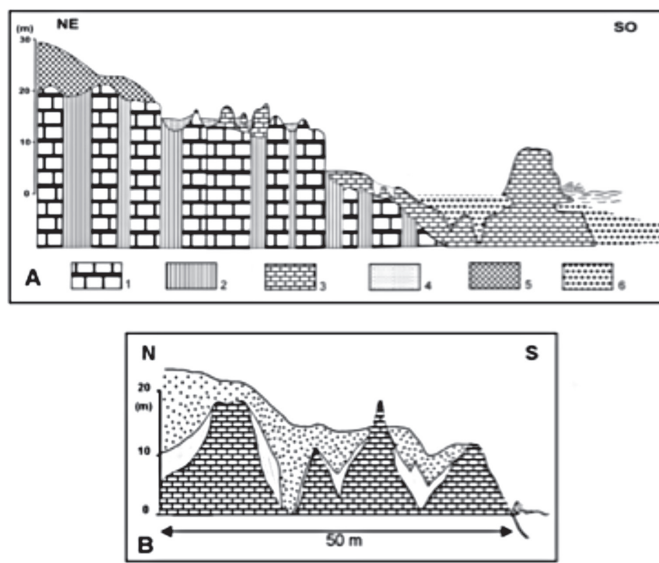
De Lagos a Armação de Pêra os biocalcarenitos da Formação de Lagos-Portimão revelam ligeiro mas contínuo basculamento para Leste. Nas proximidades de Albufeira a estrutura monoclinal apresenta, a Oeste (fora dos sectores mais perturbados por diapirosmo), basculamento para Sul (~ 4° S), rodando para SE a Leste daquela localidade, o que lhe confere componente de inclinação novamente para Leste, em direcção a Faro.

#### 2.1.3.1.4. REGIÃO DE ALBUFEIRA

##### Sector Praia de S. Rafael – Arrifão

###### a) Sequência Carbonatada

Neste local observam-se unidades carbonatadas, mais ou menos margosas, do Jurássico e Cretácico dobradas e verticalizadas por movimentação tectónica associada à inversão tectónica da bacia distensiva e ao diapiro de Albufeira. Durante o Miocénico, estas unidades sofreram emersão e carsificação tendo-se definido, em determinado momento uma paleo-arriba rochosa miocénica, cuja geometria original pode ainda ser observada, servindo de substrato ao entalhe de várias plataformas de abrasão marinha, desde a cota 0 à cota ~15m. A plataforma inferior, apresenta evidências de bioerosão por organismos litófagos, associadas à fase transgressiva que levou à deposição da Formação de Lagos-Portimão (fig. 2.9A). Certos níveis destes biocalcarenitos apresentam o carácter muito fossilífero em pectinídeos,



**Figura 2.9.** A – Corte geológico esquemático do sector costeiro S. Rafael-Arrifão. O Cretácico está verticalizado e dobrado com eixo vertical, sendo recoberto (*overlap* de TST) pela Formação de Lagos-Portimão (Miocénico Médio). Ambas as unidades apresentam estruturas cársicas (torres de campo de lapiás) recobertas pelas subseqüentes Formações de Cacula e do Ludo. 1 – Calcários e calcários margosos (Cretácico); 2 – Margas e argilitos (Cretácico); 3 – Formação de Lagos-Portimão (Miocénico Médio); 4 – Formação de Cacula (Tortoniano Superior); 5 – Formação do Ludo (Plio-Plistocénico); 6 – Praia actual (sem escala horizontal). B – Corte geológico esquemático do sector costeiro de Arrifão onde se pode observar o preenchimento do carso, embutido na formação carbonatada subjacente (Formação de Lagos-Portimão), pelas areolas da Formação de Cacula (trama fina) e Formação do Ludo (trama grosseira) (adaptado de Cachão, 1995a).

já observado no sector da Praia de Porto de Mós (Lagos). Alguns níveis fornecem associações diversificadas de bivalves mineralizados, com exemplos tafonómicos de conchas imbricadas umas nas outras, corroborando condições paleoambientais costeiras de alta energia. À deposição da formação carbonatada segue-se nova fase de emersão e carsificação.

#### b) Sequência Arenítica

O topo carsificado da formação carbonatada está recoberto por um conglomerado de base constituído por pequenos seixos muito rolados e brilhantes, aos quais se seguiram areias finas (areolas da Formação de Cacela) e arenitos grosseiros (Formação do Ludo) (Cachão *et al*, 1998). A continuação do processo de carsificação levou à deformação, por colapso, das unidades areníticas, superiores, no interior dos poços de dissolução da formação carbonatada subjacente (Arrifão, fig. 2.9B)

### **Sector Praia de Oura-Leixão dos Alhos**

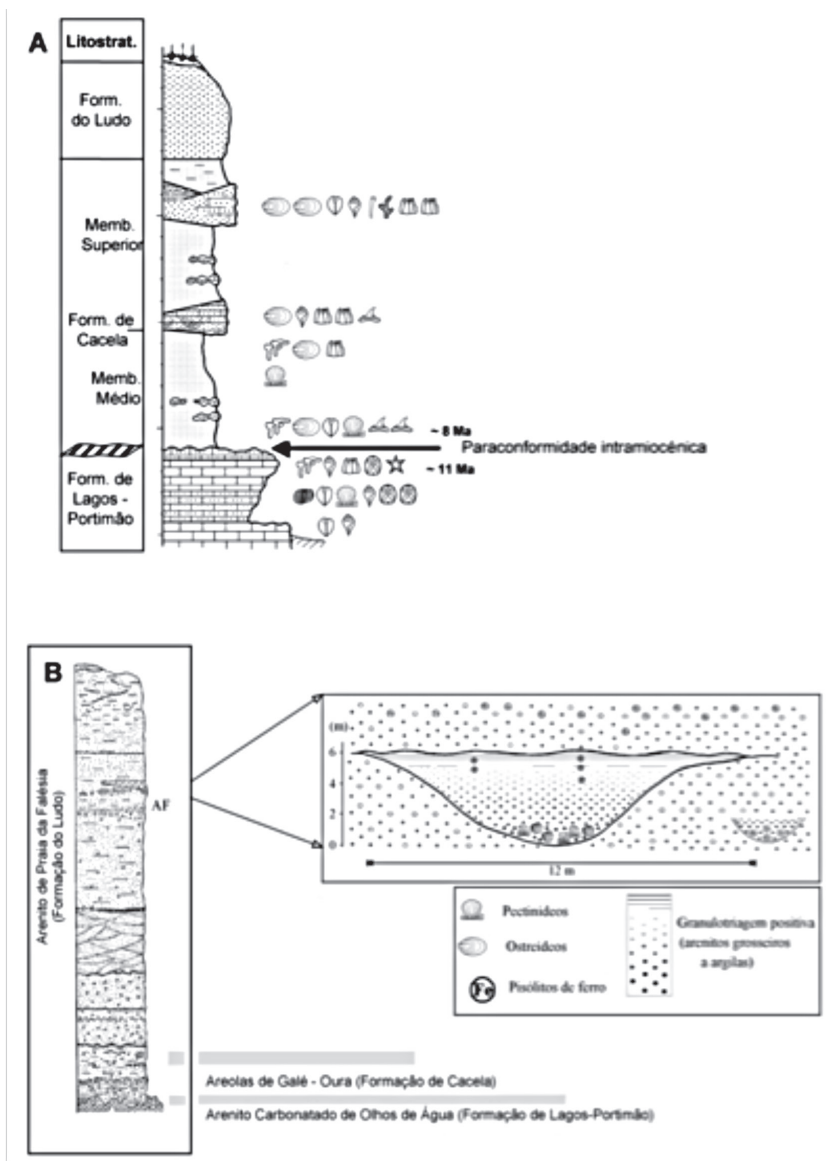
#### a) Sequência Carbonatada

Na base das arribas costeiras entre Oura e Leixão dos Alhos podem observar-se vários níveis de biocalcarenitos (Formação de Lagos-Portimão, fig. 2.10A) localmente rico de equinóides (*Clypeaster*, *Echinocardium*) e densas orictocenoses de moluscos bivalves (ostreídeos e pectinídeos) e gastrópodes (*Turritella*) e rodólitos. As unidades somitais preservadas apresentam-se, igualmente, muito bioturbadas revelando a ocorrência de *Laminites* e *Thalassinoides* (Cachão *et al*, 2009).

Neste sector, no contacto entre a Sequência Carbonatada e a Sequência Arenítica supra-jacente, o topo da sequência inferior encontra-se afectado, ao longo de toda a sua superfície, por inúmeras estruturas bioerosivas atribuíveis ao icnogénero *Gastrochaenolites*. A presença destas estruturas indica que esta é uma paleoplataforma de abrasão marinha associada a um litoral rochoso (Silva *et al*, 1999; Domènech *et al*, 1999 e Cachão *et al*, 2009) (fig. 2.10A).

#### b) Sequência Arenítica

As areolas são observadas ao longo de toda a extensão da arriba, assentando em paraconformidade ou discordância de baixo ângulo, sobre a paleo-superfície de abrasão marinha, intramiocénica, acima referida (fig. 2.10A). Os maiores desenvolvimentos verticais dos níveis de areolas, com frequentes evidências de bioturbação (icnofósseis) e paleocanais com associações de somatofósseis, são encontrados entre Praia da Oura e Praia da Galé, onde podem atingir mais de 10 metros, por essa razão denominados «Areolas de Galé-Oura» (equivalente aos Membros Médio e Superior da Formação de Cacela; fig. 2.10A). Em certos sectores estas areolas são particularmente ricas de mica, como na Ponta do Castelo, a Leste da Praia da Galé. Noutros sectores apresentam concentrações elevadas de dentes de peixes teleosteos e de seláceos (Zbyszewski & Almeida, 1950; Antunes *et al*, 1981a) e níveis com



**Figura 2.10.** A – Coluna litostratigráfica sintética do sector costeiro de Praia de Oura-Leixão dos Alhos. A paraconformidade intramiocénica comporta uma fase de emersão com exposição e carsificação subaérea seguida de abrasão marinha, bioerosão e *hard ground*. A simbologia da componente fóssil indica a presença de (de cima para baixo) ostréídeos, bivalves vários, gastrópodes, escafópodes, briozoários, balanídeos, dentes de seláceos, marcas de bioturbação, pectínídeos, equinóides, asterídeos, e rodólitos (adaptado de Cachão, 1995a). B – Coluna litostratigráfica sintética do sector costeiro de Praia da Falésia (adaptado de Romariz *et al*, 1979b).

glaucinite (Antunes *et al*, 1986), indicando tratar-se de uma série condensada, resultante de baixa taxa de sedimentação.

## **Sector Olhos de Água – Praia da Falésia**

### ***a) Sequência Carbonatada***

Nas arribas de Olhos de Água ocorre um arenito carbonatado («Arenito Carbonatado de Olhos de Água», Membro superior da Formação de Lagos-Portimão; Figs. 2.10B e 2.11C, Cachão, 1995a; Cachão *et al*, 1998), algo bioclástico mas menos fossilífero que os biocalcarenitos precedentes, dos quais constitui variação lateral (Ponta do Arco-Praia da Balaia) e superior (Olhos de Água). A um notório enriquecimento em elementos clásticos, quartzosos, grosseiros, fortemente cimentados e com evidentes sinais de dissolução cársica, associam-se estruturas sedimentares tais como estratificação oblíqua, paleocanais (de maré?) múltiplos, laminação convoluta, figuras de escorregamento de tipo *slump* e figuras de escape e carga.

Com espessura aflorante total que ultrapassa os 10 a 15m, comporta raros fósseis de equinóides (*Clypeaster*), ostreídeos, pectinídeos e balanídeos, nos seus níveis mais inferiores. Ocorrem com certa frequência níveis marcadamente bioturbados por estruturas canaliculas sub-horizontais, entrecruzadas, definindo a base e o topo de pequenos paleocanais. Estes contêm, no seu interior, arenitos bioclásticos com fósseis de turrítelídeos e de outros gastrópodes indeterminados, ostreídeos e outros bivalves, bem como seixos rolados.

Para oriente da Praia de Olhos de Água, a superfície que delimita o topo destes arenitos carbonatados vai progressivamente diminuindo de cota, até desaparecer sob as areias de praia actuais. A partir do extremo ocidental da Praia da Falésia (a ocidente da Praia de Vila Moura) os Arenitos carbonatados de Olhos de Água deixam de ser visíveis, aparecendo apenas, de modo esporádico, sob a forma de torres isoladas de megalapiás, únicos testemunhos da acentuada carsificação que sobre eles se exerceu.

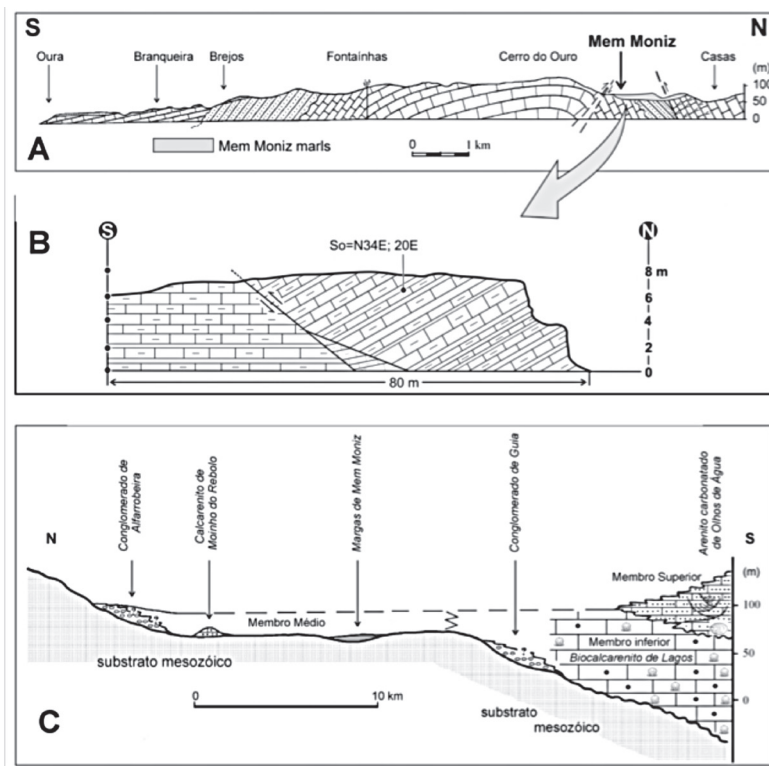
Na região de Albufeira e Oura, a espessura da Formação de Lagos-Portimão, incluindo a unidade dos Arenitos Carbonatados de Olhos de Água, aumenta gradualmente, de Norte para Sul, até atingir valores da ordem de 260m (Silva, 1988).

### ***b) Sequência Arenítica***

Inicia-se por 8 a 10m de areolas amarelo-alaranjadas, com níveis de pequenos seixos rolados maioritariamente de quartzo («bichouro»), podendo também ser encontradas rochas filoneanas argilitizadas e litótipos grauvacóides, associado a intercalações pelíticas e frequente bioturbação (*e.g.*, *Ophiomorpha*).

Este nível de areolas basal passa verticalmente, em continuidade, a areias grosseiras a conglomeráticas que constituem o essencial das arribas da Praia da Falésia-Açoteias (Formação do Ludo) (fig. 2.10B). Esta espessa série arenítica (espessura total entre 50 a 60m),

feldspática a subarcósica, de matriz silto-argilosa, de tom esbranquiçado a avermelhado, por ferruginização, e granularidade geralmente média a grosseira, apresenta frequentes níveis de seixos bem rolados e múltiplas figuras sedimentares. Nelas ocorrem igualmente paleocanais que se destacam do restante litossoma pela sua geometria e granulometria diferenciada. Os níveis conglomeráticos comportam, com frequência, elementos litológicos compatíveis com proveniência das séries areníticas triásicas, grauváquicas paleozóicas ou de rochas hipabisais, em acentuado grau de alteração.



**Figura 2.11.** A – Corte geológico esquemático do sector Praia de Oura-Mem Moniz (Algarve Central) onde se pode observar o isolamento cartográfico da unidade Margas de Mem Moniz e o seu posicionamento face aos afloramentos meridionais de Praia de Oura (adaptado de Silva, 1988). B – Esboço geológico esquemático de afloramento das margas na povoação de Mem Moniz (EN 395), onde se pode observar alguns aspectos da sua deformação. A simbologia paleontológica indica a ocorrência de nanofósseis calcários e foraminíferos planctónicos mas ausência de moluscos e bioturbação, tão frequente em todas as outras unidades neogénicas (Cachão, 1995a). C – Interpretação geológica dos vários membros que integram a Formação de Lagos-Portimão no sector Algarve Central. Em termos de estratigrafia sequencial o Membro Inferior corresponde essencialmente a *Transgressive Systems Tract* (TST), o Membro Médio a *High Systems Tract* (HST) e o Membro Superior a *Regressive Systems Tract* (RST) (adaptado de Cachão, 1995a).

No seu sector inferior estes arenitos comportam lentículas fossilíferas com elementos rolados de vertebrados fósseis (seláceos, crocodilos, sirénios e cetáceos) (Cabral & Baptista, 1979; Antunes *et al*, 1981b) remobilizados dos níveis carbonatados da Formação de Lagos-Portimão, subjacente, o pectinídeo *Palliolum (Lissochlamys) excisum* (Antunes *et al*, 1990) e grandes Venerídeos (Cachão *et al*, 1998).

### **Sector de Mem Moniz**

#### ***a) Sequência carbonatada***

Durante bastante tempo os sedimentos que afloram na região de Mem Moniz, no sector central da orla algarvia, a Norte de Albufeira, foram tomados como caliços, ou seja, um produto de alteração subaérea de unidades carbonatadas, frequente no Mesozóico da região algarvia. Só no início da década de 1970 é que se reconheceu nestes sedimentos uma rica associação de foraminíferos planctónicos, entre outros microfósseis, que permitiram a sua atribuição ao Miocénico (Romariz *et al*, 1979a).

O interesse do estudo desta unidade sedimentar reside, não só na sua singular fácies, única no contexto das unidades litostratigráficas até ao momento definidas para o Neogénico algarvio, mas também no facto de, pela sua localização geográfica (cerca de 10km para Norte da actual linha de costa, fig. 2.11A), constituir um dos poucos afloramentos miocénicos de fácies marinha, posicionados para o interior da orla costeira algarvia. Actualmente circunscrito a uma mancha elíptica com cerca de 1km de comprimento e com um desenvolvimento vertical, em afloramento, que não excede os 7 a 8 metros, esta unidade assenta em discordância sobre o Cretácico inferior (Romariz *et al*, 1979a; Correia, 1989) e tem uma atitude, no geral, sub-horizontal, com ocasionais blocos basculados entre falhas, sendo recortada por múltiplos planos de diaclase (fig. 2.11B).

Litologicamente, os sedimentos de Mem Moniz correspondem a uma alternância de níveis decimétricos silicificados, nodulares, de tom cinzento esverdeado, com bancadas mais espessas, de margas friáveis, de tom esbranquiçado, contendo diversificada associação microfossilífera constituída por foraminíferos (planctónicos e bentónicos), diatomáceas, radiolários, raros ostracodos, e nanofósseis calcários bem como pequenos fragmentos de ossos e escamas de peixe (Romariz *et al*, 1979a; Antunes *et al*, 1981a; Antunes & Pais, 1993; Cachão, 1992, 1995a). Elemento notável é a sua riqueza e diversidade em espículas de espongiários hexactinelídeos e Desmospongiae (Pisera *et al*, 2006).

O estudo sedimentológico desta unidade revelou a presença de uma componente siliciosa média essencialmente biogénica correspondente a cerca de 6%, enquanto que a fracção silto-argilosa constitui cerca de 54% sendo os restantes 40% atribuídos à componente carbonatada. Trata-se portanto de uma marga *espongolítico*-diatomítica, única no contexto do Miocénico português. Curiosamente, para além de restos de peixes (Clupeídeos? Serenídeos, Antunes *et al*, 1981a) não se encontraram, até ao momento, nestes sedimentos,

quaisquer outras evidências de macrofósseis (componente malacofaunística), ou de bioturbação, nem sequer icnitos isolados, tão frequentes nas outras unidades litostratigráficas miocénicas.

Para Norte, entre Mem Moniz e S. Bartolomeu de Messines, ocorrem afloramentos isolados, vestigiais, que retomam as fácies de biocalcarenitos fossilíferos típicas dos sectores mais costeiros (fig. 2.11C) (Choffat, 1950). Nomeadamente na região de Moinho do Rebolo (próximo das ruínas do moinho que lhe dá o nome), à cota 80 m, pode observar-se uma sequência pouco espessa de biocalcarenitos com pequenos seixos de quartzo bem rolado bem como frequentes fósseis de balanídeos (placas isoladas) às quais se associam fragmentos de ostreídeos, por vezes de grandes dimensões, com estruturas bioerosivas e raros pectinídeos. O grau de carsificação desta unidade é muito intenso, verificando-se a existência de poços de dissolução preenchidos por arenito grosseiro, amarelado a avermelhado, contendo seixos de quartzo subanguloso e de litótipos carbonatados. A calichificação foi também muito intensa, podendo observar-se sectores pulverulentos do que outrora terão sido níveis bioclásticos.

#### 2.1.3.1.5. Região Quarteira-Olhão

##### a) Sequência Carbonatada

Na região entre Quarteira e Olhão as evidências da ocorrência em afloramento de uma unidade litostratigráfica carbonatada são escassas e pontuais, nomeadamente em Galvana e Quartos-Almansil, deixando dúvidas quanto à sua correlação com a Formação de Lagos-Portimão. Em Galvana é possível reconhecer macroforaminíferos bentónicos (heterosteginídeos) e macrorrestos pertencentes a grandes balanídeos, pectinídeos vários (Ferreira, 1951), moldes de bivalves indiferenciados e gastrópodes diversos, asterídeos (placas marginais), estruturas bioerosivas afectando conchas de moluscos (icnogénero *Entobia*), briozoários encrostantes, entre outros.

Vários outros afloramentos carbonatados têm sido referidos para este sector denominados por Pais (1982) como «Depósitos marinhos de Tunes-Mem Moniz, Ponte das Lavadeiras e Galvana (Faro), Quelfes, Olhão, Arroiteia (Fuzeta) e Luz de Tavira»:

Calcários lacustres fossilíferos acinzentados contendo faunículas de gastrópodes dulceaquécolas em Ponte das Lavadeiras (« 2 km, au N.W. de Faro»; Choffat, 1950);

Calcarenitos muito fossilíferos ricos de moluscos, equinóides de grande porte, e concentrações de heterosteginídeos de grande tamanho, intercalados entre um conglomerado de base com grandes clastos de rochas sedimentares mesozóicas e de rochas básicas muito alteradas e «siltos» fossilíferos de cor amarelada em Ribeira das Lavadeiras (Manuppella *et al*, 1987);

Calcários pulverulentos com clastos pequenos a médios de quartzo, rolados e moldes internos de bivalves vários, ostreídeos e grande abundância de turrítelídeos, alguns deles com evidentes sinais de recristalização, para além de *Natica*, *Conus*, a Oeste de Olhão (quilómetro 116 da EN 125).

Calcarenito com raros fragmentos de ostreídeos e galerias (icnofósseis) podendo apresentar-se, igualmente, muito pulverulento. Alguns níveis comportam importante componente detrítica (seixos rolados), incrementando lateralmente a componente bioclástica. Foram encontrados grandes balanídeos e ostreídeos, com notórias evidências de estruturas de bioerosão, turrítelídeos, *Natica*, gastrópodes indeterminados, serpulídeos, escafópodes (?), bivalves com ambas as valvas unidas. Estas unidades na região Arroiteia-Murteira estão notoriamente afectadas por carsificação, apresentando vários poços de dissolução.

Apesar do seu carácter fragmentário em afloramento, foi possível estimar a espessura total destas unidades carbonatadas miocénicas, descritas como «arenitos e calcários fósseis» (Geirnaert *et al*, 1982; Beers *et al*, 1982), com base em estudos geo-eléctricos para reconhecimento e caracterização hidrogeológica de aquíferos na região de Quarteira, Olhão e Tavira, em cerca de 150m, na região de Quarteira e Ludo, podendo ultrapassar os 300m na Campina de Faro, definindo uma estrutura em *graben* (Silva, 1988).

#### 2.1.3.1.6. Região de Cacela

##### a) Sequência Arenítica

##### **Ribeira de Cacela (Membro Inferior da Formação de Cacela)**

O interesse pela jazida de moluscos fósseis de Cacela remonta ao século XIX e deriva, por um lado, da excelência da preservação (certos traços de coloração podem mesmo ser encontrados em alguns exemplares (Antunes *et al*, 1981b) dos fósseis que nela ocorrem, e por outro, da riqueza e diversidade das associações fossilíferas nela presentes (Pereira da Costa, 1866-67; Berkeley Cotter, 1879 *in* Dollfus *et al*, 1903-04; Bourcart & Zbyszewski, 1940; Chavan, 1940; Zbyszewski & Almeida, 1950; Ferreira, 1951; Freneix, 1957; Brébion, 1957). Os bivalves (por vezes de grande tamanho como *Glycimeris*, *Cardium*, *Megacardita*, *Panopaea*, *Pelecypora* e *Callista*, para além de Veneridae, Corbulidae e Nuculidae, em grande abundância, Antunes *et al*, 1990; Santos, 2005) dominam sobre os gastrópodes (*Turritellidae*, *Naticidae*, *Trochidae*, *Ficidae*, *Cipraeidae*, *Ringiculidae* e *Conidae* de entre os mais frequentes; Santos, 2005) escafópodes, dentes de seláceos e sparídeos, balanídeos e briozoários (Cachão, 1995a) (fig. 2.12). Exemplares provenientes desta jazida podem ser encontrados nas colecções de vários museus europeus de História Natural.

No que se refere ao conjunto de sedimentos que constituem a jazida de Cacela e a enquadram litostratigraficamente, eles são essencialmente constituídos por um conjunto de areni-

tos finos (areolas), mais ou menos micáceos, assentando em discordância sobre os arenitos triásicos, o complexo vulcano-sedimentar hetangiano ou calcários jurássicos.

O que foi definido como «Membro Inferior da Formação de Cacela» (fig. 2.12) corresponde a uma diferenciação local (fácies marinha costeira, proximal), fundamentada sobretudo na maior riqueza fóssil das camadas que o constituem (a jazida de Cacela, propriamente dita), adquirindo um elevado valor em termos do Património Paleontológico de Portugal (Cachão, *et al*, 1998; Santos *et al*, 1998a, b).

Alguns quilómetros mais para oeste, num sector da arriba costeira próximo do Forte de S. João da Barra (fig. 2.12), observa-se uma sequência de areolas (equivalente aos Membros Inferior e Médio acima referidos), diaclasada e limitada a Oeste por falha.

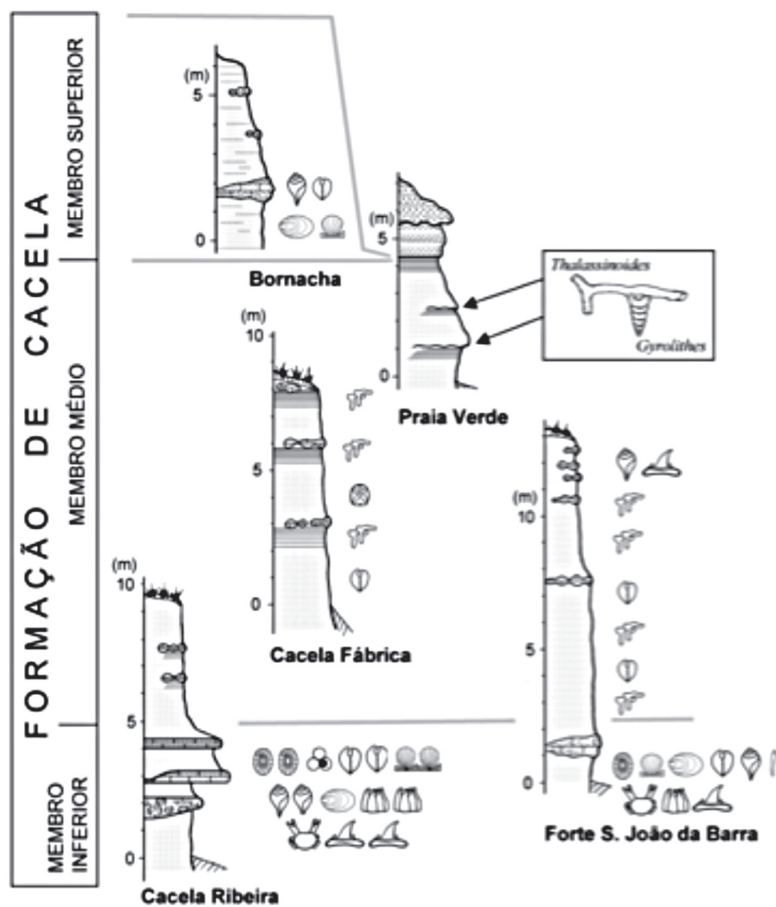
### **Cacela Fábrica – Praia Verde (Membro Médio da Formação de Cacela)**

Na região conhecida por «Cacela Fábrica» ocorre possante conjunto de areolas amarelo-alaranjadas, intercalado por níveis com maior componente pelítica, de tom acinzentado, com uma espessura que ultrapassa a dezena de metros, o qual constitui as arribas costeiras desta região, recortadas por diaclases cujos planos estão preenchidos por carbonato de cálcio (sob a forma ou de recristalizações de calcite ou de caliço). Estes depósitos, apresentam-se menos ricos de macrofósseis (em relação às unidades inferiores), contendo apenas esporádicos ostreídeos e pectinídeos, moldes internos de moluscos indeterminados e moldes externos, ferruginizados, de equinodermes (espatangóides) (fig. 2.12). Pondo em evidência a intensa descarbonatação a que estas areolas foram sujeitas, existe uma notória ferruginização de canalículos e restante bioturbação, de onde se destacam pistas atribuíveis ao icnogénero *Thalassinoides*. Apresentam, igualmente, concreções carbonatadas dispostas segundo vários níveis preferenciais, correspondendo ao topo argiloso de sequências rítmicas positivas em que as areolas passam, gradualmente, a argilitos acinzentados. Estes pares de areolas e argilitos, ambos profusamente bioturbados, apontam para ambiente deposicional de fraca energia e algo confinado onde, a incrementos na sedimentação marinha traduzida pelas areolas, se seguem períodos marcados pela decantação de material pelítico, evidenciado pelos níveis argilosos.

No afloramento de Praia Verde, estes níveis mais argilosos estão encimados por couraças de ferruginização as quais colocam em destaque estruturas de bioturbação atribuíveis a vários icnogéneros, nomeadamente *Thalassinoides* e *Gyrolithes* (E. Mayoral, comunic. oral, 1992) (fig. 2.13), estes últimos com um desenvolvimento espiral que pode atingir oito voltas consecutivas.

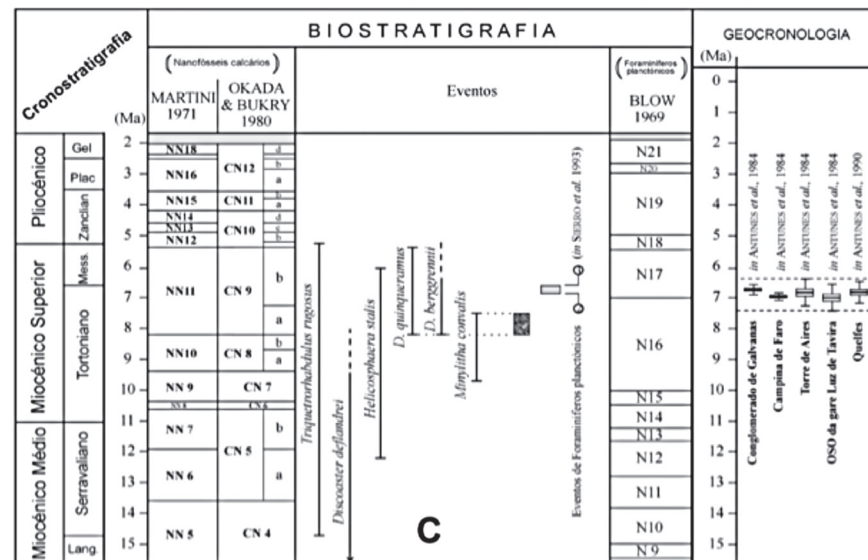
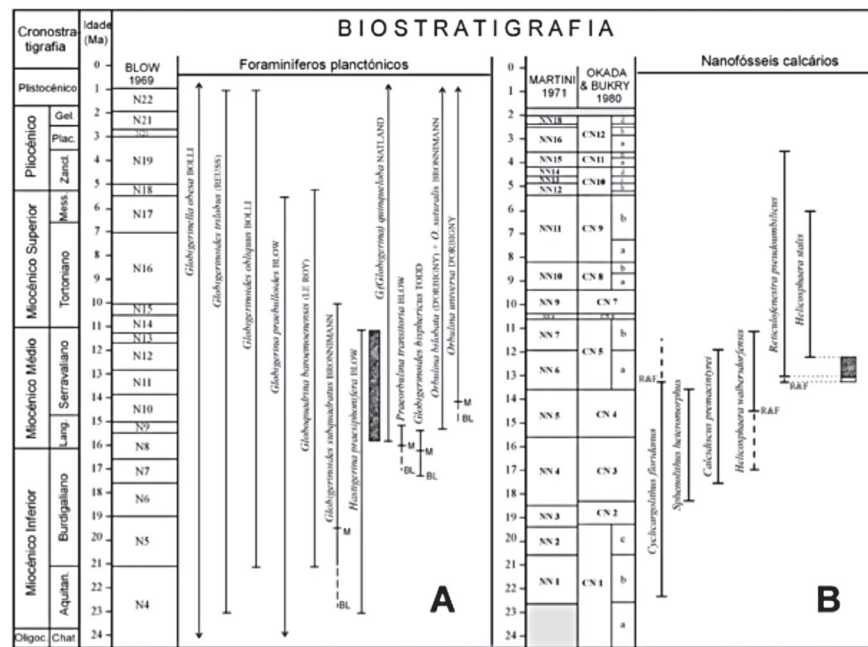
### **Bornacha (Membro Superior da Formação de Cacela)**

Em Bornacha, as areolas carregam-se em areão e pequenos seixos rolados de quartzo contendo fósseis de ostreídeos, pectinídeos (rolados) e balanídeos (alguns contendo ainda



**Figura 2.12.** Colunas litostratigráficas esquemáticas da Formação de Cacela e seus respectivos membros, na região do Algarve oriental. Na coluna de Praia Verde é indicada a posição litostratigráfica de Bornacha, evidenciando truncamento na passagem para os arenitos e cascalheiras superiores. A simbologia paleontológica indica a presença de (Cacela Ribeira) nanofósseis calcários, foraminíferos planctónicos, moluscos bivalves vários, pectinídeos, gastrópodes, ostreídeos, balanídeos, malacostráceos e dentes de seláceos, aos quais se associam (Forte de S. João da Barra) escafópodes e níveis de bioturbação (Cachão, 1995a).

as placas operculares) (fig. 2.12). Esta diferenciação superior da Formação de Cacela, para níveis novamente mais ricos de componente detrítica grosseira, não tão fossilíferos como no caso do Membro Inferior, pode igualmente ser reconhecida noutros cortes (nomeadamente na região de Oura; Areolas de Galé-Ourá), fazendo a transição para a unidade litostratigráfica suprajacente, arenítica grosseira (Formação do Ludo).



**Figura 2.13.** Quadros de enquadramento biostratigráfico de: A - Formação de Lagos-Portimão (Biocalcarenite de Lagos) por foraminíferos planctónicos; B - Marga esponglítica de Mem Moniz por nanofósseis calcários; C - Formação de Cacula por nanofósseis calcários, foraminíferos planctónicos e datações absolutas (refs. bibliográficas in Cachão, 1995a).

### 2.1.3.1.7. Enquadramento estratigráfico

Em finais do século XIX, J. Berkeley-Cotter atribuiu as unidades carbonatadas do Algarve ao «Helveciano» (Miocénico Médio) (Dolffus *et al*, 1903-04) e assim são caracterizadas por vasto conjunto de autores que se seguiu. Por seu lado, as primeiras referências às sequências carbonatadas de Aljezur enquadram-nas no «Helveciano superior ou no Tortoniano» (Cotter *in* Choffat, 1950) ou no «Vindoboniano marinho com [macro]fauna tortoniana» («le Deuxième étage méditerranéen» *in* Bourcart & Zbyszewski, 1940). Recentemente, estas unidades carbonatadas foram equiparadas estratigraficamente à Formação de Lagos-Portimão, a qual foi definida a partir de afloramentos na região costeira meridional algarvia (codificada como MLP em Manuppella, 1992) e atribuídas ao Miocénico Inferior (Burdigaliano *in* Alvenerie *et al*, 1992).

Em princípios da década de 1980, propôs-se a tripartição dos depósitos carbonatados algarvios em: (1) biocalcarenitos de fácies costeira atribuídos ao Miocénico Inferior («Formação carbonatada de Lagos-Portimão»); (2) depósitos carbonatados mais detríticos e menos fossilíferos, circunscritos à região costeira em torno de Albufeira («camadas de Auramar e conglomerados com ostras e pectinídeos de Albufeira»), datados do Miocénico Médio e (3) conjunto de depósitos carbonatados de fácies marinha dispersos pela região de Faro a Tavira, atribuídos ao Miocénico médio «tardio» a Tortoniano Inferior (Antunes *et al*, 1981b). É esta a estrutura estratigráfica que serviu de base à revisão cartográfica e realização de novas cartas geológicas do Algarve editadas pelos *ex*-Serviços Geológicos de Portugal (Rocha *et al*, 1983; Manuppella *et al*, 1987, 1987b; Rocha *et al*, 1989). Destes trabalhos resultou novo enquadramento cronostratigráfico para os depósitos sedimentares marinhos miocénicos, os quais passaram a ser entendidos como resultando de um processo sedimentar mais ou menos contínuo, do Aquitaniano ao Messiniano, sem hiatos (de sedimentação e/ou erosão) assinaláveis (Antunes & Pais 1992, 1993).

Da revisão estratigráfica destas unidades, tendo por base revisão litostratigráfica e novos elementos biostratigráficos (nanofósseis calcários), acrescida de revisão biostratigráfica das associações de foraminíferos planctónicos recolhidos dos biocalcarenitos de afloramentos no litoral algarvio (Praia Grande, Praia da Marinha e Arroiteia-Murteira (*in* Antunes *et al*, 1981b), sugere-se modelo estratigráfico geral distinto, baseado em duas sequências deposicionais principais (carbonatada e arenítica) separados por hiato temporal, associado a importantes alterações tectónicas e paleogeográficas (Cachão, 1995a; Cachão & Silva, 2000). A primeira destas sequências deposicionais apresenta idade biostratigráfica correlativa do intervalo Langhiano a Serravaliano (Miocénico Médio) (fig. 2.13A) que não está de acordo com as datações de isótopos de estrôncio que apontam para a existência de idade burdigaliana para estes mesmos depósitos (Pais *et al*, 2000). A segunda sequência deposicional é de idade Tortoniano Superior a Pliocénico Inferior.

Na região de Aljezur, os dados disponíveis (nanofósseis calcários) permitem atribuir os seus sedimentos fossilíferos ao intervalo cronostratigráfico Burdigaliano Superior a Serravaliano Médio. Enquadramentos compatíveis foram obtidos para unidades aflorantes no interior da actual plataforma algarvia, como em Côrte do Bispo (Bensafrim, Algarve Ocidental) e Alvelede (Tunes, Algarve Central) e Mem Moniz (fig. 2.13B) (Cachão, 1995a). Datações de isótopos de estrôncio sugerem que, alguns destes depósitos são de idade Burdigaliano Inferior (Pais *et al*, 2000).

As margas de Mem Moniz e as unidades de Côrte do Bispo e de Moinho do Rebolo constituem o Membro Médio da Formação de Lagos-Portimão (fig. 2.11C). Estas testemunham progressão da linha de costa relativamente rápida continente adentro, sobre uma superfície de erosão sub-aérea, poligénica, talhada no decurso de um intervalo temporal significativo (Paleogénico a Miocénico inferior), associada a uma subida eustática da ordem dos 150m acima do actual nível médio da água do mar (Ciclos 2.3 a 2.5 *in* Haq *et al*, 1988) e a um possível basculamento da plataforma costeira, para Sul, pela sedimentação das espessas séries progradantes miocénicas.

O facto de Mem Moniz se situar num sector da plataforma algarvia tectonicamente deformado pela inversão tectónica da bacia de *rifting* mesozóica, de idade cretácica superior-paleogénica, que gerou uma paleogeografia de relevos positivos e negativos associados a dobras e cavalgamentos, como o da falha da ribeira de Algibre, um dos principais acidentes da Bacia Algarvia (Terrinha, 1988), poderá explicar o carácter simultaneamente marinho e «semi-confinado», tão peculiar da fácies de Mem Moniz. Por outro lado, a definição de uma extensa plataforma poderá igualmente estar na origem das características particulares deste depósito, nomeadamente na ausência, de nanofósseis de carácter mais oceânico (discoasterídeos). Estudos de nanofósseis calcários permitiram atribuir as margas de Mem Moniz à biozona NN6 / CN5a (Cachão, 1995a) correspondente ao Serravaliano Médio (~13,6 a 12,2 Ma), corroborado por datação  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 12,5 (-1,7+0,7) Ma (Pais *et al*, 2000) (fig. 2.13B). Foraminíferos planctónicos indicam, por seu lado, idade Tortoniano Superior (Legoinha, 2003).

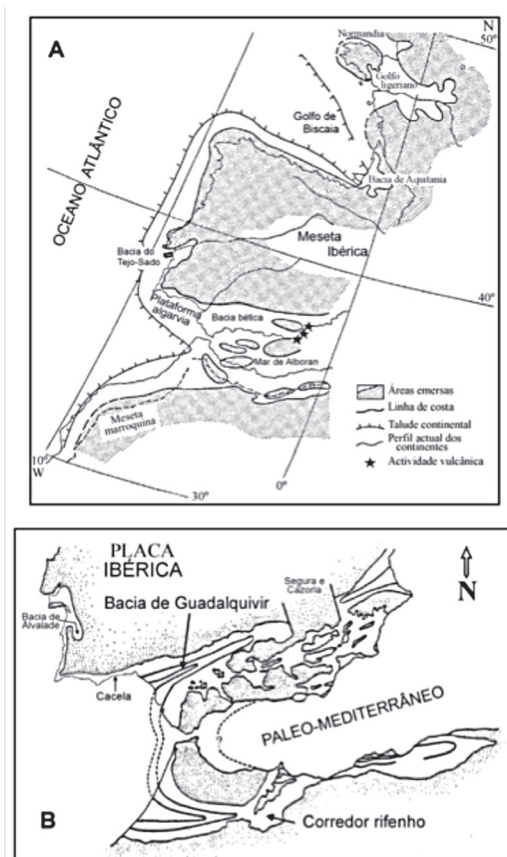
Entre o final da deposição da Formação de Lagos-Portimão e o início da deposição da Formação de Cacela existe uma lacuna estratigráfica correspondente a um hiato temporal de cerca de 3 milhões de anos, do final do Serravaliano (~11 Ma) ao Tortoniano Superior (~8 Ma) (fig. 2.15A). Este hiato está materializado por descontinuidade no terreno onde se podem encontrar evidências de: (i) emersão por regressão generalizada que terá afectado toda a região costeira (incluindo sectores da margem oeste portuguesa, fig. 2.15A); (2) carificação por exposição subaérea; (3) entalhe de uma plataforma de abrasão marinha; (4) actividade de bioerosão por organismos litófagos (mega-superfície bioerosiva; Domènech *et al*, 1999) e (5) «hard-ground» associados ao novo ciclo transgressivo (Figs. 2.15A e B) o qual terá permitido a deposição de um conglomerado de base constituído por pequenos seixos

muito rolados e brilhantes, no seio de aréolas e areias finas (e.g., Arrifão) da Formação de Cacela à qual se seguiram arenitos grosseiros (Formação do Ludo).

As areolas são observadas ao longo de toda a extensão de arriba, assentando em paraconformidade ou discordância de baixo ângulo, sobre uma paleo-superfície de abrasão marinha, intramiocénica, particularmente bem evidente nesta região (fig. 2.14A). Os maiores desenvolvimentos verticais dos níveis de areolas, apresentando frequentes icnofósseis de bioturbação e paleocanais com associações de somatofósseis costeiros (ostreídeos e balanídeos), são encontrados entre Praia da Oura e Praia da Galé, onde podem atingir mais de 10m. Denominados «Areolas de Galé-Oura» são equivalentes laterais dos Membros Médio e Superior da Formação de Cacela (Cachão *et al*, 1998) (fig. 2.11A). Em certos sectores estas areolas são particularmente ricas de mica, como em Ponta do Castelo, a Leste da Praia da Galé, noutros sectores apresentam concentrações elevadas em dentes fósseis de seláceos e níveis com glauconite indicando tratar-se de uma série condensada, resultante de baixa taxa de sedimentação.

O Membro Inferior da Formação de Cacela apenas ocorre na região do mesmo nome, na Ribeira de Cacela, Barroquinha e S. João da Barra. Estudo de foraminíferos permitiu datar estes sedimentos do topo da zona N16 à base de N17, correlativo do Tortoniano final (Pais, 1982). Nanofósseis calcários permitiram o seu enquadramento na biozona NN11 / CN9a, com idade situada entre 8.2 e 7.5 Ma (Cachão, 1995a). Já o Membro Médio da Formação de Cacela, aflorante nas arribas costeiras da região de Cacela Fábrica foi enquadrado por nanofósseis calcários e foraminíferos no Tortoniano Superior (Antunes *et al*, 1990).

**Figura 2.14.** Esboços paleogeográficos da região do Algarve e áreas circundantes da Ibéria e Norte de África. A - No decurso da deposição da Formação de Lagos-Portimão (Miocénico Médio; adaptado de Alvinerie *et al*, 1992); B - No decurso da deposição da Formação de Cacela (Miocénico Superior; adaptado de Benson *et al*, 1991).



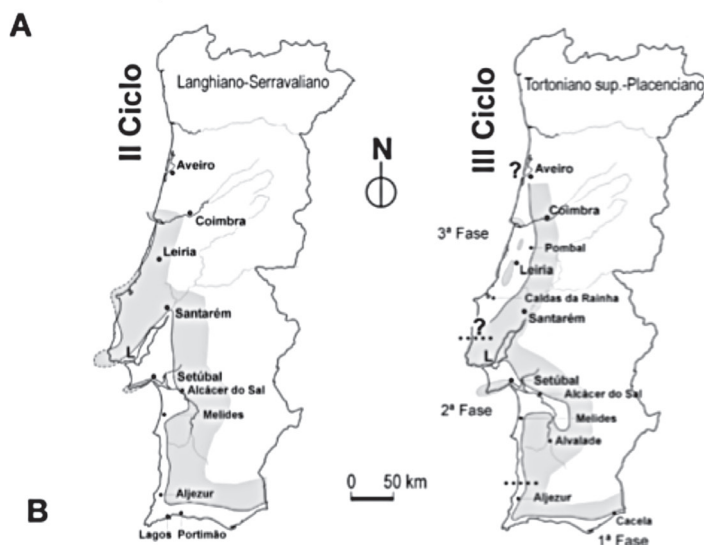
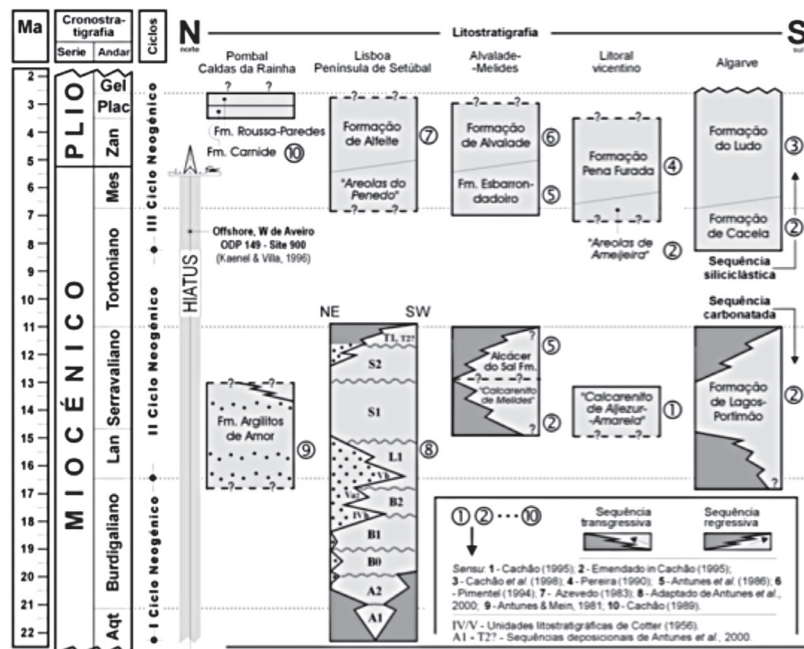
Os níveis basais dos arenitos grosseiros da Formação de Ludo, aflorantes na Praia da Falésia comportam lentículas fossilíferas com elementos rolados de vertebrados fósseis (seláceos, crocodilos, sirénios e cetáceos). Tais elementos são provenientes da erosão e remobilização dos níveis carbonatados da Formação de Lagos-Portimão subjacente. Contudo, a presença do pectinídeo *Palliolum (Lissochlamys) excisum* e grandes bivalves venerídeos (? *Pelecypora gigas*) sugerem idade tardi-miocénica a ante-Placenciano (Pliocénico Médio) (Cachão *et al*, 1998), para estes mesmos sedimentos, precisada por datação  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  em 3,0 (-1,0+2,5) Ma (Pais *et al*, 2000).

### 2.1.3.2. Enquadramento paleogeográfico e tectónico

As unidades neogénicas algarvias podem ser interpretadas no contexto de um modelo de evolução tectono-sedimentar e paleogeográfica assente na relação espacial entre dois conjuntos sedimentares principais: um conjunto inferior, essencialmente carbonatado, representado pela Formação de Lagos-Portimão e um outro, suprajacente, essencialmente arenítico, constituído pelas Formações de Cacela e do Ludo (Cachão *et al.*, 1998; fig. 2.14 e 2.15A).

#### 1.<sup>a</sup> Sequência Sedimentar

A primeira destas sequências deposicionais, de idade essencialmente Langhiano a Serravaliano Inferior, inicia-se com o Biocalcarenito de Lagos (Membro Inferior da Formação de Lagos-Portimão) que, em termos de estratigrafia sequencial, é transgressivo em *onlap* sobre substratos mesozóicos e paleozóicos, constituindo um *Transgressive Systems Tract* (TST). Em alguns sectores é possível observar em afloramento a superfície transgressiva de erosão, geralmente bioerosionada, materializando a sua *sequence boundary* basal (*sensu* Caron *et al*, 2004). Alimentadas por abundante componente siliciclástica provindo, provavelmente, de unidades cretácicas detríticas, então aflorantes, as macrofácies da espessa Sequência Carbonatada são mais frequentemente de tipo *heterozoan bryomol (cool-water shelf carbonates)* do que *photozoan coralgial (tropical limestones)* (*sensu* Caron *et al*, 2004 e Halfar *et al*, 2004; Brachert *et al*, 2003). Para Brachert *et al* (2003) a associação fossilífera (gastrópodes, bivalves endo- e epibentónicos, algas calcárias, briozoários, equinodermes e macroforaminíferos bentónicos *Heterostegina*) é típica de zonas climáticas temperadas quentes. Descrições de lito- e biofácies modernas do Sudoeste do Golfo da Califórnia (Halfar *et al*, 2004) permitem interpretar as fácies mais carbonatadas (e.g. Sagres e Côte do Bispo) como podendo estar associadas a sedimentação em baías restritas pouco profundas (profundidades até -10 a -15m). Fácies de carbonatos siliciclásticos fossilíferos (*allochem carbonates in* Halfar *et al*, 2004) estarão associadas a sedimentação em regime de plataforma costeira.



**Figura 2.15.** A – Quadro de correlação das unidades neogénicas de Portugal continental com referência aos seus três ciclos deposicionais (ref. bibliográficas *vide* Cachão & Silva, 2000); B – Esboços paleogeográficos relativos aos segundo e terceiro ciclos deposicionais do Neogénico, correlativos das formações de Lagos-Portimão e de Cacela, respectivamente (adaptado de Cachão & Silva, 2000).

O acentuado eustatismo positivo então verificado (Haq *et al*, 1988) permitiu que a fase de abrasão de plataforma marinha costeira e bioerosão de litorais rochosos (e.g. Sagres, Praia do Canavial-Lagos, Arrifão-Albufeira), desse lugar, quando o nível relativo das águas marinhas atingiu a cota da superfície culminante de erosão subaérea poligénica, a acelerado movimento transgressivo, com deslocação da linha de costa continente adentro cerca de duas dezenas de quilómetros, em relação à posição que actualmente ocupa (fig. 2.11C). A sedimentação miocénica passou a realizar-se então sobre extensa plataforma pouco profunda, talhada no decurso de extenso período de exposição subaérea, anterior ao Miocénico Médio, dando origem a um conjunto diversificado de litossomas (argilitos, margas e calcarenitos de Côrte do Bispo; calcarenitos de Moinho do Rebolo; margas espongolíticas de Mem Moniz) (Cachão, 1995a). Estas unidades materializam um *Highstand Systems Tract* (HST) residual, actualmente disperso e isolado sobre substratos de idades variadas, paleozóicas e mesozóicas. No seu conjunto, estas várias unidades constituem o Membro Médio da Formação de Lagos-Portimão (Cachão *et al*, 1998).

A análise da sequência deposicional registada no *graben* de Aljezur corrobora este modelo interpretativo ao registar o modo como terá ocorrido o preenchimento sedimentar nesta região em resposta à transferência da linha de costa para o interior. Nos afloramentos junto ao Pavilhão gimnodesportivo de Aljezur a base da coluna aflorante com argilitos e intercalações areno-conglomeráticas (sequências positivas), com calhaus de quartzo anguloso e sem fósseis indicia um paleoambiente lacustre. Para o topo aparecem níveis lenticulares, contendo unicamente ostreídeos (paleoambiente salobro, confinado) até que surgem os primeiros níveis margosos com pectinídeos e equinóides (paleoambiente de salinidade normal, marinho costeiro). A sedimentação passa então a realizar-se em meio marinho, infralitoral, como se pode constatar a partir dos cortes de Igreja Nova e de Furna da Amarela («Gruta do Rogil» in Zbyszewski, 1946) onde passam a ocorrer litótipos carbonatados siliciclásticos (Cachão, 1995a).

Sequência sedimentar correlativa pode ser igualmente observada no corte geológico em Côrte do Bispo (Bensafrim). A argilitos pouco fossilíferos, com raros nanofósseis calcários, típico de fácies lagunares (Alday *et al*, 2006), sucedem-se sedimentos carbonatados fossilíferos de ambiente notoriamente marinho (Cachão, 1995a).

Nas margas de Mem Moniz o domínio em foraminíferos bentónicos sobre os planctónicos no conteúdo micropaleontológico das e, de entre aqueles, dos géneros *Nonion*, *Ammonia* e *Cibicides*, formas frequentes em ambientes costeiros, sugerem que a unidade sedimentar de Mem Moniz, ter-se-à depositado em ambiente marinho, pouco profundo. A presença de grupos como buliminídeos, bolivinídeos e uvigerinídeos aponta para um ambiente de fraca circulação junto ao fundo, com escassez de oxigénio, provavelmente devido à riqueza em matéria orgânica e/ou condições de semi-confinamento (Antunes *et al*, 1990). Esta interpretação é corroborada pela ausência em icnofósseis (ausência de uma comunidade

endofaunal, bentónica) e pela associação de diatomáceas, frequentes mas pouco diversificadas. No que se refere ao conteúdo em nanofósseis calcários a ausência sistemática de discoasterídeos, cujos asterólitos são conotados com ambiente marinho aberto, de domínio oceânico, apoia esta interpretação (Cachão, 1995a).

A relativa abundância em espículas de espongiários, num paleoambiente caracterizado pela ausência de uma comunidade malacológica sugere igualmente a existência de matéria orgânica em suspensão, em concentrações elevadas, junto ao fundo (Pisera *et al*, 2006).

A característica principal desta primeira sequência sedimentar reside no seu carácter carbonatado o qual aponta para que a temperatura das águas marinhas fosse suficientemente elevada de modo a permitir alguma litificação *in-situ*. Contudo, uma das características destes carbonatos é a de possuírem importante componente siliciclástica à qual se adicionam como elementos aloquímicos fósseis de organismos dependentes da luz (*photozoan*; e.g. rodólitos, macroforaminíferos bentónicos) menos comuns e organismos independentes da luz (*heterozoan*; e.g. moluscos, equinodermes, briozoários) muito frequentes (Brachert *et al*, 2003). A mistura destes dois componentes pode ter ocorrido pontualmente (por tempestades) ou de modo contínuo (pela energia de ondas, marés e correstes costeiras) (*sensu* Mount, 1984).

A presença de macroforaminíferos bentónicos heterostegenídeos está registada no *onshore* algarvio, no Biocalcarenito de Lagos (Praia do Canavial, Lagos, e Ribeira das Lavadeiras, Faro) durante o Miocénico Médio (Langhiano a Serravaliano) mas já não na sequência sedimentar seguinte (Formação de Cacela). As biofácies do Miocénico Médio foram associadas a condições deposicionais compatíveis com paleotemperaturas temperadas dentro do domínio de produção de «carbonatos frios», com equivalentes actuais na província carbonatada temperada da Austrália Meridional (Brachert *et al*, 2003). No entanto, a presença de níveis ricos de macroforaminíferos bentónicos coexiste com fósseis de *patch reefs* de corais, por exemplo, na Praia da Torre – Carcavelos (Lisboa), sugerindo a possibilidade de existirem águas subtropicais. Até ao momento não foi descrita a ocorrência de recifes fósseis de corais no Algarve, sendo estas unidades associadas a regimes climáticos temperados, em que as águas não ultrapassariam os 20°C (*sea surface temperature*, SST) (Brachert *et al*, 2003). Estes autores invocam a *shaved shelf model* aplicado a uma plataforma interna a média como paleoambiente deposicional mais provável. Associações modernas de areias ricas em foraminíferos bentónicos e *heterozoans* (moluscos, briozoários, equinodermes), passando lateralmente a fácies rodolíticas, com raros *patch reefs* de corais, foram igualmente descritas para a região mexicana do Golfo de Califórnia, associadas a regimes de produtividade moderada (Halfar *et al*, 2004). Com temperaturas SST actuais variando entre 17 e 30°C, pobres em verdadeiros recifes de corais e algas calcários clorófitas, mas com sedimentos mistos carbonato-siliciclásticos até à região costeira, no que se distinguem de carbonatos de regiões temperadas frias (*op. cit.*), parecem melhor corresponder a um análogo actual da Formação de Lagos-Portimão.

A fase regressiva desta sequência sedimentar está mal representada em afloramento. A ela são atribuídos conjuntos de arenitos carbonatados pouco fossilíferos e ricos em estruturas sedimentares do Arenito carbonatado de Olhos de Água (Membro Superior da Formação de Lagos-Portimão), constituindo um *Regressive Systems Tract* (RST).

Associa-se esta sequência sedimentar a fase de acentuado eustatismo positivo global (Cachão & Silva, 2000) (fig. 2.14A), verificada no decurso do Miocénico Médio (super-ciclo de 2.<sup>a</sup> ordem TB2), comportando nomeadamente, pelo menos, os ciclos de 3.<sup>a</sup> ordem 2.3 a 2.5 (com máximos eustáticos em 2.3 e 2.4, Haq *et al*, 1988). Neste contexto, a fase de rápido avanço transgressivo e máximo da curva de *onlap* costeiro, é interpretada como estando associada ao ciclo 2.4 (Serravaliano inferior a médio) (Cachão, 1995a).

Estas unidades constituintes da Formação de Lagos-Portimão materializam o segundo ciclo deposicional do Neogénico marinho de Portugal continental (fig. 2.14B e 2.15A) (Cachão & Silva, 2000). No Algarve, esta sequência sedimentar, com pobre registo sedimentar do Burdigaliano, essencialmente langhiano-serravaliana, terá sido desencadeada pelo acentuado eustatismo positivo global que caracterizou este intervalo temporal, atingindo maior expressão batimétrica na Bacia do Baixo Tejo-Sado (fig. 2.15B) como o atestam a maior uniformidade e extensão lateral das suas fácies e das suas associações de micro e macrofósseis. É notório um gradiente térmico das massas de água entre a bordadura meridional (fácies fortemente carbonatadas com macroforaminíferos bentónicos) e a fachada ocidental (com fácies essencialmente siliciclásticas). O primeiro ciclo deposicional do Neogénico marinho de Portugal continental encontra-se apenas representado *onshore* na região da Bacia do Baixo Tejo-Sado, na região entre Arrábida e Vila Franca de Xira, contendo associações de fósseis de organismos tropicais (corais recifais, macroforaminíferos bentónicos e sirénios; *vide* Cachão & Silva, 2000) (fig. 2.15). O primeiro ciclo sedimentar Neogénico poderá estar representado no *offshore* da Bacia Algarvia, onde as séries miocénicas são mais espessas e cuja base foi amostrada pelas sondagens petrolíferas (ver «Estratigrafia da área imersa»; Terrinha, 1998, Lopes, 2001, Roque, 2007).

## 2.<sup>a</sup> Sequência sedimentar

A segunda sequência sedimentar algarvia inicia-se por sedimentação marinha, em ambiente infralitoral, geralmente arenítica, de granularidade fina (areolas; Cachão & Freitas, 1998), a Formação de Cacela (Tortoniano Superior a Pliocénico Inferior?) (fig. 2.14B), passando progressivamente, ou por superfície erosiva, a sedimentação médio a supralitoral, arenítica grosseira a conglomerática (Formação do Ludo, de idade Pliocénico a Plistocénico?) (Cachão, 1995).

Em termos de estratigrafia sequencial esta sucessão representa uma sequência completa desde:

- *Transgressive System Tract* – níveis fossilíferos com alguma componente terrígena (Membro Inferior da Formação de Cacela, jazida de Cacela Ribeira);
- *Highstand Systems Tract* – areolas com característicos horizontes de condensação indicados pela presença de glauconite e concentrações em dentes de peixes teleóstomos e seláceos (Membro Médio da Formação de Cacela; Aréolas de Oura); e
- *Regressive Systems Tract* – areolas com níveis conglomeráticos de areão de quartzo, ostreídeos e balanídeos (Membro Superior da Formação de Cacela) passando a arenitos grosseiros conglomeráticos (Formação do Ludo).

A característica principal desta sequência deposicional é a de pôr em evidência uma significativa alteração no quimismo das águas marinhas que passaram a banhar o litoral português, dado que a cimentação carbonatada deixa de estar associada à precipitação química directa para estar na dependência exclusiva da dissolução diagenética de bioclastos. Ou seja, os níveis actualmente mais cimentados e/ou concrecionados passam a estar directamente associados a outrora ricas tafocenoses de moluscos.

Contrariamente à sequência sedimentar precedente, o início da sedimentação marinha (Formação de Cacela), associada ao terceiro ciclo deposicional do Neogénico marinho de Portugal continental (fig. 2.15A) (Cachão & Silva, 2000), é condicionado por subsidência tectónica, sendo marcadamente diacrónico ao longo do território português. As unidades mais antigas deste ciclo marinho (Membro Inferior da Formação de Cacela; jazida da Ribeira de Cacela) ocorrem no sotavento algarvio, com idade Tortoniano Superior, como o comprovam as associações de foraminíferos e nanofósseis calcários encontradas nos níveis fossilíferos basais que afloram na região de Cacela (Pais, 1982; Antunes *et al.*, 1990; Cachão, 1995A). Existem igualmente idades K-Ar obtidas dos níveis com glaucónia da Formação de Cacela, as quais, no seu conjunto, convergem para o Tortoniano terminal (*vide* Cachão, 1995; Pais *et al.*, 2000) (fig. 2.13C). Simultaneamente, mais a Este, ocorriam os últimos esforços compressivos da Cadeia Bética, relacionados com a rotação dextrógira do depocentro da Bacia de Guadalquivir (*vide* Cachão, 1995). Mais para Norte, na fachada atlântica, na região de Pombal, a base deste terceiro ciclo (Formação de Carnide), é posicionada do topo do Zanciano ao Placenciano (Pliocénico Inferior a Médio) (Silva, 2001) (fig. 2.15B). A sedimentação diacrónica deste terceiro ciclo é interpretada como resultando da migração da subsidência de Sul para Norte, ao longo do território português, acompanhando as últimas fases de deformação bética (Cachão & Silva, 2000).

A paleogeografia correlativa desta segunda sequência sedimentar (Formação de Cacela) ter-se-á geralmente traduzido, na região costeira algarvia, por incursão marinha menor que a verificada durante o máximo transgressivo atingido durante a primeira sequência deposicional (Formação de Lagos-Portimão) (fig. 2.15B). A idade atribuída aos sedimentos de fácies marinha da Formação de Cacela permitem enquadrá-los nos ciclos eustáticos de 3ª

ordem 3.2 a 3.3 (Haq *et al*, 1988), de menor importância relativa que os anteriormente referidos para a Formação de Lagos-Portimão. Contudo, na região de Aljezur, os elementos obtidos sugerem que o máximo transgressivo desta segunda sequência sedimentar possa ter ultrapassado o verificado no decurso da primeira sequência sedimentar (Cachão, 1995a), provavelmente devido a causas de natureza tectónica.

O fim da sequência carbonatada é marcado, no terreno, por superfície de carsificação truncada por abrasão marinha, correspondente a importante hiato sedimentar e/ou erosivo (Cachão *et al*, 2009). Da análise desta superfície de contacto entre a Formação de Lagos-Portimão e a Formação de Cacela, na região de Oura (fig. 2.10A) e dos preenchimentos de cavidades de carsificação na Formação Carbonatada (fig. 2.8C), pode considerar-se a seguinte evolução:

- i) Após a deposição em ambiente marinho de pequena profundidade, das unidades carbonatadas da Formação de Lagos-Portimão seguiu-se a sua emersão, erosão subaérea e importante fase de carsificação intra-miocénica;
- ii) Posteriormente verificou-se a reocupação marinha da região litoral algarvia com entalhe de uma plataforma de abrasão marinha (particularmente evidente na região de Albufeira - Oura - Olhos de Água; fig. 2.11A). No intervalo em que decorreu o seu entalhe as unidades carbonatadas funcionaram como substrato rochoso para as novas comunidades costeiras tortonianas (contemporâneas da deposição dos níveis fossilíferos de Cacela) cujos elementos litófagos produziram marcas bioerosivas (icnofósseis *Domichnia* de bivalves) que foram posteriormente fossilizadas pela deposição progradante das areolas suprajacentes.  
Esta superfície transgressiva de erosão marca uma segunda *sequence boundary* (*sensu* Caron *et al*, 2004) à qual corresponde, simultaneamente, o final da Sequência Carbonatada e o início da Sequência Arenítica. Da conjugação de i) e ii) resultou uma lacuna no registo estratigráfico entre as sequências carbonatada e arenítica correspondente ao hiato temporal de aproximadamente 3 Ma, entre o Serravaliano Superior e o Tortoniano Superior (fig. 2.10A);
- iii) Nesta fase de sedimentação marinha em águas agitadas e pouco profundas, a maioria dos depósitos residuais de dissolução da fase de carsificação foram «lavados» embora, em certas depressões eles tenham ficado mais ou menos conservados (Praia de Don'Ana), interestratificando-se com os primeiros níveis de arenitos finos da Formação de Cacela (fig. 2.8C);
- iv) Após a sedimentação das areolas (Formação de Cacela) e, pelo menos, de parte dos arenitos grosseiros suprajacentes (Formação de Praia da Falésia) ocorre nova fase de emersão durante a qual a morfologia cársica herdada, modelada durante o intervalo corresponde em parte ou no todo ao hiato acima referido, é retomada

numa segunda fase de dissolução, mais intensa. Desta segunda fase de carsificação terá resultado o aprofundamento das depressões entalhadas dando origem ao aparecimento de condutas mais ou menos desenvolvidas. Assim, o progressivo alargamento das condutas subterrâneas levou ao subsequente colapso das unidades anteriormente sedimentadas. Nestes casos, as únicas evidências da sedimentação fina da Formação de Cacela, ocorrem apenas junto às paredes carbonatadas dos bordos das depressões, ou das torres de megalapiás residuais, sobressaídas, por vezes «coladas» a uma argila vermelho-acastanhada (*terra rossa*). Estes aspectos são particularmente evidentes na região de Lagos (Praia de Porto de Mós-Praia de Don'Ana), de Armação de Pêra e de Albufeira (Arrifão). A transição de litofácies carbonatadas para siliciclásticas que ocorreu durante o Miocénico do Algarve é interpretada como uma resposta ao progressivo arrefecimento climático da região Mediterrâneo-Atlântico a seguir ao Ótimo Climático do Miocénico Médio, em resposta a um incremento da glaciação da Antárctida oriental. Contudo, estas alterações na litofácies e biofácies acima e abaixo da discordância intramiocénica Serravaliano-Tortoniano de Galé-Oura, que abrange um intervalo de cerca de 3 milhões de anos (Cachão *et al*, 2009), reflectem a existência de uma importante fase tectónica que ocorreu nas Béticas (também evidente na Serra da Arrábida) em resultado da migração da microplaca de Alborán para ocidente, com o conseqüente desenvolvimento de espessas sequências de olistostromas no Golfo de Cádiz. A esta importante fase tectónica bética, seguiu-se então a deposição do ciclo neogénico siliciclástico que, em Portugal, teve início na região de Cacela, mais próxima do depocentro da Bacia de Guadalquivir.

### 2.1.3.3. Estratigrafia do Plio-Plistocénico

#### *A fronteira Plio-Plistocénico*

De acordo com o proposto em 2007 pela *International Union of Quaternary Research* (INQUA) e posteriormente aceite pela *International Commission on Stratigraphy* (ICS), a fronteira entre o Pliocénico e o Plistocénico situa-se presentemente aos 2.59 Ma englobando o Gelasiano, que era anteriormente o andar superior do Pliocénico. Esta Época é então presentemente constituída pelos andares Zancleano (5.33-3.50 Ma) e Piacenziano (3.50-2.59 Ma). A proposta da INQUA foi suportada por numerosos indicadores climáticos que situam o início das condições de glacial no hemisfério norte entre os 3.0 e os 2.7 Ma. Assim, o limite inferior do Quaternário fica coincidente com um evento de natureza global: Inversão da geopolaridade Gauss-Matuyama. Esta redefinição da posição cronológica para o limite inferior do Quaternário tem repercussões na cronostatigrafia do Plio-Plistocénico

anteriormente sugerida para o Algarve (Moura & Boski, 1999). No entanto, a Formação do Ludo tal como foi definida (Moura & Boski, 1994), de acordo com a nomenclatura estratigráfica da ICS, baseada em critérios líticos e estratigráficos e transversal a horizontes temporais, permite um fácil enquadramento no actual contexto cronostratigráfico.

A Formação do Ludo (FL) articula estratigraficamente as várias unidades detríticas pós miocénicas através da definição de quatro membros, do mais antigo para o mais recente: Areias de Montenegro, Areias de Quarteira, Areias do Ludo e Areias e Cascalheiras de Gambelas (ACG). O membro Areias de Montenegro e o seu equivalente lateral Areias da Falésia (AF) são atribuídas ao Pliocénico (Figura 2.16).

#### 2.1.3.3.1. Pliocénico

##### *Argumentos cronológicos para o posicionamento da fronteira Plio-Plistocénico*

A arriba litoral entre a Praia de Olhos de Água e a foz da Ribeira de Quarteira expõe duas seqüências sedimentares siliciclásticas separadas por bancadas fossilíferas: (i) Na base, as Areias da Falésia (equivalente lateral das Areias de Montenegro) fossilizando o paleo-relevo do Miocénico (Cachão, 1995; Cachão *et al*, 1998), (ii) No topo, as Areias de Quarteira (membro da FL). Uma das bancadas fossilíferas é um arenito de grão médio, bioturbado e com uma associação microfaunística pobre, onde se destaca a associação de foraminíferos: *Elphidium crispum*, *Ammonia becarii*, *Nonion boueanum*, *Trifarina anulata*, *Rosalina sp.*, *Globigerina sp.* A bancada superior é um biocalcarenito onde predomina a espécie *Ostrea gr. lamellosa* com valvas articuladas e indivíduos em vários estádios de crescimento agrupados em fiadas, o que atesta o carácter *in situ* do depósito. O *Pecten Palliolium excisum* também presente nesta biofacies possui valor estratigráfico, pois esta espécie não é conhecida depois do Pliocénico na Península Ibérica (Porta, 1982). Nesta mesma bancada, Pais *et al* (2000) obtiveram a idade de 3.0 (+2.5-1.0) Ma, um importante dado cronológico que permitiu validar a hipótese anteriormente avançada de que, a inversão de geopolaridade de normal para inversa identificada numa camada de silte sobrejacente corresponderia ao topo do evento de geopolaridade Gauss aos 2.59 Ma (Moura, 1998).

##### *Areias de Montenegro*

O membro inferior da FL é composto por areia branca fina, moderadamente calibrada e micácea, podendo a moscovite representar 1,5% dos minerais presentes. O feldspato potássico encontra-se parcialmente caulinizado e a ilmenite é o principal constituinte da fracção de minerais pesados. Os grãos de quartzo são sub-angulosos. A estratificação cruzada na base é substituída para o topo por laminação horizontal com ocorrência de lâminas de argila esmectítica. Esta laminação é localmente obliterada por intensa biotur-

bação com diferentes icnofácies sobrepondo-se verticalmente. A fácies sedimentológica e as icnofácies são compatíveis com deposição em meio marinho restrito como por exemplo um golfo ou baía.

#### *Areias da Falésia*

As Areias da Falésia tal como as Areias de Montenegro fossilizam o paleo-relevo do Miocénico. São areias de cor branca, de grão grosseiro a médio, com estratificação cruzada. Mineralogicamente, para além do quartzo, estão presentes plagioclases e microclina. Na fracção argilosa predomina a caulinite e, a biotite está presente em quantidades vestigiais. A fracção de minerais pesados é dominada por ilmenite, estauroilite, rútilo e zircão. As Areias da Falésia correspondem à deposição de areias fluviais em meio marinho pouco profundo. Sobre a área de alimentação para o sistema fluvial, poderemos dizer com base na granulometria e na mineralogia dos sedimentos, que o principal fornecimento sedimentar foi assegurado pelas formações arenosas e conglomeráticas do Cretácico e pelas formações do complexo vulcano-sedimentar (Moura, 1998; Moura & Boski, 1999). Porém, as análises efectuadas sobre os zircões não foram conclusivas, tendo sido identificadas duas populações tipologicamente distintas (Veiga-Pires *et al*, 2007): (i) grãos angulosos com idades compreendidas entre os 500 e os 1000 Ma e (ii) grãos redondos com idades entre os 600 e os 2000 Ma.

#### *Evolução paleoambiental*

O Pliocénico representa uma Época que, do ponto de vista climático foi globalmente mais quente que o presente e cerca dos 3 Ma o nível eustático foi 25 a 50 m mais elevado que actualmente (Haq *et al*, 1987; García-Alix *et al*, 2008; Jiménez-Moreno *et al*, 2009; Scopelliti *et al*, 2011). O principal mecanismo determinante do padrão de sedimentação ao longo do Pliocénico, parece ter sido a relação entre a carga sedimentar transportada pelos rios, o espaço de acomodação e a taxa subida do nível médio do mar (Moura, 1998). Enquanto que na região sotavento do Algarve (E de Albufeira) o substrato Miocénico estruturado em demi-graben a partir do Miocénico Superior (Manuppella, 1992) e a subsidência no sector NW do Golfo de Cádiz associada a regime extensivo (Maldonado & Nelson, 1999), geraram amplos espaços de acomodação sedimentar, esta, ficou na região barlavento confinada ao preenchimento dos paleo-vales escavados nas formações miocénicas. A rápida subida do nível do mar a partir do Pliocénico Inferior, teve como consequência a inundaçãõ dos vales impedindo o seu preenchimento remontante (Breda *et al*, 2009; García-García *et al*, 2011). A elevada carga sedimentar transportada pelos rios teve como consequência o preenchimento dos vales apenas por sequências fluviais sem a ocorrência de fácies francamente marinhas tal como testemunhado pela sequência sedimentar das Areias da Falé-

sia. O mecanismo forçador da pronunciada taxa de erosão capaz de gerar tal quantidade de sedimentos, pode ter sido tectónico (elevação do continente) ou climático (taxa de precipitação elevada). Porém, apesar de as complexas associações polínicas dificultarem a reconstrução paleoclimática, a precipitação parece não ter sido muito diferente da actual no sul da Península Ibérica (Jiménez-Moreno *et al*, 2009). Quando a taxa de subida do nível do mar abrandou no final do Pliocénico, constituíram-se corpos estuarino-lagunares como os representados pelas bancadas fossilíferas que truncam as Areias da Falésia correspondendo esse nível estratigráfico ao nível máximo relativo do nível do mar no Pliocénico. Enquanto que as Areias da Falésia se depositavam nas partes terminais dos vales menores e no delta localizado onde hoje se desenvolve a vasta Praia da Falésia, as Areias de Montenegro depositavam-se num golfo localizado na presente região de Faro sendo a variação vertical das icnofácies compatível com o aumento da profundidade da coluna de água à medida que o nível eustático se elevou durante a transgressão pliocénica.

#### *2.1.3.3.2. Plistocénico*

São atribuídos ao Plistocénico os seguintes membros da FL: (i) Areias de Quarteira (AQ), (ii) Areias do Ludo (AL) e (iii) Areias e cascalheiras de Gambelas (ACG).

##### *Areias de Quarteira*

As Areias de Quarteira são areias médias de típica cor vermelha-alaranjada, bem calibradas e com raro seixo. O feldspato potássico pode representar 20% dos minerais presentes e a fracção argilosa é dominada por caulinite, com quantidades vestigiais de ilite. O óxido de ferro dominante é a goetite e a fracção de minerais pesados é composta principalmente por ilmenite, estaurolite, rútilo e zircão, os dois últimos mais abundantes que nas Areias da Falésia, e, à semelhança do verificado nestas, foram encontrados grãos de zircão com idades compreendidas entre os 400 e os 2000 Ma (Veiga-Pires *et al*, 2007). A sua monotonia da fácies sedimentológica, a espessura muito constante em toda a região e a sua extensão geográfica transversal às bacias fluviais anteriores, são características compatíveis com deposição em plataforma continental pouco profunda.

##### *Areias do Ludo*

As Areias do Ludo estão canalizadas nas Areias de Quarteira sendo por isso de distribuição geográfica descontínua. São areias brancas de grão grosseiro a médio, caulínicas, geralmente maciças ou com estratificação cruzada em feixes isolados. Contêm frequentes moldes de gastrópodes de água doce levemente litificados e por isso conservados no seio das areias

envolventes. As Areias do Ludo são compatíveis com sedimentação rápida a partir de suspensões densas, como acontece por exemplo, nas partes terminais de rios transportando elevada carga detrítica. Tanto as Areias do Ludo como as de Faro-Quarteira são sobrepostas por uma camada de siltes pedolizados com estruturas rizomórficas que podem corresponder ao desenvolvimento generalizado de solos durante o Eemiano, pelo que, as ACG sobrejacentes corresponderão ao Plistocénico Superior.

#### *Areias e cascalheiras de Gambelas*

As Areias e Cascalheiras de Gambelas são areias vermelhas grosseiras e muito grosseiras com seixo pequeno a médio e cor vermelha típica, conferida pela goetite e a hematite. Caracterizam ainda esta fácies os frequentes horizontes de seixo e a estratificação cruzada que pode ser considerada um dos aspectos conspícuos desta fácies. Localmente ocorrem pavimentos de canal e barras fluviais. A espessura deste membro da FL não ultrapassa os 6 m e os seus atributos granulométricos, estruturais e arquitecturais, são compatíveis com redes de drenagem efémeras com capacidade de migração lateral características de sistemas climáticos semi-áridos.

#### *Evolução paleoambiental*

O início do Quaternário coincide com um acentuado arrefecimento acompanhado por variações do nível médio do mar de natureza glacio-eustática. Quando o nível do mar começou a baixar, os sedimentos retidos a montante devido ao anterior nível eustático elevado do final do Pliocénico, foram repulsados para a plataforma continental. Foi neste ambiente que se depositaram as Areias de Quarteira. De facto, a associação de foraminíferos encontrada em níveis argilosos no seio desta unidade litostratigráfica, é característica de meio marinho restrito de fundos arenosos e faz parte da biofácies de transição que se instalou no Atlântico Norte no Pliocénico terminal (Berggren & Olsson, 1986; Poag & Miller, 1986). Ao longo do Plistocénico as redes hidrográficas alteraram profundamente e foram-se ajustando à sucessiva modificação do nível-base em função das frequentes variações climáticas. No Plistocénico Superior, durante o Eemiano (que é aproximadamente o equivalente continental do sub-estádio isotópico marinho 5e) desenvolveram-se solos do tipo mediterrânico e sobre eles assenta o membro ACG da Formação do Ludo. Na margem portuguesa, o MIS 5e terminou cerca dos 110 ka ao qual se seguiu uma fase de aridez (Goñi *et al*, 1999; Shackleton *et al*, 2003). A unidade litostratigráfica Areias e Cascalheiras de Gambelas que assentam em descontinuidade erosiva sobre aqueles solos, são pois do Plistocénico Superior, tal como sugerido por Antunes *et al* (1986) ao referir que são posteriores aos depósitos de Morgadinho atribuídos ao Plistocénico Médio, sendo por isso contemporâneos do último período glacial (MIS 4 a 2).

## 2.1.3.4. Holocénico

### 2.1.3.4.1. Transição Plistocénico-Holocénico

O presente Estádio Isotópico Marinho (EIM1) caracteriza-se por uma temperatura média elevada, semelhante às verificadas no estágio interglaciário precedente e no EIM11.

Embora ao longo do Holocénico as oscilações climáticas não sejam tão amplas como as verificadas entre períodos glaciares e interglaciares, elas são frequentes. A sua ciclicidade é de 1.5 a 2 ka e são principalmente ditadas por ajustes no padrão de circulação do Atlântico Norte (Broecker, 2000).

As temperaturas da água oceânica da margem ibérica, no final do Plistocénico, eram entre 5° a 12° C mais baixas que a média holocénica (Abreu *et al*, 2003). O nível médio relativo do mar (NMRM) situava-se próximo dos 120 a 140 m abaixo do actual (Dias, *et al*, 1997) durante o Último Máximo Glacial (UMG) ocorrido no NE Atlântico entre os 19,3 e os 18,3 ka (Schonfeld *et al*, 2003).

Em alguns sectores litorais, cerca dos 16 900 anos AP geraram-se zonas pantanosas de acordo com os dados obtidos nos testemunhos de sondagem no estuário do rio Guadiana (Boski *et al*. 2002).

Em consequência do aquecimento global que se seguiu ao UMG, o nível do mar subiu rapidamente, a uma taxa 1.2 m/século. A subida não foi no entanto contínua, existindo evidências de uma regressão marinha durante o evento frio do «Younger Dryas», entre os 13 e os 11 ka (Dias *et al*, 2000). Segundo Boski *et al* (2002) há aproximadamente 10 ka o NMRM encontrava-se no Algarve a cerca de 35 m abaixo da cota actual.

A rápida subida do NMRM teve como consequência uma também rápida migração da linha de costa para o continente.

Entre os 10 ka e os 8 ka AP, o NMRM subiu rapidamente a uma taxa de aproximadamente 1m/século e as zonas vestibulares dos rios evoluíram para vastos sapais (Boski *et al*, 2002). Uma taxa de subida do nível do mar de 0.6-0.7 m/século é referida por Teixeira (2005), para o período entre 9 e 7 ka. Nos estuários dos rios Guadiana, Gilão/Almargem e Arade, este contexto geológico está testemunhado por uma série monótona de argilas, representativa da deposição em domínio de alto sapal, com espessuras que variam entre os 8 m e os 16 m e que assenta sobre cascalheiras fluviais. Nessas argilas, a associação de foraminíferos é dominada por espécies de carapaça aglutinada *Trochammina* spp., típica de alto sapal (Boski *et al*, 2002) e os biomarcadores fitoplanctónicos predominam na referida série argilosa tal como nos sedimentos arenosos suprajacentes, até cerca dos 6 ka (González-Vila *et al*, 2003).

A transição do episódio climático boreal para o Atlântico está marcada nos sedimentos estuarinos dos rios algarvios entre os 7.5 e os 6.5 ka AP pelo aumento da razão Ti/Al, tradu-

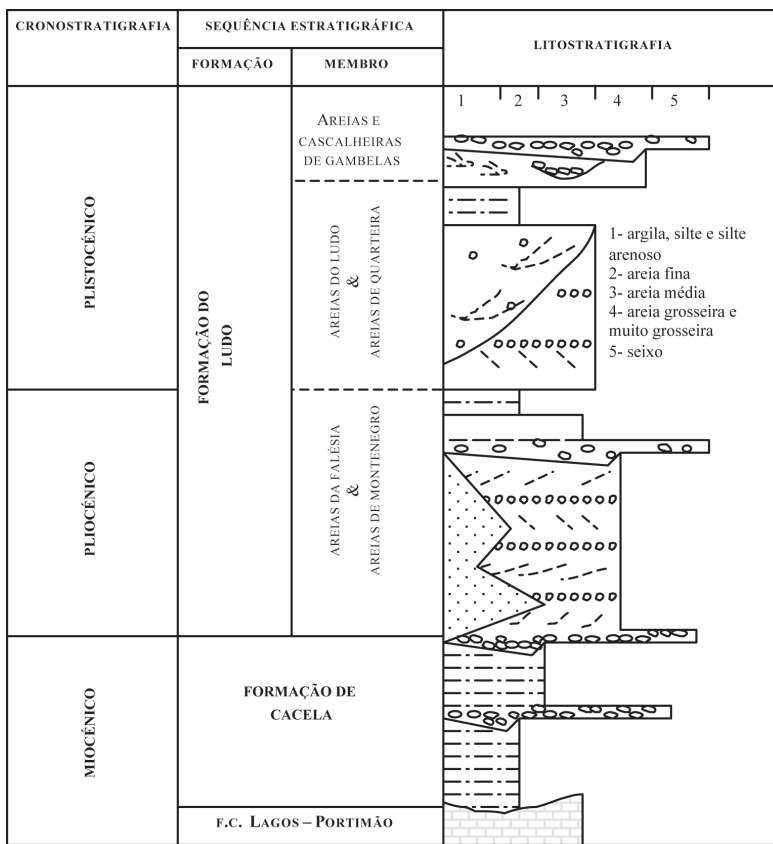


Figura 2.16. Coluna litostratigráfica representativa do Plio-Plistocénico no Algarve.

zindo dessa forma, uma maior afluência de sedimentos terrígenos ao litoral, provavelmente devido ao aumento da precipitação (Moura *et al*, 2001).

#### 2.1.3.4.2. Holocénico

Aos sedimentos de preenchimento dos estuários anteriormente referidos (a série argilosa do Holocénico Inferior), sobrepõem-se sedimentos arenosos oriundos da plataforma continental adjacente. Nestes, a associação de foraminíferos bentónicos apresenta uma diversidade significativamente mais elevada que anteriormente e é dominada pelas espécies de carapaça carbonatada *Haynesina depressula*, *Elphidium* spp. e *Ammonia beccarii*, associação esta, característica de planície inter-mareal (Boski *et al*, 2002; Camacho, 2004).

O episódio climático atlântico está igualmente marcado na Baía de Armação de Pêra pela existência de eolianitos. Estes eolianitos, que apresentam elevado teor em  $\text{CaCO}_3$  (48%), formaram-se entre os 7500 e os 5400 anos AP, estando a sua cimentação associada ao aumento de humidade daquele episódio climático.

Nesta altura, em alguns sectores litorais, como na região de Quarteira, a erosão seria acentuada, verificando-se um recuo das arribas litorais a uma taxa média de 1-2 m/ano (Teixeira, 1999). A atenuação da taxa de subida do nível do mar ter-se-à verificado posteriormente entre os 5ka e os 3ka, segundo diferentes autores (Pereira *et al*, 1993; Teixeira, 1999, Psuty & Moreira, 2000; Pereira & Soares, 1994; Moura *et al*, 2005b).

Nos estuários algarvios, a estabilização do NMRM traduziu-se num aumento da sedimentação fluvial em detrimento da influência marinha. No estuário do rio Guadiana foram identificadas seis sequências gradadas positivamente, representando outras tantas barras de meandro. O padrão hidráulico seria semelhante ao actual, caracterizado por marcada irregularidade com períodos de caudais extremamente reduzidos interrompidos por cheias de grande magnitude. Os biomarcadores resinosos apontam para a colonização das áreas enquadrantes por floresta de coníferas (González-Vila *et al*, 2003).

Sobre os eolianitos da Baía de Armação de Pêra, anteriormente referidos, assenta um sistema dunar com 200 metros de largura indicador de relativa estabilidade da linha de costa desde há aproximadamente 3.5ka. Segundo Teixeira e Pinto (2002) esta estabilização das praias está também manifestada pela existência de rochas de praia (*beachrocks*) abaixo e acima do nível do mar.

O incremento da carga sedimentar transportado pelos rios desde há 2ka é sugerido por Pinto e Teixeira (2002) ao documentarem que a carga sedimentar há 5ka seria de 1/7 a 1/5 da verificada há 2ka. Esta alteração no balanço sedimentar fluvial durante a fase final do Holocénico Superior pode estar relacionada com actividade antrópica, tal como foi sugerido por Chester & James (1991) e Dias, *et al* (2000).

A diminuição acentuada da subida do nível do mar, que levou à acumulação de sedimentos nos estuários e à estabilização de alguns sectores de costa, como o caso referido de Armação de Pêra, não impediu a ocorrência de erosão noutros sectores litorais, como o da zona de Quarteira onde, desde há 7 ka, se verificam velocidades médias de recuo da arriba na ordem de 0.3 – 0.5 m/ano (Teixeira, 1999).

#### 2.1.3.4.3. O sistema de ilhas barreira do Algarve

Talvez a mais importante estrutura geológica holocénica do Algarve seja o seu sistema de ilhas barreira. Este cordão arenoso, que separa o continente do oceano estende-se desde o

Ancão até Cacela, sendo que, ainda no século XVII formava um cordão que se estendia até Vila Real de Santo António (Weinholtz, 1978).

Numa sondagem efectuada junto à desembocadura actual do rio Guadiana, os dados sedimentológicos e paleoecológicos apontam para a instalação de um complexo de barreira cerca dos 6.25 ka AP (Boski *et al*, 2002). Esta hipótese está em concordância com a apresentada por Andrade *et al* (2004) segundo a qual, a laguna do sistema de ilhas barreira da Ria Formosa se teria instalado entre os cerca de 5.7 e os 4.8 ka AP, ao abrigo de um sistema de barreira pré-instalado.

O sistema ter-se-á formado devido à conjugação de vários factores, como a saliência da paleo-linha de costa existente no extremo sudeste da arriba de Quarteira, o abrandamento da subida do nível do mar e a abundância de sedimento transportado pela deriva litoral.

O cordão arenoso é interrompido por um conjunto de barras de maré que, devido ao sentido da deriva litoral de sedimento, tendem a migrar de W para E, provocando uma contínua alteração na forma das ilhas e penínsulas. A migração destas estruturas no sentido W-E terá sido acompanhada pelo deslocamento de todo o sistema de ilhas no sentido do continente. O avanço das ilhas para o continente é condicionado pela morfologia da plataforma continental, que apresenta um promontório a sul de Faro (Cabo de Santa Maria), e uma morfologia periférica mais suave. Assim, e respondendo à subida do nível do mar, o sistema tende a migrar para o continente a uma velocidade maior nas zonas de batimetria mais suave do que nas zonas de batimetria mais inclinada (Monteiro,

1984). Este padrão de deslocação da linha de costa terá conferido ao sistema a forma de «V» que actualmente podemos observar.

Como consequência dessa movimentação o sector entre Cacela e Vila Real de Santo António ter-se-á unido ao continente entre os séculos XVIII-XIX, levando ao desenvolvimento de uma extensa praia e á formação do sistema dunar transgressivo de Vila Real de Santo António, que avançou sobre os sapais de Castro Marim. No extremo oeste, o sistema terá provavelmente acompanhado a taxa de recuo da falésia de Quarteira que há 8.5 ka, estaria a aproximadamente 2 km da actual linha de costa (Monteiro, 1984; Pilkey *et al*, 1989; Teixeira, 2005).

## 2.2. Estratigrafia da área imersa

### 2.2.1. Introdução

Apesar do esforço desenvolvido nos últimos anos, com a realização de diversos cruzeiros na margem Sul Portuguesa com vista à aquisição de dados de reflexão sísmica, *cores* ou *dragens*, alguns aspectos cruciais relacionados com a estratigrafia do Meso-Cenozóico da região

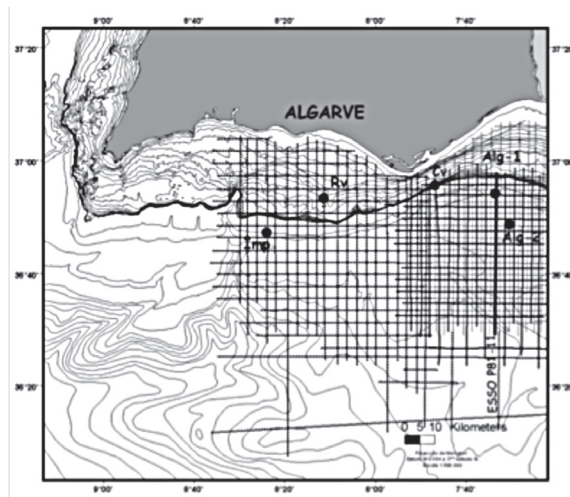
imersa da Bacia do Algarve permanecem ainda desconhecidos. Esta situação deve-se, em parte, à escassez de dados de sondagens profundas que permitam calibrar estratigraficamente de modo adequado e rigoroso o vasto conjunto de linhas sísmicas existentes. Assim, o acesso a informação de carácter estratigráfico restringe-se à disponibilizada por cinco sondagens efectuadas neste sector da Bacia (*Corvina*, *Ruivo*, *Imperador*, *Algarve-1*, *Algarve-2*), no decurso das décadas de setenta e oitenta do século passado, no âmbito de campanhas de prospecção petrolífera (fig.2.17). Durante estas campanhas foram igualmente adquiridas linhas sísmicas multicanal ao longo de toda a região submersa da Bacia do Algarve, em especial no sector oriental (linhas *Chevron*, *Challenger*, *Esso*) (fig.2.17). Com base na interpretação destes dados foram propostos modelos sismostratigráficos para a Bacia do Algarve por Mougénot (1988), Terrinha (1998) C. Lopes (2002), F. Lopes (2002), Lopes et l., (2006) e Roque 2007.

O modelo sismostratigráfico apresentado neste trabalho resulta da interpretação de estratigrafia sísmica das linhas sísmicas acima referidas, em conjugação com linhas sísmicas multicanal adquiridas durante campanhas científicas realizadas entre 1992 e 2002, nomeadamente no âmbito dos projectos *IAM- Iberian Atlantic Margins* (Banda et al, 1995), *BIG-SETS-Big Source for Earthquake and Tsunami Structures* (Zitellini et al, 2001), *VOLTAIRE* (Projecto *EUROMARGINS-SWIM*), as quais foram posteriormente calibradas com as sondagens petrolíferas mencionadas.

### 2.2.2. Sondagens Petrolíferas

Entre os anos de 1975 e 1982, foram realizadas na região imersa da Bacia do Algarve as sondagens *Corvina*, *Ruivo*, *Imperador*, *Algarve-1* e *Algarve-2* (fig. 2.17), no âmbito da prospecção de potenciais jazidas de hidrocarbonetos, levada a cabo nesta área pelas companhias petrolíferas *Challenger*, *Chevron* e *Esso*. Alguns dos dados referentes a estas sondagens encontram-se sumarizadas na Tabela 1.

As sondagens referidas atravessaram litologias variadas, com predomínio de calcários, dolomitos, margas e arenitos, cuja idade abarca na generalidade um amplo intervalo de tempo, estendendo-se desde o Triásico até ao Plio-Quaternário, com um importante hiato/discordância entre o Cretácico Inferior e o Paleocénico Superior, ou Eocénico ou Oligocénico ou Miocénico, dependendo do local onde foi realizada a sondagem. As cinco sondagens foram alvo de revisão biostratigráfica, imposta pela existência de discrepâncias entre as diferentes idades atribuídas por diferentes companhias petrolíferas para um mesmo intervalo de sondagem. Este aspecto é particularmente notório, por exemplo, quando se consideram as datações, baseadas em dados biostratigráficos, dos depósitos cenozóicos presentes nas sondagens *Corvina*, *Ruivo* e *Imperador* apresentada pelas companhias *Chevron* e *Challenger* e posteriormente pela *Elf-Aquitaine* (1979). Assim, esta última propôs uma idade de Mio-



**Figura 2.17.** Localização das linhas sísmicas multicanal *Challenger*, *Chevron* e *Esso*, e das sondagens petrolíferas *Corvina* (Cv), *Ruivo* (Rv), *Imperador* (Imp), *Algarve-1* (Alg-1) e *Algarve-2* (Alg-2). Destaca-se a localização da linha sísmica *Esso P81-11*, cuja interpretação é apresentada na fig. 2.20.

cénico a um dado intervalo de sondagem, ao qual anteriormente as companhias *Chevron* e *Challenger* atribuíram idade de Paleogénico. Face a esta situação, e na tentativa de esclarecer as dúvidas que esta suscita, procedeu-se à compilação, revisão e re-interpretação (Roque, 2007) de todos os dados biostratigráficos obtidos nas cinco sondagens e referidos nos relatórios apresentados pelas quatro companhias petrolíferas citadas (Chevron, 1975a; 1975b; Challenger, 1976; Elf-Aquitaine, 1979; Esso, 1982a; 1982b).

**Tabela 1.** Dados das sondagens realizadas na região imersa da Bacia do Algarve. As profundidades totais indicadas referem-se a valores de «profundidades sob o mar» (psm) ou «*subsea depths*» medidas em metros.

Sondagem	Longitude	Latitude	Companhia petrolífera	Ano	Profundidade da água (m)	KB (m)	Profundidade total (psm)
Algarve-1	-7.5665	36.9013	Esso	1982	535	15.2	3581.4
Algarve-2	-7.5156	36.8096	Esso	1982	540	15.2	2227.17
Corvina-1	-7.7863	36.9249	Challenger	1976	189	9.45	3073
Ruivo-1	-8.1913	36.8862	Chevron	1975	91	25.3	2224
Imperador-1	-8.3983	36.7863	Chevron	1975	370	25.3	2633

Pretendeu-se com esta metodologia: *a*) atribuir uma datação mais precisa aos diferentes intervalos amostrados em cada uma das sondagens; *b*) reconhecer e posicionar os limites estratigráficos com base na biostratigrafia revista; *c*) inferir os paleoambientes a partir das associações faunísticas presentes nas amostras. Os resultados obtidos encontram-se sintetizados nas figuras 2.18 e 2.19, assim como a litologia simplificada, segundo a descrição que consta nos respectivos relatórios de sondagem (Chevron, 1975a, 1975b; Challenger, 1976; Esso, 1982a, 1982b).

Salienta-se que todas as profundidades apresentadas neste trabalho referem-se a «profundidades sob o mar» (*psm*) (ou «*subsea depths*»), bastando para obter as «profundidades de sondagem» ou «*drill depth*», adicionar o respectivo valor de KB (Tab. 1).

#### 2.2.2.1. Sondagem Algarve-1

A sondagem *Algarve-1* (fig. 2.18) revelou-se muito rica de microfósseis, cujas idades cobrem um amplo intervalo de tempo, compreendido entre o Miocénico Médio e o Batoniano-Bajociano, registando-se um importante hiato entre o Cretácico Inferior e o Eocénico Inferior. Nesta sondagem foram penetrados calcários e margas do Jurásico, argila, arenito e argilito do Cretácico, e calcários e dolomias do Paleogénico e Neogénico. As datações apresentadas para esta sondagem baseiam-se na revisão dos dados biostratigráficos de 129 amostras colhidas ao longo de um intervalo compreendido entre os 994 e os 3551 metros. Os principais marcadores biostratigráficos utilizados nas datações do Cenozóico e Mesozóico consistiram sobretudo em foraminíferos planctónicos e nanofósseis calcários, embora a ocorrência nos depósitos mesozóicos de diversas espécies de ostracodos e calpionelídeos, consideradas bons marcadores de idade, se tenha revelado particularmente útil. Os paleoambientes foram inferidos com base na presença de espécies de foraminíferos bentónicos. Refira-se a impossibilidade de determinar de modo rigoroso o posicionamento do limite entre os vários andares do Cretácico Inferior com base no conteúdo microfossilífero.

#### 2.2.2.2. Sondagem Algarve-2

A sondagem *Algarve-2* (fig. 2.18) penetrou sobretudo marga do Paleocénico Superior, calcários do Eocénico Inferior e Médio, e argilas do Pliocénico. Os sedimentos pliocénicos recobrem em discordância os do Eocénico. As datações propostas para esta sondagem baseiam-se na revisão dos dados biostratigráficos de foraminíferos planctónicos e bentónicos, e a nanofósseis calcários presentes em 62 amostras colhidas e examinadas

pela *Esso Oil Company* (1982b) ao longo de um intervalo compreendido entre 225 e 994 metros. As associações de foraminíferos bentônicos foram utilizadas na inferência dos paleoambientes.

### 2.2.2.3. Sondagem Corvina-1

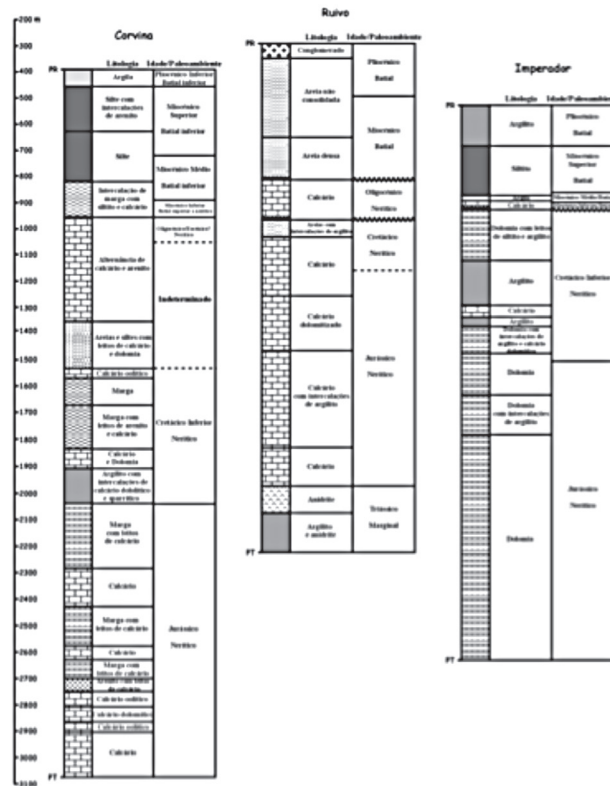
A sondagem *Corvina* (fig. 2.19), a que apresenta maior diversidade microfossilífera, penetrou litologias cujas idades estão compreendidas entre o Pliocénico e o Jurássico Médio, apresentando um grande hiato entre o Cretácico Inferior e o Oligocénico. As litologias dominantes ao longo da sondagem correspondem predominantemente a: margas e calcários do Jurássico; margas, dolomitos e calcários do Cretácico Inferior; calcários, arenitos e dolomia do Oligocénico; silte, intercalações de margas com siltitos e calcários do Miocénico; argilas do Pliocénico Inferior. As datações foram efectuadas com base na revisão dos dados referentes a nanofósseis calcários e foraminíferos. Refira-se que o relatório *Challenger* (1976) menciona a existência de processos de contaminação resultantes de reelaboração ou de erosão e posterior deposição de formas cretácicas em sedimentos do Terciário, o que acarreta problemas na interpretação biostratigráfica. Este relatório faz também referência à ocorrência de espécies paleogénicas e miocénicas reelaboradas em depósitos do Pliocénico Inferior. À semelhança das sondagens anteriores, os paleoambientes propostos baseiam-se na associação de foraminíferos bentônicos.

### 2.2.2.4. Sondagem Ruivo

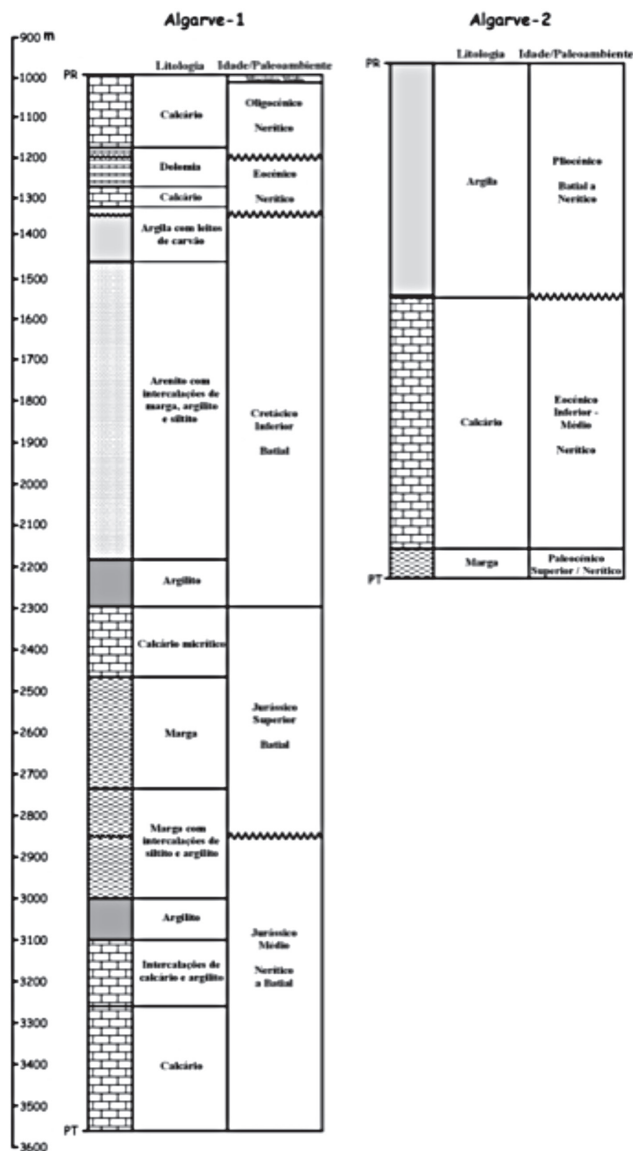
A sondagem *Ruivo* (fig. 2.19) penetrou litologias cuja idade se encontra compreendida entre o Triássico Superior e o Pliocénico, as quais consistem, sobretudo, das mais antigas para as mais recentes, em: anidrite com intercalações menores de argilitos provavelmente do Triássico; calcários e calcários dolomitizados mesozóicos; calcários, areias e conglomerados cenozóicos. A datação das amostras de sondagem baseou-se na presença de nanofósseis calcários e de foraminíferos, embora alguns dos intervalos amostrados se tenham revelado estéreis. De referir que, de acordo com o relatório *Chevron* (1975a), não foi efectuada uma determinação positiva do Paleogénico, pois as formas presentes entre 783-866 m ocorrem no Paleogénico mas não lhe são restritas. Esta sondagem coloca em evidência a existência de um hiato entre o Cretácico e o Oligocénico (ou Eocénico).

### 2.2.2.5. Sondagem Imperador

A sondagem *Imperador* (fig. 2.19) penetrou litologias cujas idades se situam no intervalo temporal entre o Jurássico Médio e o Pliocénico Inferior, registando-se um importante hiato entre o Cretácico e o Miocénico Inferior. As litologias consistem em: dolomitos do Jurássico; dolomitos, calcários, argilitos cretácicos; siltitos, argilas e calcários miocénicos; argilitos pliocénicos. A dolomia corresponde à litologia mais abundante nesta sondagem, perfazendo mais de metade do testemunho recuperado. Tal como nas sondagens anteriores as datações apresentadas foram efectuadas com base em foraminíferos e nanofósseis calcários presentes nos intervalos amostrados pelas companhias *Chevron* (1976b) e *Elf-Aquitaine* (1979). Salienta-se que os intervalos de amostragem 1038-1070 m e 1279-1511 m se revelaram estéreis.



**Figura 2.18.** Síntese cronolitostratigráfica e paleoambiental para as sondagens *Algarve-1* e *Algarve-2*. As colunas litológicas apresentadas correspondem a uma síntese da descrição litológica que consta nos respectivos relatórios de sondagem. As idades propostas para cada intervalo baseiam-se na revisão dos dados biostratigráficos de cada uma das sondagens, e os paleoambientes foram inferidos a partir das associações de foraminíferos bentónicos referidas nos relatórios. PR: profundidade de início de recuperação de testemunho. PT: profundidade total.



**Figura 2.19.** Síntese cronolitostratigráfica e paleoambiental para as sondagens *Corvina*, *Ruivo* e *Imperador*. As colunas litológicas apresentadas correspondem a uma síntese da descrição litológica que consta nos respectivos relatórios de sondagem. As idades propostas para cada intervalo baseiam-se na revisão dos dados biostratigráficos de cada uma das sondagens, e os paleoambientes foram inferidos a partir das associações de foraminíferos bentónicos referidas nos relatórios. PR: profundidade de início de recuperação de testemunho. PT: profundidade total.

### 2.2.3. Sismostratigrafia

A análise de estratigrafia sísmica efectuada na região imersa da Bacia do Algarve baseia-se sobretudo na interpretação das linhas de reflexão sísmica *Esso*, *Chevron* e *Challenger* (fig. 2.17), coadjuvada pela interpretação das linhas sísmicas IAM (*Iberia Atlantic Margin*, Banda *et al*, 1995), BIGSETS (*Big Sources for Earthquakes and Tsunamis*, Zitellini *et al*, (2001), [http://doc.igm.bo.cnr.it/bs98\\_rep/](http://doc.igm.bo.cnr.it/bs98_rep/)) e VOLTAIRE ([http://projects.bo.ismar.cnr.it/CRUISE\\_REPORTS/2002/V2002\\_REP/](http://projects.bo.ismar.cnr.it/CRUISE_REPORTS/2002/V2002_REP/)) localizadas a Sul e a Oeste daquelas [ver Roque (2007) e Terrinha *et al*, 2009], em conjugação com a informação disponibilizada pelas sondagens petrolíferas já referidas. Assim, foram reconhecidas três sequências sísmicas, sendo da mais antiga para a mais recente, *sequência sísmica A*, *sequência sísmica B* e *sequência sísmica C* (fig. 2.20):

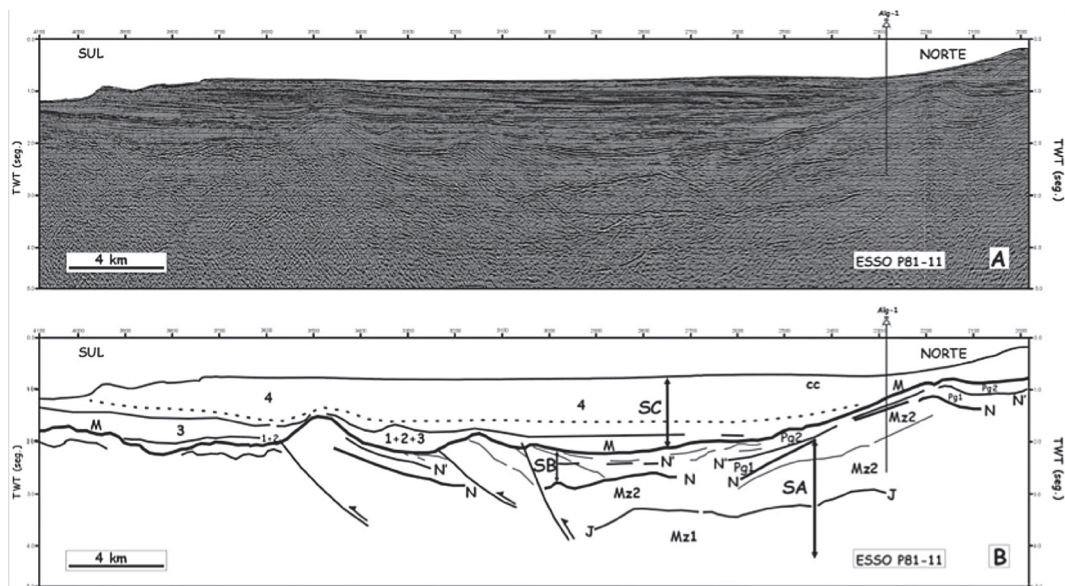
*Sequência sísmica A*: esta sequência sísmica está limitada no topo pela descontinuidade *N*, e no seu interior individualizam-se duas unidades sísmicas *Mz1* e *Mz2*, separadas por uma descontinuidade importante, a descontinuidade *J*, a qual exhibe forte amplitude e baixa continuidade lateral. As unidades sísmicas referidas, apresentam reflectores internos de amplitude variável e baixa continuidade, evidenciando a acção de deformação tectónica.

*Sequência sísmica B*: esta sequência sísmica encontra-se limitada na base pela descontinuidade *N* e no topo pela descontinuidade *M*. A descontinuidade *N* constitui uma importante descontinuidade reconhecida na Bacia imersa do Algarve, e caracteriza-se por apresentar grandes amplitude, continuidade lateral e truncar as unidades sísmicas que compõem a sequência *A* subjacente, evidenciando assim um nítido carácter erosivo. A sequência *B* é composta por duas unidades sísmicas *Pg1* e *Pg2* separadas pela descontinuidade *N'*.

*Sequência sísmica C*: esta sequência sísmica está compreendida entre a descontinuidade *M* e o fundo marinho. Esta descontinuidade caracteriza-se por apresentar reflectores sísmicos com forte amplitude e elevada continuidade lateral e trunca as unidades subjacentes pertencentes às sequências *A* e *B*, revelando-se como uma das mais importantes descontinuidades à escala de toda a região imersa da Bacia do Algarve. A sequência sísmica *C* é composta por quatro unidades sísmicas, da mais antiga para a mais recente, *unidade sísmica 1*, *unidade sísmica 2*, *unidade sísmica 3* e *unidade sísmica 4*. No geral, estas unidades sísmicas caracterizam-se por exhibir fácies estratificada com uma sucessão de reflectores internos de elevada amplitude e elevada continuidade, alternado com reflectores de menor amplitude, ou apresentam fácies semi-transparente. No seu conjunto estas unidades sísmicas registam a ocorrência de importante subsidência na bacia, a qual sofre um incremento contemporâneo da

deposição dos sedimentos que correspondem à unidade sísmica 4. Na base da vertente que entalha as formações sedimentares da passagem da plataforma continental para o talude continental superior, a cerca de 1 seg TWT de profundidade, esta unidade sísmica apresenta forma em cunha progradante sigmoidal-oblíqua, cuja geometria denota a acção de processos deposicionais e erosivos associados à construção de corpos contorníticos (assinalados na fig. 2.20B por «cc»).

A calibração estratigráfica das sequências e unidades sísmicas acima descritas, e das descontinuidades que as limitam, foi efectuada com base nos dados biostratigráficos revistos das cinco sondagens petrolíferas atrás mencionadas.



**Figura 2.20.** (A) Linha sísmica multicanal Esso P81-11. As profundidades encontram-se em tempo duplo (TWT); TWT=0 corresponde ao nível do mar. Alg-1: sondagem Algarve-1. (B) Interpretação sismostratigráfica da linha sísmica de multicanal Esso P81-11. SA: sequência sísmica A (Mesozóico); SB: sequência sísmica B (Paleogénico); SC: sequência sísmica C (Neogénico e Plio-Quaternário). Mz1 e Mz2: unidades sísmicas correspondentes ao Jurássico e ao Cretácico, respectivamente; Pg1 e Pg2: unidades sísmicas correspondentes ao Paleocénico Superior/Eocénico e Oligocénico, respectivamente. 1, 2, 3, 4: unidades sísmicas correspondentes, respectivamente, ao Miocénico Inferior, Miocénico Médio, Miocénico Superior e Plio-Quaternário. J, N, N', M: descontinuidades/discordâncias.

Assim, a *Sequência A*, corresponde a depósitos mesozóicos, sendo as *unidades Mz1* e *Mz2*, respectivamente atribuídas a depósitos do Jurássico e do Cretácico Inferior. A descontinuidade *J* marca o topo dos depósitos jurássicos. A *Sequência B* é composta por depósitos

do Paleogénico limitados na base pela descontinuidade *N*, que materializa o hiato/discordância existente entre os depósitos do Cretácico e os depósitos do Eocénico ou Oligocénico. As *unidades sísmicas Pg1 e Pg2* correspondem, respectivamente, a depósitos do Paleocénico Superior/Eocénico e a depósitos do Oligocénico. A *Sequência C* está limitada na base pela discordância *M* que constitui a base dos depósitos miocénicos presentes na Bacia. As unidades sísmicas 1, 2, 3 e 4 que compõem esta sequência, correlacionam-se, respectivamente com depósitos do Miocénico Inferior, Miocénico Médio, Miocénico Superior e Pliocénico-Quaternário. Assim, a *unidade sísmica 1* corresponde a depósitos do Miocénico Inferior (Burdigaliano) que recobrem discordantemente os depósitos do Oligocénico, embora no sector oriental da Bacia a sondagem *Algarve-1* testemunhe a existência de depósitos datados do Miocénico Médio cobrindo a discordância *M*. A *unidade sísmica 2* correlaciona-se com depósitos datados do Miocénico Médio. A *unidade sísmica 3* é constituída por depósitos atribuídos ao Miocénico Superior, e recobre uma unidade sísmica de fácies caótica (UAG), que representa a incursão no interior da Bacia do Algarve da «Unidade Alóctone de Guadalquivir», associada à Cadeia Bética, e cujo final da instalação terá ocorrido no Tortoniano (Maldonado *et al*, 1999; Grácia *et al*, 2003). No sector mais oriental da Bacia cenozóica imersa do Algarve, a parte superior da unidade sísmica 3 apresenta fácies estratificada com reflectores de elevada amplitude e continuidade, sugerindo a presença de um corpo arenoso, o qual poderá ser correlacionado com as «Areias do Guadiana» identificadas no sector espanhol do Golfo de Cádiz e datadas do Messiniano (Maldonado *et al*, 1999). A atribuição desta datação à parte superior da unidade sísmica 3 permite posicionar o início do aumento da subsidência no sector imerso da Bacia do Algarve, no Pliocénico, após o final da instalação da unidade UAG considerada tortoniana. A subsidência manteve-se activa durante o Pliocénico, com um importante episódio no Pliocénico Superior, tendo-se registado posteriormente uma diminuição na taxa de movimentação. A *unidade sísmica 4* é **composta por depósitos do Pliocénico e Quaternário. Durante este período de tempo, no domínio do talude continental** superior, desenvolveram-se corpos contorníticos, os quais testemunham a instalação do actual regime de circulação oceânica, após a abertura do Estreito de Gibraltar (no final do Messiniano), e envolvendo a MOW (*Mediterranean Outflow Water*) proveniente do Mediterrâneo e responsável pela erosão do talude da margem continental do Algarve e pela edificação destes corpos.

### 3. Magmatismo

As rochas magmáticas associadas ao rifting da Pangea formaram uma vasta província ígnea designada Província Magmática do Atlântico Central («Central Atlantic Magmatic Province» – CAMP; Marzoli *et al*, 1999) constituída essencialmente por basaltos continentais

toleíticos de baixo teor de  $\text{TiO}_2$  (< 2%). Os representantes actuais deste magmatismo são as rochas, intrusivas (intrusões na base da crosta, intrusões bandadas, soleiras, diques, chaminés) e extrusivas (depósitos piroclásticos e escoadas lávicas) que ocorrem nas margens, outrora contíguas, da América do Norte e do Sul, NE de África e SE da Europa (McHone & Puffer, 2000). Estima-se que esta província terá abrangido uma área superior a  $7 \times 10^9 \text{ km}^2$ , constituindo um volume de  $2,3 \text{ a } 4 \times 10^6 \text{ km}^3$ .

Parte desta área engloba a Bacia Algarvia estando a CAMP representada pelos afloramentos ígneos que, de forma quase contínua de Este a Oeste, ocorrem inter-estratificados nos sedimentos da base do Jurássico e que confinam com os terrenos paleozóicos do Carbónico (fig. 3.1). A idade  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Verati *et al*, 2007) para este magmatismo é de 198 Ma que terá durado provavelmente menos de 1 milhão de anos.

No intervalo de tempo entre os 198 Ma e os 75 Ma, a Bacia Algarvia prossegue a sua evolução sem a contribuição de terrenos de natureza ígnea. Findo este interregno da actividade ígnea, em resposta a novos constrangimentos geodinâmicos da Ibéria tais como o alastramento do fundo oceânico a Oeste e, sobretudo, rotação da Península Ibérica na sequência da abertura do Golfo da Biscaia, intensa actividade ígnea ocorreu no Algarve (Martins, 1999) conjugada com a instalação do Complexo Alcalino de Monchique (Rock, 1978, 1982; Santos, 1973).

Esta actividade ígnea, de natureza alcalina, e com idade K/Ar e Rb/Sr constrangida entre 72-75 Ma (Rock, 1982; Martins, 1991; Bernard-Griffiths *et al*, 1997; Valadares *et al*, 2004) é parte integrante da Província Alcalina que no Cretácico Superior (72-94 Ma) se instala na Ibéria (Rock, 1982; Miranda *et al*, 2009) e na qual se inserem ainda, os Complexos Alcalinos de Sintra, de Sines e do Monte Ormonde (Banco de Gorringe), o campo filoniano de Mafra e o Complexo Vulcânico de Lisboa.

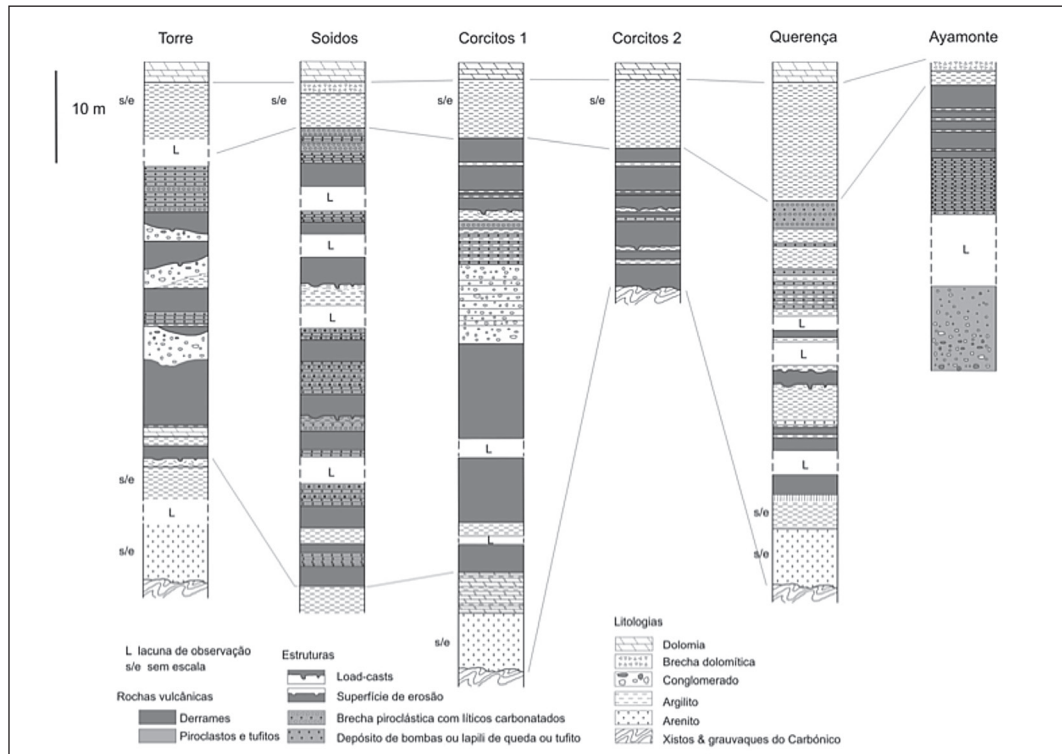
### 3.1. Magmatismo Jurássico

#### 3. 1. 1. *Enquadramento geológico, características vulcanológicas e paleoambientais*

As rochas vulcânicas fazem parte de um complexo vulcano-sedimentar de idade hetangiana, geralmente assente sobre os Arenitos de Silves de idade triásica, embora localmente possa assentar directamente sobre o soco paleozóico. Sobrepõem-se-lhes carbonatos marinhos do Sinemuriano.

A caracterização vulcanológica das rochas magmáticas do Jurássico Inferior do Algarve baseia-se na análise pormenorizada de alguns dos cortes mais completos e representativos (fig. 3.1). Os produtos vulcânicos dominantes são extrusivos; os materiais efusivos e explosivos são igualmente comuns, com escoadas lávicas e depósitos piroclásticos frequen-

temente associados. Normalmente existem sedimentos intercalados nas sequências vulcânicas, ocorrendo muitas vezes interação entre os materiais vulcânicos e sedimentos moles ou saturados de água, gerando-se materiais com características peperíticas (Martins *et al*, 2008). As condutas alimentadoras deste vulcanismo, chaminés, diques e soleiras, são pouco frequentes e nunca foram reconhecidos quaisquer centros eruptivos.



**Figura 3.1.** Colunas litostratigráficas das sequências vulcano-sedimentares expostas em alguns dos afloramentos mais completos do Algarve oriental; as rochas ígneas (e os sedimentos ricos de partículas vulcânicas) encontram-se representadas a cinzento.

Os melhores afloramentos situam-se no Algarve Central onde as sequências são mais espessas; para oeste o empilhamento vulcano-sedimentar torna-se mais delgado e as condições de afloramento pioram. Contudo, um excelente corte, que corresponde ao afloramento mais oriental da série vulcânica da CAMP da Bacia do Algarve, encontra-se exposto na estrada de acesso a Ayamonte. As descrições que se seguem baseiam-se predominantemente nos cortes de Cabeças (Silves), Torre, S. Bartolomeu de Messines, Soidos, Querença, Corcitos, e Ayamonte (fig. 3.1).

Nas sequências mais completas encontram-se cinco a oito escoadas; frequentemente, devido a lacunas de observação, não é possível individualizar todos os derrames. Contabilizando os depósitos piroclásticos, o número de eventos eruptivos numa mesma sequência pode atingir dezasseis. Estes são os depósitos observados ou preservados num mesmo corte, mas o número de eventos vulcânicos num dado local terá sido, certamente, superior.

A espessura total preservada da sequência vulcano-sedimentar varia entre 30 e 50 m. A natureza e espessura dos sedimentos associados devem estar relacionadas com as dimensões e morfologia locais da bacia e com a tectónica contemporânea.

Depósitos piroclásticos grosseiros (predominantemente freato-magmáticos) contendo blocos e bombas de dimensão decimétrica indicam proximidade de centros eruptivos.

### 3.1.1.1. Conduitas vulcânicas

O filão da Messejana é uma importante estrutura da CAMP na Ibéria, de acordo com o seu quimismo toleítico (Martins, 1991), geocronologia (idades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \sim 202 \text{ Ma}$ ; Rapaille *et al*, 2003) e dimensões (extensão de 530 km desde a costa sudoeste de Portugal até ao centro da península, e espessura de 5 a 300 m, incluindo ramificações). Esta estrutura terá alimentado importantes extrusões do vulcanismo da CAMP na Ibéria, apesar de esses produtos não se encontrarem preservados em associação com o filão e, consequentemente, não existir ligação às sequências extrusivas da mesma idade das Bacias de Santiago do Cacém e do Algarve, as quais se encontram cartograficamente isoladas daquela estrutura vulcânica.

Outras intrusões incluem raros diques (espessura  $< 1\text{ m}$ ) que atravessam as sequências eruptivas, alguns corpos lávicos tabulares que poderão ser soleiras superficiais e algumas massas lávicas, sem continuidade lateral, que corresponderão a chaminés. Alguns filões cortam a totalidade do empilhamento vulcano-sedimentar aflorante mostrando que nem toda a sequência eruptiva está preservada no registo geológico. O topo do empilhamento, incluindo os centros eruptivos (cones, cristas de escória, cones e anéis de tufos e *maares*) associados àqueles filões, foi removido pela erosão.

### 3.1.1.2. Produtos extrusivos

As formações extrusivas incluem escoadas subaéreas e depósitos piroclásticos de queda (*e/ou* tufitos). Sedimentação continental ocorreu simultaneamente com a actividade vulcânica e encontra-se representada por níveis sedimentares intercalados nos vulcanitos, originando sequências vulcano-sedimentares.

Os derrames lávicos são do tipo *pahoehoe*; brechas de topo e de base, típicas de escoadas *aa* estão ausentes. A maioria das escoadas apresenta base vítrea em resultado de arrefecimento rápido em contacto com o solo. Os solos e sedimentos cobertos pelas escoadas encontram-se, por sua vez, cozidos pelo derrame. As escoadas têm espessura métrica a decamétrica, apresentam uma zona inferior maciça ou com disjunção em lages e uma porção superior vesicular, às vezes com disjunção prismática mal definida. Em alguns casos (Corcitos) a superfície do topo dos derrames está truncada, registando a ocorrência de episódios erosivos.

No corte de Ayamonte, fiadas de vesículas que partem da base das escoadas originam cones verticais invertidos de rocha vesicular; estes cones começam com diâmetro de cerca de 1 cm na base do derrame, podendo atingir 5 a 6 cm de largura na zona onde se ligam à porção vesicular superior da escoada. Estas zonas vesiculares representam a exsolução de gases a partir do interior líquido de uma escoada estagnada.

A base das escoadas pode estar convolucionada em resultado de afundamento em sedimentos inconsolidados, criando figuras de carga (e.g. Corcitos e Querença); por vezes as figuras de carga separam-se da base dos derrames para formar estruturas de pseudo-nódulos (*ball and pillow*). Outra evidência de que a lava correu sobre sedimentos espessos e moles é o afundamento de secções da escoada e a injeção de sedimento nos planos de fractura (S. Bartolomeu de Messines). Nalguns locais esses planos são falhas, que se encontram injetadas por argilas (Corcitos). A contemporaneidade da sedimentação e actividade vulcânica é também demonstrada pela intrusão de lava em sedimentos superficiais saturados de água, originando corpos irregulares de lava contendo bolsadas de sedimento e porções de lava afundada no seio da vasa (peperitos). O contacto lava/sedimento está marcado por margens de arrefecimento vítreas nos corpos lávicos e cozimento nos sedimentos (Cabeças-Silves).

Blocos de basalto com disjunção radial e auréolas vítreas em conglomerados de leque aluvial intercalados na sequência vulcânica (Torre) foram interpretados como fragmentos de lavas em almofada, e podem representar o dismantelamento de derrames subaquáticos formados a montante. A ocorrência de lavas subaquáticas com morfologia de lavas em almofada é relativamente frequente na CAMP em Marrocos, certamente associadas a lagos temporários ou permanentes nas bacias tectónicas.

Parte da actividade vulcânica explosiva está representada por piroclastos remobilizados incluídos em proporções variáveis de matriz sedimentar (tufitos e sedimentos ricos em piroclastos). Nalguns casos, estas misturas de sedimento e partículas vulcânicas poderá representar interações peperíticas. A interpretação destas sequências é, contudo, dificultada pelo estado de alteração dos materiais; as partículas vulcânicas apresentam coloração verde que contrasta fortemente com o vermelho dominante nos argilitos associados. Frequentemente as sequências piroclastos/sedimentos constituem alternâncias de leitos vermelhos com leitos verdes, ou de leitos vermelhos com quantidades variáveis de pequenas manchas verdes (cin-

zas e lapili alterados). Os depósitos piroclásticos *in-situ* correspondem a leitos de cinzas ou de lapili de queda e a brechas hidromagmáticas de queda e/ou de fluxo. Os depósitos explosivos hidromagmáticos caracterizam-se pela presença de fracção importante de fragmentos líticos irregulares com dimensões e natureza variadas, e estratificação mais ou menos desenvolvida; estes depósitos representam a frequência com que ocorreu interação água/magma e a sua alta explosividade. Os elementos líticos (diâmetros até 80 cm), blocos de calcário ou dolomito ou bolas de argilito, encontram-se frequentemente associados a fragmentos juvenis da dimensão de bombas vulcânicas. Os primeiros representam a fragmentação de leitos dolomíticos e a disrupção de camadas argilíticas pelos processos hidromagmáticos. As bombas apresentam dimensão até 40 cm, formas arredondadas, são internamente vesiculares, apresentam crostas vítreas e, às vezes, fracturação radial. Ambos os tipos de partículas piroclásticas indicam a proximidade dos centros eruptivos (presumivelmente estruturas do tipo *maar* ou anel de tufos).

A posição estratigráfica dos depósitos piroclásticos é variável de corte para corte e estará apenas relacionada com a distância aos centros eruptivos mais próximos e com a direcção de transporte dos materiais piroclásticos (por processos eruptivos ou sedimentares). Os piroclastos podem ser encontrados no topo da sucessão vulcânica (Querença, Corcitos, Torre), na base (Ayamonte), ou intercalados ao longo de toda a sucessão (Soidos).

Não é possível correlacionar derrames lávicos ou depósitos piroclásticos de corte para corte. Mesmo quando situados em posição estratigráfica similar, as unidades vulcânicas (efusivas ou explosivas) podem corresponder a eventos eruptivos distintos em diferentes cortes.

### 3.1.1.3. Sedimentação e erosão contemporâneas do vulcanismo

Os sedimentos, cuja espessura varia entre escassos centímetros e alguns metros, encontram-se sempre presentes, subjacentes, intercalados ou cobrindo a sequência vulcânica. Esta sedimentação contemporânea do período vulcânico está representada por sedimentos vermelhos (às vezes cinzentos) de argilitos, tufitos de lapili, tufitos de lapili-brecha, conglomerados brechóides (representando depósitos de leque aluvial – Torre; Ayamonte) ou depósitos conglomeráticos torrenciais do tipo *lahar* (Corcitos). Menos frequentes são os níveis carbonatados (Corcitos, Torre) e os horizontes do tipo caliche (Corcitos) representando paleossolos desenvolvidos sobre os depósitos vulcânicos durante intervalos de paragem de actividade e em condições climáticas semi-áridas.

A presença de corpos de água superficial (lagos, zonas pantanosas, lagunas) ou de níveis freáticos pouco profundos pode ser deduzida da frequência com que ocorrem sequências piroclásticas hidromagmáticas (Querença, Corcitos, Torre), da presença de bases de escoada

convolucionadas (Torre, S. Bartolomeu de Messines, Querença, Corcitos, Soidos) e da intrusão de corpos de lava em sedimentos saturados de água (Cabeças-Silves).

Processos erosivos ocorreram também antes, durante e após a actividade vulcânica. As evidências de erosão antecedendo o vulcanismo são: derrames lávicos assentando directamente em superfícies de erosão talhadas nos Arenitos de Silves (Quinta da Ombria) ou nas sequências de xistos e grauvaques do Carbonífero (Corcitos), e a presença de blocos de basalto incluídos em conglomerados da base da pilha vulcânica (Ayamonte). Noutros locais encontram-se superfícies de erosão cortando o topo de escoadas (Torre, Corcitos) ou ocorrem conglomerados intercalados na sequência vulcânica que incluem fragmentos basálticos removidos de outras localidades (Torre); estas duas situações mostram a actuação de processos erosivos durante a fase vulcânica. A ausência de centros eruptivos associados aos filões que atravessam o empilhamento vulcânico mostra, por seu lado, que a porção superior da sequência foi removida pela erosão (Querença, Soidos).

#### 3.1.1.4. Paleogeografia e modelo de fácies

As características dos produtos vulcânicos, bem como da sedimentação e erosão que os acompanham, apontam para um modelo de facies típico das sequências basálticas continentais. O enquadramento paleogeográfico corresponderia ao de uma região caracterizada por morfologia de blocos elevados e deprimidos pela tectónica, em condições climáticas semi-áridas, de acordo com as variações de espessura apresentadas neste trabalho e pelos dados de Palain (1976) em relação às espessuras das séries triásico-hetangianas e inferências paleoambientais. As áreas deprimidas receberiam sedimentação detrítica proveniente das regiões elevadas, ao mesmo tempo que ocorria actividade vulcânica. Leques aluviais formar-se-iam no sopé das escarpas de falha, enquanto a deposição de sedimentos mais finos (areias, siltes, argilas, carbonatos e evaporitos) ocorreria em situações mais distais, dependendo da dimensão das bacias. Derrames lávicos provenientes das regiões elevadas poderiam preencher canais fluviais nos leques aluviais (como observado no corte de Torre). Sistemas fluviais endorreicos de regime torrencial, represados por escoadas lávicas, criariam lagos e zonas alagadiças; aqui acumular-se-iam sedimentos areno-argilosos (incluindo partículas piroclásticas remobilizadas) e depósitos piroclásticos de queda. Derrames fluindo sobre sedimentos inconsolidados afundar-se-iam parcial ou completamente. A interacção explosiva água/magma seria uma característica comum a um tal ambiente deposicional. Produzir-se-iam, assim, depósitos de piroclastos hidro-magmáticos contendo abundantes fragmentos líticos arrancados às sequências subjacentes. Nestas condições os centros eruptivos seriam predominantemente *maars* e anéis de tufos. Estes tipos de estruturas são difíceis de reconhecer em corte e em afloramentos limitados, e conseqüentemente ainda não foram encontrados.

Paleossolos de tipo *caliche*, desenvolvidos sobre os derrames lávicos ou sedimentos intercalados reflectem períodos de alteração pedogénica no intervalo entre episódios vulcânicos de curta duração.

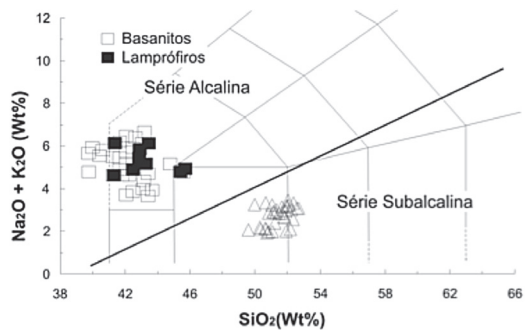
### 3.1.2. Petrografia, geoquímica e petrogénese

#### 3.1.2.1. Petrografia

As rochas ígneas que na Bacia do Algarve ocorrem associadas ao rifting Triásico-Jurássico correspondem essencialmente a materiais piroclásticos e a escoadas lávicas com texturas bem preservadas. As texturas dominantes são a dolerítica (ofítica a subofítica) e a porfírica. A associação mineralógica, típica das rochas toleíticas, é contituída por: rara olivina; plagioclase em micrólitos inclusos nas clinopiroxenas e dispondo-se constituindo uma rede com a qual se articulam as piroxenas; duas clinopiroxenas, uma rica em cálcio (augite) e outra pobre em cálcio (pigeonite); óxidos (titanomagnetites e ilmenites) e um preenchimento intersticial granofríco, de feldspato alcalino e quartzo a que se junta apatite e biotite em percentagem reduzida (Martins, 1991).

#### 3.1.2.2. Geoquímica e Petrogénese

Em termos de sistemática classificativa, a composição química de rocha total (Tabela 2), apresentando baixos valores de alcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) relativamente ao conteúdo de  $\text{SiO}_2$  (fig. 3.2), confirma a natureza subalcalina de carácter toleítico destas rochas, o que também é corroborado pela composição da norma (quartzo e/ou hiperstena normativos).



**Figura 3.2.** Diagrama TAS (LeBas *et al*, 1986) para as rochas vulcânicas do Jurássico Inferior (triângulos) e do Cretácico Superior (quadrados) do Algarve (dados de Martins, 1991).

**Tabela 2.** Análises representativas de rochas vulcânicas da Bacia Algarvia

<b>Amostras</b>	<b>587-9*</b>	<b>587-6*</b>	<b>587-16*</b>	<b>597-21*</b>	<b>R1-30**</b>	<b>R1-25**</b>	<b>607-3**</b>	<b>R1-9***</b>
SiO <sub>2</sub> (%)	51.64	51.78	49.76	51.08	41.72	40.86	40.03	40.68
TiO <sub>2</sub>	1.18	1.20	0.76	1.05	3.11	3.49	4.69	3.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.35	13.25	13.82	14.05	15.68	14.83	12.74	14.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> t	11.23	11.78	10.22	11.44	11.87	11.65	12.58	11.15
MnO	0.14	0.14	0.13	0.18	0.20	0.17	0.20	0.15
MgO	7.90	8.29	10.11	7.29	6.79	9.53	8.12	7.62
CaO	9.59	9.58	11.82	11.33	11.06	11.55	13.15	8.46
Na <sub>2</sub> O	2.35	2.42	1.75	2.35	4.58	2.56	3.30	2.51
K <sub>2</sub> O	0.69	0.77	0.42	0.64	1.99	1.45	2.10	2.65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.19	0.11	0.16	1.12	0.61	1.09	0.82
LOI					2.37	3.61	1.85	6.89
#Mg	61.80	61.76	69.47	59.44	56.82	65.29	59.75	61.12
Sc (ppm)	35	34	36	37	19	29	29	19
V	313	302	250	259	259	318	338	237
Cr	67	63	n.d.	197	37	186	104	41
Ni	73	56	116	74	49	124	79	38
Rb	23	26	14	19	56	35	27	62
Sr	179	177	153	167	1355	835	1510	1376
Y	23	24	20	23	35	27	33	29
Zr	105	115	60	93	350	197	362	272
Nb	11	11	6	11	120	63	91	96
Ba	173	194	110	134	777	484	607	1344
La	12.10	14.30	8.60	10.20	160.00	49.00	84.00	86.00
Ce	27.00	33.00	17.00	21.00	184.00	97.00	161.00	153.00
Nd	14.00	16.00	11.00	10.00	75.00	44.00	70.00	60.00
Sm	3.25	3.87	2.34	3.06	13.40	8.91	13.50	11.00
Eu	1.09	1.28	0.86	1.02	3.98	2.55	3.92	3.43
Tb	0.60	0.8	0.50	0.60	1.50	1.00	1.10	1.20
Yb	2.36	2.81	2.09	2.13	2.54	1.66	2.14	2.36
Lu	0.33	0.41	0.33	0.35	0.37	0.24	0.30	0.33
Hf	2.60		1.40	2.70	7.60	5.00	7.60	7.30
Th	2.10	2.50	1.20	1.40	9.90	4.70	8.10	8.30
( <sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	0.70544	0.70619	0.70728	0.70539	0.70288	0.70385		

\* Toleitos do Jurássico Inferior. \*\* Basanitos e \*\*\* Lamprófiros do Cretácico Superior. Mg# = 100 Mg / (Mg+Fe<sup>2+</sup>); Fe<sup>3+</sup> / Fe<sup>2+</sup> = 0.15. Cálculo ( <sup>87</sup>Sr / <sup>86</sup>Sr )<sub>0</sub>; toleitos para 198 Ma (dados de Verati *et al*, 2007); basanitos para 75 Ma (dados de Martins, 1991). REE, Th e Hf foram analisados no Nuclear Activation Services (Canada) por AN. Todos os outros elementos foram analisados na Universidade de Lisboa (Departamento de Geologia) usando métodos gravimétricos para SiO<sub>2</sub>, EAA para os outros elementos maiores e FRX para Ti, P, Sc, V, Cr, Ni, Sr, Rb, Y, Zr, Nb and Ba. Baseado em Padrões Internacionais o rigor estimado é de 2% para SiO<sub>2</sub>, 10% para os outros elementos maiores e 5% para os elementos traço.

As rochas toleíticas do Algarve (Martins *et al*, 2008), tal como a maioria dos basaltos continentais toleíticos relacionados com a CAMP, apresentam  $\text{TiO}_2 < 2\%$ . A sua geoquímica é indicativa de líquidos magmáticos sujeitos a diferenciação antes da extrusão, uma vez que as amostras mais primitivas apresentam valores de Mg#: 59-71, MgO < 10 wt.%, Ni < 110 ppm e Cr < 240 ppm, os quais são inferiores aos típicos de magmas primários. O grau de diferenciação é reduzido (#Mg: 71-59) e a variação composicional dos elementos maiores e traço ao longo de toda a série toleítica é controlada pela associação mineralógica em cristalização com a seguinte ordem: olivina, plagioclase, clinopiroxena, óxidos de Ti-Fe e, por último, o preenchimento granofírico.

O magmatismo toleítico do Algarve está associado a líquidos magmáticos resultantes da fusão parcial de um local fonte situado no manto subcontinental litosférico, no qual prevaleceriam domínios enriquecidos por eventos metassomáticos, supra-subducção, de idade hercínica. Estes explicariam o carácter enriquecido destas rochas em elementos litófilos como o Rb, Ba, Th e K (Martins, 1991; Martins & Kerrich, 1998; Youbi *et al*, 2003). A ascensão destes líquidos é sujeita a um tempo de estacionamento em câmaras magmáticas transientes, localizadas na crosta continental, favorecendo processos conjugados de assimilação crustal (correlação positiva entre o conteúdo em  $\text{SiO}_2$  e o Sr inicial [ $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ ] $_0 > 0.705$ ) e cristalização fraccionada.

Refira-se, ainda, que o magmatismo de natureza toleítica, no intervalo de tempo considerado e com iguais características geoquímicas e petrogenéticas engloba as escoadas lávicas da Bacia de Santiago do Cacém e o extenso Filão de Messejana – Plasencia (Martins, 1991; Cebriá *et al*, 2003).

### 3.1.3. Modelo integrador

Os magmas de natureza toleítica que no início do Jurássico Inferior se instalam na Bacia Algarvia (incluindo a Bacia de Santiago do Cacém e o Dique Messejana-Plasencia) são parte integrante da CAMP cuja génese está associada à abertura do Oceano Atlântico Central (Youbi *et al*, 2003).

O conhecimento pormenorizado e os numerosos dados actualmente existentes sobre o magmatismo toleítico da Bacia Algarvia, vulcanoestratigrafia, geoquímica e sua interpretação petrogenética, permitem apresentar a seguinte síntese:

- as propriedades geoquímicas (líquidos enriquecidos em Rb, Ba, K, Th, La, Ce) e isotópicas [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ] $_0 > 0.705$  dos magmas toleíticos apontam para um local fonte situado na manto subcontinental litosférico o qual apresenta características enriquecidas adquiridas através de episódios de subducção e extracção mantélica

prévios, os quais precederam a produção dos líquidos astenosféricos geradores dos basaltos do fundo oceânico atlântico;

- o enquadramento estrutural mostra que o vulcanismo é controlado pela fracturação tardi-hercínica, e que a nucleação do processo de rifting, associado à margem meridional ibérica, pode ter começado por um ponto triplo de junção RRT entre África-Ibéria-América (Terrinha, 1998);
- o modelo de rifting passivo parece ser o mais apropriado para explicar a sequência vulcanoestratigráfica do Algarve.

Em síntese, propõe-se que a remobilização do manto subcontinental litosférico, localizado sob a espessa e frágil sutura hercínica, é desencadeada pelo regime distensivo associado à cinemática das placas litosféricas coadjuvado pela compensação isostática resultante da ablação da Cadeia Hercínica.

## 3.2. Magmatismo do Cretácico Superior

O magmatismo do Cretácico Superior da região estudada pode subdividir-se em dois grandes grupos: o Complexo Alcalino de Monchique, aflorando a Norte do limite setentrional da Bacia do Algarve e os produtos vulcânicos representados por diques, soleiras, chaminés e brechas vulcânicas extrusivas dispersos pela Bacia.

### 3.2.1. O Complexo Alcalino de Monchique

O Complexo Alcalino de Monchique (CAM) é composto por intrusões múltiplas de sienito nefelínico, rochas ultrabásicas a intermédias e várias formações brechóides (fig. 3.3). Apresenta uma forma aflorante subelíptica de cerca de 80 km<sup>2</sup> e foi já alvo de vários trabalhos, principalmente de âmbito petrológico, que permitiram individualizar uma intrusão homogénea de sienito nefelínico indiferenciado e vários corpos de outras rochas no seu interior (Rock, 1978). O CAM data do Cretácico Superior, 72 Ma (método K-Ar, MacIntire e Berger, 1982) e faz parte da Província Ígnea Alcalina Ibérica em que se integram outras intrusões da mesma idade.

O encaixante é constituído por pelitos e grauvaques de sequências turbidíticas, metamorfizadas durante a orogenia varisca, pertencentes à Formação da Brejeira de idade Vestefaliano (Oliveira *et al.*, 1979; Silva *et al.*, 1990). À excepção dos extremos ocidental e oriental, onde a estrutura regional do encaixante paleozóico apresenta direcção subparalela ao contacto do CAM, a estrutura varisca encontra-se truncada pelo complexo intrusivo (fig.

3.3). A intrusão gerou uma auréola de metamorfismo de contacto de espessura constante de 200m, exceptuando no sector NW do CAM onde atinge cerca de 1 km.

### 3.2.1.1. Estrutura interna do complexo ígneo

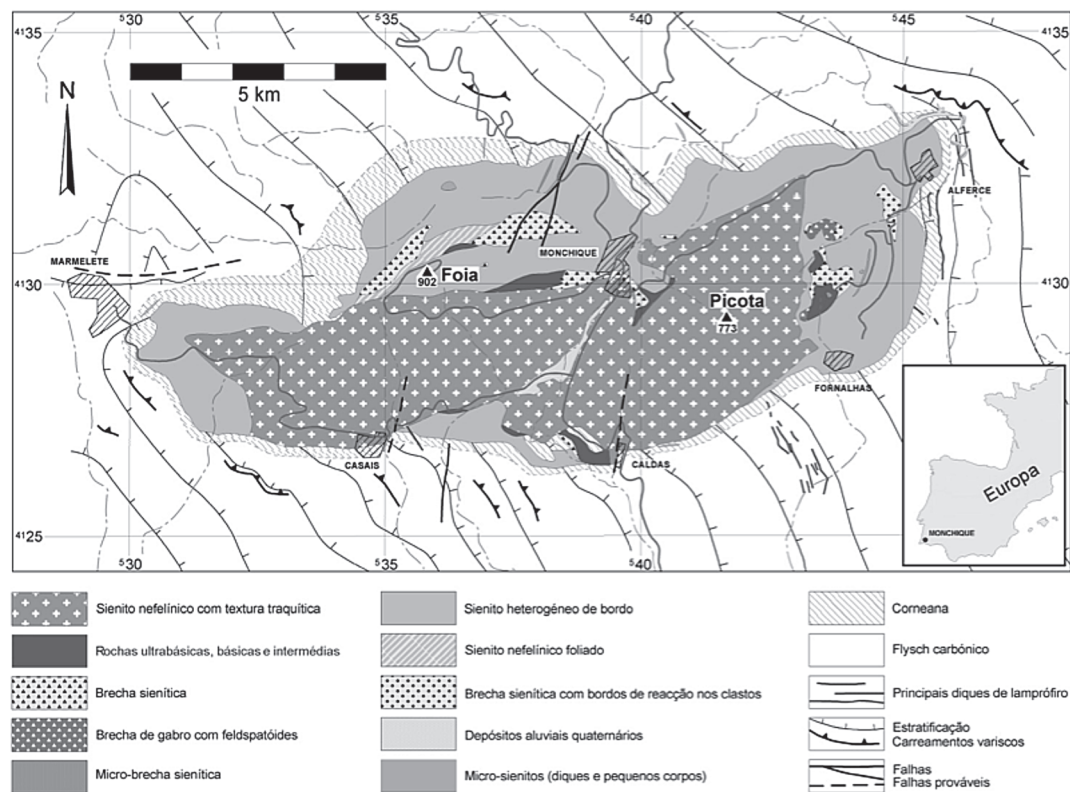
A cartografia geológica do CAM (González-Clavijo & Valadares, 2003) colocou em evidência uma estrutura interna zonada e concêntrica [semelhante às de maciços concêntricos segundo Sørensen (1974)], definida pela presença de uma unidade central de sienito nefelínico homogéneo, circundada por um anel descontínuo de sienitos nefelínicos heterogéneos. A distribuição espacial dos corpos de rochas ultramáficas, máficas e intermédias e das formações brechóides acentua o carácter zonado da intrusão.

#### 3.2.1.1.1. *Unidade sienítico nefelínica central*

O núcleo do CAM é composto por uma unidade de sienito nefelínico com geometria subelíptica, elevada homogeneidade textural e granularidade grosseira. A textura é heterogranular, hipidiomórfica, apresentando, por vezes, carácter fluidal. A associação mineralógica principal deste tipo de rochas é constituída por feldspato alcalino (ortose micro- e criptopertítica), nefelina (por vezes com inclusões de hematite), piroxena (aegirina e aegirina-augite), biotite e esfena. O conteúdo em nefelina é superior a 20%, atingindo pontualmente os 40%. Em proporções subordinadas, é possível encontrar ainda apatite, sodalite, turmalina, fluorite, rútilo, pirite, muscovite, zeólitos, cancrinite e calcite.

#### 3.2.1.1.2. *Unidade sienítico nefelínica de bordo*

Disposta como um anel exterior, ainda que descontínuo, em torno da unidade anterior, encontra-se a unidade do sienito nefelínico heterogéneo de bordo. No interior desta unidade, é possível reconhecer diferentes fácies, não individualizáveis cartograficamente, que se distinguem entre si pelo conteúdo em nefelina (inferior a 10%, pontualmente atinge 20%), proporções relativas dos minerais máficos (clinopiroxena, anfíbola, biotite) e granularidade (variando desde muito fina a pegmatítica). A sua composição mineralógica é semelhante à da unidade central com a particularidade de apresentar anfíbola (ausente na unidade central) e maiores quantidades de clinopiroxena, esfena, biotite e opacos. Outra característica distintiva desta unidade é a presença no seu interior de grandes encraves de corneanas.



**Figura 3.3.** Mapa geológico e estrutural do Complexo Alcalino de Monchique e zona envolvente. Identificam-se duas unidades de sienito nefelínico e vários corpos de rochas ultrabásicas a intermédias e diversas formações brechóides. As coordenadas são U.T.M. do fuso 29, Elipsóide Internacional, Datum Europeu. Adaptado de Gonzalez-Clavijo & Valadares (2003).

As duas unidades de sienito nefelínico perfazem cerca de 90% da área aflorante do CAM, sendo os restantes 10% constituídos por rochas ultramáficas, máficas e intermédias e diversos tipos de brechas.

Estas litologias encontram-se no interior da unidade sienítico nefelínica heterogénea de bordo ou no contacto desta com a unidade central.

### 3.2.1.1.3. Rochas ultrabásicas, básicas e intermédias

As rochas ultrabásicas, básicas e intermédias distribuem-se por oito corpos distintos, cinco dos quais se situam no contacto entre as duas unidades de sienito nefelínico. Os outros três

corpos localizam-se no interior da unidade de bordo, próximos do contacto com a unidade central. Apresentam texturas variando de heterogranulares a porfiróides e contêm piroxena (titano-augite) + anfíbola (kaersutite) + biotite + olivina (rara) + plagioclase + nefelina + feldspato alcalino + esfena + opacos como associação paragenética principal, embora as proporções dos minerais ferromagnesianos diminuam dos termos ultramáficos e máficos para os intermédios.

#### *3.2.1.1.4. Formações brechóides*

As brechas, comuns nestes complexos intrusivos e já descritas em Sintra e Sines, perfazem 5% do CAM. Estas formações foram individualizadas em 4 tipos: (1) de clastos angulosos, (2) de clastos subarredondados, (3) matriz e clastos de composição básica e (4) microbrechas. As brechas de clastos angulosos, na sua maioria de rochas básicas, apresentam uma matriz sienítica e são aquelas que maior extensão ocupam. As brechas de clastos subarredondados apresentam no seio da matriz sienítica, de granularidade variável, clastos de várias naturezas que exibem bordos de reacção. A dimensão geral dos clastos situa-se entre os 10 e 20 cm, e são na sua maioria de natureza básica. Nas brechas de clastos e matriz básicas a heterogeneidade está bem patente, tanto da dimensão dos clastos, como na sua litologia, sendo que a matriz que os suporta apresenta uma granularidade muito fina a afanítica. As microbrechas sieníticas afloram numa pequena mancha no interior das rochas básicas, na zona Este do CAM.

#### **3.2.1.2. Geoquímica**

##### *3.2.1.2.1. Série magmática do CAM*

As rochas estudadas incluem-se no grupo das rochas feldspatóidicas subsaturadas em sílica ( $\text{SiO}_2 = 33 - 57\%$ ;  $\text{Ne}_{\text{nor}} = 9.58-27.3\%$ ;  $\text{MgO} = 7.87-0.28\%$ ). A sua projecção no diagrama TAS permite distinguir quatro grandes grupos de litologias: (1) rochas ultrabásicas; (2) rochas teralítico-essexíticas (3) rochas sienodioríticas e (4) sienitos nefelínicos. As rochas ultramáficas parecem corresponder a cumulados, enquanto os gabros com feldspatóides (essexitos e teralitos) representam as composições dos líquidos mais primitivos e, os sienitos nefelínicos, os termos mais evoluídos.

### 3.2.1.2.2. Geoquímica de elementos maiores

Em termos gerais, as rochas de Monchique definem tendências de evolução coerentes, marcadas por um progressivo enriquecimento em  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e empobrecimento em  $\text{CaO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$ , dos termos menos diferenciados para os mais evoluídos, o que sugere que as rochas félsicas tenham derivado dos magmas básicos associados, por processos de cristalização fraccionada em sistema fechado, envolvendo o fracionamento de clinopiroxena, anfíbola, esfena, óxidos de Fe e de Ti e apatite. Os diagramas de Harker para os elementos traço são compatíveis com o modelo de cristalização fraccionada proposto e confirmam a participação das fases minerais referidas.

### 3.2.1.2.3. Geoquímica dos elementos do grupo das terras raras (TR) e perfis multi-elementares

Os perfis de TR (fig. 3.4) para os termos menos diferenciados da sequência são caracterizados por: um marcado enriquecimento de terras raras leves relativamente às terras raras pesadas ( $\text{La}_N/\text{Yb}_N=20.8-36.5$ ); graus de fracionamento baixos a moderados de terras raras leves e pesadas ( $\text{La}_N/\text{Sm}_N=3.2-4.7$  e  $\text{Gd}_N/\text{Yb}_N=1.2-3.7$ ) e ausência de anomalias negativas de Eu. Os padrões de TR dos termos mais evoluídos distinguem-se dos das rochas mais básicas por apresentarem uma forma ligeiramente côncava (de abertura voltada para cima), refletindo um aumento da influência da esfena e apatite, nos últimos estádios de diferenciação magmática.

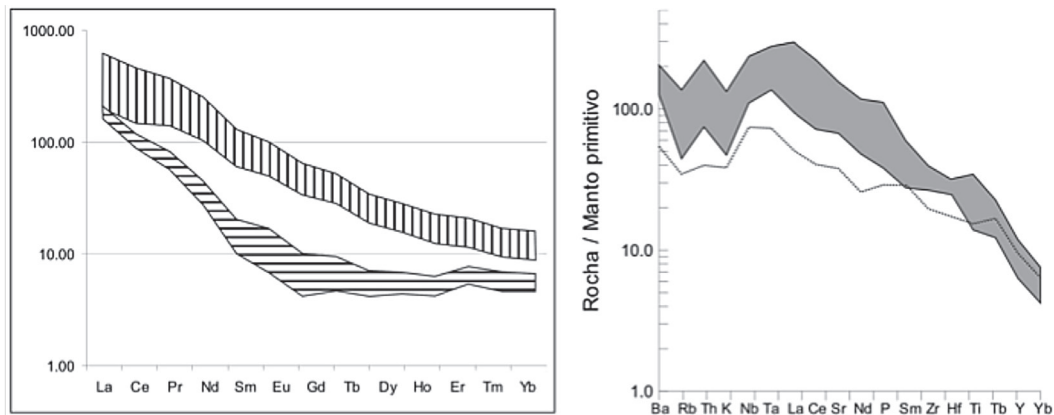
No seu conjunto, os diferentes litótipos do CAM apresentam padrões de TR com traçados subparalelos apontando para uma relação de consanguinidade entre eles. Por outro lado, o forte enriquecimento em TRL nas rochas menos diferenciadas é compatível com uma derivação a partir de um reservatório mantélico que não tenha sido envolvido em eventos prévios de fusão parcial (não empobrecido).

A forte semelhança entre os perfis multi-elementares (fig. 3.4) dos membros máficos da sequência do CAM (Valadares, 2004) e os dos basaltos OIB (fig. 3.4) assim como as suas razões Zr/Nb (1.4-4.2) sugerem a participação de uma componente de pluma mantélica de origem profunda (enriquecida) na sua petrogénese.

### 3.2.1.3. Geologia isotópica e fonte do magma

As análises isotópicas Rb-Sr obtidas em 5 amostras de sienito nefelínico da unidade central definem uma isócrona de  $72,3 \pm 4,2$  Ma, com uma razão  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial de  $0,703258 \pm 49$  e um MSWD de 0,98 (Valadares *et al*, 2004).

Esta idade é, dentro dos limites de erro, coincidente com a obtida com a inclusão de mais uma amostra das rochas máficas, o que sugere uma idade de cristalização semelhante para todos os litótipos do CAM. Por outro lado, as razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciais suportam uma relação de consanguinidade entre todos os termos da sequência e excluem a hipótese de contaminação crustal significativa. Os resultados obtidos pelo método de  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  em anfíbulas de uma amostra de lamprófito ultramáfico definem uma idade de  $72.7 \pm 2.7$  Ma. Dada a sobreposição, dentro da margem de erro, das datações obtidas pelos métodos Ar-Ar e Rb-Sr, é possível assumir que a cristalização das diferentes unidades do CAM ocorreu praticamente ao mesmo tempo.



**Figura 3.4.** A) Padrões de terras raras normalizados para a composição dos condritos Nakamura (1977) das amostras de sienito nefelínico da unidade central (tracejado vertical) e das rochas mais primitivas (tracejado horizontal); B) diagrama multielementar normalizado para valores do manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) das rochas menos evoluídas do CAM e de basaltos OIB (preto).

Os valores das razões  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  iniciais para as rochas de Monchique sobrepõem-se aos dos basaltos de tipo OIB e, em conjunto com os dados isotópicos de Nd e de Pb (Bernard-Griffiths *et al*, 1997) sugerem o envolvimento de um reservatório fonte semelhante ao PREMA (*Prevalent Mantle Reservoir* – fonte do manto sublitosférico profundo com características enriquecidas) na gênese dos magmas alcalinos de Monchique (Valadares, 2004).

#### 3.2.1.4. Modelo de instalação do CAM

A integração dos novos dados de cartografia geológica (González-Clavijo & Valadares, 2003) e geologia isotópica (Valadares *et al*, 2004) permitiu elaborar um modelo para a sequência da

instalação das principais unidades do CAM na crosta superior. Propõe-se que inicialmente e ao longo de falhas ENE-WSW se instalaram corpos intrusivos alongados de composição básica, a que se seguiu a instalação dos primeiros corpos de sienitos nefelínicos, de formas ovóides irregulares. A presença de abundantes diques e filões no interior do sienito nefelínico heterogéneo de bordo e no exo-contacto sugere que esta unidade se tenha formado por acreção de sucessivos pulsos magmáticos, que terão sido responsáveis pela sua heterogeneidade textural e mineralógica, conservando encraves de corneanas entre os vários corpos de sienito nefelínico e entre estes e o contacto com os corpos básicos. A instalação dos diversos pulsos magmáticos terá sido acompanhada pela incorporação de fragmentos das rochas básicas e de materiais encaixantes, dando origem às brechas, especialmente associadas aos afloramentos das rochas menos evoluídas e aos encraves de corneanas, que ocorrem entre os vários corpos de sienito nefelínico e entre estes e o contacto com os corpos básicos. No estágio final dá-se a intrusão do grande pulso de magma sienítico, mais homogéneo e rico de nefelina, que representa o líquido remanescente do reservatório magmático que tinha gerado anteriormente os pequenos corpos de sienitos nefelínicos. Esta unidade trunca todas as anteriores e ocupa uma posição central.

#### 3.2.1.5. Exumação

Foi aplicado o método de traços de fissão (*fission track*) numa amostra colhida no topo da elevação da Picota. A amostra apresenta uma única população de apatites e a idade central dos traços de fissão obtida para os 34 cristais de apatite analisados é de  $72,5 \pm 2,8$  Ma. Este valor representa a idade para a qual a amostra se encontrava em torno de 90 °C. Para o comprimento dos traços de fissão espontâneos existe também uma única população cujo valor médio é de  $13,68 \pm 0,22$   $\mu\text{m}$ , valor bastante elevado indicando um arrefecimento rápido desde os 120°C aos 60°C.

Comparando o valor da idade dos traços de fissão ( $72,5 \pm 2,8$  Ma) com as datações obtidas pelo método Rb-Sr nos sienitos nefelínicos da unidade central ( $72,3 \pm 4,2$  Ma) e  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  em anfíbolos das rochas máficas ( $74,4 \pm 2,0$  Ma) verifica-se que as idades são estatisticamente indiferenciáveis. Pode, por isso, concluir-se que estas rochas atravessaram um grande espectro de temperaturas, desde as de ambiente magmático (fecho dos sistemas Rb-Sr e Ar-Ar) até temperaturas bastante mais baixas, num curto intervalo de tempo.

#### 3.2.1.6. Conclusões

O CAM corresponde a uma intrusão zonada de rochas alcalinas feldspatóidicas constituída por uma unidade central de sienito nefelínico homogéneo, uma unidade de bordo de sienito nefelínico heterogéneo e diversos corpos básicos, ultrabásicos e brechóides.

Os diferentes litótipos representados no CAM apresentam composições variando de lamprófiros ultramáficos a essexitos, teralitos, sieno-dioritos e sienitos nefelínicos. Definem tendências evolutivas coerentes na maioria dos diagramas de variação química, sugerindo uma forte relação genética entre as várias unidades que compõem o maciço. Com base nos dados de geoquímica macro- e oligoelementar, interpretam-se os termos essexítico-teralíticos como os magmas parentais, a partir dos quais se terão gerado as rochas intermédias e félsicas por fracionamento de clinopiroxena, anfíbola, esfena, óxidos de Fe e de Ti e apatite. As assinaturas isotópicas Sr-Nd dos termos mais primitivos da sequência assim como os seus padrões de terras raras são compatíveis com uma derivação de um reservatório mantélico não empobrecido, do tipo OIB.

A isócrona Rb-Sr (rocha total) obtida para o sienito nefelínico da unidade central ( $72,3 \pm 4,2$  Ma) e a datação  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  em anfíbolos de uma amostra de lamprófiro ultramáfico ( $72,7 \pm 2,7$  Ma) parecem indicar uma instalação praticamente síncrona para as diferentes unidades do CAM. Por outro lado, a concordância destas datações com idade central dos traços de fissão obtida em cristais de apatite ( $72,5 \pm 2,8$  Ma) evidencia um arrefecimento extremamente rápido da intrusão, seja porque a sua instalação ocorreu em níveis crostais pouco profundos, num ambiente tipicamente subvulcânico de crosta fria, seja porque se dá um soerguimento crostal rápido logo após a sua consolidação.

### *3.2.2. Petrografia, geoquímica e petrogénese das rochas vulcânicas do Algarve litoral*

#### **3.2.2.1. Petrografia**

As rochas ígneas de natureza alcalina do Algarve correspondem, na sua maioria, aos tipos petrográficos basanita e lamprófiro (Martins, 1999). Só um reduzido número de afloramentos apresenta litologias diferentes (limburgitos, ancaramitos, tefritos e traquitos, os dois últimos raros) pelo que se considera a série basanita-lamprófiro como representativa do magmatismo alcalino na Bacia Algarvia. A distinção entre as duas litologias é mais petrográfica e mineralógica do que química, veja-se diagrama classificativo (fig. 3.2).

Os basanitos apresentam texturas afaníticas que variam de pouco a muito porfíricas e mineralogicamente são constituídos por: óxidos (espinelas cromíferas e aluminosas) inclusos em núcleos de olivina e de clinopiroxena; uma geração fenocristalina composta por olivina e clinopiroxena, apresentando esta última características ópticas espectaculares [fortemente zonada com núcleos castanhos (salites) ou verdes (fassaítes), passando a orlas euédricas sempre de cor castanha mais ou menos acentuada e semelhantes às clinopiroxenas da matriz cujos núcleos verdes se apresentam quer reabsorvidos quer euédricos e neste caso, às vezes, zonados em sectores]; plagioclase que está confinada à matriz onde

se repete a geração fenocristalina (olivina e clinopiroxena) e onde ocorrem óxidos de Ti-Fe e apatite; um preenchimento intersticial feldspato-feldspatóidico representa a fase final de cristalização.

Os lamprófiros são marcadamente porfíricos e caracterizam-se pela seguinte associação mineralógica: coexistência de fenocristais de clinopiroxena de núcleos castanhos (salites) ou verdes (fassaítes) em tudo semelhantes às encontradas nos basanitos (alguns destes núcleos verdes contêm apatite e óxidos de Ti-Fe); fenocristais de anfíbola (em percentagem significativa), de cor castanha avermelhada, cujos núcleos se apresentam frequentemente corroídos (total ou parcialmente) e crivados de óxidos, expressando diferentes estádios de reabsorção, sendo rodeados de orlas euédricas; biotite euédrica de cor castanha avermelhada e que, nalguns lamprófiros, é abundante; rara olivina; feldspatos raros e confinados à matriz onde também se observa apatite e óxidos Ti-Fe; um preenchimento intersticial com felspatóides, zeólitos e por vezes vidro constituem a fase final de cristalização.

Entre os lamprófiros o grupo melhor representado é o dos monchiquitos. Fourchitos (sem olivina) e ouachititos (essencialmente biotite) são menos frequentes.

Nos dois tipos de rochas observam-se vesículas preenchidas por minerais diferentes como: piroxenas castanhas, anfíbolas, zeólitos, calcite ou sílica.

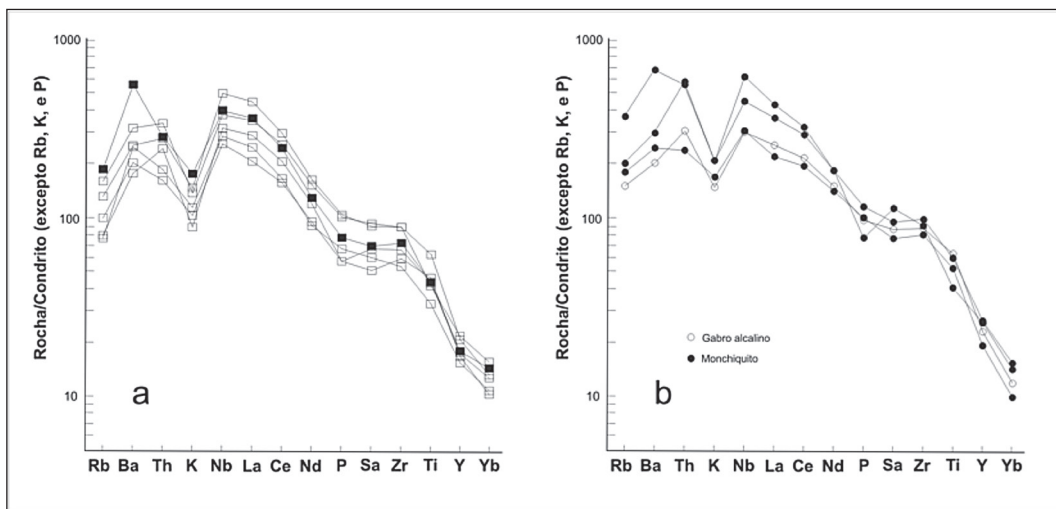
A riqueza petrográfica e mineralógica destas rochas fazem com que a química mineral seja uma componente importante na interpretação dos processos petrogenéticos (Martins, 1991; Martins & Munhá, 1993; Martins, 1999).

### 3.2.2.2. Geoquímica e petrogénese

A série basanito-lamprófiro que caracteriza o magmatismo do Cretácico Superior da Bacia Algarvia expressa, com base na composição química de rocha total (fig. 3.2), a sua natureza alcalina, básica e subsaturada em sílica (olivina e nefelina normativas). As rochas lamprófi-ricas são equivalentes a basanitos ricos de voláteis (Tab. 2 e fig. 3.2) (Martins, 1999).

As rochas basaníticas representam líquidos mais primitivos (#Mg: 68-70; MgO:12-13%; Ni: 210-344ppm; Cr: 350-600ppm) que os lamprófiros (#Mg: 47-63; MgO%: 6-9%; Ni: 21-97ppm; Cr: 20-154ppm). As rochas mais primitivas (com #Mg: 70; MgO%: 13%; Ni: 344ppm, Cr: 600ppm) correspondem a líquidos primários, isto é, não modificados após fusão parcial do manto.

A composição química de elementos traço, explicitada em padrões com perfis fortemente enriquecidos de Terras Raras Leves [(La/Yb)<sub>n</sub>: 23,82 – 25,50] e de elementos incompatíveis, em particular Rb, Ba, Th; Nb, La e Ce, (fig. 3.5) evidenciam, mais uma vez, a semelhança entre basanitos e lamprófiros (Martins, 1999) permitindo considerá-los em conjunto do ponto de vista petrogenético.



**Figura 3.5.** Padrões geoquímicos (normalizados para condrito) das rochas magmáticas do Cretáceo Superior do Algarve: a) para as rochas vulcânicas (dados de Martins, 1991); b) para rochas do Complexo Alcalino de Monchique (dados de Bernard-Griffiths *et al*, 1997). Valores de normalização de McDonough & Sun (1995), excepto para Rb, K e P (valores PM segundo Sun, 1982).

As características geoquímicas destes líquidos apontam para a ausência de contaminação crustal, o que sendo confirmado pelos dados isotópicos [ $(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr})_0 = 0,70276-0,70385$  (Martins, 1991)] já era inferido pela subsaturação em sílica das amostras.

Assim, as rochas da série basanita-lamprófiro representam líquidos alcalinos, enriquecidos, básicos, pouco diferenciados, subsaturados e sem evidências de influência crustal, os quais exprimem a composição do local fonte no manto. A aparente simplicidade do processo do petrogenético envolvido na produção destes líquidos magmáticos não explica a diversidade mineralógica das rochas basaníticas e lampróficas. Saliente-se a ocorrência simultânea de clinopiroxenas de núcleos castanhos e verdes, de zonamentos inversos, isto é, núcleo verde, mais evoluído (fassaítes) que o bordo castanho (salites) e de anfíbulas com evidências de reabsorção dos núcleos nos lamprófios. Estas características são atribuídas a um processo cíclico de descarga e recarga de câmaras magmáticas, com mistura de magmas que, dependendo do tempo de residência, é total ou parcial (Martins, 1991 e 1999), gerando respectivamente basanitos e lamprófios e toda a variação entre eles.

### 3.2.2.3. Síntese

O contexto geodinâmico que actua na margem SW da Ibéria a partir do Aptiano (essencialmente progressão para Norte da abertura do Atlântico e rotação da Península Ibérica) está na origem da reactivação de fracturas profundas da crosta utilizadas como condutas dos líquidos magmáticos mantélicos. Estes líquidos alcalinos, básicos, subsaturados e sem contaminação crustal apresentam características químicas (simultaneamente enriquecidos em elementos incompatíveis e isotopicamente empobrecidos em Sr) que sugerem a presença de um componente sublitosférico, o qual terá sido sujeito a um evento metassomático que precedeu, em pouco, a extracção dos líquidos magmáticos que estiveram na origem da série basanita-lamprófiro.

A proximidade geográfica suscita a comparação das rochas alcalinas da Bacia do Algarve com as do Complexo Alcalino de Monchique (Rock, 1978, 1982; Bernard-Griffiths *et al*, 1997; Martins, 1999). A «consanguinidade» é evidente, na composição química (fig. 3.5) e no tempo, constituindo o conjunto um complexo alcalino.

## 4. Tectónica

Do ponto de vista estrutural a Bacia do Algarve compreende duas bacias distintas, uma resultante de estiramento litosférico e subsidência, preenchida por sedimentos desde o Triásico ao Cenomaniano, à qual se sobrepõe uma bacia cenozóica, pós-rifiting, constituída por sedimentos de idades compreendidas entre o Miocénico e o Quaternário na área emersa, ou entre o Paleogénico e o Quaternário na área imersa. Estas duas bacias estão separadas por uma descontinuidade marcadamente erosiva, geralmente uma discordância angular, podendo os sedimentos neogénicos assentar directamente sobre as rochas anteriores mesozóicas, do Triásico ao Cretácico, ou mesmo sobre as rochas do soco paleozóico. Na área imersa as relações geométricas são idênticas às observadas em terra, podendo, porém, o Neogénico assentar directamente sobre o Paleogénico e este sobre o Cretácico Inferior ou o Cenomaniano; contudo as formações destes sistemas estão sempre separadas por descontinuidades erosivas e/ou angulares, evidentes quer nos perfis sísmicos de reflexão quer nos testemunhos das sondagens.

### 4.1. A herança varisca

Da observação das cartas geológicas e estruturais da Bacia do Algarve (figs. 1.1 e 4.1) é imediata, do ponto de vista geométrico, a constatação da existência dum padrão repetitivo



de sistemas de falhas, a saber: a) falhas de orientação entre NE-SW e ENE-WSW, b) falhas que variam entre N-S e NNE-SSW, c) falhas de orientação NW-SE e d) falhas de orientação E-W a WNW-ESE. Embora estes sistemas cubram praticamente todas as direcções possíveis, o que se constata é que estas orientações não se distribuem homoganeamente na Bacia, ou seja, não coexistem no mesmo espaço e, em certos casos, há sistemas que, ao longo da Bacia, mudam progressivamente de direcção, seja devido a causas de constrangimento lateral (geometrias não cilíndricas) seja por anastomosamento ou intersecção com outras falhas (fig. 4.1).

Do ponto de vista cronológico, verifica-se que todas as orientações observadas foram activas, pelo menos, desde o Jurássico basal ao Miocénico Superior. Do ponto de vista da cinemática, constata-se que do Triásico ao fim do Cretácico inferior as falhas funcionaram essencialmente como estruturas acomodando a distensão crostal e, durante o Cenozóico, acomodando o encurtamento crostal, embora a distribuição da deformação tenha sido bastante heterogénea no Neogénico.

Estes factos demonstram que neste sector da Margem Continental Portuguesa as falhas são sucessivamente reactivadas desde o início das fases de rifting até ao presente. A comparação destes sistemas de falhas com os existentes no soco paleozóico mostra que estes sistemas existiam já durante as fases orogénicas e tardi-orogénicas variscas, resultando quer das fases de colisão e espessamento crustal essencialmente ocorridas durante o Devónico e o Carbonífero, quer durante as fases de fracturação sin- e pós-cratonização no Pérmico (Arthaud & Matte, 1975; Terrinha, 1998; Ribeiro, 2002).

Destas falhas são de salientar, pela sua envergadura, as falhas de Aljezur e Portimão (de direcção N-S, tardi-variscas dextróginas), a Falha de São Marcos-Quarteira (de direcção NW-SE, enraizando num cavalgamento varisco), e as falhas de Espiche e Algibre (de direcção E-W a ENE-WSW, tardi-variscas sinistróginas).

## 4.2. A tectónica distensiva

A estruturação distensiva da Bacia do Algarve teve como causas directas a fracturação e estiramento litosférico que resultaram na fracturação da Pangeia. Particularmente, na região desta Bacia, a situação geotectónica encontrou-se, desde o início, associada ao afastamento diferencial entre as placas África e América e Eurásia e América. O limite entre as placas Eurásia e África na região da Ibéria começou a delinear-se desde o Triásico como limite transtensivo sinistrógiro, devido ao movimento de orientação aproximadamente E-W entre a Eurásia e a América e NW-SE entre a África e a América (coordenadas actuais) (Srivastava *et al*, 1990, Dewey *et al*, 1989). A Margem Sul Portuguesa acomodou em todos os sistemas de falhas herdados do varisco estas duas componentes de estiramento. A componente

associada ao estiramento causado pelo afastamento entre a Eurásia e a América, que levaram à formação do Oceano Atlântico, foram essencialmente acomodados pelas falhas de orientação próxima de N-S, enquanto o estiramento transtensivo resultante do afastamento entre a Eurásia e a África, resultou na formação de bacias com orientação E-W a ENE-WSW, distribuídas desde o Alto Atlas aos Pirinéus, sendo a Bacia do Algarve o testemunho autóctone deste estiramento na margem continental da Eurásia, associado à propagação do Oceano Tétis para ocidente, o Neo-Tétis (Fourcarde *et al*, 1991). Todos os sistemas de falhas estiveram activos durante a distensão. Contudo, as falhas actualmente de direcção N-S (que durante o Jurássico, previamente à rotação da Ibéria, teriam direcção aproximada NE-SW a ENE-WSW) terão desempenhado um papel maior na subdivisão da Bacia, de acordo com a variação de fácies e de espessuras que aumentam de W para E.

A caracterização geométrica e cinemática, e a datação dos episódios de tectónica distensiva, têm sido realizadas através de: a) estabelecimento de sequências estratigráficas, suas espessuras, idades e relações estratigráficas (e.g. Rocha 1976, Manuppella 1988, Correia 1989); b) observação de campo e em linhas sísmicas de reflexão da relação entre as estruturas tectónicas e as sequências sedimentares (Terrinha 1998 e Lopes, C. 2002) e c) de análise de descompactação das referidas sequências sedimentares da área emersa e de sondagens da área imersa, aplicando o modelo de cisalhamento puro de McKenzie (1978) (Terrinha 1988; Lopes, C. 2002).

As conclusões das diversas abordagens, não sendo antagónicas são diferentes, devido às diferenças dos métodos utilizados, aos modelos conceptuais de formação de bacias sedimentares relacionados com os diferentes tipos de dados e, ainda, com a escala espacial e temporal de observação; no caso dos dados das sondagens e da modelização da subsidência tectónica e térmica os resultados dependem ainda de parâmetros geofísicos, petrofísicos (e.g. porosidade) e geológicos (paleobatimetrias e significado das descontinuidades e duração de hiatos e variações altimétricas associadas).

Manuppella (1988) propõe a existência de quatro fases de rifting associadas a quatro mega-ciclos sedimentares, três para o Jurássico (Inferior, Médio e Superior, respectivamente) e outro para o Cretácico Inferior.

O estudo de campo sobre as estruturas distensivas na Bacia do Algarve deve ser realizado essencialmente na zona central e ocidental da Bacia por serem os sectores menos afectados pela forte inversão tectónica que, tendo feito rejogar os acidentes distensivos, obliterou grande parte das estruturas de deformação das fases de rifting, principalmente nos sectores central e oriental. Os indicadores cinemáticos das falhas normais mostram que estas funcionaram essencialmente em movimentação segundo a maior inclinação (*dip-slip*) (Terrinha, 1988).

As relações entre as falhas e as sequências sedimentares, localmente controladas pelas mesmas, permitiram datar a idade de actividade de algumas falhas normais e a selagem

da actividade das mesmas. Desta maneira, puderam ser sugeridos períodos de actividade tectónica distensiva e períodos de quiescência tectónica. A correlação destes períodos com as sequências sedimentares (ambientes, paleobatimetria e curva eustática) permitiu a sugestão de períodos de subsidência tectónica, subsidência térmica ou mesmo de soerguimento (Correia, 1982; Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2002).

Assim, baseados nesta correlação e em evidências de campo, demonstra-se a actividade sin-sedimentar de falhas extensionais durante o Triásico-Hetangiano, Pliensbaquiano inferior e Toarciano inferior, durante o Jurássico inferior no sector ocidental da Bacia; o incremento de profundidade e quiescência das falhas extensionais no final do Pliensbaquiano sugere subsidência térmica. Ainda neste sector da Bacia é evidente a actividade sin-sedimentar das falhas normais do Bajociano e do Caloviano, durante o Jurássico Médio; o incremento de batimetria e aparente quiescência tectónica no Batoniano sugere um período de subsidência térmica. No Jurássico Superior observa-se distensão sin-sedimentar principalmente no Oxfordiano e evidências menores no Kimmeridgiano e Titoniano. Observa-se ainda distensão sin-sedimentar durante Cretácico Inferior (Terrinha, 1998). Estas evidências encontram-se bem expostas no sector ocidental da Bacia, ao longo do litoral rochoso e escarpado; contudo deve ter-se em atenção que se trata dum sector onde as sequências jurássicas são condensadas, podendo eventualmente apresentar alguma discrepância com os sectores mais a oriente. Correia (1982) demonstrou a distensão do Cretácico inferior no sector oriental da Bacia, associada à Falha de Faro, por comparações das espessuras sedimentares a tecto e muro da mesma.

Considerando que os hiatos entre o Jurássico Inferior e Médio, Médio e Superior e entre o Jurássico Superior e Cretácico Inferior foram causados por soerguimento da Bacia e, pelo menos no caso dos dois últimos, estão associados a episódios de tectónica compressiva de curta duração, as fases distensivas observadas à mesoscala não são antagonicas das propostas por Manuppella (1988). As diferenças poderão corresponder apenas à escala de observação temporal entre autores.

O cálculo de subsidência tectónica, utilizando o modelo de estiramento litosférico de McKenzie (1978) e modelos de descompactação normalizados, possibilita o cálculo de curvas de subsidência tectónicas, utilizando colunas litostratigráficas sintéticas ou os testemunhos de sondagens. Na figura 4.2 mostram-se quatro modelos para a subsidência tectónica segundo Terrinha (1998). A curva «Corvina» resulta dos dados de uma sondagem petrolífera na área imersa e as restantes de colunas sintéticas compiladas de Manuppella (1988) e Correia (1989) na área emersa. As diferenças residem essencialmente na interpretação sobre o significado das descontinuidades estratigráficas e das variações altimétricas verificadas na Bacia durante os hiatos sedimentares e os episódios de inversão tectónica durante as fases de *rifting* e, ainda, durante o vulcanismo hetangiano (Terrinha 1998; Terrinha *et al.*, 2002). Na curva da sondagem não foram considerados soerguimentos da Bacia nos intervalos de

tempo das inversões precoces observadas em terra. As colunas litostratigráficas sintéticas integram as espessuras numa área de referência, devendo ser usadas com precaução neste tipo de modelação. Os modelos são coincidentes no estabelecimento de subsidência tectónica mais importante durante o Jurássico e menor no Cretácico (à excepção da curva «Faro»). C. Lopes (2002) apresenta consistentemente valores de subsidência tectónica consideravelmente superiores no Jurássico em relação ao Cretácico. A curva «Sagres» localizada no extremo ocidental da Bacia apresenta valores significativamente menores de subsidência tectónica (séries sedimentares condensadas) e as irregularidades na subsidência jurássica devem-se à inserção das inversões tectónicas precoces (Terrinha *et al*, 2002) no cálculo.

### 4.3. A inversão tectónica

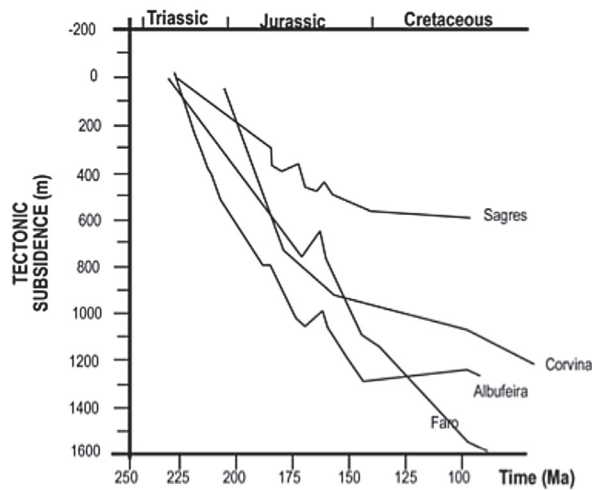
A distensão associada às fases de rifting da Margem Continental Portuguesa foi, pelo menos na margem algarvia, interrompida episódicamente por eventos compressivos, que serão referidos como *inversões precoces*. Posteriormente, a Bacia do Algarve experimentou uma terminação final do *rifting* mesozóico, designada por inversão tectónica final ou *pós-rifting*.

#### 4.3.1. As inversões tectónicas precoces

Durante a distensão mesozóica que afectou a Bacia do Algarve, identificaram-se três episódios de inversões precoces na história geológica da Bacia. Estes episódios tiveram durações entre 1 e 5 milhões de anos, durante os quais se verificou um soerguimento da Bacia com redução da coluna de água, especialmente no sector ocidental da Bacia, o que terá condicionado a migração das faunas de amonóides entre a Bacia do Algarve e a Bacia Lusitânica (Terrinha, 1998; Terrinha *et al*, 2002)

Estes episódios de inversão tectónica, que têm como expressão principal a reactivação das falhas normais sin-sedimentares como falhas inversas, o desenvolvimento de pequenos dobramentos e de discordâncias, são visíveis à escala do afloramento e à escala cartográfica. Os três episódios de inversão precoce encontram-se bem caracterizados e bem posicionados estratigraficamente: i) no final do Pliensbaquiano Inferior; ii) na transição Caloviano-Oxfordiano; e iii) Titoniano-Berriasiano (fig. 4.3).

No sector ocidental da Bacia do Algarve os sedimentos do Pliensbaquiano Inferior são cortados por duas famílias de falhas normais não coevas e uma família de falhas inversas. Nalguns afloramentos (Praia de Belixe, Sagres), são visíveis dobras de arraste associadas à movimentação inversa das falhas, bem como algumas superfícies de discordância intra-Pliensbaquiano inferior. No Pliensbaquiano Superior são visíveis falhas normais e não se



**Figura 4.2.** Curvas de subsidência tectónica da Bacia do Algarve durante as fases de rifting (do Triássico ao fim do Cretácico inferior) segundo Terrinha (1998). Faro, Albufeira e Sagres: baseadas em colunas litostratigráficas sintéticas de Manuppella (1988); Corvina baseada na coluna litostratigráfica da sondagem petrolífera. Nas três primeiras foram computados valores estimados de soerguimento da Bacia durante as inversões precoces.

encontram nenhuma evidência de movimentações inversas. Estas relações evidenciam que o episódio de inversão tectónica com reactivação inversa de falhas normais sin-sedimentares não corresponde aos eventos principais de inversão da Bacia do Algarve, tendo ocorrido num intervalo de tempo restrito, entre o Pliensbaquiano Inferior terminal e o início do Pliensbaquiano Superior.

O episódio de inversão ocorrido na transição Caloviano-Oxfordiano pode ser observado nos sectores ocidental (Praia da Cilheta) e central (Guilhim) da Bacia do Algarve. Na Praia da Cilheta, em Sagres, a discordância entre o Caloviano e o Oxfordiano encontra-se cortada a Norte e a Sul por cavalgamentos. No entanto, os sedimentos do Caloviano encontram-se fortemente deformados, com o desenvolvimento de cavalgamentos e dobras apertadas, truncadas pela discordância erosiva de idade oxfordiana, enquanto os sedimentos do Oxfordiano são tabulares e sub-horizontais. A diferença entre a quantidade de deformação acumulada nos sedimentos calovianos e oxfordianos resulta de um episódio compressivo intercalado na tendência distensiva do Mesozóico, ocorrido no Caloviano. A presença de falhas normais acima e abaixo da discordância Caloviano-Oxfordiano mostra que a actividade distensiva foi retomada após o episódio de inversão. Os cavalgamentos a Norte e a Sul do afloramento não se encontram estratigraficamente bem posicionados, mas poderão ter sido formados durante a fase principal de inversão da Bacia pois deformam o Jurássico superior. A estrutura de Guilhim, no Algarve central, é um anticlinal de eixo E-W com termina-

ções periclinais, recoberto pelos sedimentos do Jurássico superior em discordância angular. O núcleo da estrutura consiste num anticlinal apertado, no qual as bancadas do Batoniano e do Caloviano se encontram verticalizadas.

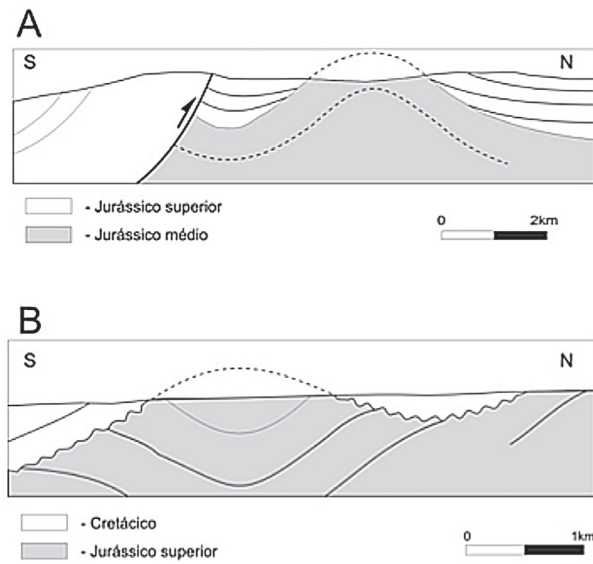
A existência de duas estruturas, distanciadas cerca de 100 km, nas quais os sedimentos do Jurássico Médio são deformados num regime compressivo, anterior à deposição do Jurássico Superior, mostra que se está perante eventos episódicos de inversão tectónica que afectam toda a Bacia e que se intercalam na fase distensiva que caracteriza o Mesozóico da Bacia do Algarve. A associação entre a ocorrência de estruturas compressivas e a discordância Caloviano-Oxfordiano sugere a possibilidade de existir uma relação de causa-efeito entre a deformação dos sedimentos da Bacia do Algarve e a modificação das condições de sedimentação que caracterizam a transição entre o Jurássico Médio e o Jurássico Superior.

Na Bacia do Algarve a base do Cretácico assenta discordantemente sobre os sedimentos do Jurássico Superior, encontrando-se ausente a maior parte do Berriasiano. Tanto os sedimentos do Jurássico superior como os sedimentos do Cretácico se encontram deformados por estruturas compressivas resultantes da principal fase de inversão da Bacia. No entanto, os sedimentos do Jurássico superior apresentam-se mais deformados do que os sedimentos do Cretácico, para além de que se observam os sedimentos cretácicos dobrados em anticlinal sobre os sedimentos jurássicos dobrados em sinclinal, o que põe em evidência um episódio de inversão tectónica anterior à inversão principal da Bacia e que terá ocorrido no final do Jurássico Superior, antes da deposição dos primeiros sedimentos preservados do Cretácico.

Evidências das inversões precoces são também encontradas na área imersa (Terrinha 1998; Terrinha *et al*, 2002).

#### 4.3.2. *A inversão tectónica pós-rifting*

A cartografia estrutural da área emersa mostra claramente que a bacia neogénica se depositou discordantemente sobre as rochas sedimentares mesozóicas que previamente experimentaram encurtamento tectónico, sendo comuns as dobras e os cavalgamentos. Logo, utilizando apenas o registo geológico da área emersa, a datação da fase de inversão tectónica final da Bacia do Algarve fica sujeita a uma incerteza situada entre os sedimentos mais recentes do Cretácico, de idade cenomaniana, e os mais antigos do Neogénico, provavelmente do Burdigaliano. Pode, por conseguinte, dizer-se que a incerteza em relação à idade da inversão tectónica é de 78 Ma, entre os 94 Ma e os 19 Ma, aproximadamente. Porém, o estudo dos perfis sísmicos de reflexão realizados na área imersa, calibrados com as sondagens petrolíferas, permitem ter uma visão diferente da inversão tectónica, quer do ponto de vista cronológico quer fenomenológico. Assim, da interpretação do perfil apresentado na figura 2.20 pode deduzir-se que o Paleogénico repousa em discordância angular erosiva



**Figura 4.3.** Esquemas interpretativos das estruturas de inversão precoce (adaptados de Terrinha 1998; Terrinha *et al*, 2002; C. Ribeiro, 2005)

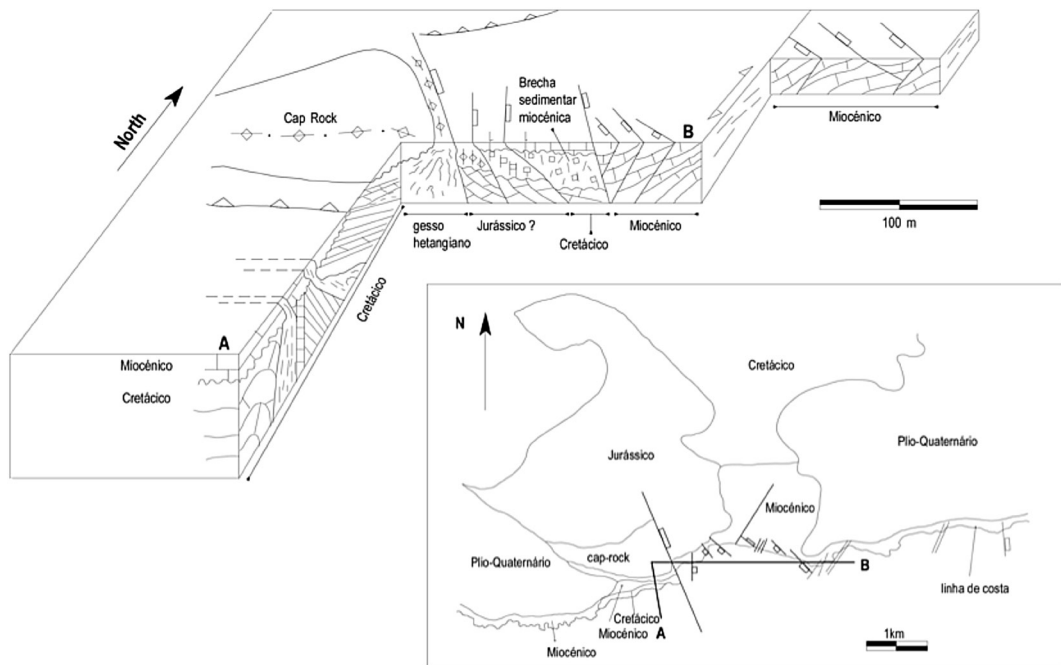
sobre o Mesozóico previamente dobrado e cavalgado e, ainda, que o Miocénico repousa sobre o Paleogénico e o Mesozóico fortemente dobrados e cavalgados. Não obstante esta marcadíssima descontinuidade acústica entre as unidades sismostratigráficas neogénicas e precedentes (fig. 2.20), a base do Miocénico parece, ainda que de forma ligeira, estar afectada pelos cavalgamentos (Terrinha 1998).

Dos dados estruturais de superfície (geometria e indicadores cinemáticos de mesoestruturas) pode deduzir-se uma direcção aproximadamente N-S para o encurtamento tectónico, sendo o transporte tectónico de Norte para Sul, como se pode constatar através dos indicadores cinemáticos dos principais cavalgamentos em toda a Bacia e ainda por cavalgamentos do soco no bordo norte da Bacia, cavalgando-a para Sul. Contudo, o mapeamento das estruturas dúcteis em fotografia aérea e imagem de satélite coloca em evidência eixos de dobras no mesozóico sistematicamente dispostos *en echelon* a muro de um dos cavalgamentos principais da Bacia, o da ribeira de Algibre, de orientação E-W, no Algarve central, indicando componente horizontal dextrógira. Apenas no Algarve central (Poço Barreto) se encontra descrito um cavalgamento com transporte para SE, afectando os sedimentos miocénicos da Formação de Lagos-Portimão (Langhiano?) (Terrinha 1998). Daqui resulta que, ou os indicadores mesoscópicos e macroscópicos registam diferentes componentes da deformação, ou seja, que esta foi dividida em duas componentes (partição da deformação ou

*strain partitioning*) ou, alternativamente, que os eixos das dobras foram progressivamente rodando numa direcção E-W para a sua posição actual, à medida que o campo de tensões foi rodando, i.e. a compressão máxima foi rodando de N-S no Cretácico final – Paleogénico, para NW-SE no Miocénico e WNW-ESE no Plio-Quaternário (Dewey *et al*, 1989; Ribeiro *et al*, 1996; Terrinha *et al*, 2003; Nocquet & Calais, 2004). A compressão miocénica e sua evolução para o Plio-Quaternário encontram-se documentadas ainda em diversos mapeamentos da área imersa (Mougenot, 1989; Terrinha, 1998; Lopes F., 2001; Terrinha *et al*, 2002; Terrinha *et al*, 2003) e, ainda, inferida a partir de mecanismos focais e ovalização de sondagens (Ribeiro *et al*, 1996).

Longe da periferia da Bacia, observa-se a extrusão de evaporitos ao longo de cavalgamentos importantes, resultantes da reactivação de falhas de *rifting* como por exemplo em Albufeira e Loulé (fig. 1.1). A extrusão total dos diapiros, do tipo parede ou muro de sal (*salt wall*) é morfológicamente testemunhada pela erosão superficial destas rochas brandas e solúveis (vales tifónicos). No caso particular do diapiro de Albufeira (fig. 4.4), é óbvia a deformação compressiva que antecede a erosão transgressiva e a deposição dos sedimentos da base da Formação de Lagos-Portimão, produzindo dobras isoclinais a muro do cavalgamento E-W e mais abertas a tecto. A reactivação tectónica posterior aos sedimentos miocénicos e anterior às formações siliciclásticas do Pliocénico Inferior é deduzida pelo basculamento do Miocénico e ausência do mesmo a tecto do cavalgamento. A deformação miocénica retoma o cavalgamento E-W, produzindo extrusão do diapiro evaporítico, o que por sua vez causa colapso extensional entre Albufeira e Oura, materializado por um denso sistema de falhas normais de direcção N60°W entrecortadas por falhas de transferência NNE-SSW (fig. 4.4). As escassas evidências de compressão miocénica (ausência de dobramentos nos sedimentos miocénicos e quase total ausência de falhas inversas nos mesmos) indica que o encurtamento tectónico miocénico foi muito menor que a inversão tectónica precedente, de idade tardi-cretácica e paleogénica e que, nos tempos neogénicos, a Bacia Algarvia já teria sido substancialmente soerguida e os sedimentos mesozóicos exumados. Estas deduções estão ainda de acordo com a evolução de semi-dúctil para frágil dos cavalgamentos observados no interior do diapiro de sal de Loulé (Terrinha, 1989, Terrinha *et al*, 1990, Terrinha, 1998).

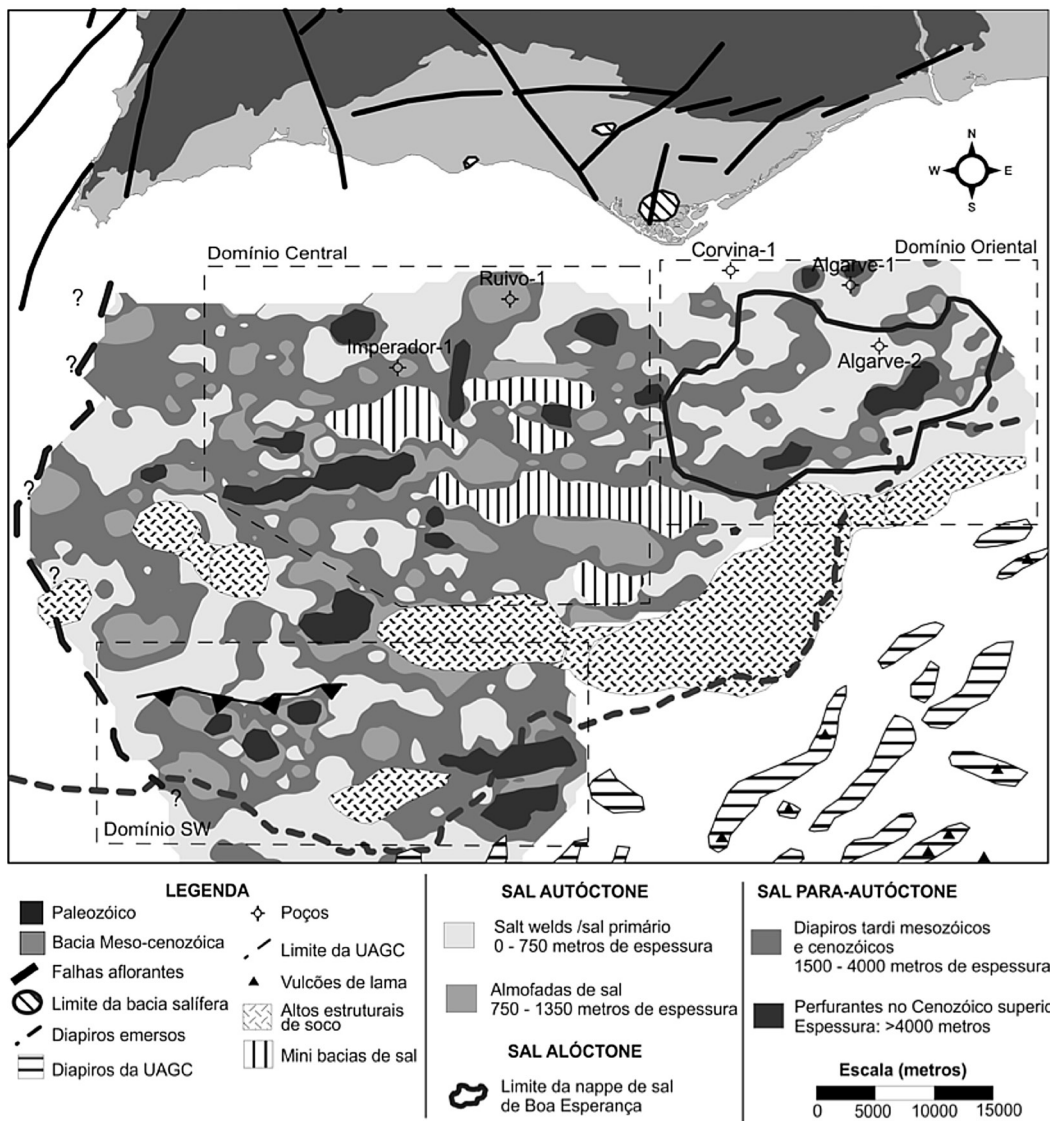
A mobilização do sal triásico-hetangiano na parte imersa da Bacia foi controlada pela actividade das falhas de *rifting* e sua inversão tectónica, à semelhança do que se observa na parte emersa. Contudo, apenas na parte imersa da Bacia se encontra o registo da extrusão submarina de sal na passagem do Jurássico ao Cretácico, que gerou níveis estratigráficos de sal alóctones por remobilização tectónica do sal triásico-hetangiano, levando à formação de estruturas de tipo *salt-canopies* (Terrinha, 1998, Matias, 2007, Matias *et al*, no prelo). Diversas interpretações do estado actual dos diapiros na parte imersa da bacia encontram-se publicadas por Mougenot (1989), Terrinha (1998), F. Lopes (2000), C. Lopes (2000), Matias (2007), Lopes *et al* (2006) e Matias *et al* (no prelo); na figura 4.5 mostra-se a distribuição do



**Figura 4.4.** Bloco diagrama esquemático ilustrando a estrutura enquadrante do diapiro de Albufeira (Terrinha, 1998). A discordância do Miocénico sela a deformação compressiva no Cretácico a muro do cavalgamento de Albufeira (E-W); a ausência do Miocénico a tecto do cavalgamento sugere reactivação do mesmo sin-pós-Miocénico. A Este do diapiro o Miocénico encontra-se fortemente deformado por falhas normais (WNW-ESE a NW-SE).

sal triásico-hetangiano autóctone, parautóctone (diapiros) e alóctone (*nappe* de sal) que se instalou provavelmente na transição Jurássico-Cretácico.

A Bacia cenozóica do Algarve mostra uma evolução complexa, quer do ponto de vista fenomenológico quer do ponto de vista geométrico (fig. 2.20). Durante o Paleogénico a sedimentação, apenas preservada na área imersa, foi marinha de baixa profundidade e processou-se em ambiente tectónico compressivo, i.e. durante as fases de encurtamento impostas à bacia mesozóica. Porém, embora a base do Miocénico pareça estar envolvida nestes últimos impulsos compressivos, verifica-se que na sua maior espessura o Neogénico do Algarve apresenta deformação tectónica negligenciável e difícil de caracterizar do ponto de vista geométrico e cinemático (Mougenot, 1989; Terrinha, 1998; Terrinha *et al*, 1998; F. Lopes, 2000; Lopes *et al*, 2006). É, contudo, durante o Miocénico Superior e Pliocénico-Quaternário que se desenvolve grande dissimetria da Bacia do Algarve, reflexo da sub-



**Figura 4.5.** Distribuição dos corpos de evaporitos triásico-hetangianos na Bacia Algarvia. Sal autóctone: As mini bacias de sal formam-se associadas a migração de sal e *salt welds* podendo a espessura Meso-Cenozóica exceder 4,5 km de espessura. Sobre as almofadas de sal a cobertura atinge 3,5 km de espessura. Sal para-autóctone: diapiros e muros de sal perfuram a cobertura cenozóica. Cobertura sedimentar pode atingir 2,5 km. As perfurações diapíricas mais recentes têm expressão batimétrica no sector SW e cobertura sedimentar < 1 km. A área de sal alóctone corresponde a uma *nappe* de sal extruída e localizada provavelmente entre o Jurássico Superior e o Cretácico Inferior. Figura adaptada de Matias *et al* (no prelo).

sidência diferencial a Norte e a Sul da margem. Os depocentros da área imersa atingem espessuras superiores a 2 km de sedimentos (ver fig. 2.20), enquanto a coluna sedimentar sintética do Neogénico e do Quaternário provavelmente não excede os 0,4 km na área emersa. A subsidência da Bacia neogénica é, portanto, concentrada entre a região do Banco do Guadalquivir e a linha de ruptura de declive da plataforma, e a ausência de marcada estruturação tectónica interna da Bacia implica um mecanismo de subsidência associado a flexuração litosférica, não envolvendo encurtamento crostral significativo. Daqui a sugestão da existência de retro-rolamento (*slab roll-back*) para Sul da placa subductada de África sob a Ibéria com sucção vertical e subsidência flexural da Margem Sul Portuguesa distal durante o Miocénico Superior (Terrinha 1998, Gutscher *et al.*, 2002). Embora a subducção referida para Norte não esteja demonstrada, pois resulta de reconstituições palinspáticas utilizando as anomalias magnéticas oceânicas (Srivastava *et al.*, 1990) e o modelo de retro-rolamento proposto seja especulativo, Gutscher *et al.* (2002) mostraram, através de tomografia sísmica, a existência de uma laje de subducção atingindo profundidades da ordem dos 700 km sob o Arco de Gibraltar, propondo um mecanismo de retro-rolamento para a formação do prisma acrecionário do Golfo de Cadiz, também referido como «olistostroma de Gibraltar» ou «corpo caótico» do Golfo de Cádiz.

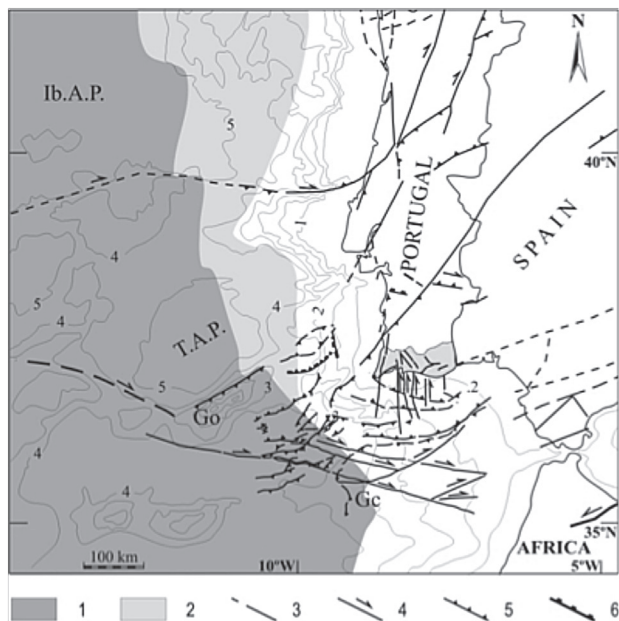
A rotação sinistrógira da Ibéria de 30° a 35°, evento estudado por numerosos autores (e.g. Van der Voo, 1993; Juarez *et al.*, 1998; Gong *et al.* 2008), terá ocorrido entre o Jurássico Superior (Oxfordiano) e o Cretácico terminal (Maastrichtiano), embora a movimentação mais importante se tenha verificado no final do Cretácico Inferior, durante o Barremiano (22° em 8 Ma) e o Aptiano. Este intervalo de tempo abrange parte significativa da fase de *rifting* (Terrinha 1998; C. Lopes, 2002), assim como parte da inversão tectónica, que terá tido início ainda durante o Cretácico Superior, o evento de magmatismo alcalino neocretácico (~72Ma, Campaniano, ver este trabalho) e, ainda, o evento de remagnetização de idade cretácica à escala da Ibéria (Juarez *et al.*, 1998). A uma escala maior, verificou-se no fim do Cenomaniano a alteração do rumo da trajectória da movimentação da África em relação à Eurásia de NW-SE para SW-NE (coordenadas actuais, Srivastava *et al.*, 1990; Dewey *et al.*, 1989), que terá posto fim à fase de *rifting* das bacias da margem sul ibérica e iniciado as fases de inversão tectónica à escala da Ibéria. Não é, portanto, todavia clara, a relação causa-efeito entre a rotação da Ibéria e os eventos geológicos referidos.

#### 4.4. A Neotectónica

Apenas enquadrando a Bacia Algarvia no seu contexto geotectónico de unidade geológica adjacente ao limite de placas litosféricas Eurásia-África (e.g., Zitellini *et al.*, 2009), cuja cinemática é cada vez melhor estabelecida com base nas novas tecnologias geodésicas, se podem

tentar compreender a neotectónica e a sismotectónica. A região, vulgarmente designada por Golfo de Cadiz, tem sido alvo de numerosos estudos da mais diversa índole, pois nela registam-se sismos instrumentais de  $M > 7$ , existe vulcanismo de lama activo com exalação de hidrocarbonetos e metano (e.g. Pinheiro *et al*, 2003) associado a um prisma acreccionário activo e retro-rolamento de uma laje de subducção (Gutscher *et al*, 2002), formação de deslizamentos submarinos, turbiditos e outros processos activos de transporte massa (Gràcia *et al*, 2003; Terrinha *et al*, 2003, Gutscher *et al*, 2009, Terrinha *et al*, 2009). Do ponto de vista tectónico e sismotectónico acresce ainda a existência de registos de sismos e tsunamis históricos catastróficos, dos quais se destaca o evento de 1 de Novembro de 1755 de magnitude estimada possivelmente superior a 8,5 (Baptista *et al*, 2005).

Esta região é ainda um exemplo, à escala global, da transição de um regime de colisão para um regime de transcorrência. A fronteira de placas encontra-se relativamente bem definida no seu extremo ocidental, variando de regime transtensivo direito na *leaky transform* da Terceira para regime de desligamento puro dextrógiro na falha transformante de Glória. Para oriente da falha de Glória, e particularmente para leste da crista Tore-Madeira a



**Figura 4.6.** Enquadramento geodinâmico regional no contexto do sector oriental da fronteira de placas Açores-Gibraltar no Presente (modificado de Ribeiro *et al*, 1996). 1, crosta oceânica; 2, crosta continental adelgada; 3, falha activa; 4, falha de desligamento; 5, falha inversa; 6 falha normal; Go, Banco de Gorringe; Gc, Prisma Acreccionário do Golfo de Cádiz; Ib.A.P., Planície Abissal Ibérica; T.A.P., Planície Abissal do Tejo. As falhas de desligamento dextrógiro de direcção WNW-ESE são retiradas de Zitellini *et al* (2009). As curvas batimétricas em km.

geometria e a cinemática da fronteira de placas Açores-Gibraltar torna-se imprecisa e complexa, o que tem dificultado a sua caracterização. Alguns autores (Grimison & Chen, 1986; 1988; Chen & Grimison, 1989; Sartori *et al*, 1994, entre outros) consideram uma transição progressiva do regime de desligamento direito na falha transformante de Glória para o de uma fronteira de placas difusa a Leste, onde ocorre convergência lenta (4 mm/ano) entre as placas africana e eurasiática na direcção NW-SE, acomodada por deformação distribuída numa faixa litosférica que atinge uma largura de 200 a 300 km.

Outros autores (Argus *et al*, 1989; Srivastava *et al*, 1990; Cabral, 1995; Terrinha, 1998; Ribeiro, 2002, entre outros) defendem que esta convergência interplacas é acomodada sobretudo em falhas que definem uma fronteira de placas discreta, embora geometricamente e cinematicamente complexa (fig. 4.6). Mais recentemente, Zitellini *et al* (2009) propuseram o limite de placas estabelecido por desligamentos WNW-ESE de cerca de 600 km de comprimento desde o Banco de Goringe até à plataforma continental do Noroeste de Marrocos.

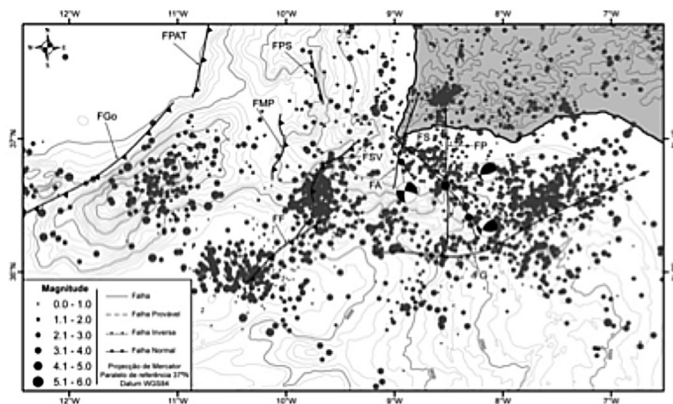
#### 4.4.1. Região emersa do Algarve

##### 4.4.1.1. Actividade neotectónica regional

Como se referiu, o enquadramento geodinâmico no contexto da tectónica de placas é responsável pela ocorrência de actividade neotectónica na região do Algarve, de que a sismicidade é uma importante manifestação actual (Carrilho, 2005; Carrilho *et al*, 1997; 2004; Dias, R., 2001; Dias, R. & Cabral, 2002a) (fig. 4.7). Com efeito, o Algarve foi afectado por uma sismicidade histórica importante, destacando-se alguns sismos que causaram danos avultados. Salienta-se o sismo de 1755, gerado provavelmente nas falhas activas submarinas do Marquês de Pombal e da Ferradura, localizadas a SW do cabo de S. Vicente (Zitellini *et al*, 1999; 2001; 2004; Gràcia *et al*, 2003; Terrinha *et al*, 2003) ou na zona de subducção de Gibraltar (Gutscher *et al*, 2002), para além de outros eventos com epicentro mais próximo, como por exemplo junto a Portimão (1719, IMM max. IX), a sul de Tavira (1722, IMM max.X) e, em território emerso, junto a Loulé (1856, IMM max. VIII) (Carrilho, 2005; Carrilho *et al*, 1997, 2004). A sismicidade instrumental é significativa, sendo mais intensa (em frequência e magnitudes) na área situada a Sul e a Sudoeste do território emerso algarvio, sugerindo a presença de estruturas geológicas submarinas que absorvem uma parte importante da deformação interplacas (Dias, & Cabral; 1995, 2002b; Dias, 2001; Carrilho, 2005).

A actividade neotectónica (fig. 4.8) é evidenciada por deslocamentos verticais da crosta de amplitude regional, bem como por estruturas tectónicas afectando sedimentos detríticos de idade pliocénica e quaternária (Manuppella, 1992; Moura, 1998; Moura & Boski, 1999, Cachão *et al*, 1998, Dias, R. 2001, Dias, & Cabral, 1995; 1997a; 1997b). Embora identificadas à

escala regional, as deformações estão caracterizadas principalmente à escala do afloramento, compreendendo estruturas de deformação frágil, representadas por falhas e diaclases, e dobramentos, menos frequentes (Dias, & Cabral, 1995; 2000a; 2002a; Dias, 2001). Ocorrem também algumas manifestações de fenómenos de liquefacção dos sedimentos, que testemunham paleo-sismicidade nesta região (Dias, & Cabral, 2000b; 2002b; Dias 2001) (fig. 4.8).



**Figura 4.7.** Mapa de distribuição de epicentros de sismos instrumentais no território do Sul de Portugal Continental e áreas adjacentes. Estão representadas as falhas activas principais da região, FA – Falha de Aljezur, FF – Falha da Planície Abissal da Ferradura, FG – Falha do Banco do Guadalquivir, FGo – Falha do Banco de Gorringe, FMP – Falha de Marquês de Pombal, FP – Falha de Portimão, FPAT – Falha da Planície Abissal do Tejo, FSV – Falha do canhão de São Vicente.

#### 4.4.1.2. Movimentos verticais da crosta

A ocorrência de deslocamentos verticais da crosta na região do Algarve é evidenciada na morfologia por um longo empolamento de orientação geral E-W com cerca de 100 km de extensão, constituindo a «Serra Algarvia», que afecta a superfície de erosão poligénica da Meseta Meridional, talhada em formações predominantemente de xistos e grauwagues do Paleozóico (Feio, 1951, 1992).

Este empolamento dispõe-se, de modo geral, segundo um doma assimétrico com o flanco meridional mais inclinado, e engloba dois núcleos de levantamento separados pela depressão de S. Marcos-Quarteira, designadamente, o núcleo ocidental, onde se diferenciam as serras da Mesquita, Monchique (culminando a 903 m na Fóia) e Espinhaço de Cão, e o núcleo oriental, que corresponde à serra do Caldeirão (culminando a 589 m no vértice geodésico dos Pelados) (fig. 4.8).

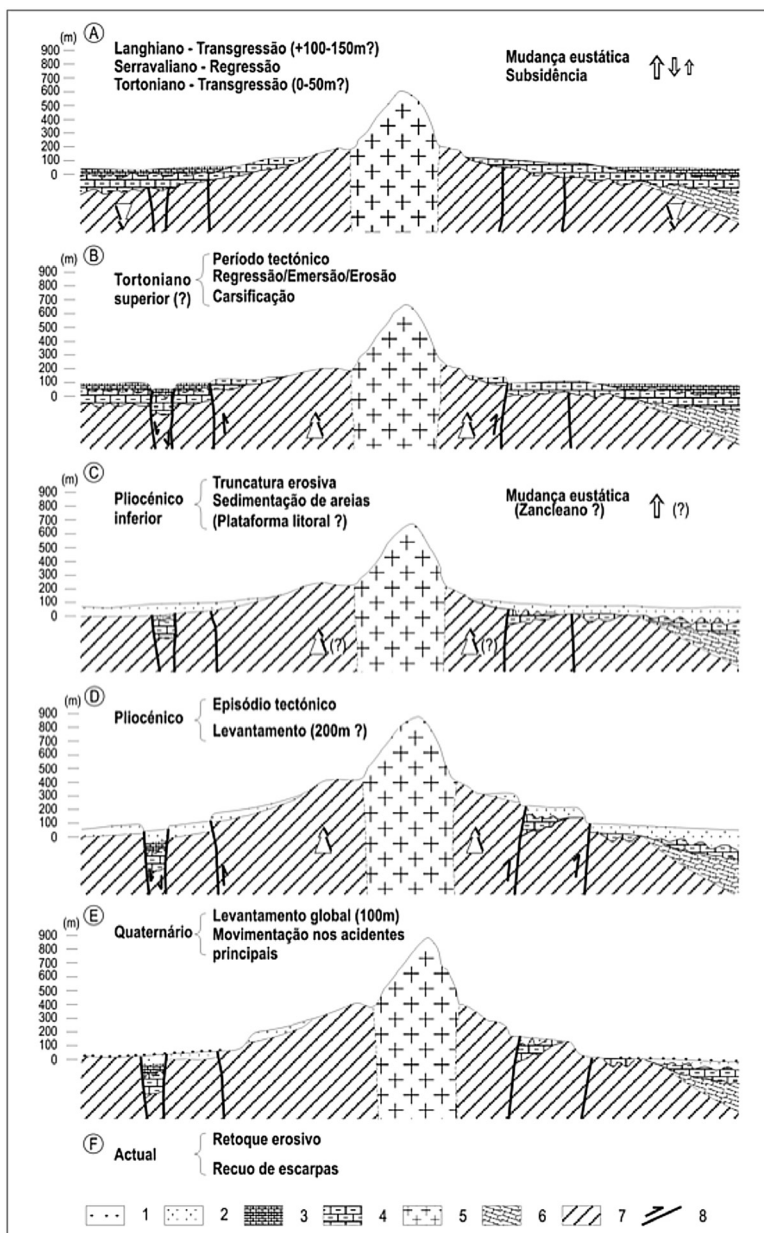


das (Dias, & Cabral, 1997a; 1997b). Nesta área, a morfologia planáltica conservada no topo dos interflúvios eleva-se desde o litoral, onde se encontra a cota de aproximadamente 120 m, para o interior, onde atinge uma altitude próxima de 400 m no sopé da serra de Monchique. A WSW de Monchique esta subida ocorre de modo contínuo, em rampa suavemente inclinada sugerindo um basculamento regional, enquanto a SW e S de Monchique se processa por superfícies dispostas em escadaria, separadas por degraus morfológicos mais ou menos sinuosos (*op. cit.*).

A presença, em alguns locais a SW de Monchique, de retalhos de formações miocénicas marinhas assentando sobre o soco paleozóico arrasado (embora evidenciando uma paleotopografia com uma amplitude da ordem dezenas de metros), como por exemplo em Corte do Bispo (a cota entre 75 e 120 m) e Corte de Pere Jacques (aproximadamente 180 m), sugere que aqueles níveis de aplanção sejam poligénicos e próximos de uma superfície de transgressão miocénica anterior. Esta disposição, expressa por um escalonamento de superfícies sucessivamente mais altas para N, contactando por degraus sinuosos, poderia sugerir embutimento de níveis em relação com levantamentos cíclicos sin- ou ante-miocénicos. Contudo, a subida contínua em rampa que se verifica a W, sendo incompatível com uma evolução regional policíclica, implica que o escalonamento de patamares que se observa seja controlado localmente por falhas com diversas orientações (*op. cit.*).

Por outro lado, a presença de areias litorais, de idade provável pliocénica superior, em diversos locais nos retalhos planálticos, assentando directamente sobre o soco (como em Mosqueiro, a NW de Sagres, à cota de 120 m, e em Fonte Santa, a E de Aljezur, à cota de 346 m) ou preenchendo cavidades cársticas em calcários miocénicos marinhos (como em Corte de Pere Jacques, à cota de 180 m), sugere a ocorrência de um retoque erosivo durante o Pliocénico superior, próximo do nível do mar contemporâneo, o que implica idade posterior para os deslocamentos verticais.

Assim, pode inferir-se que as deformações verticais regionais afectaram uma superfície de erosão poligénica de maneira diferenciada, de modo que (fig. 4.9) (*op. cit.*): 1) a superfície de referência subiu nalgumas áreas em rampa e noutras por degraus tectónicos controlados por falhas, 2) a mesma superfície sofreu, provavelmente, um levantamento máximo de aproximadamente 300 a 350 m desde o Pliocénico Superior, 3) os primeiros 200 a 250 m de levantamento ocorreram ainda no Pliocénico Superior ou já no Plistocénico Inferior, 4) os últimos 100 m de levantamento processaram-se desde então, como é testemunhado pela incisão da rede hidrográfica actual numa superfície de erosão situada aproximadamente àquela cota, e que se encontra embutida em níveis morfológicos mais altos.



**Figura 4.9.** Modelo proposto para os movimentos verticais da crosta na região de Monchique, desde o Mio-cénico até à actualidade. 1, Quaternário; 2, Plio-Quaternário; 3, Tortoniano (e Messiniano?); 4, Langhiano (e Burdigaliano?); 5, maciço intrusivo de Monchique (Cretácico Superior); 6, rochas sedimentares mesozóicas; 7, substrato paleozóico; 8, falha (adaptado de Dias & Cabral, 1997a, 1997b, 2002b; Dias, 2001).

#### 4.4.1.2.1. Área central e oriental

Na região central e oriental do Algarve o relevo mostra características diferentes (fig. 4.8). Na faixa meridional, correspondente à Bacia Algarvia, identificam-se *inselberg* desenvolvidos em calcários e dolomitos do Jurássico, que se elevam 100 a 300 m acima de uma morfologia suave de sopé, como por exemplo as elevações de Rocha da Pena (480m), Negros (475m), Rocha dos Soidos (467m), Rocha de Messines (349m), Rocha Amarela (314m), Cabeço da Areia (377m) e os relevos da Serra de Monte Figo (410 m, v.g. S. Miguel), entre outras.

Na morfologia de sopé reconhece-se algum escalonamento de superfícies onde se preservam escassos retalhos de rochas miocénicas, e onde ocorrem também afloramentos de sedimentos arenosos marinhos de idade pliocénica superior (Membro das Areias de Faro-Quarteira, da Formação do Ludo) (Cachão *et al*, 1998; Moura, 1998; Moura & Boski, 1999), até uma cota máxima de cerca de 120 m.

Esta disposição sugere uma evolução poligénica e aparentemente policíclica: a evolução morfológica neogénica e quaternária afecta um paleo-relevo anterior à deposição dos sedimentos miocénicos que assentam sobre as superfícies de sopé, de onde já se destacavam *inselberg*, implicando a ocorrência de episódios sucessivos de agradação e de erosão. O último retoque de aplanção, essencialmente erosivo, terá ocorrido no Plistocénico Inferior, antecedendo a gliptogénese generalizada associada à descida relativa do nível de base geral ao longo do Quaternário.

A correlação desta morfologia na bacia com a superfície de erosão culminante desenvolvida sobre o soco varisco a Norte, que se encontra elevada a cotas de cerca de 550 m na serra do Caldeirão, ainda não está bem compreendida. Sugere, contudo, uma evolução mais complexa e um levantamento mais antigo (Pliocénico Inferior?) da serra do Caldeirão relativamente ao núcleo de levantamento ocidental descrito acima (Dias, & Cabral, 1997a, 1997b; Dias, 2001).

A passagem do maciço paleozóico à bacia situada a Sul faz-se, por vezes, por um ressalto morfológico que, nalgumas áreas, coincide com acidentes tectónicos, como a N de S. Brás de Alportel (fig. 4.8). Nestes casos fica geralmente a dúvida se o degrau topográfico corresponde a uma escarpa de erosão diferencial ou a uma escarpa tectónica, embora o contexto da evolução morfológica regional favoreça a segunda hipótese.

#### 4.4.1.3. Estruturas activas

Como se referiu, as deformações neotectónicas frágeis estão representadas por uma grande abundância de fracturas com direcção e cinemática variadas (falhas e diaclases). O estudo desta fracturação é complicado pela frequente dificuldade na caracterização litostratigráfica

e cronostratigráfica das unidades sedimentares utilizadas como referência na identificação das deformações neotectónicas (Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira, Cascalheira de Odiáxere, Areias de Quarteira e Areias de Boliquiteime) (Dias, & Cabral, 1995; 2000b; 2002b; Dias 2001; Dias *et al*, 2006). Com efeito, a idade dos sedimentos que, no Algarve, se sobrepõem às rochas miocénicas predominantemente carbonatadas é imprecisa, devido à escassez de elementos de datação e à recorrência de fácies: os dados disponíveis indicam idades variando do Pliocénico ao Quaternário, sendo frequentemente difícil obter maior resolução (Cachão *et al*, 1998; Moura, 1998).

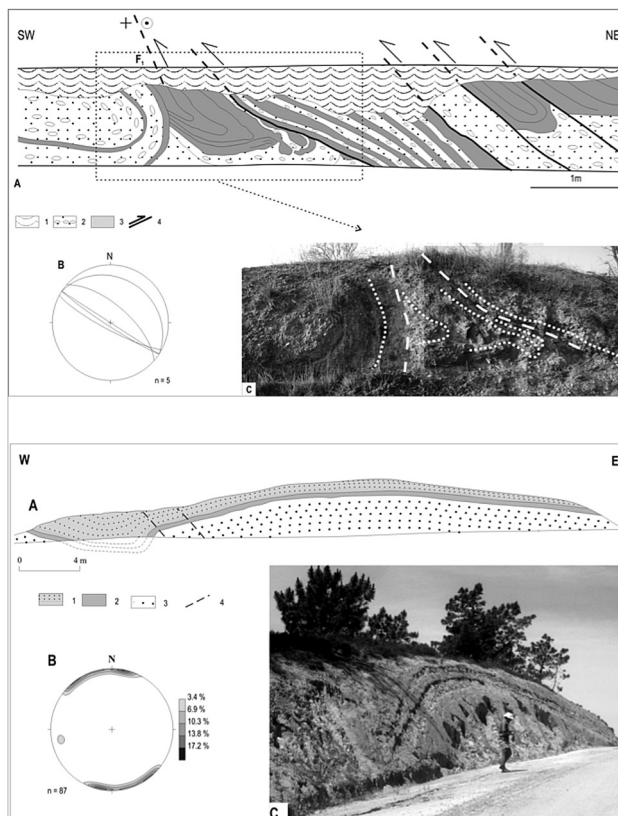
Para além da imprecisão na idade dos sedimentos afectados pelas estruturas identificadas, que dificulta a diferenciação e datação de eventos tectónicos distintos, ocorrem outras condicionantes na interpretação estrutural e geodinâmica das estruturas tectónicas activas, designadamente: a presença de areias maciças que dificultam a caracterização cinemática de muitas fracturas, a frequente dificuldade de correlação das estruturas observadas à escala mesoscópica com macro-estruturas regionais reconhecidas, e a escassa relação que geralmente se verifica entre as estruturas identificadas afectando os depósitos de cobertura plio-*quaternários* e a morfologia (Dias, 2001).

Apesar destes constrangimentos, reconheceram-se (fig. 4.8) e caracterizaram-se diversas estruturas neotectónicas em afloramento (Dias, & Cabral, 2000a, 2002b; Dias 2001). No que respeita à fracturação, identificaram-se falhas com componente de movimentação inversa dominante (fig. 4.9), de direcção variada, distribuídas por toda a área estudada, especialmente para Oeste de Faro, falhas com componente de movimentação horizontal dominante, esquerda ou direita, falhas com componente de movimentação normal, de um modo geral com duas direcções preferenciais, ENE-WSW e NNW-SSE, e falhas subverticais com movimentação segundo a inclinação, distribuídas por toda a área estudada. Embora, como se referiu, seja frequentemente difícil correlacionar as falhas observadas à escala mesoscópica com as macro-estruturas meso-cenozóicas conhecidas na região, foi possível identificar evidências mesoscópicas de actividade neotectónica em diversas falhas à escala regional, representadas na figura 4.8.

Em várias zonas observou-se também uma fracturação intensa de tipo indeterminado (movimentação desconhecida em observação mesoscópica) afectando os sedimentos plio-*quaternários*, correspondendo provavelmente a diaclasamento. Estas fracturas apresentam-se geralmente subverticais, com uma forte dispersão de orientações e uma distribuição espacial heterogénea.

Uma dificuldade acrescida no estudo das deformações neotectónicas regionais resulta de uma parte importante da fracturação observada nos sedimentos plio-*quaternários*, particularmente a que apresenta maior dispersão de orientações, estar relacionada com a evolução subterrânea da carsificação que afecta as formações carbonatadas miocénicas ou mesozóicas subjacentes àqueles sedimentos (Dias, & Cabral, 1998a; 1998b; 2002b; Dias, 2001). Com efeito,

uma parte significativa da Bacia Algarvia compõe-se de rochas carbonatadas, muito vulneráveis à meteorização química por dissolução, de modo que se desenvolveu um carso superficial e subterrâneo nas formações calcárias mesozóicas e miocénicas, que foi parcialmente coberto pelos sedimentos detríticos plio-quadernários, evoluindo então como um endocarso.



**Figura 4.10.** Estruturas de deformação no Pliocénico-Quadernário. Em cima: A Falha de S. Marcos-Quarteira afectando as Areias de Boliqueime (Pleistocénico), em Fonte de Boliqueime (fig. 4.8, S). Em cima: note-se o regime transpressivo inferido no afloramento, com partição da deformação em desligamento direito e cavalgamentos imbricados. A – corte esquemático; 1, solo; 2, cascalheiras; 3, areias e siltes; 4, falha, com sentido de movimento; B – projecção estereográfica dos planos de falha medidos (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C (fotografia de G. Manuppella) – pormenor do afloramento [adaptado de Dias (2001); Dias & Cabral (2002b, 2004); Dias *et al* (2006)]. Em baixo: Dobra em sedimentos plio-quadernários (Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira), na estrada Meia Praia-Albardeira (E de Lagos, fig. 4.8). A direcção do eixo da dobra é (N20°-25°E). A – corte geológico esquemático; 1, areias vermelhas; 2, siltes amarelos; 3, areias brancas; 4, fractura; B – diagrama de contornos de densidade dos pólos de fracturas medidas em sedimentos das Areias e Cascalheiras de Faro-Quarteira, na dobra e em afloramentos vizinhos (rede de *Schmidt*, hemisfério inferior); C – aspecto do afloramento (adaptado de Dias, 2001; Dias & Cabral, 2002b).

Os sedimentos que preenchem as cavidades cársicas, cujas irregularidades topográficas de dimensões variadas podem ultrapassar a dezena de metros de amplitude, apresentam-se frequentemente deformados, acentuadamente inclinados (por vezes próximos da vertical), dobrados e/ou fracturados, com fracturas de orientação, geometria e cinemática diversificadas (Dias, R. e Cabral, 2002a). A maioria destas estruturas não está relacionada com mecanismos tectónicos, mas resulta da deformação dúctil ou frágil do preenchimento sedimentar em resposta a subsidência progressiva ou a colapso súbito das cavidades cársicas no substrato carbonatado (Dias, R. & Cabral, *op. cit.*).

Na região do Algarve ocorrem também alguns dobramentos em antiforma e sinforma afectando os sedimentos de cobertura plio-quadernários, em que não se observa, em afloramento, uma relação directa com uma morfologia de carsificação subjacente. Nalguns casos existem evidências de uma génese tectónica para estas estruturas (dobramento por *buckling*), sugerida por uma geometria aproximadamente cilíndrica, consistência na orientação dos eixos (dobramentos subparalelos) e a presença de uma fracturação perpendicular ao eixo do dobramento (fig. 4.10), enquanto noutros casos a explicação mais plausível é uma génese por subsidência induzida por carsificação subterrânea (dobramento por *bending*), sugerida por uma disposição em domas e bacias (Dias, R. & Cabral, 1998a; 1998b; 2002b; Dias, R., 2001; Dias, R. *et al*, 2004).

#### 4.4.1.4. Sismitos

Como se referiu, em diversas áreas do Algarve ocorrem estruturas interpretadas como resultantes de liquefacção dos sedimentos plio-quadernários, provavelmente relacionadas com actividade sísmica, constituindo sismitos (fig. 4.8). Estas estruturas compreendem dobramentos convolutos de níveis conglomeráticos e preenchimentos de fracturas por material detrítico, quer por colapso de sedimentos incoerentes para o interior de fracturas que sofreram abertura súbita, constituindo filões neptunianos (Montenat *et al*, 1991; Rodríguez Pascua, 1998), quer por injeccção de material fluidificado, formando filões detríticos intrusivos (Rodríguez Pascua, 1998; Dias, & Cabral, 2000b; 2002b; Dias, 2001; Dias, *et al*, 2004; Ressurreição, 2009).

A presença destas estruturas, interpretadas como sismitos afectando os sedimentos plio-quadernários, indica que estes estiveram sujeitos a vibrações sísmicas intensas, resultantes da ocorrência de uma sismicidade importante durante o período em que ainda estavam incoerentes e saturados de água, ou seja, testemunha uma paleo-sismicidade contemporânea da sedimentação (*op. cit.*).

Embora a situação comum neste tipo de estruturas corresponda à injeccção de filões de areia em depósitos finos e impermeáveis, na sequência de sismos de magnitude igual ou

superior a 5 (Rodríguez Pascua, *op. cit.*), todos os casos observados no Algarve correspondem a injeções de material fino, silto-argiloso, em sedimentos arenosos, numa disposição atípica. Para ocorrer liquefacção em cascalheiras, conforme se interpreta nalguns afloramentos observados, é necessária uma intensidade sísmica mais elevada, gerada por sismos de magnitude superior a 7,5 (Rodríguez Pascua, *op. cit.*).

As intensidades sísmicas necessárias para explicar os sismitos identificados poderão dever-se à ocorrência de sismos de magnitude moderada a alta gerados em falhas activas próximas, ou aos efeitos de sismos de grande magnitude gerados em estruturas activas mais distantes, como sucedeu com o evento de 1755, responsável por uma intensidade X MM na região algarvia. A proximidade de várias das estruturas de liquefacção identificadas relativamente a falhas activas reconhecidas, como sucede por exemplo com os filões neptunianos que apenas se reconheceram na zona de Quarteira (fig. 4.8), sugere que estes sismitos estejam associados a eventos sísmicos gerados em falhas vizinhas, com um limiar mínimo de magnitude da ordem de 5,5 (Rodríguez Pascua, 1998). Esta inferência é compatível com os dados sobre a sismicidade regional (Carrilho *et al*, 1997; Carrilho, 2005) e com a ocorrência de rupturas superficiais evidenciadas em afloramentos das falhas activas, que, no exemplo referido, correspondem às falhas de Quarteira e de Carcavai.

#### 4.4.1.5. A evolução do litoral no contexto da actividade neotectónica

Como referimos, existem evidências de a região do Algarve ter sofrido movimentos verticais de levantamento a partir do Pliocénico Superior. Na área litoral ocidental, estes deslocamentos verticais reflectem-se num encaixe pronunciado da rede hidrográfica e na presença de alguns níveis de praia levantados, alguns deformados, identificados na fachada costeira voltada a W, a N do cabo de S. Vicente (Dias, 2001; Dias, & Cabral 1997a, 1997b).

Contudo, no litoral meridional algarvio escasseiam as evidências seguras de paleo-linhas de costa quaternárias levantadas, aparentemente em contradição com a tendência generalizada de levantamento inferida a partir de referências stratigráficas mais antigas, pliocénicas e do Plistocénico Inferior (sedimentos da Formação do Ludo). Esta situação sugere que tenha ocorrido uma preservação deficiente dessas evidências, eventualmente associada a um recuo erosivo rápido e pronunciado do litoral holocénico que terá destruído alguns desses testemunhos.

A presença de praias quaternárias, ou de plataformas de abrasão marinha elevadas a diferentes altitudes, reflecte os efeitos de uma deformação vertical da crosta a longo prazo, ou seja, regista a deformação finita acumulada durante o Quaternário. Contudo, a evolução actual do litoral poderá ser condicionada por deslocamentos tectónicos a mais curto prazo, inseridos em períodos correspondentes a ciclos de deformação sísmica associados a falhas

activas sismogénicas localizadas no *offshore*, como a falha de Marquês de Pombal, a W, o prolongamento meridional da falha de Portimão, e as falhas relacionadas com a estrutura compressiva do Banco do Guadalquivir, a S (fig. 4.6). A ocorrência deste tipo de deslocamentos ainda não foi confirmada, embora existam alguns indícios geológicos (elementos morfo-sedimentares litorais a cotas anómalas (Moura, Andrade, comunicações verbais) e arqueológicos (povoados submersos; Teixeira, comunicação verbal) de efeitos atribuíveis a este fenómeno.

#### 4.4.1.6. Síntese

Na região do Algarve identificam-se, assim, diversas manifestações de actividade tectónica pliocénica e quaternária (neotectónica), nomeadamente deslocamentos verticais da crosta de âmbito regional e abundantes testemunhos à escala mesoscópica, consistindo em deformações frágeis e dúcteis afectando sedimentos detríticos desta idade. Contudo, a expressão de actividade nas principais macro-estruturas tectónicas regionais é menos evidente, pela escassez de afloramentos adequados e pela fraca expressão morfológica que apresentam, sugerindo a ocorrência de taxas de deformação baixas relativamente à acção dos agentes erosivos.

A actividade neotectónica reconhecida, marcada por levantamento regional e por um predomínio de falhas mesoscópicas com componente de movimentação inversa e orientações variadas, indica a acção de um regime de tensão compressivo que gerou uma deformação finita regional constrictiva nos últimos 2 a 3 Ma. Esta evolução é explicável no contexto da interacção entre as placas litosféricas envolvidas, nomeadamente a convergência na direcção NW-SE entre a Ibéria e a África a uma velocidade de cerca de 4 mm/ano no sector Goringe-Gibraltar, e a convergência Atlântico-Ibéria induzida a W por essa interacção (Ribeiro, 2002), a que se sobrepõe a propagação para W do prisma acrecionário do Arco de Gibraltar (Gutscher *et al*, 2002; Gutscher, 2004). As taxas de deformação relativamente baixas inferidas no território emerso sugerem que a deformação interplacas se distribui por numerosas estruturas, a maioria delas localizadas no *offshore*.

Os mecanismos focais calculados para diversos sismos localizados na região do Algarve e na área atlântica adjacente evidenciam um predomínio de mecanismos com uma componente mais ou menos dominante em falha inversa ou em desligamento (Ribeiro *et al*, 1996; Borges *et al*, 2001, Carrilho, 2005), mostrando-se relativamente consistentes com os dados sobre as falhas activas estudadas no território emerso. Contudo, estes mecanismos, conjuntamente com dados de ovalização de dois furos para pesquisa petrolífera, indicam uma orientação bastante homogénea da tensão compressiva máxima horizontal (SHmax) na direcção NW-SE, embora oscilando entre N-S e WNW-ESE. Esta orientação da tensão

obtida a partir dos indicadores actuais é muito próxima do previsto pela cinemática de placas (Modelo NUVEL1-A), embora seja discordante dos modelos obtidos com dados GPS, apresentando uma direcção rodada cerca de 20° (em média) no sentido horário relativamente a estes (Carrilho, 2005).

#### 4.4.2. Região Imersa do Algarve

Na figura 4.11 apresenta-se um mapa de falhas com actividade durante o intervalo de tempo Pliocénico-Quaternário na parte meridional imersa da Bacia Algarvia. Este mapa resulta da interpretação de perfis sísmicos de reflexão cuja localização se encontra na fig. 2.12 e batimetria multifeixe publicada por Zitellini *et al* (2009). Neste mapa a falta de continuidade entre as falhas activas nas áreas emersa e imersa resulta da ausência de dados na zona próxima da costa e ainda do facto de estes perfis serem de baixa resolução numa zona onde a espessura da cobertura sedimentar neogénica e quaternária é pequena. Contudo, a continuidade entre algumas falhas cartografadas na área imersa e as da área emersa é evidente.



**Figura 4.11.** Mapa das falhas activas no intervalo de tempo Pliocénico-Quaternário na área imersa meridional da bacia do Algarve. A informação da área emersa foi retirada da fig. 4.8.

As falhas de direcção N-S cujo papel na segmentação da bacia emersa é há muito conhecido (e.g., Ribeiro *et al*, 1979) aparecem neste mapa com um comprimento significativamente maior. Contudo, a comparação da sua cinemática nas áreas emersa e imersa mostra que esta nem sempre é a mesma. Verifica-se que na área imersa a cinemática varia de encurtamento para distensiva na mesma estrutura, o que resulta principalmente do facto



**Figura 4.12.** Interpretação morfo-estrutural da área imersa da falha de Quarteira. Mapa apresentado no sistema de coordenadas UTM zona 29N, Datum WGS84.

destas falhas hospedarem muros de sal com desenvolvimento vertical diferente ao longo das mesmas. A deformação na falha de Portimão encontra-se cartografada na sequência plio-quadernária como uma série de falhas escalonadas extensionais que sugerem movimentação sinistroyra. O cavalgamento subparalelo às falhas normais encontra-se provavelmente associado a intrusão de diapiro de sal (Terrinha *et al*, 1999).

A falha de Aljezur encontra-se classificada como activa no Plio-Quadernário em Terrinha *et al* (2009). A interpretação morfo-estrutural da área imersa da falha de Quarteira realizada por Noiva (2009) baseada na análise do modelo batimétrico apresentado na fig. 4.12 e na interpretação simostratigráfica dos perfis sísmicos representados na fig. 2.12 permitiram a sua caracterização. A falha de Quarteira é uma estrutura extensional mesozóica, identificando-se também uma componente de movimentação normal durante o Miocénico bem notada na área da fossa Diogo Cão. Evidências de reactivação da falha de Quarteira com movimentação inversa durante o Plio-Quadernário, apesar de circunscritas, podem ser observadas na zona NW da fossa Diogo Cão. A continuidade na área imersa junto à costa entre os segmentos emerso e imerso da Falha de Quarteira encontra-se presentemente em execução, não apenas no sentido de caracterizar a falha mas também para determinar a sua influência na morfologia neste segmento próximo à Ria Formosa.

As falhas de direcção geral E-W são interpretadas como cavalgamentos, i.e. evidenciam encurtamento enquanto nas regiões mais profundas do golfo de Cádiz os cavalgamentos tendem a ter direcções NE-SW e vergências para NW e as falhas de direcção próxima de E-W são desligamentos dextrógiros (Rosas *et al*, 2009; Terrinha *et al*, 2009; Zitellini *et al*, 2009).

## Agradecimentos

Os seguintes projectos contribuíram para a realização deste trabalho: POCA-PETROLOG (C. Geologia Univ. Lisboa, UI:263, POCTI/FEDER), GEODYN (LATTEX, POCTI-ISFL-5-32) MATESPRO (PDCTM/P/MAR/15 264/1999), MAGMAFLUX (POCTI/CTA/48450/2002), TOPOMED (TOPOEUROPE/0001/2007), ERSTA, SANDEX ref.), BIOSCALES (POCTI/36438/PAL/2000).

## Referências

ABREU, L., SHACKLETON, N., SCHONFELD, J., HALL, M., CHAPMAN, M., 2003. Millenial-scale oceanic climate variability off the western Iberian margin during the last two glacial periods. *Marine Geology* 196, 1-20.

- AGUIRRE, E., PASINI, G., 1985. The Pliocene-Pleistocene Boundary. *Episodes* 8/2, 116-120.
- ALBARDEIRO, L. J. S., 2004. Variações do Nível Médio do Mar no Algarve ao longo do Quaternário Superior. O Sector Praia da Galé-Praia de S. Rafael. Tese de Mestrado em Estudos Marinhos e Costeiros, Univ. Algarve, 102 p.
- ALDAY, M., CEARRETA, A., CACHÃO, M., FREITAS, M., ANDRADE, C. e GAMA, C., 2006. Micropalaeontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal). *Estuarine, Coastal Shelf Science* 66, 532-543.
- ALMEIDA, C., CARVALHO, A. 1983-85. Caracterização de uma formação paleozóica «pós-tectónica» do Algarve. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 24, 179-182.
- ALVINERIE, J., ANTUNES, M., CAHUZAC, M., LAURIAT-RAGE, A., MONTENAT, C., PUJOL, C., 1992. Synthetic data on the paleogeographic history of Northeastern Atlantic and Betic-Rifian basin, during the Neogene (from Brittany, France, to Morocco). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 95, 263-286.
- ANDRADE, C., FREITAS, M., MORENO, J., CRAVEIRO, S., 2004. Stratigraphical evidence of Late Holocene barrier breaching and extreme storms in lagoonal sediments of Ria Formosa, Algarve, Portugal. *Marine Geology* 210, 339-362.
- ANTUNES, M., BIZON, G., NASCIMENTO, A., PAIS, J., 1981a. Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), et l'évolution géologique regionale. *Ciências Terra* 6, 153-168.
- ANTUNES, M., CIVIS, J., DABRIO, C., PAIS, J., SIERRO, F., GONZALEZ-DELGADO, J., FLORES, J., VALLE, M., 1990. El Neógeno del Algarve (Portugal) e de la Cuenca del Guadalquivir (España). In: J. Civis Llovera & J.A. Flores Villarejo (Eds.) *Actas IV Jornadas Paleontología* 65 – 73.
- ANTUNES, M., JONET, S., NASCIMENTO, A., 1981b. Vertébrés (crocodiliens, poissons) du Miocène marin de l'Algarve occidentale. *Ciências Terra* 6, 9-38.
- ANTUNES, M., MEIN, P., NASCIMENTO, A., PAIS, J., 1986a. Le gisement pleistocène de Morgadinho, en Algarve. *Ciências Terra* 8, 9-22.
- ANTUNES, M., MEIN, P., PAIS, J., 1986b. Depósitos messinianos do Sul de Portugal; mamíferos (incluindo Rodentia e Lagomorpha) e idades K/Ar. *Ciências Terra* 8, 55-64.
- ANTUNES, M., PAIS, J., 1993. The Neogene of Portugal. *Ciências Terra* 12, 7-22.
- ARGUS, D., GORDON, R., DEMETS, C., STEIN, S., 1989. Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, B5, 5585-5602.
- ARTHAUD, F., P. MATTE, 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society America Bulletin* 88, 1305-1320.
- AZEREDO, A., DUARTE, L., HENRIQUES, M., MANUPPELLA, G., 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos Geol. Portugal, IGM*, 43 p.
- BANDA, E., M. TORNÉ e IAM group, 1995. IAM group investigates deep structure of ocean margins. *EOS* 76, 25-29.

- BAPTISTA, M., MIRANDA, P., MENDES VICTOR, L. M., 1998. Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data. *Journal Geodynamics* 25/2, 159-174.
- BAPTISTA, M., MIRANDA, F., CHERICI, N., ZITELLINI, N., 2003. New study of the 1755 earthquake source based on multi-channel seismic survey data and tsunami modeling. *Nat. Hazards Earth Syst. Sc.* 3, 333-340.
- BEERS, P., GEIRNAERT, W., VRIES, J. J., 1982. Hydrogeology of the Tavira area (Part 2). III *Semana Hidrogeologia*, Univ. Lisboa, 112-122.
- BENSON, R., BIED, K., BONADUCE, G., 1991. An important current reversal (influx) in the rifican corridor (Marocco) at the Tortonian-Messinian boundary: the end of Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6/1, 164-192.
- BERGGREN, W., OLSSON, R., 1986. North Atlantic Mesozoic and Cenozoic palaeobiogeography. In: Vogt, P. R. & Tucholke, B. E. (Eds.), *The Geology of North America M*, 565-587.
- BERNARD-GRIFFITHS, J., GRUAU, G., CORNEN, G., AZAMBRE, B., MAC, J., 1997. Continental lithospheric contribution to alkaline magmatism: isotopic (Nd, Sr, Pb) and geochemical (REE) evidence from Serra de Monchique and Mount Ormond Complexes. *J. Petrology* 38/1, 115-132.
- BONNET, C. 1850. Algarve (Portugal). *Description géographique et géologique de cette province*. Acad. Roy. Scienc. Lisbonne, 186 p.
- BORGES, J., FITAS, A., BEZZEGHOUD, M., TEVES-COSTA, P., 2001. Seismotectonics of Portugal and its adjacent Atlantic area. *Tectonophysics* 337, 373-387.
- BOSKI, T., MOURA, D., SANTOS, A., DELGADO, J., FLORES, J., 1995. Evolução da bacia algarvia (centro) durante o Neogénico. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto* 4, 47-51.
- BOSKI, T., MOURA, D., VEIGA-PIRES, C., CAMACHO, S., DUARTE, D., SCOTT, D., FERNANDES, S. G., 2002. Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology* 150, 103-123.
- BOURCART, J., ZBYSZEWSKI, G., 1940. La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal* 21, 3-60.
- BRACHERT, T., FORST, M., PAIS, J., LEGOINHA, P., REIJMER, J., 2003. Lowstand carbonates, highstand sandstones? *Sedimentary Geology* 155, 1-12.
- BRÉBION, P., 1957. Le «Mitra fusiformis» des couches tortoniennes de Cacella est une espèce nouvelle: «Mitra pereirai» n. sp. *Com. Serv. Geol. Portugal* 38/1, 241-242.
- BREDA, A., MELLERE, D., MASSARI, F., ASIOLI, A., 2009. Vertically stacked Gilbert-type deltas of Ventimiglia (NW Italy): The Pliocene record of an overfilled Messinian incised valley: *Sedimentary Geology*, 219, 58-76.
- BROECKER, W., 2000. Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth-Science Reviews* 51, 137-154.
- CABRAL, J., 1995. Neotectónica em Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Mineiro* 31, 265 p.
- CABRAL, J., BAPTISTA, R., 1979. Contribuição para o estudo hidrogeológico do Miocénico de Albufeira. *Rel. Estag. Cient. Dep. Geologia FCUL.*, 166 p. (não publ.).

- CACHÃO, M., 1992. A Formação Miocénica de Mem Moniz (Algarve, Portugal). Actas Cong. Geol. España I, 492-496.
- CACHÃO, M., 1995a. O Neogénico do Algarve: redefinição de unidades litostratigráficas. Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto 4, 63-67.
- CACHÃO, M., 1995b. Utilização de Nanofósseis calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicus*. Tese Doutoram. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, 356 p.
- CACHÃO, M., BOSKI, T., MOURA, D., DIAS, R. P., SILVA, C., SANTOS, A., PIMENTEL, N., CABRAL, J., 1998. Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve. Comun. Inst. Geol. Min. 84/1, A169-A172.
- CACHÃO, M., FREITAS, M., 1998. Sedimentologia e interpretação paleoambiental de Areolas do Neogénico português (dados preliminares). Comun. Inst. Geol. Min. 84/1, A165-A168.
- CACHÃO, M., SILVA, C., 2000. The three main marine depositional cycles of the Neogene of Portugal, Ciências Terra 14, 303-312.
- CACHÃO, M., SILVA, C., SANTOS, A., SANTOS, V., CARVALHO, A., 1998. Património Paleontológico Português: critérios para a sua definição, Comun. Inst. Geológico Mineiro 84/2, G22-G25.
- CAMACHO, S., 2004. Evolução paleoambiental holocénica dos estuários dos rios Guadiana e Arade com base nas associações fósseis de foraminíferos bentónicos. Tese Mestrado Univ. Algarve, 131 p.
- CARON, V., NELSON, C., KAMP, P., 2004. Transgressive surfaces of erosion as sequence boundary markers in cool-water shelf carbonates. Sedimentary Geology 164, 179-189.
- CARRILHO, F., 2005. Estudo da Sismicidade da Zona Sudoeste de Portugal Continental. Tese Mestrado Fac. Ciênc. Univ. Lisboa, 160 p.
- CARRILHO, F., SENOS, L., FITAS, A., BORGES, F., 1997. Estudo da Sismicidade do Algarve e Zona Atlântica Adjacente. 3º Encontro Sismologia Engª Sísmica, Soc. Port. Engª Sísmica, 59-67.
- CARRILHO, F., TEVES-COSTA, P., MORAIS, I., PAGARETE, J., DIAS, R. P., 2004. GEOALGAR Project: First Results on Seismicity and Fault-plane Solutions. Pure Appl. Geophys 161, 589-606.
- CEBRIÁ, J., LÓPEZ-RUIZ, J., DOBLAS, M., MARTINS, L., MUNHÁ, J., 2003. Geochemistry of the Early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal-Spain); Implications on the origin of the Central Atlantic Magmatic Province. Journal Petrology 44, 547-568.
- Challenger Portugal Inc., 1976. Geological Completion Report- Corvina
- CHAVAN, A., 1940. «Les fossiles du Miocène supérieur de Cacela». Comun. Serv. Geol. Portugal, 21, 61-106.
- CHEN, W., GRIMISON, N., 1989. Earthquakes associated with diffuse zones of deformation in the oceanic lithosphere: some examples. Tectonophysics 166, 133-150.
- CHESTER, D., JAMES, P., 1991. Holocene alluviation in the Algarve, Southern Portugal: The Case for an Anthropogenic Cause. Journal Archaeological Science 18, 73-87.
- Chevron Overseas Petroleum Inc., 1975a. Geological Completion Report-Ruivo.

- Chevron Overseas Petroleum Inc., 1975b. Geological Completion Report-Imperador.
- CHOFFAT, P., 1887. Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Comun. Comissão Trab. Geol. Portugal* 1/2, 22-312.
- CHOFFAT, P., 1950. Géologie du Cénozoïque du Portugal. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 30 (supl.), 128 p.
- CORREIA, F., 1989. Estudo biostratigráfico e microfácies do Cretácico carbonatado da Bacia Sedimentar Meridional Portuguesa (Algarve). Tese Doutoramento, Fac. Ciências Univ. Lisboa.
- DEWEY, J., HELMAN, M., TURCO, E., HUTTON, D., KNOTT, S., 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. In: Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G (Eds.), *Alpine Tectonics*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 45, 265-283.
- DIAS, J., BOSKI, T., RODRIGUES, A., MAGALHÃES, F., 2000. Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present-a synthesis. *Marine Geology* 170, 177-186.
- DIAS, J., RODRIGUES, A., MAGALHÃES, F., 1997. Evolução da linha de costa em Portugal desde o último máximo glaciário: síntese dos conhecimentos. *Estudos Quaternário* 1, APEQ, 53-66.
- DIAS, R. P., 2001. Neotectónica da Região do Algarve. Tese Doutoramento Fac. Ciências Univ. Lisboa, 369 p.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., 1995. Actividade Neotectónica na região do Algarve. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto* 4, 241-245.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., 1997a. Neotectonic Crustal Vertical Movements in Algarve (Southern Portugal). 3ª Conferência Anual Grupo Geologia Estrutural Tectónica, Estremoz.
- DIAS, R. P. e CABRAL, J., 1997b. Plio-Quaternary crustal movements in southern Portugal-Algarve. IV Reunião do Quaternário Ibérico, 61-68, Huelva.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., 1998a. Problemas na interpretação geodinâmica de estruturas que estão relacionadas com o carso. *GEOlogos* 2, 133-135. Porto.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., 1998b. Interpretação de estruturas dúcteis e frágeis afectando areias plio-quaternárias na região do Algarve – a interferência da carsificação. *Comun. Inst. Geol. Min.* 84/1, D77-D80.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., 2000a. Deformações Neotectónicas na região do Algarve. 3º Simp. Margem Ibérica Atlântica 189-190, Faro.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., 2000b. Evidências de Paleosismicidade na região do Algarve. 2ª Assembleia Luso-Espanhola de Geodesia e Geofísica S03-17, 143-144, Lagos.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., 2002a. Interpretation of recent structures in an area of cryptokarst evolution – Neotectonic versus subsidence genesis. *Geodinamica Acta* 15, 233-248.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., 2002b. Neotectónica da região do Algarve. *Comun. Inst. Geol. Mineiro* 89, 193-208.
- DIAS, R. P., CABRAL, J., REIS, R. P., 2004. Paleoseismites and structures related to karst evolution in the Algarve region. In: Dinis, J. L. & Cunha, P. P. (Eds.): *Cretaceous and Cenozoic Events in West Iberia Margins*. 23<sup>rd</sup> Meet. Sedimentology, Field Trip Guidebook 2, 73-91, Coimbra.

- DIAS, R. P., CABRAL, J., CABRAL, M. C., CARVALHO, J., 2006. Estruturas neotectónicas em depósitos plistocénicos?, região de Boliqueime (Zona de Falha de S. Marcos-Quarteira). In: Mirão, J. & Balbino, A. (Coord.), VII Congr.Nac.Geologia, Univ. Évora, 263-266.
- DOLLFUS, G., COTTER, J., GOMES, J., 1903-04. Mollusques Tertiaires du Portugal. Planches de Cephalopodes, Gastéropodes et Pélécyfodes laissés par F. A. Pereira da Costa. Commiss. Serv. Géol. Port. 46+VIII p., Lisboa.
- DOMÈNECH, R., SILVA, C., CACHÃO, M., MARTINELL, J., 1999. Una megasuperficie bioerosionada en Oura (Albufeira): Implicaciones para la evolución sedimentaria de Mioceno de Algarve (S. de Portugal). Actas XV Jornadas Sociedad Española Paleontología, Temas Geológico-Mineros ITGE 26/1, 226-230, Madrid.
- DURAND-DELGA, M., REY, J., 1982. Découverte de Calpionelles dans le Jurassique terminal et le Crétacé basal de l'Algarve (Portugal). C. R. Acad. Sc. Paris 2/265, 237-242.
- Elf-Aquitaine Inc., 1979. Geological Completion Report- Corvina, Ruivo, Imperador.
- ESSO Exploration Inc., 1982a. Geological Completion Report-Algarve-1.
- ESSO Exploration Inc., 1982b. Geological Completion Report-Algarve-2.
- FEIO, M., 1951. A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Comun. Serv. Geol. Port. 32 (2ª parte), 303-477.
- FEIO, M., 1992. Geomorfologia. In: Oliveira J. T. (Coord.), Carta Geológica de Portugal à escala 1:200 000, Notícia Explicativa da Folha 8, Serv. Geol. Port., Lisboa.
- FERREIRA, O., 1951. Os Pectinídeos do Miocénico do Algarve. Comun. Serviços Geológicos Portugal 32/1, 153-173.
- FOURCARDE, E., AZÉMA, J., CECCA, F., BONNEAU, M., PEYBERNÉS, B., DERCOURT, J., 1991. Essai de reconstitution cartographique de la paléogéographie et des paléoenvironnements de la Téthys au Tithonique supérieur (138 à 135 Ma). Bull. Soc. Geol. France, 162/6, 1197-1208.
- FRANÇA, J., MANUPPELLA, G., 1964-65. Sobre a presença de «*Protopenneroplis striata*» e de «*Haurania*» sp. no Batoniano do maciço calcário de Montejunto. Comun. Serv. Geol. Portugal 48, 49-52.
- FRENEIX, S., 1957. Lamellibranches nouveaux du Miocène du Portugal. Comun. Serv. Geol. Portugal 38/1, 227-239.
- GARCÍA-ALIX, A., MINWER-BARAKAT, R., SUÁREZ, E. M., FREUDENTHAL, M., MARTÍN, J. M., 2008. Late Miocene-Early Pliocene climatic evolution of the Granada Basin (southern Spain) deduced from the paleoecology of the micromammal associations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265, 214-225.
- GARCÍA-GARCÍA, CORBÍ, H., SORIA, J. M., VISERAS, C., 2011. Architecture analysis of a river flood-dominated delta during an overall sea-level rise (early Pliocene, SE Spain). *Sedimentary Geology*, 237, 102-113.
- GEIRNAERT, W., BEERS, P., VRIES, J. J., HOOGEVEN, H., 1982. A Geo-electric survey of the Miocene Aquifer between Quarteira and Olhão, Algarve (Portugal). III Semana Hidrogeologia, Fac. Ciências Univ. Lisboa, 143-153.

- GONG, Z., LANGEREIS, C. G., MULLENDER, T. A. T., 2008. The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth Planetary Science Letters* 273, 80–93.
- GOÑI, M., EYNAUD, F., TURON, J.-L., SCHACKLETON, N., 1999. High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex. *Earth Planetary Science Letters* 171, 123-137.
- GONZÁLEZ-CLAVIJO, E., VALADARES, V., 2003. O Maciço Alcalino de Monchique (SW Português): estrutura e modelo de instalação na crosta superior. *Comun. Inst. Geol. Min.* 90, 43-64.
- GONZÁLEZ-VILA, F., POLVILLO, O., BOSKI, T., MOURA, D., ANDRÉS, J., 2003. Biomarker patterns in a time-resolved Holocene/terminal Pleistocene sedimentary sequence from the Guadiana river estuarine area (SW Portugal/Spain border). *Organic Geochemistry* 34, 1601-1613.
- GRÀCIA, E., DAÑOBEITIA, J., VERGES, J., BARTOLOMÉ, R., 2003. Crustal architecture and tectonic evolution of the Gulf of Cádiz (SW Iberia margin) at the convergence of the Eurasian and African plates. *Tectonics* 22/4, 1033.
- GRÀCIA, E., DAÑOBEITIA, J., VERGES, J., CORDOBA, D. & Parsifal Cruise Party, 2003. Mapping Active Faults at the SW Iberia Margin (38°–36°) from High-resolution Swath-Bathymetry Data. Implications for Earthquake Hazard Assessment, *Geology* 31/1, 83–86.
- GRIMISON, N., CHEN, W., 1986. The Azores-Gibraltar plate boundary: focal mechanisms, depths of earthquakes and their tectonic implication. *J. Geophys. Res.* 91/B2, 2029-2047.
- GRIMISON, N., CHEN, W., 1988. Source mechanisms of four recent earthquakes along the Azores-Gibraltar plate boundary. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 92, 391-401.
- GUTSCHER, M. A., 2004. What Caused the Great Lisbon Earthquake, *Science* 305, 1247-1248.
- GUTSCHER, M. A., MALOD, J., RENAULT, J., CONTRUCCI, I., KLINGELHOEFER, F., VICTOR, L. M., SPAKMAN, W., 2002. Evidence for Active Subduction Beneath Gibraltar. *Geology* 30/12, 1071-1074.
- GUTSCHER, M. A., DOMINGUEZ, S., WESTBROOK, G. K., GENTE, P., BABONNEAU, N., MULDER, T., GONTHIER, E., BARTOLOMÉ, R., LUIS, J., ROSAS, F., TERRINHA, P., Delila and DelSis Scientific Teams, 2009. Tectonic shortening and gravitational spreading in the Gulf of Cadiz accretionary wedge: Observations from multi-beam bathymetry and seismic profiling. *Marine Petroleum Geology* 26, 647–659.
- HALFAR, J., INGLE JR., J., GODINEZ-ORTA, L., 2004. Modern non-tropical mixed carbonate-siliciclastic sediments and environments of the southwestern Gulf of California, Mexico. *Sed. Geology* 165, 93-115.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. In: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, G. C., Posamentier, H. W., Ross, C. A & Van Wagoner, J. C. (Eds.), *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. SEPM Sp. Publ. 42, 71-108.
- HARLAND, W., ARMSTRONG, R., COX, A., CSAIG, L., SMITH, A., SMITH, D., 1989. A geologic time scale. Cambridge Univ. Press Publ., 263 p.

- JENKINS, H., 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *Journal Geological Society* 137/2, 171-188.
- JIMÉNEZ-MORENO, G., FAUQUETTE, SUC, J-P., 2009. Miocene to Pliocene vegetation reconstruction and climate estimates in the Iberian Peninsula from pollen data. *Palaeobotany and Palynology*, 162 (3), 403-425.
- JUÁREZ, M., LOWRIE, W., OSETE, M., MELÉNDEZ, G., 1998. Evidence of widespread Cretaceous remagnetisation in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth Planetary Science Letters* 160, 729-743.
- LE BAS, M., LE MAITRE, R., SRECKEISEN, A., ZANETIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal Petrology* 27, 745-750.
- LEGOINHA, P., 2003. Upper Miocene planktonic foraminifera from Algarve. Chronostratigraphical implications. *Ciências Terra* 15, 199-208.
- LOPES, C., 2002. Análise e modelação da Bacia do Algarve. Tese Doutorado Univ. Nova Lisboa, 173 p.
- LOPES, F., 2002. Análise tectono-sedimentar do Cenozóico da margem algarvia. Tese Doutorado Univ. Coimbra.
- LOPES, F. C., CUNHA, P. P., LE GALL, B., 2006. Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Algarve Margin (offshore Portugal, southwestern Iberian Peninsula). *Marine Geology* 231, 1-36.
- MACINTYRE, R., BERGER, G., 1982. A note on the geochronology of the Iberian Alkaline Province. *Lithos* 15, 133-136.
- MACSOTAY, O., 1981. Mollusques benthiques du Crétacé inférieur. Une méthode de corrélation entre la Téthys mésogéenne et le domaine paléo-Caraïbes (Venezuela). Thèse doctorat Univ. Lyon.
- MALDONADO, A., NELSON, C. H., 1999. 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., 1999. The Betic orogen and the Iberian-African boundary in the Gulf of Cadiz: Geological evolution (central North Atlantic). *Marine Geol.* 155, 9-43.
- MANUPPELLA, G., 1992. Notícia explicativa da carta geológica da região do Algarve (escala 1/100000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 13 pp.
- MANUPPELLA, G., 1988. Litostratigrafia e tectónica da Bacia Algarvia. *Geonovas* 10, 67-71, Lisboa.
- MANUPPELLA, G. (Coord.), 1992. Carta geológica da região do Algarve, escala 1/100 000. Notícia explicativa da da Carta Geológica da região do Algarve. *Serv. Geol. Portugal*, 15 p. Lisboa
- MANUPPELLA, G., MARQUES, B., RAMALHO, M., ROCHA, R., 1987a. Trip C- Sedimentary evolution of the Algarve Basin during the Jurassic (stratigraphy, paleobiogeography). 2<sup>nd</sup> International Symposium Jurassic Stratigraphy, 78 p., Lisboa.
- MANUPPELLA, G., MARQUES, B., ROCHA, R., 1988. Evolution tectono-sedimentaire du Bassin de l'Algarve pendant le Jurassique. 2<sup>nd</sup> International Symposium Jurassic Stratigraphy, Lisboa, 1031-1046.

- MANUPPELLA, G., RAMALHO, M., ANTUNES, M., PAIS, J., 1987b. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 53-A, Faro. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- MANUPPELLA, G., RAMALHO, M., ANTUNES, M., PAIS, J., 1987c. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 53-B, Tavira. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- MARQUES, B., 1983. O Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve oriental: estratigrafia, paleobiologia (Ammonoidea) e paleobiogeografia. Tese Doutoramento Univ. Nova Lisboa, 547 p.
- MARQUES, B., 1985. Litostratigrafia do Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve. Comun. Serv. Geol. Portugal 71/1, 33-39.
- MARTINS, L., 1991. Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). Tese Doutoramento Univ. Lisboa, 418 p.
- MARTINS, L., 1999. Cretaceous alkaline magmatism in Algarve littoral (South Portugal): a Basanite-Lamprophyre Suite. Geolines 9, 84-91.
- MARTINS, L., KERRICH, R., 1998. Magmatismo toleítico continental no Algarve (Sul de Portugal): Um exemplo de contaminação crustal «*in situ*». Comun. Inst. Geol. Mineiro 85, 99-116.
- MARTINS, L., MUNHÁ, J., 1993. Magmatismo cretácico do Algarve litoral: zonamento inverso em clinopiroxenas e suas implicações petrogenéticas. Mem. Mus.Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto 3, 105-106.
- MARTINS, L. T., MADEIRA, J., YÓUBI, N., MUNHÁ, J., MATA, J., KERRICH, R., 2008. Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, Southern Portugal. Lithos 101, 102-124.
- MARZOLI, A., RENNE, P., PICCIRILLO, E., ERNESTO, M., BELLINI, G., DE MIN, A., 1999. Extensive 200-Million Year Old Continental Flood Basalts of Central Atlantic Magmatic Province. Science 284, 616-618.
- MATIAS, H., 2007. Hydrocarbon Potential of the Offshore Algarve Basin, Tese Doutoramento Univ. Lisboa, 324 p.
- MATIAS, H., KRESS, P., TERRINHA, P., MOHRIAK, W., MENEZES, P., MATIAS, L., SANTOS, F., Sandnes, F., 2010. Salt tectonics in the Western Gulf of Cadiz. AAPG Bulletin, (no prelo).
- MCDONOUGH, W., SUN, S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology 120, 223-253.
- MCHONE, J., PUFFER, J., 2000. Flood basalt province of the Pangean Atlantic rift: regional extent and environmental significance. In: Olsen, P. E., LeTourneau, P. M., (Eds.), Aspects of Triassic-Jurassic Rift Basin Geoscience. Columbia University Press, New York.
- McKENZIE, D., 1978. Some remarks on development of sedimentary basins. Earth Planetary Science Letters 40/1, 25-32.
- MEDIROS-GOUVÊA, A., 1938. Algarve (Aspectos Fisiográficos), Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, Portugal, PhD thesis, p. 157.
- MEDIALDEA, T., VEGAS, R., SOMOZA, L., VAZQUEZ, J. T., MALDONADO, A., DIAZ-DEL RIO, V., MAESTRO, A., CORDOBA, D., FERNANDES-PUGA, M. C., 2004. Structure and evolution of the «Olistostrome» complex of the Gibraltar Arc in the Gulf of Cádiz (eastern Central Atlantic): evidence from two long seismic cross-sections. Marine Geology 209, 173-198.

- MONTEIRO, J., 1984. Origem, evolução e processos geológicos das ilhas barreira de Faro e sua importância para o desenvolvimento destas ilhas. 3º Congresso Algarve 2, 713-719.
- MONTENAT, C., BARRIER, P., D'ESTEVOU, P., 1991. Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. *Tectonophysics* 194, 203-215.
- MOUGENOUT, D., 1989. Geologia da Margem Portuguesa. Tese Univ. Pierre Marie Curie, Paris VI, 259 p.
- MOUNT, J., 1985. Mixed siliclastic and carbonate sediments: a proposed first order textural and compositional classification. *Sedimentology* 32, 435-442.
- MOURA, D., 1998. Listostratigrafia do Neogénico terminal e Plistocénico, na Bacia Centro-Algarve. Evolução paleoambiental. Tese Doutorado Univ. Algarve, 252 p.
- MOURA, D., ALBARDEIRO, L., VEIGA-PIRES, C., BOSKI, T., 2005a. Post Last Glacial Maximum (LGM) shoreline evolution in the Algarve (South Portugal). INQUA-IGCP 495 Meeting, Dunkerque, 72-73,.
- MOURA, D., ALBARDEIRO, L., VEIGA-PIRES, C., BOSKI, T., 2005b. Evolução da linha de costa durante a transgressão holocénica: Baía de Armação de Pêra (Sul de Portugal). In: Reys, L.F. & Moura, D., *Humedales de Iberoamérica, Experiencias de Estudio y Gestión*, La Habana, 7-16,.
- MOURA, D., ALBARDEIRO, L., VEIGA-PIRES, C., BOSKI, T., TIGANO, E., 2006. Morphological features and processes in the central Algarve rocky coast (South Portugal). *Geomorphology* 81/3-4, 345-360.
- MOURA, D. & BOSKI, T., 1994. Ludo Formation-a new lithostratigraphic unit in Quaternary of Central Algarve, *GAIA*, 9, 41-47.
- MOURA, D., BOSKI, T., 1999. Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. *Comun. Inst. Geol. Mineiro* 86, 85-106.
- MOURA, D., BOSKI, T., VEIGA-PIRES, C., DUARTE, N., SANTANA, P., 2001. Variações das características químicas dos sedimentos estuarinos-tentativa de interpretação paleoambiental. V REQUII/CQPLI, Lisboa, 252-255.
- MOUSTERDE, R., 1971. Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Peninsule Ibérique au Jurassique. *Cuad. Geol. Iberica* 2, 21-31.
- MOUGENOT, D., 1989. Geologia da Margem Portuguesa, Instituto Hidrográfico, 259 p.
- MURPHY, M., SALVADOR, A., 1999. *International Stratigraphic Guide – An abridged version*. Episodes 22/4, 255-271..
- NOCQUET, J., CALAIS, E., 2004. Geodetic measurements of crustal deformation in the western mediterranean and Europe. *Pure Applied Geophysics* 161, 661-681.
- OLIVEIRA, J. (Coord.), 1982-83. Carta Geológica de Portugal. Folha 7. Escala 1/200 000. Serv. Geol. Portugal.
- OLIVEIRA, J. (Coord.), 1984. Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia explicativa da folha 7. Serv. Geol. Portugal, 77 p.
- OLIVEIRA, J. (Coord.), 1987-1988. Carta Geológica de Portugal. Folha 8. Escala 1/200 000. Serv. Geol. Portugal.

- OLIVEIRA, J. (Coord.), 1992. Carta Geológica de Portugal. Escala 1/200 000. Notícia explicativa da folha 8. Serv. Geol. Portugal, 91 p.
- OLIVEIRA, J., HORN, M., PAPROTH, E., 1979. Preliminary note on the stratigraphy of the Baixo Alentejo Flysch Group, Carboniferous of Portugal, and on the palaeogeographic development compared to corresponding units in northwest Germany. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 65, 151-168.
- OLIVEIRA, J., PEREIRA, E., RAMALHO, M., ANTUNES, M., MONTEIRO, J. (Coord.), 1992. Carta Geológica de Portugal. Escala 1/500 000. Serv. Geol. Portugal.
- PAIS, J., 1982. O Miocénico do Litoral Sul Português. Ensaio de Síntese. Estudo Complem. Grau Doutor (UNL), 47 p. (inédito).
- PAIS, J., LEGOINHA, P., ELDERFIELD, H. SOUSA, L., ESTEVENS, M., 2000. The Neogene of Algarve (Portugal). *Ciências Terra* 14, 277-288.
- PALAIN, C., 1976. Une série détritique terrigène, les «Grès de Silves»: Trias et Lias Inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S. 25, 377 p.
- PALAIN, C., 1979. Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoïque portugais. *Ciências Terra*, 5, 11-28.
- PAVIA, G., STURANI, C., 1968. Étude biostratigraphique du Bajocien des chaînes subalpines aux environs de Digne. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 87, 305-316.
- PEREIRA, A., DIAS, J., LARANJEIRA, M., 1993. Evolução holocénica da linha de costa na Baía de Lagos. II Reunião Quaternário Ibérico, 75-89, Coimbra.
- PEREIRA, A., SOARES, A., 1994. A estabilização do nível do mar no litoral de Armação de Pêra. *Gaia* 9, 91-93.
- PEREIRA DA COSTA, F. A., 1866-67. Molluscos fósseis, Gasterópodes dos depósitos terciários de Portugal. *Mem. Comiss. Geol. Portugal*, 66 p.
- PILKEY JR., O., NEAL, W., MONTEIRO, J., DIAS, J., 1989. Algarve barrier islands: a noncostal-plain system in Portugal. *Journal Coastal Research* 5/2, 239-261.
- PINHEIRO, L., IVANOV, M., SAUTKIN, A., AKHMANOV, G., MAGALHÃES, V., VOLKONSKAYA, A., MONTEIRO, J., SOMOZA, L., GARDNER, J., HAMOUMI, N., CUNHA, M., 2003. Mud volcanism in the Gulf of Cadiz: results from the TTR-10 cruise. *Mar. Geol.* 195, 131-151.
- PINTO, C., TEIXEIRA, S., 2002. Avaliação preliminar do balanço sedimentar tardi-holocénica do litoral da Baía de Armação de Pêra (Algarve-Portugal). *PANGEA'02*, 87-94, Évora.
- PISERA, A., CACHÃO, M., SILVA, C. M., 2006. Siliceous sponge spicules from the Miocene Mem Moniz marls (Portugal) and their environmental significance. *Riv. Ital. Pal. Strat.* 112/2, 287-299.
- POAG, C. W., MILLER, K., 1986. In: Vogt, P. R. & Tucholke, B. E., *The Geology of North America*, M, 547-564.
- PORTA, J., 1982. Distribución geográfica y cronoestratigráfica de *Palliolium (Lissochlamys) excisum* (Mollusca, Pectinidae) en España. *Acta geológica Hispanica* 14, 370-374.
- PSUTY, N., MOREIRA, E., 2000. Holocene Sedimentation and Sea Level Rise in the Sado Estuary, Portugal. *J. Coastal Res.* 16/1, 125-138.

- RAMALHO, M., 1972-73. Observações micropaleontológicas sobre o Malm do Algarve ocidental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 56, 451-470.
- RAMALHO, M., 1985. Considérations sur la biostratigraphie du Jurassique supérieur de l'Algarve oriental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 71/1, 41-50.
- RAMALHO, M., 1988. Sur la découverte des biohermes stromatolithiques à spongiaires siliceux dans le Kimméridgien de l'Algarve (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 71/1, 51-54.
- RAPAILLE, C., MARZOLI, A., BERTRAND, H., FÉRAUD, G., REINSBERG, L., FONTIGNIE, D., 2003. Geochemistry and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age of the European part of the Central Atlantic Magmatic Province. *Geophys. Res. Abstr.* 5, 11791.
- RESSURREIÇÃO, R., 2009. Estudos de Neotectónica na Falha de Carcavai (Algarve): contribuição para a caracterização desta estrutura e de paleossismos prováveis associados. Tese Mestrado Univ. Lisboa, 121 p.
- REY, J., 1982. Le Cretacé dans la région de Faro (Algarve, Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal* 68/2, 225-236.
- REY, J., 1983. Le Cretacé de l'Algarve: Essai de Synthèse. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 69/1, 87-101.
- REY, J., 2006. Les Formations Crétacées de l'Algarve Occidentale et Centrale. *Comun. Geol.* 93, 39-80.
- REY, J., 2009. Les Formations Crétacées de l'Algarve Orientale. *Comun. Geol.* 96, 19-38.
- REY, J., DINIS, J., CALLAPEZ, P., CUNHA, P., 2006. Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. *Cadernos Geologia Portugal, Inst. Geol. Mineiro* 53 p.
- REY, J., RAMALHO, M., 1973-74. Le Crétacé de l'Algarve occidentale. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 57, 155-181.
- RIBEIRO, A., 2002. *Soft Plate and Impact Tectonics*, Springer Verlag, 324 p.
- RIBEIRO, A., CABRAL, J., 1986. The neotectonic regime of west-Iberia continental margin: a transition from passive to active? *Maleo* 2/13, 38 p.
- RIBEIRO, A., CABRAL, J., 1987. The neotectonic regime of west-Iberia continental margin: a transition from passive to active? *Terra Cognita* 7/2-3, 120 p.
- RIBEIRO, A., CABRAL, J., BATISTA, R., MATIAS, L., 1996. Stress pattern in Portugal mainland and the adjacent Atlantic region, West Iberia. *Tectonics* 15/2, 641-659.
- RIBEIRO, C., 2005. Evolução diagenética e tectono-sedimentar do Carixiano da região de Sagres, Bacia Algarvia. Tese Doutoramento Univ. Évora.
- RIBEIRO, C., TERRINHA, P., 2007. Formation, deformation and chertification of systematic clastic dykes in a differentially lithified carbonate multilayer. SW Iberia, Algarve Basin, Lower Jurassic. *Sedimentary Geology* 196/1-4, 201-215.
- RIBEIRO, C., TERRINHA, P., OUAJHAIN, B., AZEVEDO, M., 2004. Silicification and dolomitization of a carbonate tethysyan Carixian basin, Algarve, South Portugal. *Eustasy and Tectonics*. 23<sup>rd</sup> International Association Sedimentology Meeting 15-17, Coimbra.
- ROBERTS, H., PLATER, A., 1999. U- and Th- series disequilibria in coastal infill sediments from Praia da Rocha (Algarve Region, Portugal): a contribution to the study of Late Quaternary weathering and erosion. *Geomorphology* 26, 223-238.

- ROCHA, R., 1971. Contribuição para o estudo geológico da região do Cabo de S. Vicente-Alvor. Bol. Soc. Geol. Portugal 17/2-3, 139-168.
- ROCHA, R., 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. Ciências Terra 2, 178 p.
- ROCHA, R., MANUPPELLA, G., MARQUES, B., 1980. Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 52-B, Albufeira. Serv. Geol. Portugal.
- ROCHA, R., MARQUES, B., ANTUNES, M., PAIS, J., 1989. Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 52-B, Albufeira. Serv. Geol. Portugal.
- ROCHA, R., RAMALHO, M., ANTUNES, M., COELHO, A., 1983. Notícia explicativa da folha 52-A, Portimão na escala 1/50 000. Serv. Geol. Portugal.
- ROCHA, R., RAMALHO, M., MANUPPELLA, G., ZBYSZEWSKI, G., COELHO, A., 1979. Notícia Explicativa da Folha 51-B, Vila do Bispo na escala 1/50 000, Serv. Geol. Portugal, 118 p.
- ROCHA, R., TINTANT, H., 1975. Sur l'extension du genre *Kosmoceras* (Ammonitina, Jurassique) dans le Callovien supérieur du Portugal méridional. Ses conséquences paléogéographiques. 3<sup>ème</sup> Réun. Annuelle Sc. Terre, 57, Montpellier.
- ROCK, N., 1978. Petrology and petrogenesis of the alkaline complex, southern Portugal. Journal Petrology 19, 171-214.
- ROCK, N., 1982. The Late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. Lithos 15, 111-131.
- RODRIGUEZ PASCUA, M., 1998. Paleosismicidad en emplazamientos nucleares (estudio en relación con el cálculo de la peligrosidad sísmica). Consejo Seguridad Nuclear, 286 p.
- ROMARIZ, C., CORREIA, F., PRATES, S., 1979a. Contributions a la Connaissance de l'Algarve (Portugal) II. Un nouveaux facies du Miocène. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa 16/1, 265-271.
- ROMARIZ, C., OLIVEIRA, M., ALMEIDA, C., BAPTISTA, R., CARDOSO, J., 1979b. Contributions a la Connaissance de l'Algarve (Portugal) I. The Miocene Facies of Olhos de Água. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa 16/1, 243 - 251.
- ROQUE, C., 2007. Tectonostratigrafia do Cenozóico das margens continentais Sul e Sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismostratigráfica. Tese Doutoramento Univ. Lisboa, 316 p.
- SANTOS, A., 2005. Tafonomia e Paleoicnologia do Neogénico Superior do sector Cacela – Huelva (SE da Ibéria). Tese Doutoramento Univ. Algarve, 308 p.
- SANTOS, A. R., 1973. Estudo geológico e geoquímico do Maciço de Monchique. Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciênc. Univ. Lisboa 13/2, 143-251.
- SANTOS, A., BOSKI, T., CACHÃO, M., MOURA, D., FONSECA, L., 1998a. Jazida fossilífera de Cacela (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve): um exemplo de Património Paleontológico a salvaguardar. Comun. Inst. Geol. Mineiro 84/2, G26-G29.
- SANTOS, A., BOSKI, T., SILVA, C. M., CACHÃO, M., MOURA, D., FONSECA, L., 1998b. Cacela's Paleontological Heritage in the Ria Formosa Natural Park (Algarve, Portugal). Comun. XIV Jornadas Paleontologia, 157-160, Tenerife.

- SARTORI, R., TORELLI, L., ZITELLINI, N., PEIS, D., LODOLO, E., 1994. Eastern segment of the Azores-Gibraltar line (central-eastern Atlantic): An oceanic plate boundary with diffuse compressional deformation. *Geology* 22, 555-558.
- SCHLAGER, W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society Bulletin* I/92, 197-211.
- SCHONFELD, J., ZAHN, R., ABREU, L., 2003. Surface and deep water response to rapid climate changes at the Western Iberian Margin. *Global Planetary Change* 36/4, 237-264.
- SCOPELLITI, G., BELLANCA, A., NERI, R., 2011. Petrography and carbonate isotope stratigraphy from MIS AND-1B core, Antarctica: Evidence of the early Pliocene warming event. *Global and Planetary Change*, 76, 22-32.
- SEPFONTAINE, M., 1974. Présence de *Protopenneroplis trochangulata* sp. nov. (Foraminifère) dans le Crétacé inférieur du Jura méridional et révision de *Protopenneroplis* Weynschenk, 1950. *Eclogae Geol. Helv.* 67/3, 605-628.
- SHACKLETON, N., SÁNCHEZ-GOÑI, M., PAILLER, D., LANCELOT, Y., 2003. Marine Isotope substage 5e and the Eemian Interglacial. *Global Planetary Change* 36, 151-155.
- SILVA, C. M., 2001. Gastrópodes Pliocénicos Marinhos de Portugal: Sistemática, Paleoecologia, Paleobiologia, Paleogeografia. Tese Doutorado Univ. Lisboa, 747 p.
- SILVA, C. M., CACHÃO, M., MARTINELL, J., DOMÉNECH, R., 1999. Bioerosional evidence of rocky palaeoshores in the Neogene of Portugal: environmental and stratigraphical significance. *Bull. Geol. Soc. Denmark* 45, 156-160.
- SILVA, M. L., 1988. Hidrogeologia do Miocénico do Algarve. Tese Doutorado Univ. Lisboa, 377 p.
- SILVA, M. O., 1984. Hidrogeologia do Algarve oriental. Tese Doutorado Univ. Lisboa, 260 p.
- SRIVASTAVA, S., ROEST, W., KOVACS, L., OAKEY, G., LÉVESQUE, S., VERHOEF, J., MACNAB, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics* 184, 229-260.
- SUN, S., 1982. Chemical composition and origin of Earth's primitive mantle. *Geochimica Cosmochimica Acta* 46, 179-192.
- TEIXEIRA, S., 1999. Contribuição para o conhecimento da evolução do litoral de Quarteira (Algarve-Portugal) nos últimos 8 000 anos. Al-Ulyã, 1-20, Loulé.
- TEIXEIRA, S., 2005. Evolução holocénica do litoral em regime transgressivo: o caso da costa de Quarteira (Algarve, Portugal). *Coastal Hope*, 121-124.
- TEIXEIRA, S., PINTO, C., 2002. Idades radiocarbono de calcarenitos emersos e submersos na Baía de Armação de Pêra (Algarve-Portugal). XI Seminário Ibérico Química Marinha, 2-73.
- TERRINHA, P., 1989. The internal structure of the Loulé Diapir (Algarve Basin, South Portugal), MSc thesis, Imperial College, Univ. London, 131 p.
- TERRINHA, P., 1998. Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD Thesis, Imperial College, Univ. London, 430 p.

- TERRINHA, P., COWARD, M., RIBEIRO, A., 1990. Salt tectonics in the Algarve Basin: the Loulé Diapir. *Comun. Serv. Geol. Port.* 76, 33-40.
- TERRINHA, P. e KULLBERG, M.C., 1998. An emplacement model for the Late-Cretaceous Igneous Massifs of Sintra, Sines and Monchique. *Comun.Inst. Geol. Mineiro* 84/1, D53-D56.
- TERRINHA, P., PINHEIRO, L., HENRIET, J.-P., MATIAS, L., IVANOV, M., MONTEIRO, J., AKHMETZHANOV, A., VOLKONSKAYA, A., CUNHA, T., SHASKIN, P., ROVERE M., the TTR10 Shipboard Scientific Party, 2003. Tsunamigenic-seismogenic structures, neotectonics, sedimentary processes and slope instability on the southwest Portuguese Margin. *Marine Geology* 195, 153-176.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, A., DIAS, R., CABRAL, J., ROCHA, R., 1995. Tectónica distensiva mesozóica e inversão tectónica meso-cenozóica no sector ocidental da Bacia do Algarve. *Livro Guia, G.G.E.T.*, 52 p.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, C., 1998. Nódulos de sílex e veios de quartzo hospedados na Formação «Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex», de idade Carixiana. Praia do Belixe, Algarve. *Comun. Inst. Geol. Mineiro* 84/1, A45-A48.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, C., KULLBERG, J. C., LOPES, C., ROCHA, R., RIBEIRO, A., 2002. Compressive Episodes and Faunal Isolation during Rifting, Southwest Iberia, *J. Geology* 110, 101-113.
- TERRINHA, P., MATIAS, L., VICENTE, J., DUARTE, J., LUÍS, J., PINHEIRO, L., LOURENÇO, N., DIEZ, S., ROSAS, F., MAGALHÃES, V., VALADARES, V., ZITELLINI, N., ROQUE, C., VÍCTOR, L. M. e MATESPRO Team, 2009. Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia–Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Mar. Geol.* 267, 156–174.
- VALADARES, V., 2004. O Complexo Alcalino de Monchique: novos dados de cartografia, geoquímica e geocronologia. Tese Mestrado Univ. Lisboa, 248 p.
- VALADARES, V., TERRINHA, P. & AZEVEDO, M. R., 2004. The Monchique alkaline complex: new data from geochemistry and isotope geology. *Geophysical Research Abstracts* 6.
- VAN DER VOO, R., 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Cambridge University Press.
- VANNEY, J., MOUGENOT, D., 1981. La plate-forme continentale portugaise et les provinces adjacentes. Analyse géomorphologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S. 28, 86 p.
- VEIGA-PIRES, C., MOURA, D., RODRIGUES, B., MACHADO, N., CAMPO, L., SIMONETTI, A., 2009. Provenance of Quaternary Sands in the Algarve (Portugal) Revealed by U–Pb Ages of Detrital Zircon. In: Nichols, G., Williams, E. & Paola, C. (Eds.), *Sedimentary Processes, Environments and Basins: A Tribute to Peter Friend*. Blackwell Publishing Ltd, 327- 340 p.
- VERATI, C., RAPAILLE, C., FÉRAUD, G., MARZOLI, A., BERTRAND, H., YOUNI, N., 2007.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 244/1-4, 308-325.
- WEINHOLTZ, M., 1978. Contribuição para o estudo da evolução das flechas de areia na costa sotavento do Algarve. *Direcção Geral Portos, Faro*.

- YOUBI, N., MARTINS, L., MUNHÁ, J., IBOUH, H., MADEIRA, J., AÏT CHAYEB, E., EL BOUKHARI, A., 2003. The late Triassic-Early Jurassic Volcanism of Morocco and Portugal in the framework of the Central Atlantic Magmatic Province. In: Hames, W. E., MacHone, J. M., Renne, P. R. & Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from fragments of Pangea*. AGU Geoph. Mon. Series 136, 179-207.
- ZBYSZEWSKI, G., 1948. O Miocénico marinho da região de Bensafrim (Algarve). *Bol. Soc. Geol. Portugal* 7, 55-65.
- ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA F., 1950. Os peixes miocénicos portugueses. *Comun. Serv. Geol. Portugal* 31, 309-412.
- ZITELLINI, N., CHIERICI, F., SARTORI, R., TORELLI, L., 1999. The tectonic source of the 1755 Lisbon earthquake and tsunami. *Annali Geofisica* 42/1, 49-55.
- ZITELLINI, N., GRÀCIA, E., MATIAS, L., TERRINHA, P., ABREU, M. A. P., DEALTERIIS, G., HENRIET, J. P., DAÑOBEITIA, J., MASSON, D., MULDER, T., RAMELLA, R., SOMOZA, L., DIEZ, S. 2009. The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Plan. Sci. Lett.* 280/1-4, 13-50.
- ZITELLINI, N., MENDES, L., CORDOBA, 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., RODRIGUEZ, P., ROVERE, M., TERRINHA, P., VIGLIOTTI L., ZAHINOS-RUIZ, A., 2001. Source of 1755 Lisbon earthquake and tsunami investigated, *EOS* 82/26, 282-285.
- ZITELLINI, N., ROVERE, M., TERRINHA, P., CHIERICI, F., MATIAS, L. & BIGSETS Team, 2004. Neogene through Quaternary Tectonic reactivation of SW Iberian passive margin. *Pure Appl. Geophys.* 161, 565-587.