

III.3. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica

J. C. Kullberg¹, R. B. Rocha², A. F. Soares³, J. Rey⁴, P. Terrinha⁵, A. C. Azerêdo⁶,
P. Callapez⁷, L. V. Duarte⁸, M. C. Kullberg⁹, L. Martins¹⁰, R. Miranda¹¹, C. Alves¹²,
J. Mata¹³, J. Madeira¹⁴, O. Mateus¹⁵, M. Moreira¹⁶ e C. R. Nogueira¹⁷

-
- ¹ Dep. Ciências da Terra (Fac. Ciências e Tecnologia/Univ. Nova Lisboa); Centro Investigação em Ciência e Engenharia Geológica (CICEGe) – jck@fct.unl.pt
- ² Dep. Ciências da Terra (Fac. Ciências e Tecnologia/Univ. Nova Lisboa); Centro de Investigação em Ciência e Engenharia Geológica (CICEGe) – rbr@fct.unl.pt
- ³ Centro de Investigação em Ciência e Engenharia Geológica (CICEGe/UNL) – soares.af@hotmail.com
- ⁴ Université Paul Sabatier (Toulouse – França) – jacques.rey3@free.fr
- ⁵ 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
- ⁶ Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – acazeredo@fc.ul.pt
- ⁷ Dep. Ciências Terra (Fac. Ciências/Univ. Coimbra); Centro de Geofísica da Univ. Coimbra – callapez@dct.uc.pt
- ⁸ Dep. Ciências Terra (Fac. Ciências/Univ. Coimbra); Marine and Environmental Research Centre – lduarte@dct.uc.pt
- ⁹ Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX)/Instituto D. Luís (IDL) – ckullberg@fc.ul.pt
- ¹⁰ Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – lmartins@fc.ul.pt
- ¹¹ Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL); Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX)/Instituto D. Luís (IDL) – rmmiranda@fc.ul.pt
- ¹² Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – carlosfalves@gmail.com
- ¹³ Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) – jmata@fc.ul.pt
- ¹⁴ Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX)/Instituto D. Luís (IDL) – jmadeira@fc.ul.pt
- ¹⁵ Dep. Ciências da Terra (Fac. Ciências e Tecnologia/Univ. Nova Lisboa); Centro Investigação em Ciência e Engenharia Geológica (CICEGe) – omateus@fct.unl.pt
- ¹⁶ Instituto Superior de Engenharia de Lisboa – ACF; Instituto Geofísico do Infante D. Luiz (IGIDL) – mmoreira@deea.isel.ipl.pt
- ¹⁷ Dep. Geologia (Fac. Ciências/Univ. Lisboa); Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX)/Instituto D. Luís (IDL) – crnogueira@fc.ul.pt

1. Introdução

A Bacia Lusitaniana¹⁸ é uma bacia sedimentar que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica (MOI¹⁹) durante parte do Mesozóico, e a sua dinâmica enquadra-se no contexto da fragmentação da Pangeia, mais especificamente da abertura do Atlântico Norte. Caracteriza-se como uma bacia distensiva, pertencente a uma margem continental do tipo atlântico de *rift* não vulcânica.

Ocupa mais de 20 000 km² na parte central da MOI, alongando-se por cerca de 200 km segundo direcção aproximada NNW-SSE e por mais de 100 km na direcção perpendicular; cerca de 2/3 aflora na área continental emersa e a restante área, encontra-se imersa, na plataforma continental (fig. 1). Trata-se da única bacia das margens do Atlântico Norte com extensa exposição superficial, pelo que tem atraído nas últimas décadas um número considerável de geólogos, especialistas de variados domínios, para a realização de trabalhos de investigação integrados em equipas nacionais e internacionais, muitas delas ligadas à indústria do petróleo. Ao longo das várias décadas de prospecção foram efectuadas cerca de 50 sondagens profundas e mais de 37 000 km de perfis sísmicos de reflexão 2D. Mais recentemente, iniciaram-se trabalhos de prospecção em águas profundas (*vide* Alves *et al.* e Afilhado *et al.*, respectivamente capítulos III.5 e III.6, neste volume).

Segundo Ribeiro *et al.* (1979) a evolução tectónica da Bacia Lusitaniana foi condicionada por falhas que se formaram durante o episódio de fracturação tardi-varisca aproximadamente entre os 300 e os 280 Ma. Este episódio tardi-orogénico resulta de imposição de regime de cisalhamento direito à micro-placa ibérica nos seus paleolimites ocidental, oriental, setentrional e meridional, dos quais resultariam as falhas de desligamento esquerdo de direcção aproximada NNE-SSW a NE-SW (Ribeiro, 2002). Outras falhas orogénicas variscas de orientação N-S (falha de Porto-Tomar) e NW-SE foram também importantes na estruturação da Bacia Lusitaniana, como adiante ficará patente.

Esta é a herança tectónica da Bacia que levou, durante o estiramento crostal mesozóico, à formação do conjunto de bacias marginais na MOI (fig. 1).

A evolução tectónica da Bacia Lusitaniana está condicionada pela distensão mesozóica relacionada com a abertura do Atlântico Norte, na proximidade do Atlântico Central, domínios oceânicos distintos separados pela Zona de Falha de Açores-Gibraltar (ZFAG). Esta constitui limite transformante entre placas que, numa fase inicial do ciclo alpino, ou seja da rotura da Pangeia, separou dois grandes continentes, a Laurásia a norte e a Gondwana a sul. A Ibéria localiza-se, assim, durante o Mesozóico, numa posição de charneira, cuja actividade está também relacionada com a evolução dos limites de placa: i) a

¹⁸ Também Bacia Lusitânica ou Bacia Lusitana, conforme os autores.

¹⁹ *Vide* lista de abreviaturas na pág. 320.

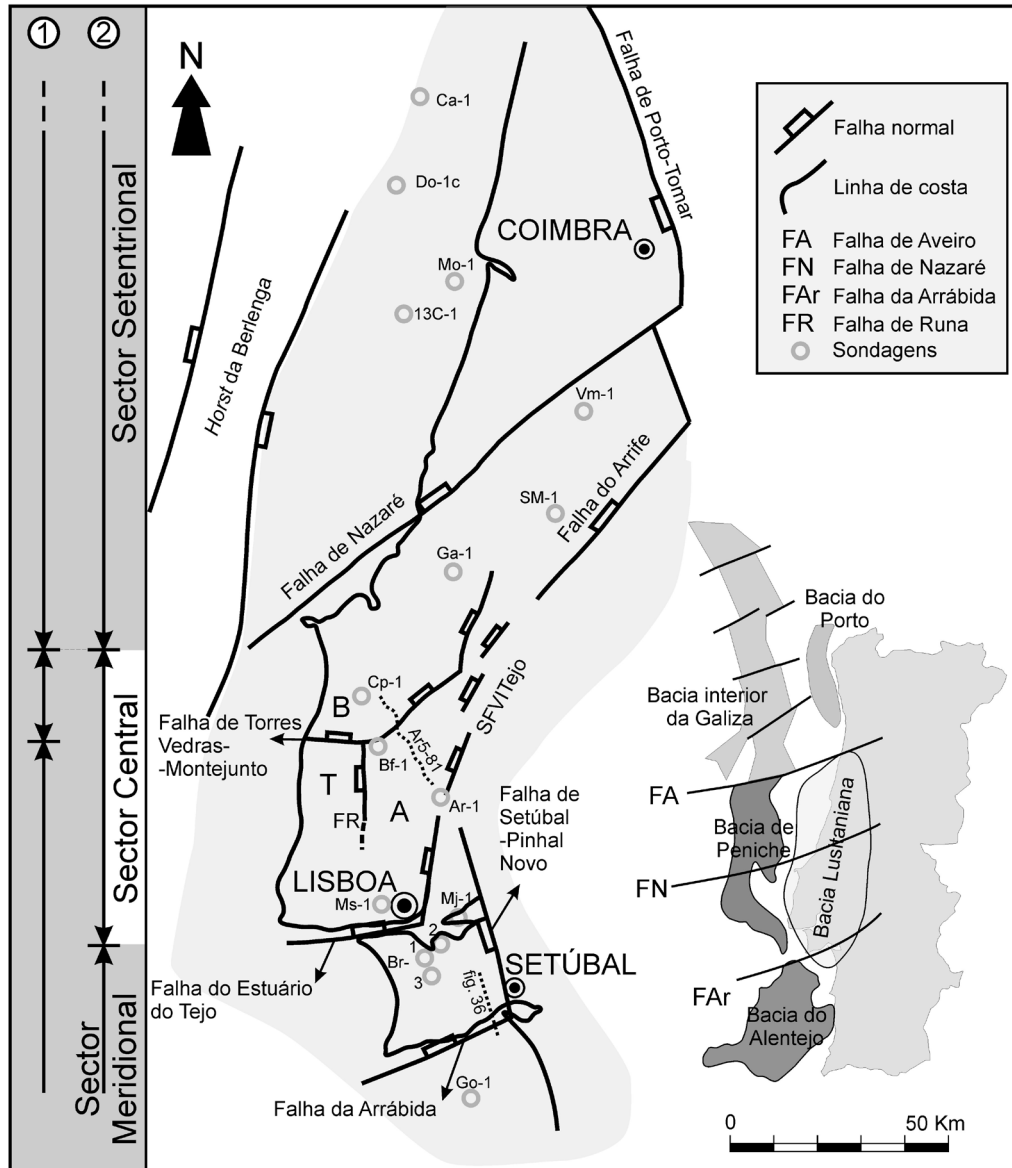


Figura 1. Enquadramento geográfico e tectónico da Bacia Lusitaniana e de outras bacias da Margem Ocidental Ibérica. Definição de sectores (1 – Rocha & Soares, 1984; 2 – Ribeiro *et al.*, 1996) e localização de perfis representados noutras figuras. A, B e T, sub-bacias formadas durante o 3º episódio de *rifting*, respectivamente: Arruda, Bombarral e Turcifal. Sondagens: Ca – Carapau, Do – Dourada, Mo – Moreia, Vm – Vermoil, SM – S. Mamede, Ga – Gaiteiros, Cp – Campelos, Bf – Benfeito, Ar – Arruda, Ms – Monsanto, Br – Barreiro, Mj – Montijo, Go – Golfinho (adapt. de Kullberg, 2000; Alves, 2005); para outras abreviaturas, consultar lista no final do texto.

sul, entre a África e a Eurásia, limite transcorrente ao longo da Zona de Falha de Açores Gibraltar e ii) a oeste, entre a Ibéria e a Terra Nova, limite divergente associado à evolução do Atlântico. Nas fases iniciais de desenvolvimento do proto-Atlântico Norte, desde o Triásico, a Ibéria encontra-se solidária ao continente norte-americano, mas por estiramento litosférico progressivo, acabará por ocorrer rotura crostal e consequente oceanização no final do Cretácico Inf.

Este conjunto de interações será assim responsável por evolução também complexa da MOI, onde se encontra a Bacia Lusitaniana, bacia intracratónica, interna, separada de uma zona externa por um relevo estrutural, o *horst* da Berlenga. Desta forma, alguns processos complexos, uns exógenos, outros de clara influência endógena, vão ficando registados na Bacia. Referimo-nos a episódios de inversão tectónica precoce, a um magmatismo muito ténue – para todos os efeitos podendo considerar-se margem continental de *rift*, não vulcânica – e a diapirismo que se encontra registado na sua área geográfica (*vide* § 4).

A evolução da Bacia, que se desenvolve genericamente em regime distensivo, faz-se ao longo de um período de 135 Ma segundo Wilson *et al.* (1996), embora tal pareça difícil de afirmar com tão grande exatidão, uma vez que está por determinar a idade dos primeiros depósitos da Bacia, do Triásico Méd. (?) a Sup. Como será pormenorizado mais à frente, desde o início da fragmentação continental, até à formação de crosta oceânica e consequente fim da Bacia Lusitaniana, ocorrem quatro episódios de *rifting*, ou seja, de aceleração da distensão, acompanhada por relaxamento pós-tectónico.

A variedade de direcções das falhas herdadas será responsável por forte compartimentação da Bacia; desta forma, a estruturação não se restringe à geometria dos seus bordos, mas outras orientações, nomeadamente de falhas orientadas entre NE-SW e E-W, vão desempenhar papel determinante na delimitação de sectores com evoluções tectono-sedimentares por vezes distintas. Este factor irá condicionar não apenas o estilo tectónico, mas também o conteúdo sedimentar.

Os sedimentos da Bacia depositaram-se principalmente sobre as unidades da Zona de Ossa Morena (ZOM) e provavelmente também da Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Dias & Ribeiro, 1995), pertencentes ao Maciço Hespérico, atingindo, nalguns locais, espessura máxima estimada na ordem de 5 000 m (Ribeiro *et al.*, 1979).

Os depósitos mais antigos reconhecidos são do Triásico Méd. (?) a Sup. (Ladiniano?-Carniano) (Rocha *et al.*, 1996) e os últimos sedimentos, associados ao estiramento litosférico, têm idade Aptiano Sup. Estes estão superiormente selados pela descontinuidade de rotura da Bacia (*breakup unconformity*) materializados pela unidade «Belasiano» (= Form. de Rodízio, *in* Rey, 1999, para os sectores central e meridional), contemporânea da anomalia J (Sibuet & Ryan, 1979; Vanney & Mougénou, 1981), actualmente a anomalia magnética M0r (125 ± 1.0 Ma, seg. Gradstein *et al.*, 2004). Durante este período, diferentes autores consideram vários episódios de *rifting*, em geral três (*e.g.* Olivet *et al.*, 1984; Montenat *et al.*,

1988; Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Soares *et al.*, 1993, parcialmente; Stapel *et al.*, 1996; Pinheiro *et al.*, 1996) ou quatro (e. g. Kullberg *et al.*, 1997, em parte; Rasmussen *et al.*, 1998; Kullberg, 2000; Alves *et al.*, 2002, 2006), com limites de episódios nem sempre coincidentes. A partir do Aptiano Sup. a MOI passa a constituir uma margem passiva, pelo menos na porção central correspondente à Bacia Lusitaniana, pelo que outros processos que posteriormente ali ocorrem apenas serão coincidentes geograficamente com a bacia de *rifting*, não lhe estando geneticamente associados.

Por razões de sistematização e afinidades de unidades litostratigráficas a descrever no próximo sub-capítulo, optou-se por agrupá-las em episódios de *rifting*, ou seja, por intervalos temporais marcados por uma coerência do ponto de vista tectono-sedimentar, e que influenciam de forma determinante as interações espacio-temporais daquelas unidades. Será aqui assumido o modelo de desenvolvimento da Bacia Lusitaniana ao longo de quatro episódios de *rifting*, com os intervalos propostos em Kullberg (2000).

Com base em variações de fácies e espessura das unidades litostratigráficas do Jurássico Inf. que afloram à superfície, Rocha & Soares (1984) dividiram a Bacia nos seguintes três sectores (fig. 1):

- a) *Setentrional*, limitado a sul pela falha de Nazaré, com grande espessura de sedimentos depositados durante o Jurássico Inf.-Méd. e o Cretácico Sup. – Paleogénico, estes formados noutro contexto geodinâmico.
- b) *Central*, situado entre as falhas de Nazaré a norte, e de Torres Vedras-Montejunto-Arrife a sul, onde o Jurássico Méd. aflora bem e apresenta fortes espessuras; corresponde, *grosso modo*, à área aflorante do actual Maciço Calcário Estremenho (MCE).
- c) *Meridional*, limitado a norte pelas falhas de Torres Vedras-Montejunto-Arrife e marcado pela importância da sedimentação do Jurássico Sup.-Cretácico Inf.

No entanto, atendendo a que: 1) relativamente às unidades do Jurássico Sup., largamente aflorantes entre Torres Vedras e Lisboa, existe grande coerência na dinâmica que subdivide esta área e a região a norte da falha de Torres Vedras-Montejunto em três sub-bacias, assim como 2) é no conjunto de falhas do Arrife-Sistema de Falhas do Vale Inferior do Tejo-Estuário do Tejo que ocorreu mais forte inversão da Bacia no Cenozóico, o que evidencia serem descontinuidades mais importantes a nível crostal, Ribeiro *et al.* (1996) e Kullberg (2000) propõem o limite entre os sectores central e meridional neste último limite tectónico (fig. 1). O sector meridional fica, assim, confinado à Península de Setúbal, na área emersa actualmente da Bacia.

Como foi referido, no Jurássico Sup. a Bacia Lusitaniana sofre forte reestruturação, que leva a diferenciação de diversas sub-bacias, no sector central: a sub-bacia de Bombarral a

norte, confinando com as sub-bacias de Turcifal a SW e de Arruda a SE, através da falha de Torres Vedras-Montejunto (FTVM) (Montenat *et al.*, 1988); o limite entre estas duas sub-bacias (de *half graben*) é marcado pela falha de Runa (fig. 1).

Uma unidade litostratigráfica merece desde já chamada de atenção especial, dado o papel que vai desempenhar na estruturação e estilo tectónico da Bacia Lusitaniana, mas especialmente após a sua selagem, na configuração deste sector emerso da MOI; trata-se das argilas e margas evaporíticas do Trásico Sup.-Jurássico Inf., originalmente designadas por Margas de Dagorda por Choffat (1882), que possuem características físicas (densidade e reologia) particulares, sendo responsáveis principalmente pelo diapirismo e pelos deslocamentos basais, associados a falhas normais lítricas (durante a distensão mesozóica) ou a cavalgamentos peliculares (durante a inversão tectónica cenozóica).

Este trabalho não se limita ao desenvolvimento da MOI na sua porção actualmente emersa durante o período distensivo, mesozóico, responsável pelo desenvolvimento da Bacia Lusitaniana. Nele são apresentados e discutidos um conjunto de processos que ocorreram posteriormente e que se encontram particularmente desenvolvidos na sua área geográfica; referimo-nos, em concreto, ao magmatismo, ao diapirismo e à inversão tectónica que ocorreram entre o Cretácico Sup. e o Neogénico. Quanto à evolução tectono-sedimentar de bacias neste intervalo de tempo consultar Pais *et al.* (capítulo III.7, neste volume).

2. Unidades estratigráficas da Bacia Lusitaniana

2.1. Litostratigrafia

Diversas têm sido as unidades litostratigráficas propostas por diferentes autores desde o século XIX para o Mesozóico da Bacia Lusitaniana. Nos sub-capítulos seguintes é feita descrição mais ou menos pormenorizada destas unidades, apresentando-se as correlações entre as unidades de diferentes autores, uma vez que estes nem sempre utilizam a mesma designação para o mesmo conjunto de corpos líticos. Apesar de o objectivo do presente texto se centrar na evolução geodinâmica da Bacia, são feitas, aquando da apresentação das unidades litostratigráficas, um conjunto de referências complementares sobre os aspectos bio e cronostratigráficos.

As formações agora referidas constituem um quadro genérico a nível da Bacia, têm valor cartográfico, pelo que seria importante que as unidades utilizadas nas legendas da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 pudessem ser com estas correlacionadas. A mesma questão se coloca relativamente aos Grupos apresentados relativamente à Carta na escala 1/200 000.

Para o 1º e 2º episódios de *rifting* e no que respeita o Jurássico Inf., são essencialmente descritas as unidades do sector Setentrional, por ser aquele que apresenta melhores cortes geológicos, em regra mais fossilíferos e onde as correlações são mais fáceis; estas unidades são facilmente comparáveis com as do Sector Central, pelo menos até o topo do Jurássico Inf. Quanto ao Jurássico Méd., uma vez que as unidades estão bem expostas no sector central, elas são particularmente focadas na presente descrição. A descrição das unidades do Jurássico Sup. é feita com base nas do sector central (fig. 1).

2.1.1. 1º episódio de *rifting* (Triásico-Sinemuriano)

A fig. 2 dá conta das principais unidades utilizadas (algumas formalizadas pelo uso), especialmente no *onshore*, e das suas possíveis equivalências.

A participação de termos predominantemente siliciclásticos, organizados na dependência directa de relevos rejuvenescidos a oriente (Palain, 1976) e com arquitecturas complexas por evolução de sistemas aluviais e fluviais meandrizados a costeiros e evaporíticos de plataforma de maré, é particularmente significativa no Grupo dos «Grés de Silves» da margem oriental e na Form. de Dagorda das áreas mais centrais da Bacia.

Na fig. 3 apresentam-se as correlações no interior do **Grupo dos «Grés de Silves»** ou **Grupo de Silves** (Soares *et al.*, 1985, 2010; Rocha *et al.*, 1987, 1996) (= *Grès de Silves*, Choffat, 1887; Palain, 1976; = «Grés de Silves», Rocha, 1976; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; Soares *et al.*, 1993), tomando como referência o perfil de Conraria-Castelo Viegas-Pereiros, junto a Coimbra, na margem sul do Mondego (Choffat, 1894, 1903; Palain, 1976; Soares *et al.*, 2010), tratado normalmente como tipo da unidade a norte do Tejo.

Tanto para norte, na região de Águeda-Angeja-Macinhata do Vouga, como para sul, na região de Tomar, o Grupo de Silves ganha outras expressões, perdendo-se o significado das subunidades localmente citadas. Por exemplo, os Arenitos de Eirol, individualizados na região de Águeda, têm sido considerados como equivalentes da parte superior da Form. de Conraria (Palain, 1976).

Na região de Tomar, em Arega, a sul de Mações de D. Maria, o Grupo de Silves parece ter espessura não superior a 60 m, com um termo inferior areno-conglomerático vermelho (= Form. de Conraria ?; 30 ± 5 m) e outro superior, areno-conglomerático esbranquiçado, que transgride sobre o Pré-câmbrico (Arenitos de Arega; 20 ± 5 m). Mais a sul, nas proximidades de Alviobeira, o Grupo tem uma espessura não superior a 35 ± 5 m, dos quais apenas cerca de 9 m dizem respeito a corpos areno-conglomeráticos, sob unidade essencialmente arenosa com *Isocyprina* (*Eotrapezium*) *germari* e *Promathildia* (*Teretrina*) *turritella* (9 m). Ainda na região de Tomar, mais para Ocidente, em Jamprestes-Laranjeira, no corpo areno-conglomerático vermelho do Grupo, com cerca de 60 m, parcialmente silicificado, não é

possível identificar qualquer subunidade. Contudo, a norte, na região de Alvaiázere, já se identificam as três unidades clássicas da região de Coimbra. As variações de fácies aí observadas, sobretudo a nível da Form. de Conraria, levam a considerar imposições do próprio núcleo precâmbrico das serras de Quinta e de Nexebra, limite sul da depressão estrutural de Avelar-Almofala, onde ganhou expressão a Form. de Pereiros.

No perfil tipo, a **Form. de Conraria** (Soares *et al.* in Rocha *et al.*, 1996; Gomes, 1996; Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2007, 2010) (= Cam. de Conraria, Carvalho, 1950; Soares *et al.*, 1985; Soares *et al.* in Rocha *et al.*, 1996; = sequências A1+A2, Palain, 1976; = Cam. de Conraria+Grès com *Voltzia ribeiroi*, Rocha *et al.*, 1990) é formada, na parte inferior (=A1 in Palain, 1976) (40 m), por arcoses e subarcoses, muito grosseiras, conglomeráticas, subcompactadas a compactadas (por cimentação fêrrica), com estruturas oblíquas e cor vermelho tijolo, compondo canais métricos, raramente decamétricos. A unidade superior (= Grès com *Voltzia ribeiroi*; =A2 in Palain, 1976) corresponde a areno-pelitos e pelitos laminados, de cor vermelho violáceo e/ou cinzento, por vezes com finas estruturas oblíquas de baixo ângulo ou com estruturas onduladas (tipo *flaser*), bioturbadas e ricas de fragmentos carbonosos que alternam com estratos centimétricos ou decimétricos de arcossarenitos finos, micáceos e dolomitos e/ou dolomitos arenosos amarelados. As variações de espessura são particularmente vincadas, 140±20 m a sul do Mondego, em Conraria, ≤ 50 m em Coimbra; nalguns locais esta formação não está presente. Do ponto de vista paleogeográfico a formação corresponde à organização de uma planície aluvial que sustentou, localmente, áreas de encharcamento salino, com subsidência preferencial; o clima terá sido árido, com períodos curtos de fortes precipitações (Soares *et al.*, 2007).

Os arcossarenitos grosseiros a médios do topo da Form. de Conraria estão truncados por uma superfície de descontinuidade, erosiva (D2a in Soares *et al.*, 2010), que tem valor de limite com expressão na cartografia (Rocha *et al.*, 1990; Soares *et al.* in Rocha *et al.*, 1996; Soares *et al.*, 2007, 2010).

A **Form. de Castelo Viegas** (= Cam. de Castelo Viegas, Carvalho, 1950; Soares *et al.*, 1985; Rocha *et al.*, 1990; = Form. de Castelo Viegas, Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2007) foi recentemente subdividida (Soares *et al.*, 2010) em duas unidades, a saber, na base a **Form. de Penela** (= parte inferior da sequência B1, Palain, 1976; = MS2, Soares *et al.*, 2010) e, na parte superior, a **Form. de Castelo Viegas s. s.** (= parte superior da sequência B1+seq. B2, Palain, 1976; = MS3, Soares *et al.*, 2010). A primeira é correlativa da parte superior dos *Grès rouge brique* (Choffat, 1894); a segunda compreende a totalidade dos *Grès à nuances claires* (Choffat, 1894).

A **Form. de Penela** é predominantemente areno-conglomerática avermelhada, com cerca de 90 m em Coimbra e 120 m em Penela. No topo podem individualizar-se as **Cam. de Melhorado**, com cerca de 15 m, constituídas por arenitos finos, micáceos e pelitos castanhos e violáceos, com nódulos e bancadas (10 a 20 cm) irregulares calco-dolomíticas que,

no topo, estão ravinadas por conglomerado grosseiro, polimítico. Esta superfície de descontinuidade (D2b *in* Soares *et al.*, 2010) tem carácter regional com significado de discordância cartográfica.

As fácies dominantes na **Form. de Castelo Viegas s. s.** são arcossarenitos grosseiros a muito grosseiros e microconglomerados arcóscicos cujas espessuras variam entre 110 m, entre Coimbra e Lares, e 80 m, em Monforte e Penela-Podentes. Para o topo, passam a corpos areno-margosos e calco-margosos com fósseis marinhos; são as chamadas «Camadas com *Isocyprina* (*E.*) *germari* e *Promathildia* (*T.*) *turritella*» (= cam. 13-15 de Choffat, 1894; = seq. B2, Palain, 1976).

Em descontinuidade sobre a Form. de Castelo Viegas (D3a *in* Soares *et al.*, 2010) segue-se a **Form. de Pereiros** (Rocha *et al.*, 1996; Azerêdo *et al.*, 2003) (= *pars* Camadas de Pereiros, Choffat, 1880; Carvalho, 1950; Mouterde *et al.*, 1972; Soares *et al.*, 1993) que corresponde, na base, à articulação de camadas de arcossarenitos grosseiros a muito grosseiros, esbranquiçados ou acastanhados, com estruturas oblíquas planares e raros fósseis de *Clathropteris meniscoides* (= cam. 15 de Choffat, 1894); superiormente, situa-se um corpo de pelitos e dolomitos arenosos. As espessuras máximas têm sido registadas em Avelar-Almofala (130 ± 20 m), a sul e Sangalhos (110 m), a norte; na região de Coimbra as espessuras rondam 50 ± 10 m, enquanto em Penela podem atingir 80 m. Nestas duas últimas regiões são particularmente significativas as interstratificações, por vezes lenticulares a nível de afloramento, de dolomitos arenosos e biodetríticos (*packstones* a *grainstones*), localmente com brechas de fragmentos de crostas dolomíticas ou com finas laminações estromatolíticas. Em Avelar, os corpos dolomíticos brechóides, lenticulares, associam-se a estruturas denunciadoras de variações de energia (tempestitos). A norte, em Sangalhos e sob um primeiro corpo de pelitos laminados em parte fortemente bioturbado e com arenitos finos com estratificação cruzada a laminada (≥ 80 m) há um corpo arcóscico-arenítico, grosseiro a muito grosseiro, conglomerático, com cerca de 5 m e com fósseis de vegetais (sequência de canais de maré). Os cortejos argilosos denunciam associações onde dominam as ilites normalmente degradadas, esmectites + clorites e interstratificados irregulares. Raras associações são definidas pela presença de vermiculites ou de um interstratificado regular tipo corrensense. A caulinite, praticamente presente em todas as amostras estudadas, não vai além de 20% do total das associações.

Nas zonas mais internas da Bacia, a **Form. de Dagorda** (Rocha *et al.*, 1996; Azerêdo *et al.*, 2003) (= Margas de Dagorda Choffat, 1882; Mouterde *et al.*, 1972; Soares *et al.*, 1993), cujas relações com as unidades do Grupo de Silves têm vindo a ser desenvolvidas (Soares *et al.*, 1988; Rocha *et al.*, 1989; Soares *et al.*, 1993), traduz regimes evaporíticos complexos (Zbyszewski, 1959) e perfaz, em termos pelito-evaporíticos, $60 \pm 10\%$ das colunas sedimentares. A participação essencialmente evaporítica é variável no quadro de uma possível coordenação por um mínimo (?) de duas áreas depocênticas (Wilson & Leinfelder, 1990): uma

a norte, com funcionalidade no diapiro de Caldas da Rainha-Monte Real, outra a sul, nos diapiros de Pinhal Novo e Sesimbra, postos na dependência da fracturação do Baixo Tejo (sobre a fracturação *vide* Cabral, 1993).

De acordo com os trabalhos da Shell Prospex Portuguesa (*in* Watkinson, 1989), a Form. de Dagorda subdivide-se em três membros, particularmente expressos na sondagem de S. Mamede (*op. cit.*, fig. 1.7). De cima para baixo observam-se: 1 – Membro dolomítico (250-320 m), essencialmente dolomítico ou margo-dolomítico com pelitos vermelhos e/ou acinzentados e evaporitos; 2 – Membro salífero/dolomítico (60-850 m), predominantemente dolomítico e/ou calco-margoso e margoso rico de evaporitos (anidrite e halite); 3 – Membro salífero (= *Halite mb. in op. cit.*, fig. 1.7) (290-800 m), caracterizado pelo domínio acentuado de halite, por vezes interstratificada com margas dolomíticas e/ou pelitos margosos e anidrite.

Um dos problemas fundamentais dos corpos da base do Mesozóico prende-se com a respectiva datação. Sem ser exaustivo, refere-se que, com os elementos paleontológicos conhecidos, é possível que o Grupo de Silves, bem como a Form. de Dagorda (Choffat, 1880, 1903; Saporta, 1894; Boehm, 1903; Teixeira, 1946, 1948; Carvalho, 1949, 1950; Doubinger *et al.*, 1970; Fischer & Palain, 1971; Adloff *et al.*, 1974; Palain, 1976) não sejam mais antigos que o Carniano e atinjam, no limite superior, o Hetangiano- Sinemuriano Inf. Contudo, se se admitir para os Arenitos com *Voltzia ribeiroi* idade carniana, é possível que o corpo inferior da Form. de Conraria (fácies Buntsandstein) possa ser mais antigo, de idade Triásico Méd. (Rocha *et al.*, 1989) ou mesmo, talvez, Inf.

O **Grupo de Coimbra** (Soares *et al.*, 2007) (= Form. dos Calcários de Coimbra²⁰, Rocha *et al.*, 1996; = Form. de Coimbra, Rocha *et al.*; 1990, Duarte & Soares, 2002; Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2006a; = Cam. de Coimbra, Choffat, 1880; Mouterde *et al.*, 1972; Soares *et al.*, 1985, 1993; = Faciès de Coimbra, Choffat, 1903) têm, no perfil combinado entre Pereiros e Lamas, dois corpos fundamentais (Choffat, 1903): na base, dolomitos e argilitos (70 a 80 m), no topo calcários dolomíticos e calcários (= Complexo com bancos mais espessos ≥ 110 m). Soares *et al.* (1985) subdividiram a unidade, na região de Coimbra, em:

- na base, a **Form. de Coimbra** (= Cam. de Coimbra s. s.; Soares *et al.*, 1985; Kullberg *et al.*, 2006a; = Dolomitos e calcários dolomíticos, Mouterde & Rocha, 1981; = membro dolomítico *in* Azerêdo *et al.*, 2003) (60 $\pm$ 20 m na região de Coimbra, 70 a 80 m mais a sul, entre Pereiros e Lamas e Penela-Rabaçal), dolo-

²⁰ O International Stratigraphic Guide (Murphy & Salvador, 1999) refere que, no caso das unidades litostratigráficas, o termo litológico indicando o tipo de rocha dominante pode ser usado em vez da categoria da unidade (neste caso, Formação e Membro); no entanto o uso da categoria da unidade é a situação aconselhada. A utilização conjunta do termo litológico e da categoria da unidade é situação que o Guia desaconselha (*op. cit.*, § F.1).

mitos (*wackestones* a *grainstones* com estratificação entrecruzada e dolomititos com laminação paralela ou ondulada) interstratificados com pelitos cinzentos a avermelhados, por vezes pseudobrechóides;

- no topo, a **Form. de S. Miguel** (= *Cam. de S. Miguel*, Kullberg *et al.*, 2006a) (= Calcários e margo-calcários, Mousterde & Rocha, 1981; = *Cam. de S. Miguel*, Soares *et al.*, 1985, Rocha *et al.*, 1990) (= membro calcário *in* Azerêdo *et al.*, 2003) (40±10 m na região de Coimbra, 110 a 140 m mais a sul, entre Pereiros e Lamas e Penela-Rabaçal), calcários dolomíticos e calcários interstratificados com margas cinzentas. O limite entre estas duas subunidades é heterócrono, função do processo complexo de dolomitização. A presença de *Ptycharietites* sp., *Epophioceras* sp., *Oxynotoceras choffati*, *Echioceras* (*Leptechioceras*) *hugi* e *E. (Paltechioceras)* cf. *nobile*, na Form. de S. Miguel da região de Coimbra, aponta para idade Sinemuriano Sup. (Lotaringiano); é igualmente frequente nesta unidade a presença de braquiópodes («*Terebratula*» *ribeiroi*) e lamelibrânquios (*Gryphaea obliqua*, *Pholadomya reticulata*). Para o tecto as camadas são mais fossilíferas (presença de *Gemellaroceras*) e pertencem já à base do Pliensbaquiano Inf. (Zona de Jamesoni) (Soares *et al.*, 1985).

Um dos problemas fundamentais deste Grupo, a mascarar mesmo os limites das suas subunidades, prende-se com a redolomitização que chega a ocupar grande parte da Form. de S. Miguel. A norte de Coimbra esta redolomitização faz-se sentir na totalidade da Zona de Jamesoni (base do Pliensbaquiano Inf.), enquanto a sul, entre Carvalhais e Palheira a dolomitização chega acima do nível margo, cinzento, com *Gemellaroceras* sp. (Soares *in* Soares *et al.*, 2007).

Para sul, na região de Tomar-Jamprstes, há destipificação progressiva (?) do Grupo, com os dolomititos, ricos de laminações estromatolíticas, interstratificados com calcários margo-esbranquiçados e homogéneos e pelitos cinzentos e/ou avermelhados (≥ 50 m). Para o tecto e sobre descontinuidade marcada pela ocorrência de arcose arenítica grosseira a muito grosseira esbranquiçada (0,10 m), desenvolve-se uma barra de calcários a calcários dolomíticos, amarelados a acastanhados, localmente fossilíferos. Esta barra calcária deve ser correlativa a parte (?) das Cam. de S. Miguel (= cam. 1 a 5 de Choffat, 1909; Zona de Jamesoni *in* Mousterde *et al.*, 1971); sobre ela, em descontinuidade, ocorrem margas do Pliensbaquiano Inf.

Na porção ocidental da Bacia, a Form. de Coimbra é observável em Montemor-o-Velho, Brenha, S. Pedro de Moel e Peniche, exibindo características sedimentares muito similares (Mousterde, 1967; Mousterde *et al.*, 1978, 1980; Mousterde & Rocha, 1981). Em trabalhos recentes, Duarte *et al.* (2008) e Azerêdo *et al.* (2010) caracterizaram pormenorizadamente a sucessão estratigráfica desta unidade sinemuriana em S. Pedro de Moel.

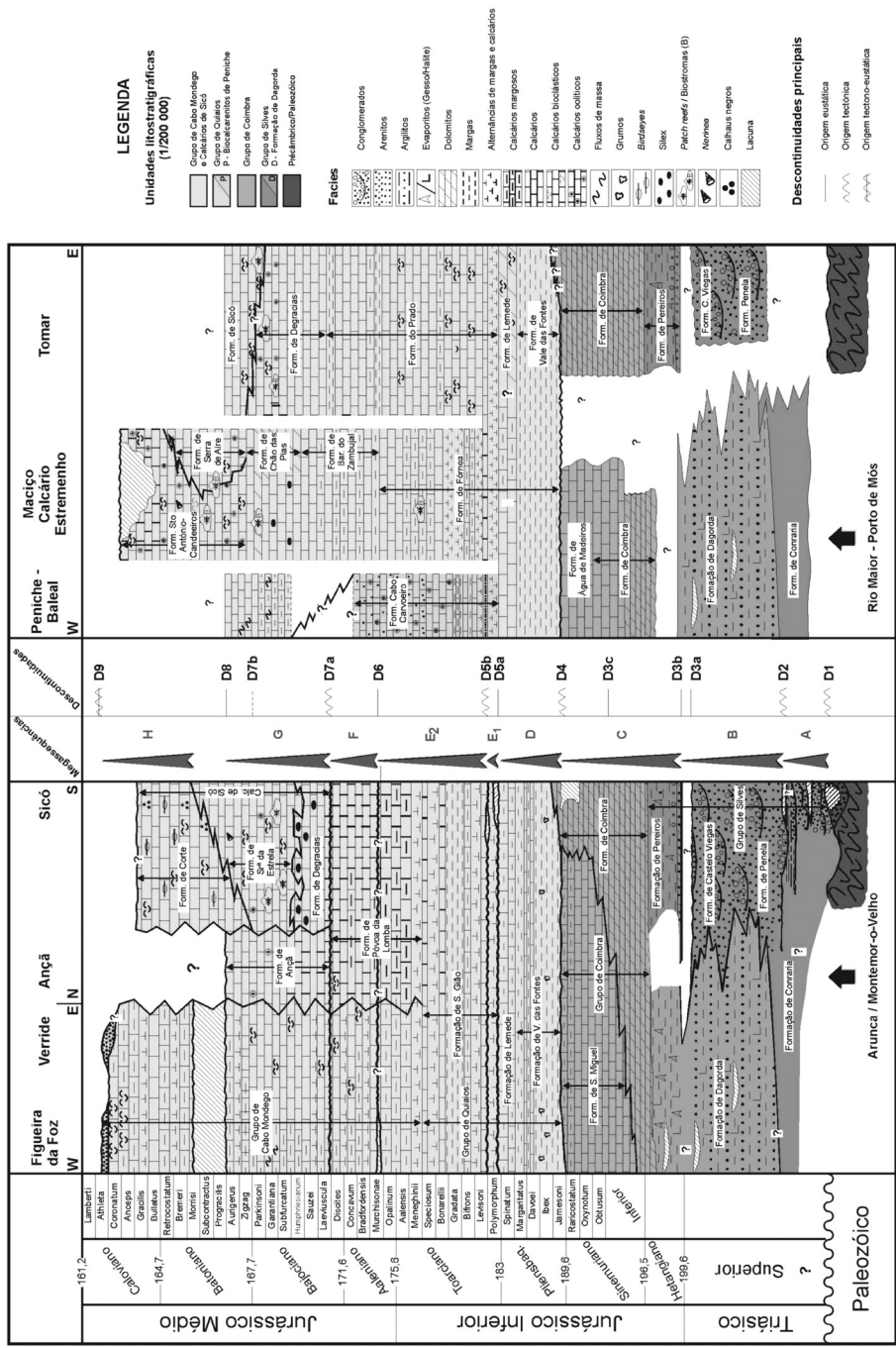


Figura 2. Unidades litostratigráficas dos sectores setentrional e central da Bacia Lusitaniana, no intervalo Triásico-Jurássico Méd. (Caloviano Sup.), para o 1º e 2º (pars) episódios de *rifting* (seg. Soares *et al.*, 1993, 2007, 2010; Rocha *et al.*, 1996; Duarte & Soares 2002; Azerêdo *et al.*, 2003; Azerêdo, 2007). Ver fig. a cores na pág. II do Anexo, no final deste volume.

Choffat (1880 - 1903)	Carvalho (1950)	Soares <i>et al.</i> (1985)	Palain (1976)	Rocha <i>et al.</i> (1987)	Rocha <i>et al.</i> (1996)	Soares <i>et al.</i> (2010)
Camadas de Pereiros (108-129 m) (50-60 m)			C2	Argilitos e areias dolomíticas	GRUPO DOS "GRÉS DE SILVES"	Form. de Pereiros
			C1 (10 m)	Arenitos com <i>Clathropteris meniscoides</i>		
			B2 (6 m)	Areias dolomíticas com <i>Isocyprina</i> e <i>Promathildia</i> sp.		
"Grés à nuance claire" (115-129 m)	Cam. de Castelo Viegas (200 m)	Cam. de Castelo Viegas (170-190 m)	B1 (210 m)	Cam. de Castelo Viegas		Form. de Castelo Viegas Form. de Penela
"Grés à rouge brique" (213-269 m)	Cam. de Conraria (420 m)	Cam. de Conraria (≤ 50 m)	A2 (80 m)	Arenitos com <i>Voltzia ribeiroi</i>		Form. de Conraria
			A1 (100-140 m)	Arenitos de Conraria		

Figura 3. Organização litostratigráfica do Grupo de Silves.

Com efeito, o Grupo de Coimbra mostra neste sector da Bacia espessura superior a 120 m, sendo composto por dolomiticos, calcários dolomíticos, bioconstruídos, margosos e bioclásticos, com raros intervalos margosos; entre os aspectos mais relevantes ocorrem construções estromatolíticas, predominantemente domiformes, às quais se sobrepõe sucessão de calcários mais ou menos bioclásticos e extremamente fossilíferos. Entre estes destacam-se lumachelas de bivalves (dominadas por *Unicardium costae*; Mousterde *et al.*, 1981), de gasterópodes e dos icnogéneros *Thalassinoides* e *Rhizocorallium*. Na parte superior deste conjunto ocorrem *Ptycharietites* (*P.*) *ptychogenos*, *P.* (*P.*) *heterogenus*, *P. muellense* e *P. (Pompeckioceras) oncocephalus*, considerados os primeiros registos de amonóides da Bacia Lusitaniana, datados da Zona de Obtusum (Subzonas de Stellare ou Denotatus ?) (Mousterde & Rocha, 1981; Dommergues *et al.*, 2003, 2009). O topo da Form. de Coimbra em S. Pedro de Moel é materializado por sucessão de calcários, muito fossilíferos, onde se destaca a ocorrência de braquiópodes e de *Gryphaea obliqua* (Mousterde, 1967a; Mousterde & Rocha, 1981).

Ainda neste bordo ocidental da Bacia, define-se a **Form. de Água de Madeiros** (Duarte & Soares, 2002) [equivalente parcial de: Cam. com *Gryphaea obliqua* (Choffat, 1880); = Cam. de S. Miguel definidas para a região de Coimbra (Soares *et al.*, 1985); = parte superior das Cam. de Coimbra, definida para a região de Cantanhede (Barbosa *et al.*, 1988)], unidade

que se sobrepõe à Form. de Coimbra, sendo composta por alternâncias de margas (mais ou menos laminadas), calcários margosos, micríticos e bioclásticos, em sucessão rica de matéria orgânica e de macrofauna nectónica e bentónica (Duarte *et al.*, 2006, 2008, 2010). Bem definida em S. Pedro de Moel (onde se define a localidade-tipo), Peniche, Serra de Boa Viagem e Montemor-o-Velho, esta unidade é considerada equivalente lateral das Camadas de S. Miguel (Soares *et al.*, 1985, 1993) subdividindo-se nos membros de Polvoeira e da Praia da Pedra Lisa (ver Duarte & Soares, 2002):

O **Membro de Polvoeira** é composto por alternâncias de margas e de calcários margosos de cor cinzenta, muito ricas de matéria orgânica (Duarte *et al.*, 2006, 2010). Em S. Pedro de Moel registam-se, na base da unidade, níveis muito ricos de bivalves (*Gryphaea obliqua*) e braquiópodes [*Terebratula ribeiroi*, *Gibbirhynchia curviceps*, *Zeilleria* (Z.) *quiaiosensis*]; no topo do membro (últimos 16 m), bem visível na praia de Água de Madeiros, são notáveis alguns horizontes muito fossilíferos, onde se destacam amonóides [*Echioceras* (*Paltechioceras*) cf. *nobile*, *E. (Leptechioceras) hugi*, *Oxynoticeras* (*Gleviceras*) *guibalianum*, *O. choffati* e *Gemmellaroceras* sp.] e restos de peixes actinoptérígios (*Furo* cf. *orthostomus* e *Proleptolepis* sp.) (Mouterde, 1967ab; Antunes *et al.*, 1981). Os amonóides, presentes essencialmente na parte superior da unidade, permitem enquadrar este membro no intervalo entre as Zonas de Oxynotum e de Raricostatum. Estes níveis fossilíferos da Zona de Raricostatum são reconhecidos em Peniche, Serra de Boa Viagem e em Montemor-o-Velho. Em Peniche, foi recolhida fauna rica e variada [*Echioceras*, *E. (Paltechioceras)*, *Gryphaea obliqua*, *Pholidomya* (Ph.) *reticulata*, Ph. (Ph.) *ambigua* (= Ph. *idea* in Choffat, 1893), *Cuneirhynchia oxynoti*, *Homeorhynchia ranina*, *Spiriferina tumida*; Mouterde, 1955; Mouterde & Rocha, 1981; Mouterde *et al.* (1983)]. A espessura da unidade varia entre 10 m em Peniche e 42 m em S. Pedro de Moel (Duarte *et al.*, 2010).

O **Membro da Praia de Pedra Lisa** (= Calcários maciços com *Deroceras*; Mouterde, 1967a), bem visível em Água de Madeiros (S. Pedro de Moel) e em Peniche, está materializado por série fundamentalmente calcária (*mudstones* a *packstones*), embora no primeiro sector mostre algumas alternâncias margosas. De facto, em Água de Madeiros, este membro expressa-se na base por sucessão de calcários microsparíticos (cerca de 9 m), pouco fossilíferos, a que se segue conjunto alternante de calcários decimétricos e margas cinzentas centimétricas (cerca de 7 m). A presença de *Deroceratídeos* (*Apodoceras leckenbyi*, A. cf. *dunrobinense*, *Eoderoceras armatum*, *E. gr. miles*; Mouterde, 1967 ab; Mouterde & Rocha, 1981; revisão em curso) registados nestes últimos níveis permitem datar o topo deste membro, e consequentemente da **Form. de Água de Madeiros**, da base da Zona de Jamesoni (Mouterde *et al.*, 1983; Edmunds *et al.*, 2003; Duarte *et al.*, 2010).

No sector sul da Bacia (Arrábida-Sesimbra²¹), a sucessão equivalente a esta [Dolomitos de Sesimbra; Manuppella & Azerêdo, 1996; = parte inferior da Form. de Sesimbra (ver adiante) *in* Azerêdo *et al.*, 2003)] mostra sempre fácies dolomítica, a qual persiste até o Pliensbaquiano Inf. Esta unidade (informal) inclui termos laminares constituídos por alternância de crostas microbiano-algais com leitos de pelóides e intraclastos, evidenciando ambiente margino-marinho.

2.1.2. 2º episódio de rifting (Pliensbaquiano-Oxfordiano)

2.1.2.1. A sedimentação margo-calcária do Pliensbaquiano e do Toarciano

À semelhança de outros compartimentos temporais da Bacia, as séries do Pliensbaquiano e do Toarciano mostram um conjunto assinalável de afloramentos. A mancha cartográfica abrange ambas as extremidades do *onshore* da Bacia, onde se incluem toda a faixa meridiana contínua entre Tomar e Anadia, o sector compreendido entre Cantanhede e a Figueira da Foz, e os afloramentos mais restritos de Soure, Porto de Mós, Maceira, S. Pedro de Moel, Serra d'El Rei, Peniche e Arrábida. Com excepção de Arrábida, Tomar e, parcialmente, Peniche, o Pliensbaquiano e o Toarciano da Bacia são geralmente dominados por depósitos hemipelágicos, representados por alternâncias marga/calcário, muito ricos de macrofauna nectónica (amonites e belemnites) e bentónica (braquiópodes, bivalves, crinóides, esponjas siliciosas). Os registos de amonóides existentes em praticamente toda a coluna sedimentar da maioria dos sectores citados, permitem boa resolução biostratigráfica (Mouterde, 1955, 1967ab; Mouterde *et al.*, 1964-65, 1971, 1978, 1980, 1983, 2007; Mouterde & Rocha, 1983, 1988; Phelps, 1985; Dommergues 1987; Rocha *et al.*, 1987, 1996; Elmi *et al.*, 1989; Henriques, 1992; Rocha, 2007 e referências aí contidas), que engloba ainda quadros recentemente publicados para os ostracodos (N'Zaba-Makaya *et al.*, 2003) e os nanofósseis calcários (Perilli & Duarte, 2006; Oliveira *et al.*, 2007).

O intervalo compreendido entre a base do Pliensbaquiano e o topo do Toarciano, ou seja, entre a base da Zona de Jamesoni e a Zona de Meneghinii, é materializado pela suces-

²¹ O facto das unidades aflorantes na Arrábida se encontrarem no extremo sul da Bacia confere-lhe alguma individualidade que se reflecte em ambientes deposicionais diversos de outras áreas da Bacia. A inexistência de continuidade cartográfica com os outros sectores e, também, nalguns casos, a ausência de bons fósseis de idade, dificultam o estabelecimento de correlações, muitas vezes mesmo entre unidades situadas dentro deste sector. As condições de confinamento, pequena profundidade, fraca circulação de águas nos ambientes marinhos, especialmente de diversos intervalos temporais no Jurássico Inferior e Médio, que favoreceu a formação, por exemplo, de dolomitos, deve-se ao posicionamento paleogeográfico da região no contexto da evolução da Bacia. Esta dolomitização, geralmente secundária, dificulta a execução de cartografia geológica e o estabelecimento de correlações estratigráficas.

são e equivalência de um conjunto de formações (algumas delas formalizadas em Duarte & Soares, 2002) que, no seu conjunto, constituem o **Grupo de Quiaios** [Pliensbaquiano Inf.-Toarciano Sup.²²] (= Form. dos Calcários e Margas de Quiaios, Rocha *et al.*, 1996; = Margas e calcários margosos de Cantanhede, Barbosa *et al.*, 1988) (figs. 2 e 4). Na generalidade da Bacia identificam-se, para este intervalo, três formações: Vale das Fontes, Lemede e S. Gião. Estas unidades diferenciam-se pelas relações marga/calcário e pelos tipos litológicos presentes, que consistem em margas e calcários, incluindo fácies bioclásticas, nodulosas e grumosas; as espessuras de todas as unidades aumentam em direcção à parte ocidental da Bacia.

A **Form. de Vale das Fontes** [Pliensbaquiano Inf. e parte inferior do Pliensbaquiano Sup.] (= Form. das Margas e calcários margosos de Vale das Fontes, Rocha *et al.*, 1996; = Form. de Vale das Fontes, Azerêdo *et al.*, 2003) (= Margas e calcários margosos de Vale das Fontes, Soares *et al.*, 1993) é uma unidade margo-calcária de domínio margoso, composta por alternâncias de margas decimétricas a métricas com calcários em camadas centimétricas, ricas de macrofauna bentónica e nectónica, que tem espessura muito variável, podendo atingir um valor máximo à volta de 90 m na região de S. Pedro de Moel. Esta unidade, datada das Zonas de Jamesoni a Margaritatus (Mouterde, 1967a; Rocha *et al.*, 1996), encontra-se dividida em três membros (Duarte *et al.*, 2010), particularmente bem desenvolvidos no sector ocidental da Bacia:

- O **Membro Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*** é composto por alternâncias de margas e calcários margosos apresentando, por vezes, níveis ricos de matéria orgânica. A macrofauna presente é muito variada e abundante, destacando-se o registo de artículos de crinóides e belemnites. Uma maior concentração destes elementos bioclásticos confere aos sedimentos textura *wackestone*. A associação de amonóides [*Apoderoceras* sp., *Phricodoceras taylori*, *Pseudophricodoceras caprariforme*, *Ps. dayiforme*, *Epideroceras (E.) trigonale*, *Polymorphites* sp. var., *Platypleuroceras* sp. var., *Uptonia jamesoni*; in Mouterde *et al.*, 1983] permite datá-lo da zona de Jamesoni. A espessura é variável, atingindo o valor máximo de 35 m em Montemor-o-Velho (Duarte *et al.*, 2010).
- O **Membro Margas e calcários grumosos** é composto por margas, margas calcárias, margas e calcários grumosos, com intercalações de margas laminadas, às vezes bem expressivas e, localmente, ricas de matéria orgânica. As fácies grumosas correspondem a pequenas concreções subangulosas, centimétricas, de

²² Existem duas posições diferentes no que respeita a idade do topo deste Grupo e, consequentemente, do topo da Formação da S. Gião; esta questão prende-se com a definição da unidade dos Calcários margosos de Póvoa da Lomba/Form. de Póvoa da Lomba, a qual será discutida no início do § 2.1.2.2.

micrite castanha escura, de origem microbiana (Dromart & Elmi, 1986; Elmi *et al.*, 1988; Fernández-López *et al.*, 2000). A macrofauna é a menos diversificada de todos os membros da Formação, notando-se em especial a fraca expressão em elementos bentónicos. A presença de *Dayiceras* (sp. var. típicas da Bacia como *D. dayiceroides*, *D. renzi*, *D. polymorphoides*, *D. splendens*, *D. amaltheiforme*, *D. nanum*), *Acanthopleuroceras*, *Metaderoceras beirense* e *Beaniceras* (Mouterde *et al.*, 1983) mostra que o membro se reparte desde a parte terminal da Zona de Jamesoni até a Zona de Ibex (Subzona de Luridum, *in* Phelps, 1985). A espessura apresenta valor máximo à volta de 25 m.

- O **Membro Margo-calcários com níveis betuminosos** compreende sucessão margosa, rica de matéria orgânica (ocorrência de *black shales*, citados, muitas vezes, como níveis de *xistos cartão*), com alguns níveis de calcário margoso. A unidade é muito rica de macrofauna nectónica [amonóides – *Beaniceras luridum*, *A. (Aegoceras)* sp. var., *A. (Oistoceras)*, *Liparoceras (Becheiceras)*, *P. (Protogrammoceras)*, *P. (Matteiceras)*, *Amaltheus bifurcus*, *A. stokesi*, *A. margaritatus*, *Reynesoceras* sp. var., *Arietites* sp. var., *Pimelites* – e belemnites] e bentónica [braquiópodes (*Lobothyris punctata subpunctata*, *Tetrarhynchia (T.) tetrahedra*, «*Terebratula thomarensis*, *Zeilleria mariae meridiana*), bivalves [*Inoperna plicata*, *Plicatula (Pl.) pectinoides*], crinóides (*Chladocrinus basaltiformis*), belemnites (*Hastites clavatus*)], sendo esta mais abundante e diversa nos sectores orientais da Bacia, como Tomar-Alvaiázere, onde as fácies ricas de matéria orgânica não estão presentes (Duarte *et al.*, 2010); também a microfauna é abundante, particularmente no que se refere a associações de foraminíferos (Ruget, 1985; Rey *et al.*, 2000), de ostracodos (N'Zaba-Makaya *et al.*, 2003) e de nanoplancton calcário (Hamilton, 1977, 1979). Do ponto de vista biostratigráfico, o membro abrange a parte terminal da Zona de Ibex até o topo da Zona de Margaritatus. A espessura máxima desta unidade na Bacia não deverá exceder 35 m. Dadas as características sedimentares, esta unidade tem sido apontada como potencial geradora de hidrocarbonetos na Bacia (Oliveira *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2007).

A **Form. de Lemedé** [metade superior do Pliensbaquiano Sup., Zona de Spinatum, a base do Toarciano Inf., Zona de Polymorphum, Subzona de Mirabile] (= Form. de Lemedé, Azerêdo *et al.*, 2003) (= Calcários margosos de Loreto, Soares *et al.*, 1985, 1993; = Calcários margosos de Lemedé, Soares *et al.*, 1993; = Membro dos Calcários de Lemedé, Rocha *et al.*, 1996) é composta por sucessão de calcários margosos e micríticos em bancos decimétricos, alternantes com margas calcárias cinzentas, de espessura geralmente centimétrica. A fauna é muito abundante e diversificada, sendo notável em alguns horizontes a riqueza de amonites (*Pleuroceras solare*, *P. spinatum*, *Lioceratoides*, *Paltarpites*, *Emaciaticerias*, *Tauromeniceras*,

Cronostratigrafia e biostratigrafia			Litostratigrafia							
			Arrábida	Tomar	Generalidade da Bacia		Peniche/S. Pedro de Moel			
Jurássico Inferior	Aaleniano		Opalinum		Form. de Achada	Form. do Prado	Form. de Póvoa da Lomba		Form. de Cabo Carvoeiro	C. Carvoeiro 5
	Toarciano	Superior	Aalensis Meneghinii Speciosum Bonarellii				Form. de S. Gião	Margas e margas calcárias com braquiópodes		C. Carvoeiro 4
		Médio	Gradata Bifrons					Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários		C. Carvoeiro 3
		Inferior	Levisoni Polymorphum					Margas e calcários margosos com <i>Hildaites</i> e <i>Hildoceras</i> Calc. nodul. em plaquetas Margo-calcários com fauna de <i>Leptaena</i>		C. Carvoeiro 2
			Formação de Sesimbra	Form. de Leme de		C. Carvoeiro 1				
	Pliensbaquiano	Superior (Domeriano)		Spinatum Margaritatus		Form. de Vale das Fontes	Form. de Vale das Fontes	Margo-calcários com níveis betuminosos		
				Davoei				Margas e calcários grumosos		
		Inferior (Carixiano)		Ibex				Margas e calcários com <i>Uptonia</i> e <i>Pentactinus</i>		
				Dolomitos de Sesimbra	Form. de Coimbra	Form. de S. Miguel	Form. de Água de Madeiros	Mb. Praia da Pedra Lisa		
								Mb. de Polvoeiro		
	Sinemuriano			Raricostatum Oxynotum						

Figura 4. Quadro litostratigráfico do Pliensbaquiano e Toarciano da Bacia Lusitaniana (adaptado de Duarte & Soares, 2002).

Tiloniceras) e, no topo, *Dactylioceras* (*Eodactylites*) sp. var., belemnites (*B. paxillosus bruguierianus*), braquiópodes (*Homoeorhynchia acuta*, *Lobothyris arcta*) e bivalves [*Pseudopecten* (*Ps.*) *equivalvis*]. Uma das características desta unidade deve-se à ocorrência massiva de belemnites, um dos elementos que melhor identificam esta Formação em toda a Bacia. Na região de Tomar-Alvaiázere as fácies chegam a ser exclusivamente calcárias e bioclásticas (biomicritos a biosparitos/*grainstone*).

A presença de *Eodactylites* sp. na última camada da Formação (Mouterde, 1967b; Mouterde *et al.*, 1971; Elmi, 2006) permite datar a sua parte superior da extrema base do Toarciano Inf., Zona de Polymorphum. Com excepção da região de Arrábida, esta Formação é reconhecida em toda a Bacia (fig. 4), com espessura que varia entre 6 m em Tomar até cerca de 30 m em Brenha; ela constitui horizonte de referência cartográfica em toda a Bacia, mesmo nos afloramentos da orla litoral, onde prevalece o carácter mais calcário e mais espesso.

A **Form. de S. Gião** [Toarciano Inf. a Sup.] (= Form. de S. Gião, Azerêdo *et al.*, 2003) (= Margas e margo calcários de Adémia, Soares *et al.*, 1985, 1993; Margas calcárias de S. Gião, Barbosa *et al.*, 1988; = Margo-calcários de S. Gião, Soares *et al.*, 1993; = Membro dos Calcários margosos de S. Gião, Rocha *et al.*, 1996) é essencialmente margosa em toda a sua extensão lateral e vertical e, no seu conceito original, datada do intervalo entre as zonas de Poly-

morphum e de Meneghinii²³. Entre os vestígios de vertebrados, destaca-se a ocorrência de plesiossauros (Sauvage, 1897-1898). Além da grande variabilidade em termos de espessura, atingindo o valor máximo de 230 m, são marcantes variações verticais de fácies evidenciadas em todos os sectores, que permitem subdividi-la em cinco membros (Duarte & Soares, 2002), que se diferenciam em termos estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos e geoquímicos (Mouterde *et al.*, 1980; Rocha *et al.*, 1996; Duarte, 1997, 1998a; Duarte *et al.*, 2001, 2004a, 2007; Elmi *et al.*, 2006):

- O **Membro Margo-calcários com fauna de *Leptaena***, predominantemente margoso e bastante fóssilífero, é composto por alternâncias de margas decimétricas com bancos de calcário margoso centimétrico, muito ricas de *Dactylioceras* (*Orthodactylites*), frequentemente piritosos, pequenos braquiópodes (*Nannirhynchia pygmaea*, *Kingena deslongchampsii*, *Koninckella liasina*), belemnites, bivalves (Almeras, 1994; Gahr, 2002) e *Zoophycos*. A espessura é bastante variável, aumentando consideravelmente para norte, como comprovam as espessuras em Porto de Mós (cerca de 6 m) e em Coimbra (cerca de 20 m). Este membro é datado da Zona de Polymorphum.
- O **Membro Calcários nodulosos em plaquetas** [=«calcários em plaquetas» (Mouterde *et al.*, 1971; Duarte, 1995)] é composto por alternâncias centimétricas regulares de calcários micríticos, microcristalinos e calcissiltíticos (finas películas quartzosas e micáceas) e de margas castanho-cinzentadas muito pobres de carbonato (inferiores a 20%). A base da unidade é consideravelmente mais margosa, de cor castanha (as «margas chocolate» de Mouterde *et al.*, 1972), sendo mais expressiva no sector norte da Bacia (Duarte & Soares, 1993; Duarte, 1997). Os elementos macrofaunísticos são extremamente raros (ocorrem esporadicamente *Hildaites*), e datam este membro da Zona de Levisoni, mas a bioturbação é particularmente intensa, sobressaindo o icnogénero *Thalassinoides*. O seu arranjo vertical e espacial revela mecanismos hidrodinâmicos de tipo tempestítico-turbidítico (Duarte & Soares, 1993). A espessura parece ser homogénea em toda a Bacia, com cerca de 8 a 10 m, embora na região a sul de Coimbra atinja o valor máximo de 18 m.
- O **Membro Margas e calcários margosos com *Hildaites* e *Hildoceras*** é composto por alternâncias de margas e margas calcárias em bancadas por vezes

²³ Esta unidade foi usada pela primeira vez na notícia explicativa da carta de Cantanhede (Barbosa *et al.*, 1988), seguindo-se aí o mesmo limite usado na carta da Figueira da Foz entre o Toarciano e o Aaleniano (Rocha *et al.*, 1981), traçado na base dos Calcários margosos de Póvoa da Lomba, cuja base foi, então, datada da Zona de Aalensis.

métricas, com calcários margosos e micríticos, estes últimos em plaquetas centimétricas. Verticalmente, apesar da ocorrência irregular de amonóides e esporádica de outros elementos paleontológicos, é notória uma diferenciação de fácies e macrofaunística: na base, é típica a associação de braquiópodes (*Soaresirhynchia bouchardi*, *S. flamandi*, *Telothyris jauberti*; Almeras, 1994) e amonites (*Hildaites levisoni*, *H. borealis*, *H. serpentinus*, *Orthildaites*); na parte intermédia (à volta da passagem do Toarciano Inf. a Méd.) e, essencialmente nas regiões mais setentrionais da Bacia, definem-se horizontes com bivalves de concha fina (*Bositra* sp.); no topo da unidade, consideravelmente mais calcário, salienta-se a ocorrência de horizontes muito ricos de *Hildoceras* (*H. sublevisoni*, *H. lusitanicum* e *H. bifrons*). Este membro é o que mostra maior representatividade cartográfica na Bacia, devido à sua grande espessura, que varia entre 43 m em Alvaiázere até cerca de 95 m em Coimbra. É datado do intervalo entre as zonas de Levisoni e de Bifrons (Subzona de Bifrons).

- O **Membro Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários** corresponde a sucessão alternante marga/calcário margoso num conjunto acinzentado e numa relação muito próxima de 3:1. A ocorrência de bioconstruções de espongiários siliciosos («mud mounds») em pequenos bioermas de expressão decimétrica a métrica (Duarte *et al.*, 2001; Elmi *et al.*, 2007), individualiza este membro. Nestes corpos define-se grande diversidade macrofaunística, embora essa particularidade não seja evidente na sucessão marga/calcário. Os amonóides são particularmente abundantes na parte superior da unidade, com níveis de importância cartográfica muito ricos de *Merlaites*, *Osperleioceras* sp. var., *Pseudogrammoceras* sp. var., *Polyplectus discoides*, *Hammatoceras roubanense*, *H. bonarellii*, *H. speciosum*, *Furloceras* e *Podagrosites*, que datam a unidade entre a parte terminal da Zona de Bifrons e a Zona de Bonarellii. A espessura mostra valores máximos de 60 m na região de Coimbra.
- O **Membro Margas e margas calcárias com braquiópodes** é um corpo essencialmente margoso, que atinge muito raramente o pólo verdadeiramente calcário (margoso). A grande abundância de pequenos braquiópodes (*Soaresirhynchia renzi*, *Nannirhynchia cotteri* e *Zeilleria sharpei*) (Mouterde *et al.*, 1980; Andrade, 2006), constitui a componente fossilífera mais saliente de toda a unidade, paralelamente à ocorrência de abundantes amonóides [*Osperlioceras* sp. var., *Hammatoceras speciosum*, *Crestaites meneghinii*, *Vacekia* (*Nadorites*), *Dumortieria meneghinii*]. A unidade circunscreve-se ao intervalo entre a Zonas de Speciosum e a base da Zona de Meneghinii. A espessura máxima é atingida em Coimbra com cerca de 40 m.

Modelo deposicional

Tendo em conta a especificidade da sedimentação ocorrida nas extremidades da Bacia Lusitaniana durante o Pliensbaquiano e o Toarciano, como resultado de diferentes enquadramentos tectono-paleogeográficos, diferenciam-se as áreas de Arrábida, Tomar e Peniche, com características litológicas e sedimentológicas distintas. Esse facto determinou a diferenciação litostratigráfica apresentada na fig. 4 e a descrição sumária a seguir evidenciada:

Arrábida-Sesimbra: neste sector os afloramentos são de difícil observação e os elementos biostratigráficos muito limitados. A **Form. de Sesimbra** [Sinemuriano (?)–Toarciano Inf.] (110 m) (Azerêdo *et al.*, 2003) (= Dolomitos de Sesimbra + Margas dolomíticas e calcários dolomíticos com braquiópodes de Meia Velha, Manuppella *et al.*, 1999; = Margas e dolomitos de Meia Velha e Sesimbra, Kullberg *et al.*, 2006b), composta, na base, por calcários dolomíticos e bioclásticos, com fauna bentónica, correspondendo às fácies menos profundas reconhecidas na Bacia para o intervalo de tempo em análise, a que se seguem margas passando a calcários bioclásticos por vezes dolomíticos para o topo, com abundantes faunas de lamelibrânquios e braquiópodes e raros amonóides (*Dactylioceras* sp.) confirma o carácter proximal da sedimentação. Nesta posição ocorre nível de conglomerados carbonatados intraformacionais (*flat pebble conglomerates*), uma das raras ocorrências a nível mundial deste tipo de depósitos, que correspondem provavelmente a paleo-sismitos que evidenciam deformação sinsedimentar de origem tectónica (Marques *et al.*, 1994; Kullberg *et al.*, 2001).

Tomar: localizado a SE da Bacia, o Pliensbaquiano e o Toarciano estão bastante condensados (Rocha *et al.*, 1987; Duarte, 1997) e as fácies são particularmente bioclásticas e fossilíferas (essencialmente macrofauna bentónica). Neste sector, para além das Formações de Vale das Fontes e Lemedé, define-se a **Form. do Prado** (fig. 4) (Duarte & Soares, 2002), unidade composta essencialmente por calcários bioclásticos, muito fossilíferos (Duarte, 1997). Apesar da ocorrência limitada de amonóides, é possível obter um controlo biostratigráfico à escala zonal (Mouterde *et al.*, 1971; Mouterde & Rocha, 1983). As características sedimentológicas e paleontológicas, apresentadas por este sector, demonstram uma sedimentação ocorrida em ambiente de rampa carbonatada proximal.

Peniche: este sector, localizado na porção mais ocidental da Bacia, e à semelhança de Tomar, mostra uma individualidade sedimentológica a partir do Toarciano Inf. Com efeito, as duas formações pliensbaquianas mantêm-se com as mesmas características das observadas na maior parte da Bacia. Pelo contrário, o Toarciano é materializado por sucessão carbonatada com intercalações siliciclásticas (grés e microconglomerados arcósicos), oolíticas e peloidais. Esta série, conside-

ravelmente mais calciclástica e grosseira para o topo do Toarciano – Aaleniano(?), insere-se na **Form. de Cabo Carvoeiro** (fig. 4), unidade com mais de 200 m de espessura e exclusiva da região de Peniche (Duarte & Soares, 2002). A ocorrência de sedimentos siliciclásticos, a partir da base da Zona de Levisoni, evidencia acarreo sedimentar proveniente de ocidente, resultante de mecanismos turbidíticos, associados ao soerguimento do bloco hercínico da Berlenga-Farilhões (Wright & Wilson, 1984; Guéry *et al.*, 1986; Duarte, 1997). Todavia, as características sedimentológicas patentes no topo da unidade, onde se inclui uma macrofauna bentónica composta por corais, bivalves e gastrópodes (membro CC5 *in* Duarte & Soares, 2002), são típicas de ambiente carbonatado de baixa profundidade. A presença de *Polypsectus discoides* e *Hammatoceras* sp. aponta para que grande parte da unidade seja de idade Toarciano Sup. a base do Aaleniano (Mouterde, 1964-65).

O perfil de Peniche foi recentemente proposto e aceite informalmente pela International Subcommission on Jurassic Stratigraphy (IUGS) como candidato a estratotipo (GSSP – *Global stratotype section and point*) do limite Pliensbaquiano-Toarciano (ver Elmi, 2006; Rocha, 2007; Elmi *et al.*, 2010).

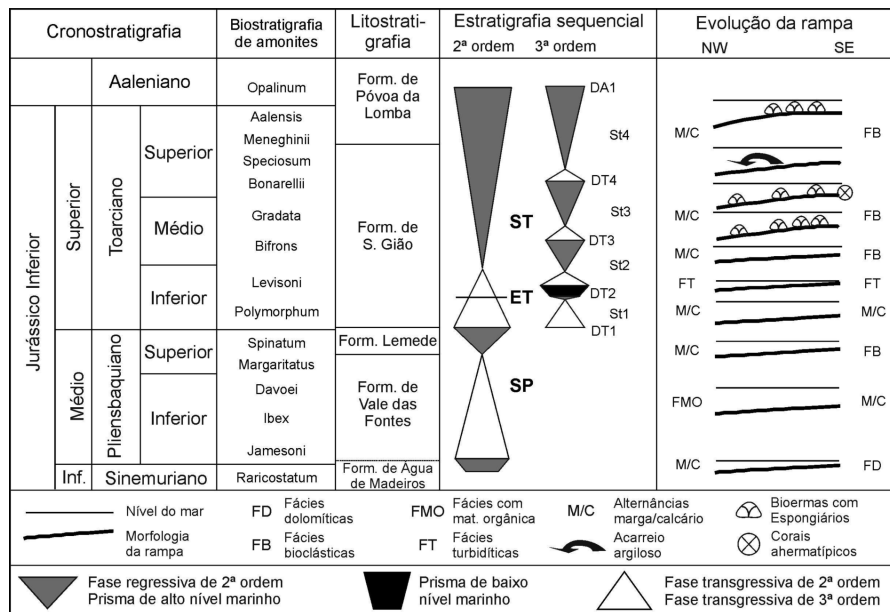


Figura 5. Estratigrafia sequencial e evolução da rampa carbonatada para o Pliensbaquiano e Toarciano da Bacia Lusitaniana. SP – Sequência pliensbaquiana; ST – Sequência toarciana; st1 a st4 – sequências de 3.ª ordem; ET – Evento tectónico; DT1-DA1 – Limites sequenciais de 3ª ordem (Duarte, 2007).

Com excepção destes três sectores, torna-se marcante a pouco expressiva variação lateral de fácies, observada em toda a Bacia. A sedimentação claramente margo-calcária, hemipelágica, sugere que estes sedimentos tenham sido depositados em ambiente de rampa carbonatada de baixo gradiente topográfico – rampa homoclinal (Duarte, 1997), controlada e influenciada por variações eustáticas e por uma tectónica regional, que terá sido mais marcante no Toarciano Inf. (Duarte *in* Rocha *et al.*, 1996; Duarte, 1997, 2007; Kullberg *et al.*, 2001; Duarte *et al.*, 2004b). A evolução temporal dessa rampa, polarizada entre os sectores SE (Tomar) e NW (Figueira da Foz-Cantanhede), encontra-se sumariamente apresentada na figura 5.

2.1.2.2. A progradação carbonatada durante o Jurássico Médio

Sector setentrional

Para oeste, na região de Figueira da Foz, ao Grupo de Quiaios segue-se o **Grupo de Cabo Mondego** [Toarciano Sup. a Caloviano Sup.] (400 ± 10 m) (= Calc. e margas do Cabo Mondego, Soares *et al.*, 1993; = Form. dos Calcários e margas de Cabo Mondego, Rocha *et al.*, 1996; Form. de Cabo Mondego, Azerêdo *et al.*, 2003) que traduz alternância margo-calcária cinzento-azulada bastante regular e mais ou menos compacta, aparentemente rítmica (pontuada por sedimentação alodápica no Bajociano, tal como no Baleal; Watkinson, 1989), onde se individualizam algumas bancadas de calcários sublitográficos maciços (topo do Bajociano Inf. e Batoniano Inf.). A série é cortada por uma lacuna da parte inferior do Batoniano Méd. sem que nenhum traço de fenómeno sedimentar (lacuna, bisel estratigráfico, ressedimentação) seja visível no terreno (Rocha *et al.*, 1981); após interposição de dois níveis de «xistos» margosos negros, a série torna-se progressivamente mais rica de margas. Este carácter acentua-se na base do Caloviano Inf. mas, depois, desenvolvem-se bancadas de calcários margosos compactos azul-acinzentados alternando com margas e, para o tecto, reaparecem calcários biodetríticos ricos de terrígenos (*grainstones* a *rudstones*) (Carapito, 1994) formando mesmo corpo arenoso de base erosiva abrupta e topo materializado por *hardground* (Wright, 1985).

O perfil representativo do Grupo é o perfil do Cabo Mondego, um dos melhores de toda a Europa sul-occidental para este intervalo de tempo, que foi largamente estudado por vários autores (Schott & Staesche, 1957; Ruget, 1961; Elmi *et al.*, 1969; Mousterde *et al.*, 1978, 1980; Rocha *et al.*, 1981; Mangold, 1970, 1990; Henriques, 1992) particularmente do ponto de vista biostratigráfico. Com efeito, a riqueza das associações fossilíferas, particularmente de amonóides, permite pôr em evidência a presença de todas as unidades biostratigráficas do Toarciano Sup. ao Caloviano Méd. [para consulta das mesmas consultar particularmente Rocha *et al.* (1981) e Henriques (1992)]. Foi neste perfil que foi definido o GSSP (*Glo-*

bal stratotype section and point) do limite Aaleniano-Bajociano (Henriques *et al.*, 1994) e o estratotipo auxiliar (ASSP – *Auxiliary stratotype section and point*) do limite Bajociano-Batoniano (Fernandez-Lopez *et al.*, 2009 ab).

A utilização do Grupo do Cabo Mondego deve restringir-se à região litoral actual entre o Cabo Mondego (perfil de Murtinheira)-Maiorca e Pedrógão (fig. 6), uma vez que para o interior, com desenvolvimento particular na região de Cantanhede-Coimbra, desenvolve-se a **Form. de Póvoa da Lomba** [Toarciano Sup.-Bajociano Inf.] (Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2007) (= Calc. margosos de Pedrulha, Soares *et al.*, 1985; = Calc. margosos de Póvoa da Lomba, Barbosa *et al.*, 1988; Soares *et al.*, 1993; Elmi *et al.*, 2007; = Membro de Póvoa da Lomba, Rocha *et al.*, 1996²⁴), unidade composta por alternâncias marga/calcário, com claro incremento da fracção carbonatada para o seu topo. Em Coimbra, onde a unidade é correlativa, em parte, dos Calcários de Pedrulha (Soares *et al.*, 1985), ela é essencialmente

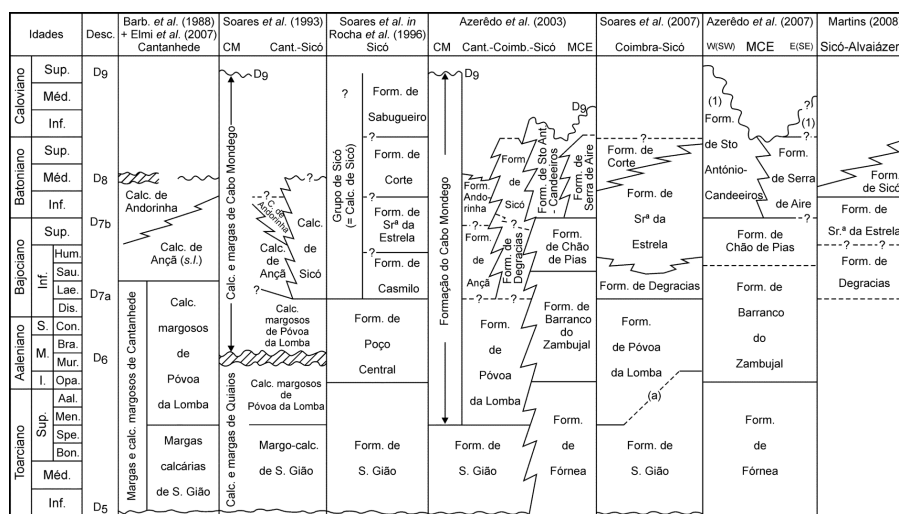


Figura 6. Correlação entre as unidades litostratigráficas da parte superior do Jurássico Inf. e do Jurássico Méd. da Bacia Lusitaniana (CM – Cabo Mondego; MCE – Maciço Calcário Estremenho); (a) Na Notícia explicativa da folha 19-D Coimbra-Lousã (Soares *et al.*, 2007) o topo da Formação de S. Gião foi datado da base da Zona de Meneghinii; no entanto o limite cartográfico utilizado para a base da Formação de Póvoa da Lomba situa-se mais acima, na base da Zona de Murchisonae.

²⁴ A posição destes autores, clara no texto, foi ligeiramente alterada no quadro das unidades litostratigráficas apresentadas, em que o limite entre os Grupos de Quiaios e de Cabo Mondego (retomado in Kullberg *et al.*, 2006) foi traçado na descontinuidade D6, de idade Aaleniano Méd.; esta posição implica a divisão dos Calcários margosos de Póvoa da Lomba entre os Grupos de Quiaios e de Cabo Mondego. O melhor conhecimento actual desta unidade na região de Coimbra-Sicó e suas correlações com as unidades da região do MCE permitirão precisar/confirmar este limite, definir as unidades litostratigráficas do Grupo do Cabo Mondego na região Cabo Mondego-Maiorca e Pedrógão e, assim, formalizar o limite entre estes Grupos.

aaleniana, com 55 ± 5 m de espessura máxima e constituída por calcários margosos e margas, com micritos e biomicritos a biomicrosparitos (*packstones* a *grainstones*) para o tecto. Em Cantanhede, no perfil de S. Gião, esta unidade (45 ± 6 m) é mais margosa do que em Coimbra. A sul de Coimbra, em Rabaçal, a unidade perde a sua individualidade, equivalendo, em parte, aos Calcários de Poço Central (Henriques, 1992; Aaleniano a Bajociano Inf., Zona de Discites); estes, com cerca de 60 ± 5 m, passam de um conjunto inferior mais margoso e localmente rico de amonites, para outro mais micrítico, por vezes biodetrítico e rico de *Zoophycos*.

Na sua parte basal (unidade MST4B *in* Duarte, 1997), a Form. de Póvoa da Lomba regista, no sector oriental da Bacia, bioconstruções de espongiários siliciosos (Duarte *et al.*, 2001). Em comparação com outras unidades do Pliensbaquiano e do Toarciano, esta é aquela que mostra uma maior diversidade de icnofósseis, com a presença de *Chondrites*, *Zoophycos*, *Planolites* e *Thalassinoides*. Esta unidade regista o início de uma evolução progradante na base da Zona de Aalensis, bem ilustrada pela disposição estratocrescente das alternâncias margo-calcárias (Elmi *et al.*, 2007); esta evolução, observada no perfil de S. Gião, é original em comparação com o resto da Bacia, existindo uma aparente heterocronia em relação a outros sectores da Bacia, por exemplo, Rabaçal, Peniche e Tomar (Duarte, 1995; Elmi *et al.*, 2007).

Sector central

Na região do Maciço Calcário Estremenho (MCE) (fig.7), a sucessão sedimentar correspondente ao mesmo intervalo estratigráfico das Formações de Vale das Fontes, Lemed e S. Gião é mal diferenciável em unidades, pelo que foi englobada numa única, de valor regional, a **Form. de Fórnea** (*sensus* Azerêdo *et al.*, 2003; Azerêdo, 2007) (= Grupo de Quiaios *in* Soares *et al.*, 1993) com espessura máxima de 220-250 m (Manuppella, 1998; Manuppella *et al.*, 2000). Esta unidade, essencialmente do Jurássico Inf., integra ainda os níveis basais da série litostratigráfica do Jurássico Méd. do MCE, datados da base do Aaleniano Inf. (Ruget-Perrot, 1961; Duarte, 1997, 1998b; Henriques, 2000). Note-se, contudo, o claro paralelismo de fácies entre os dois conjuntos líticos (MCE e resto da Bacia); a Form. de Fórnea é constituída por margas, calcários margosos e calcários micríticos, mais raramente siltíticos, em geral muito fossilíferos (amonóides, belemnóides, braquiópodes, bivalves e, para a parte superior, crinóides e espongiários siliciosos) e bioturbados (*Planolites*, *Chondrites*, *Zoophycos*). A cerca de 80 m do topo, ocorrem biostromas com espongiários siliciosos e diversos outros fósseis (Duarte *et al.*, 2001).

Na mesma região, a Form. de Fórnea é sobreposta pela **Form. de Barranco do Zambujal** (*sensus* Azerêdo *et al.*, 2003; Azerêdo, 2007) (= parte sup. dos Calc. margosos de Póvoa da Lomba, Barbosa *et al.*, 1988, Soares *et al.*, 1993; = parte superior da Form. de Póvoa da Lomba, Soares *et al.*, 2007), com espessura média semelhante à anterior. Esta Formação

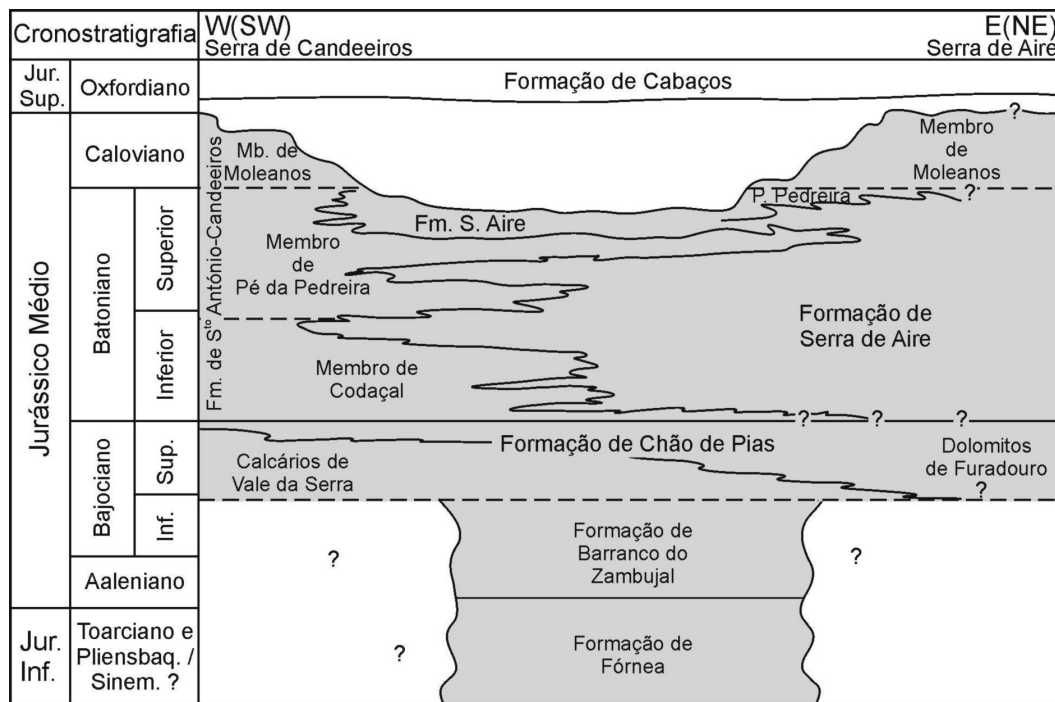


Figura 7. Unidades carbonatadas do Jurássico Inf. e Méd. do Maciço Calcário Estremenho (Azerêdo, 2007).

está datada por fauna de amonóides entre o Aaleniano Inf. (Zona de Opalinum, Subzona de Comptum; Henriques, 2000) e o Bajociano Inf. (Zona de Sauzei; Ruget-Perrot, 1961; Henriques, 2000). Corresponde a alternância rítmica estratocrescente de margas, calcários margosos e calcários argilosos, de cores acinzentadas a cremes, tornando-se para o topo progressivamente mais calcária. Contém diversa macrofauna nectónica (amonóides, belemnóides) e bentónica (braquiópodes, bivalves, gasterópodes) e bioturbação por vezes intensa (*Zoophycos*, *Chondrites*); raros foraminíferos hialinos (lagenídeos), frequentes fragmentos de ofiurídeos e de crinóides e abundantes «filamentos» são reconhecidos na microfácies. Estas características reflectem deposição em meio marinho aberto (rampa externa), mas este contexto ambiental irá gradualmente modificar-se ao longo do Bajociano (*vide* adiante).

As unidades que se sucedem no preenchimento da parte interna (leste) da Bacia, essencialmente calcárias (termos argilosos ou margosos não existem ou são muito pouco significativos), são as mais diferenciadoras do Jurássico Méd.. Correspondem a conjunto diversificado de litofácies (adiante descritas) e definem as moles serranas de Degraças - Sicó (fig. 6) e do MCE (fig. 7). De modo geral, as espessuras globais do conjunto das unidades calcárias são variáveis, entre cerca de 450 ± 50 m a norte, no maciço de Sicó e mais de 900 m a sul, no MCE.

No sector de Degracias-Sicó [Calcários de Ançã + Calcários de Andorinha, Barbosa *et al.*, 1988;= Calcários de Sicó, Soares *et al.*, 1993] a série inclui, na parte inferior, calcários micríticos, normalmente cinzentos e com horizontes mais ou menos ricos de nódulos de sílex (Form. de Casmilo, Soares *et al. in* Rocha *et al.* 1996; Form. de Degracias, Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2007; Azeredo, 2007), a que se sobrepõem essencialmente fácies biodestríticas e oolíticas (*packstones a grainstones/rudstones*) e biomicríticas, lagunares a peritidais (Form. de Senhora da Estrela, Soares *et al.*, 1993, 2007; Martins, 2007, 2008). Para o conjunto das áreas de Sicó-Condeixa-Alvaiázere e no seguimento de estudos pormenorizados das fácies e da sua expressão no campo, Martins (2008) apresenta proposta de formalização litostratigráfica das unidades do Jurássico Méd. que quase coincide com as apresentadas por Soares *et al. in* Rocha *et al.* (1996), Soares & Gomes (1997) e Soares *et al.* (2007).

Estruturas de slumping, com diversas escalas de significação, podem ser observadas no Grupo de Sicó (*sensus* Soares *et al. in* Rocha *et al.*, 1996), sobretudo a nível da Form. de Casmilo.

Mais a sul, no Baleal, a articulação de fácies (neste caso, de meio marinho externo) no Bajociano Sup. a Batoniano, com episódio de deposição por fluxos-de-massa pontuando a série hemipelágica no Bajociano Sup. (Azerêdo, 1988, 1993), aproxima-se das observadas em Verride e Alhadas, na região do Baixo Mondego, imediatamente a ocidente do eixo estrutural Arunca - Montemor - Palhaça. Evidencia-se, portanto, um evento temporalmente bem constrangido (fauna de amonites; Ruget-Perrot, 1961) de acentuação do declive distal da rampa e geração de ressedimentação no sopé do declive; mas rapidamente, na base do Batoniano, o registo deposicional torna a evidenciar uma rampa externa homoclinal. Estes eventos na passagem Bajociano-Batoniano nas séries externas, coincidem com evidências de inflexão sedimentar também importante nas fácies internas, como se referirá.

No seu todo, e sobretudo para o intervalo Bajociano-Batoniano Inf., as fácies articulam-se em rampa complexa (a este propósito veja-se, também, descrição do sector do MCE a seguir), com desenvolvimento (Watkinson, 1989) de área tradutora de sistema de movimentos de massa (Cabo Mondego, Baleal, Sicó), com zona de *bypass* localizada em Alhadas - Brenha e induzida por flexura e/ou fracturação NE-SW. Se o modelo é, em si, suficientemente rico na tradução dos sistemas de fácies, a fracturação indutora associar-se-á (Soares *et al.*, 1993) ao eixo Arunca - Montemor - Palhaça, de direcção N 300 a N 20.

Em Degracias-Sicó, as fácies de calcários micríticos com nódulos de sílex da Form. de Casmilo organizam-se em frequentes sequências de deslizamentos semi-plásticos, para os azimutes $270^{\circ} \pm 30^{\circ}$ (Casmilo, S^a da Estrela e Sicó), $220^{\circ} \pm 20^{\circ}$ (Degracias e S^a da Estrela) e ainda $90^{\circ} \pm 20^{\circ}$ (Ateanha e Monte do Vez). Constrói-se assim um conjunto divergente de estruturas induzidas pelo «rejogo» coevo dos eixos de fracturação meridiana de Sicó-Serra do Circo a ocidente e Choisinha-Coimbra a oriente, com ressalto conjugado da falha de Casmilo (NE-SW). Neste sentido, todo o Maciço de Sicó traduz um arco soerguido, com

descolamento nas unidades lutíticas da Form. de Dagorda, aflorantes imediatamente a sul, em Vale de Todos ($50^\circ \pm 10^\circ$) (Rosset *et al.*, 1975; Cunha, 1988), no alinhamento da falha de Nazaré (Ribeiro *et al.*, 1979).

A admissão de estilos diferenciados de rampas, consequentes com as variações observadas na subsidência dos sectores setentrional e central da Bacia, levam a realçar o significado paleogeográfico da falha de Nazaré.

No MCE (fig. 7), a unidade calcária com nódulos de sílex tem equivalente na **Form. de Chão das Pias** (*sensus* Azerêdo *et al.*, 2003; Azerêdo, 2007), embora a expressão daquelas ocorrências siliciosas seja menor do que na região de Degraças; esta unidade é atribuída ao Bajociano Sup., embora com alguma incerteza nos seus limites (*vide* discussão em Azerêdo, 2007) e tem, na região-tipo, cerca de 50-60 m de espessura média atingindo, contudo, valores superiores (>80 m?), especialmente na zona leste do maciço em que a expressão aflorante corresponde a fácies dolomíticas (Manuppella, 1998). Esta variação de fácies justifica a individualização de um membro predominantemente calcário (Calcários de Vale da Serra) e de outro essencialmente dolomítico (Dolomitos de Furadouro) no seio da Formação (Azerêdo, 2007, fig. 7). O primeiro é formado, na parte inferior, por calcários levemente argilosos ou margosos amarelo-acinzentados (micrites e biomicrites *mudstone* e *wackestone* com fragmentos de crinóides e de equinóides, «filamentos», espículas de espongiários, ostracodos, lagenídeos); ocorre pequeno intervalo com abundantes equinodermes *in situ*, e níveis com nódulos siliciosos de forma e dimensão variável. Para a parte superior, verifica-se passagem gradual a calcários mais compactos, calciclásticos e dolomíticos: intrapelmicríticos e biopelmicríticos *wackestone-packstone*, com fragmentos de ostracodos e «filamentos», alguma bioturbação, intercalações de intrabiomicrites *packstone* com oóides ressedimentados e, para o topo, *packstones-grainstones*, por vezes dolomitizados. Recolheram-se, aqui, foraminíferos, em associações de baixa a média diversidade (Manuppella *et al.*, 1985; Azerêdo, 1993, 1999).

O Membro Dolomitos de Furadouro é composto predominantemente por dolomitos maciços, com níveis intercalares de dolomitos calcários e de calcários dolomíticos. Os termos calco-dolomíticos correspondem a oointrabiosparites e micrites *packstone-grainstone* com dolomitização mais ou menos pervasiva e há, para o topo, frequentes dolomicrites oncolíticas e fenestradas. A parte superior do membro é mais rica de microfósseis (foraminíferos; Manuppella *et al.*, 1985; Azerêdo, 1993). Estes depósitos afloram irregularmente, mas foram abrangidos por diversas sondagens no MCE (Manuppella & Moreira, 1974; Manuppella *et al.*, 1985). É difícil estimar a espessura total do membro, mas é clara a geometria em bisel, diminuindo a espessura de este para oeste, por meio de contacto diacrónico com o membro calcário (Manuppella *et al.*, 2000).

A articulação geométrica e a evolução das fácies observadas nesta Formação mostram que, ao longo do Bajociano Sup., a sedimentação se processou inicialmente, ainda, em meio marinho aberto, mas gradualmente menos profundo; a intercalação progressiva (de este

para oeste e da base para o topo da unidade), de níveis oobioclásticos dolomitizados, de dolomitos maciços e de laminitos dolomíticos, testemunha a tendência regressiva, concretizada pela progradação (de este para oeste) de fácies de menor profundidade. A passagem Bajociano-Batoniano marca de forma acentuada uma modificação na dinâmica sedimentar (comprovável, de modo diferencial, a nível bacinal, nomeadamente pelos episódios de fluxos-de-massa na rampa distal, exemplificados no Baleal) o que permite uma interpretação sequencial de conjunto (veja-se adiante).

Durante todo o Batoniano (e grande parte do Caloviano) vão desenvolver-se quase exclusivamente fácies de rampa interna a intermédia, quer no MCE – onde têm nitidamente a sua melhor expressão (Watkinson, 1989; Azerêdo, 1993, 1998, 2007) – quer noutros sectores, como Sicó, Serra d'El-Rei e Arrábida (Soares *et al.*, 1993; Rocha *et al.*, 1996; Manuppella & Azerêdo, 1996; Azerêdo *et al.*, 2003; Martins, 2007, 2008). A calibração biostratigráfica destas unidades de ambiente marinho interno, sem amonites, é feita, essencialmente, com base em foraminíferos bentónicos, grupo que, apesar de não permitir alta resolução, é o mais fiável para estes ambientes; a distribuição vertical e por fácies destas formas está já bem estabelecida para o conjunto da Bacia (Manuppella *et al.*, 1985; Azerêdo, 1993, 1999; Azerêdo *et al.* 2003; Martins, 2007).

As unidades sedimentares suprajacentes à Form. de Chão das Pias, no MCE são, pois, as que representam as litologias mais típicas do Jurássico Méd.: calcários (com intercalação de calcários dolomíticos e de dolomitos) de cores claras (brancos, cremes, rosados), sem qualquer interposição mais argilosa, que correspondem a grande variedade de litofácies. Estas definem configurações laterais e verticais complexas, próprias de um sistema deposicional pouco profundo, muito dinâmico e sensível a variações e interações subtis da coluna de água e doutros parâmetros ambientais, em rampa carbonatada interna a intermédia (Azerêdo, 1993, 1998, 2007). Constituem esta sucessão a **Form. de Serra de Aire** (espessura máxima cerca de 400 m) e a **Form. de Sto. António-Candeeiros** (espessura máxima > 500 m) (Azerêdo, 2007; fig.7).

A **Form. de Serra de Aire** [Batoniano; *Alzonella cuvillieri* na parte inferior, *Meyendorffina bathonica* na superior] é caracterizada por litofácies predominantemente micríticas, cujos diversos tipos ocorrem praticamente ao longo de toda a unidade mas com grau de abundância e modos sequenciais diversos. Uma característica distintiva da parte inferior da unidade é a organização sequencial em ciclotemas peritidais (Watkinson, 1989; Azerêdo, 1993, 1998, 2007). Materializam-se por calcários micríticos e dolomíticos cremes e rosados, frequentemente fenestrados, com grãos argilo-ferruginosos e leitos ou lenticulas milimétricas pelóidico-intraclásticos-oncolíticas, com cimentos vadosos. O registo fóssilífero contém gasterópodes (nerineídeos) abundantes, bivalves (incluindo megalodontídeos e, localmente, ostreídeos), pegadas de dinossauros (na base da unidade) e, mais raramente, catetídeos, coraliários solitários, braquiópodes, estromatoporídeos, serpulídeos, etc. Os microfósseis

aumentam em diversidade e abundância para o topo (foraminíferos bentónicos, sobretudo «grandes bentónicos», Porostromata, ostracodos, fragmentos de dasicladáceas, raras carófitas). Isto relaciona-se com o facto de, para a parte superior, predominarem as litofácies lagunares sobre as peritidais, o que significa que se nota decréscimo dos calcários fenestrados e oncosparíticos e da sua organização em ciclotemas *versus* calcários micríticos fossilíferos com oncóides e laivos ferruginosos, intercalados por níveis com pelóides, intraclastos e frequentes bioclastos oncolitizados (incluindo estromatoporídeos); há, localmente, leitos/bolsadas de clastos escuros. Na parte ocidental do MCE, o topo da unidade é claramente dominado por fácies lagunares, com as peritidais subordinadas, enquanto na parte oriental (Planalto de Fátima/S. Mamede), parece haver predomínio das últimas (Watkinson, 1989; Azerêdo, 1993, 1998, 2007).

A ocorrência de calcretos (com outras evidências de ambiente margino-continental associadas e sobreposição pelos níveis com pegadas) em intervalo restrito na base da Form. de Serra de Aire é relevante, pois exprime consequência lógica (mínima coluna de água em baixo nível marinho) da já referida acentuada progradação das fácies internas e ocorrência de dolomitização pervasiva (topo da Formação subjacente e base desta). Estas expressões de eventos marcadamente regressivos na rampa interna são temporalmente equivalentes, *grosso modo*, dos processos de perturbação da sedimentação no meio externo (mencionadas para o Baleal), a qual é compatível com configuração de depósitos de prisma de bordo-de-plataforma (rampa, no caso) em baixo nível marinho (*lowstand shelf-edge wedge*). Portanto, considera-se que a passagem Bajociano-Batoniano marca uma etapa, ou descontinuidade sedimentar, com significado bacinal em termos sequenciais (*vide* § 2.2).

A **Form. de Sto António-Candeeiros** [Batoniano-Caloviano] integra espessa sucessão de calcários tradutores de condições deposicionais dominadas por hidrodinamismo elevado (geradas em paleoambiente de ilhas-barreira), em contraste com o tipo de sedimentos da Form. de Serra de Aire (lagunares e peritidais, formados nas áreas protegidas ante-barreira). A análise regional e a articulação do conjunto das fácies desta Formação sugerem que algumas das subunidades cartográficas de Manuppella (1998, 1999) representam expressões fragmentárias dos mesmos conjuntos deposicionais, que se interdigitam, pelo que, para fins da formalização litostratigráfica, foram agrupados em três membros (fig. 7) (Azerêdo, 2007): Membro de Codaçal (Batoniano Inf., presença de *A. cuvillieri*), Membro de Pé da Pedreira (Batoniano: *A. cuvillieri* na parte inferior, *Meyendorffina bathonica* ao longo da superior) e Membro de Moleanos [Caloviano: desaparecimento de *M. bathonica* e, na parte inferior, amonites do Caloviano Inf. – zonas de *Bullatus* (= *Macrocephalus*) e de *Gracilis* (*Macrocephalites compressus* sp., *Indosphinctes* sp., *Choffatia* sp., *Elatmites* sp.)] (Ruget-Perrot, 1961; Ruget *et al.*, 1988).

Esta unidade corresponde a enorme acumulação de vários tipos de depósitos arenosos carbonatados, nomeadamente: calcários oolíticos e bioclásticos (biosparites, oosparites e

oobiosparites *grainstone* a *rudstone*, ocorrendo também intraclastos, litoclastos, pelóides e oncóides), esporadicamente dolomitizados, que exibem excelentes exemplos de diversas estruturas e paleo-superfícies sedimentares (laminação/estratificação oblíqua de diversas escalas e tipos, superfícies de erosão/reactivação intraformacionais, laminação paralela com granulotriagem, horizontes bioperfurados, *hardgrounds*, *firmgrounds*) e calcários intra/lito/bioclásticos maciços ou gradados, por vezes muito grosseiros, com níveis tempestíticos amalgamados. Aos litotipos dominantes associam-se biostromas (15-20 a 70-80 cm de espessura média, localmente em corpos métricos) de coraliários e algas (solenoporáceas e codeáceas), com diversos outros organismos associados. Ocorrem aqui diversos macro e microfósseis, tais como equinóides, crinóides, coraliários, catetídeos, estromatoporídeos, briozoários, moluscos, braquiópodes, foraminíferos, algas, ostracodos, etc, bem como bioturbação. Estes depósitos constituem, maioritariamente, corpos arenosos empilhados, em geral agradantes e diferencialmente interdigitados com outras litofácies, muitas vezes materializados em conjuntos possantes de estratificação mal definida; mas ocorrem também alguns conjuntos medianamente espessos, com bioturbação intensa, organizados em ciclotemas subtidais (Azerêdo, 1993, 1998).

Para a parte superior da unidade (Mb. de Moleanos), após intervalo caracterizado por alternância de calcários oolíticos bem calibrados e calciclásticos mais grosseiros, estas litofácies mais típicas da Form. de Sto António-Candeeiros são intercaladas por calcários pelimicríticos com macrofauna por vezes abundante (Ruget *et al.*, 1988), especialmente braquiópodes (terebratulídeos e rinconelídeos, os quais formam mesmo horizontes lumachélicos), bivalves (por vezes também em lumachelas), gasterópodes, amonóides, belemnóides, coraliários, catetídeos; a nível microscópico, registam-se foraminíferos hialinos, «filamentos» e ostracodos. A sucessão suprajacente, de novo em fácies de alta energia (com níveis maciços de *grainstones* a *rudstones*, tendencialmente em arranjo sequencial granulocrescente e estratocrescente), é ainda espessa (> 100 m estimados), pelo que se considera que a idade da Formação em apreço se estende a grande parte do Caloviano. O topo da unidade é desigualmente truncado pela desconformidade Jurássico Méd.-Jurássico Sup. (que atinge directamente o Batoniano Sup. em vários locais da Serra dos Candeeiros), pela superfície topográfica ou ainda, muito localmente, passa em paraconformidade aparente a calcários micríticos mais escuros do Jurássico Sup.

Para além das regiões de Sicó e do MCE, refira-se que no sector meridional da Bacia (Arrábida) se encontram igualmente fácies internas (calco-dolomíticas, com raros termos argilosos/margosos), embora com registo mais fragmentário e menos variado (Form. de Achada e de Pedreiras; Manuppella & Azerêdo, 1996; Azerêdo *et al.*, 2003). Todavia, são sem dúvida as formações com grande expressão aflorante no MCE, acima descritas, que demonstram com maior nitidez a dinâmica evolutiva da parte proximal do sistema sedimentar do Jurássico Méd. na Bacia (Watkinson, 1989; Azerêdo, 1993, 1998). Os litossomas

de barreira definem ritmos sequenciais batidecrescentes, em sequências métricas a decamétricas, embora haja também ocorrências menos padronizadas; o regime hidrodinâmico vigente seria microtidal, dominado pela acção das ondas, com influência significativa de tempestades e correntes paralelas ao litoral. Os litossomas de laguna-planície de maré definem, em geral, ciclotemas batidecrescentes de espessura decimétrica a, menos comum, métrica; contudo, para a parte superior do Batoniano a ciclicidade não é tão clara. A ciclicidade de pequena escala dos depósitos peritidais, induzida por flutuações frequentes e de pequena amplitude da profundidade relativa da coluna de água, foi provavelmente controlada por factores regionais e não globais. A auto-regulação dinâmica do sistema explica também as variações de ordem menor na organização das sequências elementares, expressas, nomeadamente, por interdigitação localizada de fácies diferenciadas. No Batoniano, a taxa de subida relativa da coluna de água tende a equilibrar a taxa de sedimentação na rampa interna, pelo que se atenua a forte progradação operante na transição Bajociano-Batoniano; o concomitante incremento da componente de aggradação, que se torna dominante, gerou o máximo desenvolvimento das fácies de alta energia, amplamente representadas no MCE. No início do Caloviano, verifica-se breve retrogradação do sistema (níveis com amonites) e, subsequentemente, retorno a condições de mais lenta subida relativa do nível do mar, o que permitiu a recuperação da sedimentação de pequena profundidade e preenchimento gradual do espaço disponível. A diminuição da coluna de água, nesta fase, relaciona-se já com os processos geradores da descontinuidade bacinal Jurássico Méd.-Jurássico Sup. que, no MCE, tem boa expressão no campo (Ruget *et al.*, 1988; Azerêdo *et al.*, 2002a,b).

Sector meridional

Na região da Arrábida a progradação da plataforma carbonatada evidencia-se já desde a base da **Form. de Achada** [Toarciano Méd. - Batoniano Méd.] (250 m) (Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2006b) (= Dolomitos de Califórnia + Margas, calcários oolíticos e dolomitos com *Gervillia* + Dolomitos do Convento de S. Luís + Dolomitos de Cabo de Ares, Manuppella *et al.*, 1999); esta unidade é predominantemente dolomítica, com intercalações margosas dolomíticas, por vezes com níveis de calcários oolíticos. As fácies indicam a persistência de condições deposicionais de meio margino-marinho, muito pouco profundo e confinado (Azerêdo *et al.*, 2003). Cartograficamente, o topo desta unidade mostra clara irregularidade da frente de dolomitização secundária, atingindo certamente parte dos carbonatos da unidade sobrejacente, a **Form. de Pedreiras** [Batoniano Sup.-Caloviano Inf. (?)] (variável entre cerca de 250 m a este, na Serra da Arrábida até cerca de 50 m na região de Azóia, a oeste) (Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2006b) (= Calcários de Pedreiras, Manuppella *et al.*, 1999), que regista o início de um novo período de invasão marinha, ainda que confinada. A grande variação de espessura é, em parte, atribuível à dolomitização secundária que irá colocar, cartograficamente, parte desta unidade na subjacente. Estas duas Forma-

ções constituem as unidades de resistência dos núcleos de relevos conformes associados aos principais anticlinais na região da Arrábida.

Em síntese, as fácies calovianas estão marcadas em toda a Bacia por forte descida do nível marinho relativo, com dimensão regional correspondente a toda a Europa sul-ocidental e associada a descida eustática (regressão forçada), a qual vai provocar o enchimento por sedimentos transicionais e detríticos da Bacia e originar importante descontinuidade que corresponde a lacuna estratigráfica de cerca de 3 Ma (*vide* § 2.2). Estas fácies, indicadoras sistémicas de ambiente marinho franco até o Caloviano Méd. (Zona de Coronatum, Subzona de Baylei, no Cabo Mondego) ou Sup. (Zona de Athleta, em Pedrógão e Montejunto), são rapidamente substituídas por outras, de ambientes de pequena profundidade, que se iniciam, por exemplo, no Cabo Mondego, com lumachelas de ostreídeos e de braquiópodes atribuíveis ao Caloviano Sup., Zona de Athleta. Em Pedrógão, é igualmente nítida a brusca assinatura batidecrescente da série, com as últimas camadas calovianas, exibindo macrofauna marinha de menor profundidade do que a da série subjacente, truncadas por paleo-superfície de desconformidade com lumachela de carófitas (*e.g.* Azerêdo *et al.*, 2002b).

Assim, a unidade seguinte, acima desta descontinuidade (fig. 8), corresponde a ambientes margino-marinhos a continentais (lacustres, de águas doces e salobras, de laguna marinha confinada, episodicamente hiper-salinos e subaéreos) genericamente parecidos a nível de toda a Bacia; contudo, é possível discernir, na análise de alta-resolução dos registos sedimentológico e microfossilífero, diferenciação entre as zonas leste e oeste da mesma (Azerêdo *et al.*, 2002a; Azerêdo & Cabral, 2004). Esta primeira unidade, do Jurássico Sup., é a **Form. de Cabaços**²⁵ [Oxfordiano Méd., Zona de Plicatilis] (muito variável, entre 80 a 200 m; cerca de 390 m na sondagem Campelos-1) (Rocha *et al.*, 1996, *sensus* Atrops & Marques, 1988a) (= Cam. de Cabaço *pars*, Choffat, 1893, 1901; Mouterde *et al.*, 1972; Rocha in Ribeiro *et al.*, 1979; = Calc. de Cabaço, Atrops & Marques, 1986, 1988a; = Form. de Cabaços *pars*, Leinfelder & Wilson, 1989), unidade da base do «andar» Lusitaniano, definido por Choffat (1885, 1893, 1893a) na região de Torres Vedras – Montejunto, para o conjunto de unidades compreendidas entre o Caloviano Sup. e o «Pteroceriano»; este «andar» tem, hoje, apenas valor regional, a nível da Bacia Lusitaniana. Nesta região, esta unidade corresponde a conjunto de calcários folhetados, mais ou menos betuminosos, por vezes com nódulos de cherte, com microfauna abundante, onde se destacam ostracodos, carófitas, cianófitas e dasicladáceas

²⁵ Quanto às unidades litostratigráficas do Jurássico Sup. entendeu-se utilizar a normalização proposta por Kullberg *et al.* (2006) para a cartografia da Área Metropolitana de Lisboa (AML); sendo impossível, neste texto, apresentar em pormenor todas as unidades assinaladas nas cartas geológicas à escala 1/50 000, sugere-se a consulta do conjunto de cartas agora revisto e a utilização das legendas das cartas à escala 1/100 000 para a definição de correlações com unidades de regiões situadas a norte da AML.

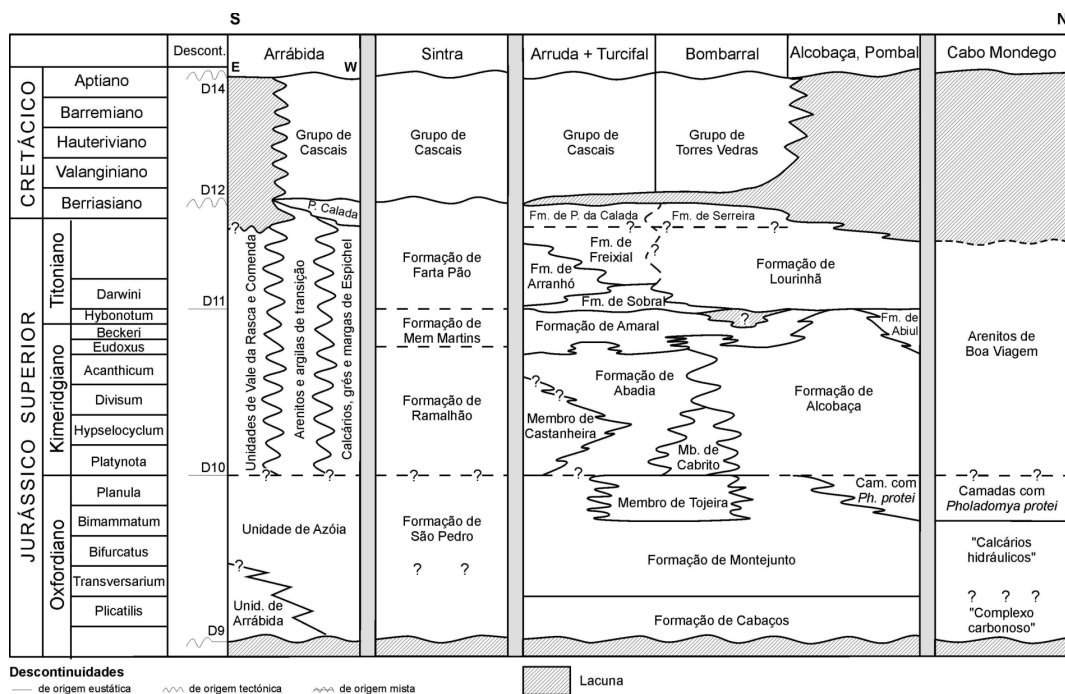


Figura 8. Unidades litostatrigráficas do Jurássico Sup. e grupos da base do Cretácico da Bacia Lusitaniana, para o 2º (pars) e 3º episódios de rifting.

(*Heteroporella lusitanica*; Ramalho, 1971, 1981); na parte superior (cerca de 60 m) da série, no perfil de S. João (topo da Serra de Montejunto), ocorrem calcários margosos, mais ou menos maciços, ricos de equinodermes, bivalves e raras amonites (*Scoticardioceras excavatum*, *Plasmatoceras* gr. *popilianense*) da subzona de Vertebrale. Na região da sondagem de Benfeito-1 a parte superior da unidade apresenta uma sequência carbonatos-anidrite, pseudomorfoses de gesso e brechas de colapso (Leinfelder & Wilson, 1989). O ambiente em que se formaram estes calcários teria sido lacustre, com importantes variações da salinidade das águas, a marinho pouco profundo. Nas sondagens da região ocorre anidrite nesta unidade, o que permite que ela constitua bom reflector sísmico (Leinfelder & Wilson, 1989).

Mais a norte, na região de Caldas da Rainha – Alcobaga – Leiria – Pombal, a Form. de Cabaços (= Cam. de Valverde, Choffat, 1901; Ruget-Perrot, 1961; Mousterde *et al.*, 1972; Rocha in Ribeiro *et al.*, 1979) tem cerca de 40 a 50 m (cerca de 130 m na sondagem de Vermoil-1) e é constituída essencialmente por *mudstones/wackestones* de fácies lacustres, com carófitas e ostracodos, estes particularmente significativos (Cabral & Colin, 2002; Cabral *et al.*, 2003), a que se associam raros *packstones* e *grainstones*; na base da série ocorrem, em cer-

tas zonas (Serra de Candeeiros, por exemplo) depósitos argilo-ferruginosos, conglomerados e calcários pedogénicos e, superiormente, intercalam-se laminitos microbianos e calcários de laguna confinada (Azerêdo *et al.*, 2002a,b). Alguns destes calcários apresentam níveis com *birdseye* e calhaus negros, bioturbações e, por vezes, abundante mas restrita fauna de bivalves (*Ostrea pulligera*, *Arcomytilus* sp., *Trichites* sp., *Pholadomya* sp.), gasterópodes, foraminíferos e algas (incluindo *H. lusitanica*). Os níveis de lignite podem ser muito abundantes.

Na região da Serra de Boa Viagem – Figueira da Foz²⁶ correlaciona-se a Form. de Cabaços com o «**Complexo carbonoso**» [Oxfordiano Méd. a Sup. ?] (40 m) (Choffat, apont. inéditos; Ruget-Perrot, 1961; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; Rocha *et al.*, 1981; Soares & Rocha *in* Rocha *et al.*, 1987; = Cam. de Valverde, Bernardes, 1992; Reis *et al.*, 1996), essencialmente formado por arenitos, margas xistentas e calcários betuminosos com numerosos leitos de lignitos, fortemente explorados durante cerca de 200 anos, na mina de carvão do Cabo Mondego. A associação fossilífera presente é rica de ostreídeos, outros bivalves (*Unio* sp., *Mytilus* sp.), gasterópodes (*Paludina ribeiroi*, *Planorbis* sp.), restos de vegetais (*Pterophyllum mondeguensis*, *Otozamites munda*, *Brachyphyllum* sp.) e oogónios de carófitas. Nalguns bancos areníticos existem impressões de pegadas de dinossauros terópodes.

Em Pedrógão, os depósitos correspondentes à Form. de Cabaços têm sido objecto de diferentes estudos específicos, dado o excelente registo exposto (Grambast-Fessard & Ramalho, 1985; Azerêdo *et al.*, 2002a,b; Barron & Azerêdo, 2003; Pereira *et al.*, 2003). Trata-se, sobretudo, de margas e calcários por vezes detritícos, lignitos, arenitos lenticulares, calcários areníticos e brechóides, laminitos, sempre com ostracodos e carófitas muito abundantes (e apresentando variações na diversidade das associações), gasterópodes, bivalves e palinó-morfos; na parte intermédia das séries intercalam-se depósitos de laguna marinha confinada que, além dos taxa anteriores, apresentam *H. lusitanica*, foraminíferos aglutinados, serpulídeos, moluscos e raros fragmentos de equinodermes. Ao longo da sucessão ocorrem frequentes superfícies com fendas de dessecação e, mais raramente, evaporitos e estruturas fenestradas. As características referidas evidenciam um meio muito pouco profundo, com variações da salinidade e do grau de exposição subaérea muito frequentes (Azerêdo & Cabral, 2004).

Para sul, na península de Setúbal, a Form. de Cabaços foi identificada na região da Arrábida e nas sondagens do Barreiro (Br-1 e Br-2) com espessuras que variam entre 15 e 60 m (= Complexo marinho salobro *pars*, Choffat, 1908b; Mousterde *et al.*, 1972; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; = Cam. de Cabaços, Seifert, 1963; Rocha *et al.*, 1996), sendo correlacionada com

²⁶ A correlação das unidades desta região com as de regiões mais a sul, é difícil, uma vez que elas são de fácies litorais, lagunares ou lacustres e pobres de bons fósseis estratigráficos. Assim, utilizam-se aqui as unidades utilizadas na carta geológica da Figueira da Foz (Rocha *et al.*, 1981), nunca formalmente designadas como formações.

as «Margas, argilas, calc. com calhaus negros e conglomerados de Arrábida» (Manuppella *et al.*, 1999) [= «**Unidades de Arrábida**» in Kullberg & Machado, 2006 (Oxfordiano Méd.-Sup.?) (150 m, máx.)] (fig. 8) que engloba, na base, os níveis da conhecida «brecha» da Arrábida; sucedem-lhe níveis de margas e calcários lacustres, com carófitas, que evidenciam um aprofundamento da Bacia, tal como sucede noutros locais mais a norte, com a deposição da Formação de Cabaços. Segundo Prego (2008) trata-se de brecha conglomerática calcária extraformacional de suporte granular constituída fundamentalmente por clastos da dimensão do cascalho, apresentando um *fabric* de suporte granular, composta exclusivamente por litoclastos carbonatados (cristalinos, granulares, bioclásticos ou argilosos de colorações diversificadas) e com matriz argilosa vermelha. Aflora principalmente na metade oriental do sector da Arrábida (cortes do Fojo e da Serra da Achada-Píncaro, Cabeça Gorda, Formosinho, Arremula, Viso, S. Luís).

Inferiormente, os conglomerados assentam em paraconformidade ou em discordância angular (que pode chegar a 20° na Serra do Risco; *vide* Zbyszewski *et al.*, 1965) sobre o carso dos calcários do Jurássico Méd. (Wright & Wilson, 1987; Ramalho, 2007) (*vide* § 2.2).

Esta brecha foi largamente utilizada como pedra ornamental em inúmeras obras de arte, tanto no País como no estrangeiro. Esta designação remonta ao século XIX; aparentemente, a primeira vez que aparece na bibliografia geológica é num texto de Pereira de Sousa (1897); Choffat (1908b) apenas uma vez se refere a estes conglomerados sob a designação de «*Brèches de l'Arrabida*» (Rocha & Kullberg, in Ribeiro *et al.*, 2008).

Para a região ocidental da Arrábida, a Unidade de Arrábida passa lateralmente à base da **Unidade de Azóia** (*vide* adiante).

A segunda unidade do «Lusitaniano» de Choffat é a **Form. de Montejunto** [Oxfordiano Méd., Zona de Plicatilis, a Sup., Zona de Planula] (muito variável, entre 150 a 320 m; cerca de 575 m na sondagem Campelos-1) (= Form. de Montejunto *sensus* Atrops & Marques, 1988a + Form. de Tojeira, Rocha *et al.*, 1996) (= Cam. de Cabaços *pars* + Cam. de Montejunto, Choffat, 1893, 1901; = Calc. de Cabaços *pars* + Calc. de Montejunto, Mouterde *et al.*, 1972; = Calc. de Cabaços *pars* + Calc. de Montejunto + Form. de Tojeira, Rocha in Ribeiro, 1979; = Calc. de Montejunto + Margo-calcários de Tojeira, Atrops & Marques, 1988a; = Form. de Cabaços *pars* + Form. de Montejunto + Membro de Tojeira, Leinfelder & Wilson, 1989). Na região tipo, a metade inferior da unidade corresponde a uma espessa série carbonatada (calcários micríticos cinzentos, calc. margosos, *packstones* oolíticos/oncolíticos alóctones e *grainstones*, *packstones* turbidíticos e *wackstones*) (70 a 160 m) que marca uma brutal modificação das fácies litológicas em relação à unidade anterior; localmente ocorrem níveis com *slumps* de pequena escala, níveis de «calhaus negros» e paleossolos (região de Rocha Forte). A base foi colocada por Atrops & Marques (1988a) num banco de calcários nodulosos, com abundantes amonites (*Arisphinctes subrota*, *Kranaosphinctes* sp., *Neocampylites lautlingensis*).

sis) da Zona de Plicatilis, assinalado nos perfis CN (Corte Novo) e VR (Vale das Rosas); Choffat (1893, 1901) assinalara já associação idêntica, no perfil de Vale das Cortes. Estes calcários eram interpretados como fazendo parte do topo da Form. de Cabaços (Choffat, 1893, 1901; Mousterde *et al.*, 1972, 1979; Leinfelder & Wilson, 1989); no entanto, o perfil CN, que permite melhor estudar a passagem entre as duas formações, mostra que aquele nível de calcários nodulosos, que constitui excelente referência na região de Montejunto, marca bem a base de nova sequência. Assim, a atribuição destes calcários à base da Form. de Montejunto, faz com que esta se inicie ainda na Zona de Plicatilis. Mais acima, segue-se uma sucessão monótona de calcários em bancos finos e regulares que, para o topo, apresenta interleitos margosos pouco espessos; as associações de amonites presentes permitem individualizar as zonas de Transversarium, Bifurcatus e Bimammatum.

A metade superior da unidade (= Form. de Tojeira *in* Mousterde *et al.*, 1983) corresponde a alternância de calcários, calcários margosos e margas (80 a 160 m), sendo estas cada vez mais espessas para o topo da série. O topo mostra níveis de calcários recifais alodápicos, bem desenvolvidos na região de Tojeira, com fluxos clásticos contendo calhaus alóctones de carbonatos de baixa profundidade, carsificados e de rochas do soco (Guéry, 1984). A biofácies é caracterizada pela abundância de amonites das zonas de Bimammatum e de Planula, belemnites, pectinídeos, colónias de coraliários *in situ*, espículas de espongiários, foraminíferos e ostracodos. O meio de deposição desta subunidade corresponderia a zona de acarreios turbidíticos em plataforma carbonatada externa e profunda.

Mais a norte, na região de Caldas da Rainha – Alcobaça – Leiria – Pombal, a Form. de Montejunto (= Form. de Montejunto *sensus* Atrops & Marques, 1988a + Form. de Tojeira, Rocha *et al.*, 1996) (= Cam. de *Pholadomya protei*, Choffat, 1885, 1901; Ruget-Perrot, 1961; Mousterde *et al.*, 1972; Marques *et al.*, 1992) tem 80 a 100 m de espessura (cerca de 350 m na sondagem Gaiteiros-1) e corresponde a sequência de calcários cinzentos (*wackestones*), por vezes nodulosos devido a intensa bioturbação (*Thalassinoides* sp.) e margas que, para o topo, passa a *packstones* oolíticos e/ou pisolíticos e *grainstones*. Os calcários contêm coraliários, por vezes *in situ*, a mesma abundante fauna de bivalves da unidade anterior, gasterópodes, raras amonites e belemnites, espículas de equinídeos, estromatoporídeos, algas, foraminíferos e ostracodos, restos de plantas, oncólitos e intraclastos. São correntes diversas estruturas sedimentares (*grooves* e laminação cruzada do tipo *herring-bone*, estratificações entrecruzadas, *slumps* de pequena dimensão). Esta unidade ter-se-ia depositado em plataforma carbonatada com pequena altura de água. No topo, individualizam-se, para norte, as Cam. com *Pholadomya protei*, formadas por calcários mais ou menos margosos e margas ricas de bivalves e com raras amonites das zonas de Bimammatum e de Planula.

Na região da Serra de Boa Viagem – Figueira da Foz a Form. de Montejunto é correlacionável com o conjunto dos «Calcários hidráulicos» (Choffat, apont. inéditos; Ruget-Perrot, 1961; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; Rocha *et al.*, 1981; Soares & Rocha *in* Rocha *et al.*, 1987;

= Cam. de *Pholadomya protei* pars, Bernardes, 1992; Reis *et al.*, 1996) e das **Cam. com *Pholadomya protei*** [Choffat, apont. inéditos; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; Soares & Rocha *in* Rocha *et al.*, 1987; = Cam. marinhas com numerosos (ou ricas de) lamelibrânquios, Ruget-Perrot, 1961; Rocha *et al.*, 1981; = Cam. de *Pholadomya protei* pars, Bernardes, 1992; = ? Form. de Alcobaça, Reis *et al.*, 1996], atribuídos, com dúvidas, ao Oxfordiano Sup.

Os «Calcários hidráulicos» (cerca de 80 m) correspondem a uma série de calcários compactos, cinzento escuros, de grão fino, em bancos espessos, sobrepostos por alternância de calcários ligeiramente margosos e argilas lignitosas e piritosas, com fauna de água doce, idêntica à do «Complexo carbonoso» (*Unio* sp., *Paludina* sp., ostracodos, carófitas) e restos de peixes holósteos (*Propterus microstomus* sp. e *Lepidotus* sp.); são correntes pistas de dinossauros terópodes de grandes dimensões.

A presença de *Hemicidaris* sp. constitui indício de influências marinhas no seio de fácies essencialmente continentais. Estes calcários foram largamente explorados no Cabo Mondego para o fabrico de cimento.

Por seu lado as Cam. com *Pholadomya protei* (80 m) correspondem a conjunto de calcários mais ou menos margosos, nodulosos e margas negras e cinzentas com algumas intercalações de arenitos avermelhados, que são atribuídos a depósitos litorais muito zoogénicos (abundantes *Ostrea pulligera*, alguns níveis com restos de equinódeos, braquiópodes) com influências salobras para o topo da unidade (ostracodos e oogónios de carófitas).

A Form. de Montejunto foi, ainda, reconhecida em profundidade, nas sondagens Barreiro-1, Barreiro-2 e Barreiro-3 (cerca de 250 m), onde está representada por fácies de *wackestones* oncolíticos, margosos e bioclásticos, associados a intercalações de brechas calcárias; para o topo individualizam-se níveis de margas e brechas argilosas onde foi assinalada a presença de *Subdiscosphinctes* (*Aureimontanites*) *castroi* (classificação R. B. Rocha), amonite de Zona de Planula. O ambiente de sedimentação teria sido marinho, margino-litoral a de plataforma profunda.

Na Arrábida a **Unidade de Azóia** (Kullberg & Machado, 2006) [Oxfordiano Méd.-Kimeridgiano ?] (= Complexo marinho salobro *pars*, Choffat, 1901, 1908b; Mouterde *et al.*, 1972; = Cam. de Montejunto, Seifert, 1963; = Calcários de Azóia + Calcários com grés intercalados do Risco + Dolomititos de Forte da Baralha, Manuppella *et al.*, 1999) é essencialmente calcária-dolomítica e tem uma espessura muito variável nos sentidos N-S e E-W, com máximo de cerca de 340 m no Facho. A falta de ligação cartográfica e a ausência de bons fósseis estratigráficos dificultam a relação entre as três unidades litostratigráficas de Manuppella *et al.* (1999), aqui incluídas na Unidade de Azóia. Por outro lado, a dolomitização secundária é passível de induzir posicionamentos estratigráficos duvidosos (Manuppella *et al.*, 1999; Kullberg *et al.*, 2006b); por exemplo, a posição geométrica (e aparentemente estratigráfica) «alta» dos Dolomititos da Baralha deve-se à sua ocorrência em alto estrutural limitado por falhas normais activas durante o final do Jurássico Méd., que foram fossilizadas pelas uni-

dades da base do Jurássico Sup., conferindo aparente equivalência lateral a estas unidades (Kullberg *et al.*, 2000). Entre os vestígios de vertebrados incluem-se pegadas de dinossauros saurópodes (Lockley & Santos, 1993) e pterossauros (Mateus & Milàn, 2010) na jazida da Pedreira de Avelino.

Na envolvente do Complexo ígneo de Sintra a **Form. de S. Pedro** [Oxfordiano Sup., Zona de Bimammatum] (> 90 m) (Rocha *et al.*, 1996) (= Calcários de S. Pedro, Sharpe, 1839; Choffat, 1901; Zbyszewski & Almeida, 1961; Ramalho, 1971; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; Ellis, 1984) compreende conjunto de calcários cristalinos, metamorizados em mármore branco a cinzento-azulado, muitas vezes fétidos, passando, para o topo, a calcário cristalino, alternando com camadas margosas xistificadas por accção do metamorfismo de contacto. Estes calcários contêm espículas de ouriços, corais e amonites mal conservadas da Zona de Bimammatum. Estes sedimentos teriam sido depositados em ambiente pelágico, sujeito a influências oceânicas.

2.1.3. 3º episódio de rifting (Kimeridgiano-Berriasiano Inf.)

As importantes variações laterais de fácies e de espessuras das diferentes unidades litostratigráficas do 3º episódio de *rifting* levam ao estabelecimento de escalas próprias (fig. 8) para cada um dos três sectores já considerados em § 1, a saber:

- a) o *sector meridional*, no qual se individualizam as regiões de Arrábida e Barreiro/Montijo;
- b) o *sector central*, para além de Sintra, com unidades litostratigráficas muito particulares, consideram-se também pertencentes a este sector as unidades das sub-bacias de Turcifal, Arruda para além da sub-bacia de Bombarral, que inclui os cortes tipos de Montejunto e os das regiões de Caldas da Rainha, Alcobaca, Leiria e Pombal;
- c) o *sector setentrional*, a que pertencem as unidades aflorantes na Serra de Boa Viagem – Figueira da Foz.

a.1) Região da Arrábida – As unidades da Arrábida apresentam variações laterais de fácies por vezes muito importantes, tanto no sentido E-W como no N-S, pelo que esta região apresenta uma certa individualidade a nível da Bacia. No entanto, apesar da descontinuidade dos afloramentos, é possível correlacioná-las com as de sondagens profundas da região Barreiro-Montijo (*vide* § a.2). Nesta região individualizam-se quatro unidades parcial ou totalmente correlativas entre si (fig. 8), de este para oeste:

– **Unidades de Comenda e de Vale da Rasca + Arenitos e argilas de transição + Calcários, grés e margas de Espichel** [Kimeridgiano-Titoniano] (variável lateralmente entre

1000 e 600 m) (Kullberg *et al.*, 2006b) (= Conglomerados da Comenda + Argilas, grés, conglomerados e calcários de Vale de Rasca + Calcários, grés e margas de Espichel, Manuppella *et al.*, 1999). Estes últimos autores atribuem, com reservas, as unidades situadas a oriente, pelo seu posicionamento geométrico, ao intervalo Kimeridgiano- topo do Titoniano. O conjunto destas unidades, que apresenta afloramento contínuo da extremidade oriental, na Serra de Gaiteiros, até à ocidental na região de Cabo Espichel-Lagosteiros, constitui um dos melhores exemplos de variação lateral de fácies; podem observar-se aqui, de este para oeste, unidades depositadas em ambiente continental de leques aluviais e canais anastomosados, associados a desmantelamento de relevo tectónico (Kullberg *et al.* 2000) (*vide* § 3.1 e 5), até marinho de plataforma carbonatada de pequena profundidade, inclusivamente com amonóides (*Virgatosphinctes frequens*; Ramalho, 1971), passando por ambiente de transição, inter-mareal, representado por unidades argilo-arenosas a norte de Sesimbra. A jazida de pegadas de dinossauros da Pedra da Mua, associada à lenda de N. S.^a de Pedra da Mua (Antunes & Mateus, 2003), inclui vários trilhos de saurópodes adultos e juvenis, sete dos quais subparalelos, o que indica gregarismo (Antunes, 1976; Lockley *et al.*, 1994; Santos, 2008).

– **Form. de Porto da Calada** [Fácies *purbeck*; Titoniano Sup. ? – Berriasiano Inf. ?] (40 m) (Rey, 1992, 1999, 2006; Rey *in* Rocha *et al.*, 1996) – Alternância de sequências positivas compostas por arenitos brancos, finos a médios, com estratificação entrecruzada, arenitos com calhaus negros e estratificação planar, arenitos siltíticos com lignitos, laminações horizontais, marcas de ondulação e figuras de bioturbação, argilas lignitosas e dolomicritos amarelos e calcários acinzentados com gasterópodes, bivalves e *Anchispirocyclina lusitanica*, representando sedimentação em ambiente intermareal.

O conjunto destas unidades da Arrábida evidencia um claro aprofundamento da Bacia em direcção à sua zona axial, com consequente aumento de espessuras, ao longo de depocentro submeridiano que passa pelas sub-bacias de Bombarral, de Arruda e de Turcifal, a norte (*vide* § b.2 e b.3) e a região de Sintra-Lisboa, mais a sul (*vide* § b.1). Esta tendência vai mesmo acentuar-se, durante o Cretácico Inf., quer para a região da Arrábida quer para a de Sintra-Cascais, onde aliás se fixam o depocentro e as fácies marinhas. Nas áreas periféricas, observam-se ambientes sedimentares de tendência continental, a norte, e, de transição, a leste e a sul.

O próprio padrão cartográfico no sector ocidental da Arrábida assinala essa tendência da geometria da Bacia pois realça um pendor regular em direcção ao depocentro, facto bem demonstrado pela geometria em cunha do conjunto das unidades, com forte variação de espessura desde ocidente até o meridiano de Sesimbra, praticamente desaparecendo na metade oriental da Arrábida.

a.2) Região de Barreiro-Montijo –A descrição das unidades das sondagens desta região permitem uma melhor ligação com as unidades do sector central. Foram aqui identificadas:

– **Form. de Abadia** [Kimeridgiano s. l.] (cerca de 400 m nas sondagens Barreiro-1 e -2 e 370 m em Montijo-1, Rocha *et al.*, 1996) (= Complexo marinho salobro *pars*, Choffat, 1901, 1908b; Mousterde *et al.*, 1972; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; = Cam. de Abadia, Seifert, 1963) – Unidade siliciclástica, predominantemente margosa ou margo-detrítica, caracterizada pela presença de bivalves, foraminíferos e algas e interpretada como correspondendo a ambiente de leques submarinos prográdantes. Na Arrábida esta unidade é correlativa (?) das «Argilas, grés, conglomerados e calcários de Vale de Rasca».

– **Form. de Amaral** [Kimeridgiano Sup. (?)] (entre 60 e 80 m nas sondagens do Barreiro e 425 m na do Montijo-1) (Rocha *et al.*, 1996) (= Pteroceriano *pars*, Choffat, 1908b; Seifert, 1963; Mousterde *et al.*, 1972) – Corresponde a uma unidade carbonatada (calcários intraclásticos, calc. dolomíticos, calc. oolíticos e conglomerados calcários com intercalações de calc. recifais) cuja biofácies é rica de fragmentos de equinóides, bivalves, estromatoporídeos e espículas de espongiários e de microfauna (foraminíferos, algas e ostracodos); ela é interpretada como correspondendo a deposição em meio intermareal a infralitoral, com influências marinhas francas (Ramalho, 1971). De assinalar na sondagem Montijo-1 a presença de um corpo recifal de grande espessura, provavelmente marcando um alto estrutural, no bordo de uma falha normal.

– **Form. de Lourinhã** [Kimeridgiano Sup.(?) a Titoniano] (cerca de 430 m na sondagem Barreiro-1 e 350 m nas sondagens Barreiro-2 e -3) (Hill, 1988; Rocha *et al.*, 1996) (= Pteroceriano *pars* + Freixialiano, Choffat, 1901, 1908b; Seifert, 1963; Mousterde *et al.*, 1972) – Constituída essencialmente por sequências de arenitos e margas com raros níveis calcários, interrompidas na parte média da unidade por alternâncias margosas com pequenos níveis calcários; a biofácies, corrente apenas nestas alternâncias margosas, contém uma associação de foraminíferos muito corrente a nível da Bacia (*Anchispirocyclus lusitanica*, A. cf. *maynci*, *Pseudocyclammina* gr. *parvula-muluchensis*, *Everticyclammina virguliana*), além de ostracodos e fragmentos de bivalves e espículas de espongiários. Esta unidade corresponde a ambiente lacustre a marinho-marginal, com a ocorrência de importantes acarreios clásticos na região de Barreiro. Na Arrábida esta unidade será correlativa (?) dos «Conglomerados de Comenda».

b. 1) Região de Sintra – Individualizam-se aqui três formações:

– **Form. de Ramalhão** [Oxfordiano Sup., Zona de Planula a Kimeridgiano] (430 m na Ponta da Abelheira; ±900 m na sondagem de Monsanto-1) (Rocha *et al.*, 1996) (= Xistos de Ramalhão, Choffat, 1901; Zbyszewski & Almeida, 1961; Ramalho, 1971; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; Ellis, 1984; Ramalho *in* Guéry *et al.*, 1987) – Sequências muito espessas, de fácies marinha, de bancos finos de calcários compactos, de cor escura, por vezes margosos, com algumas passagens bioclásticas e margas, silicificadas e «xistificadas», interestratificados com níveis de brechas calcárias, cada vez mais numerosos e mais espessos para o topo

da série. Além de abundante fauna de amonites (Ramalho, 1971; Atrops & Marques, 1988b) assinalam-se, nesta unidade, restos de corais e equinodermes, espículas de espongiários e bivalves. Episódios de acarreios turbidíticos no seio desta série, provenientes de W, têm sido interpretados como devidos a actividade sísmica (Ellis, 1984).

Esta Formação está fortemente afectada por silicificações metassomáticas que lhe conferem aspecto típico de bandas esbranquiçadas, alongadas e entrecruzadas e que afectam, preferencialmente, as camadas mais margosas (Ramalho *et al.*, 1981). Atendendo à idade que lhe é atribuída, parte da base da unidade seria correlacionável com a Form. de Monte-junto; ela tem sido, no entanto, na sua generalidade, interpretada como unidade correlativa da Form. de Abadia.

– **Form. de Mem Martins** [Titoniano Inf., Zona de Hybonotum] (± 150 m na praia do Abano; ± 320 m na sondagem de Monsanto-1) (Rocha *et al.*, 1996) (= Margo-calcários xistosos, Choffat, 1901; Mouterde *et al.*, 1972; = Calcários margo-xistosos Zbyszewski & Almeida, 1961; = Margo-calcários xistosos + Calcários de oncólitos, Ramalho, 1971; = Margo-calcários xistosos de Mem Martins, Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; = Calcários de Mem Martins, Ellis, 1984; Ramalho *in* Guéry *et al.*, 1987) – Alternâncias repetitivas de tipos litológicos variados, a saber, calcários compactos, micríticos, cinzento-azulados, calcários finamente biodetríticos a microbrechóides, brechas calcárias com fragmentos de biostromas criptalgais, associados a coraliários, estromatoporídeos e espongiários e calc. margosos e margas, levemente xistificados; trata-se, no conjunto, de calciturbiditos proximais, na praia do Abano e mais distais, para este. Para o topo desenvolvem-se calcários de oncólitos (cerca de 30 m), depositados em meio laguno-marinho de pequena profundidade (Ramalho *in* Guéry *et al.*, 1987). São abundantes nesta unidade restos de moluscos, equinodermes, polípeiros e braquiópodes, além de microfauna variada.

– **Form. de Farta Pão** [Titoniano] (± 400 m em Murches) (Wilson *et al.*, 1989) (= Calcários corálícos + Pteroceriano sup. + Freixialiano, Choffat, 1901; = Calcários corálícos + Kimeridgiano e Portlandiano, Zbyszewski & Almeida, 1961; = Calcários nodulosos de Murches, Ramalho, 1971; = Pteroceriano + Freixialiano, Mouterde *et al.*, 1972; = Calcários de oncólitos + Calc. nodulosos, Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; = Calcários nodulosos, Ellis, 1984) – A base compreende cerca de 12 m de calcários maciços, ricos de oncólitos, bivalves, equinodermes, esponjas, corais e briozoários. Seguem-se cerca de 380 m de *mudstones* micríticos nodulares com intercalações de algumas bancadas de margas, ricos de bivalves, esponjas, anelídeos, ofiuróides, miliolídeos, *Anchispirocyclus lusitanica* e dasicladáceas. O topo apresenta horizontes de condensação, com superfícies endurecidas com ostreídeos (Ellis, 1984). A unidade é interpretada como correspondendo a sedimentação em ambiente lagunar restrito, como testemunha a sedimentação predominante de calcários margosos com lituolídeos, carófitas e ostracodos laguno-lacustres (fácies purbeck).

b.2) Sub-bacias de Turcifal e de Arruda – Diferenciadas por Guéry (1984), apresentam colunas tipo muito semelhantes; as primeiras duas unidades sendo muito idênticas às correlativas da sub-bacia do Bombarral, reenvia-se o leitor para a descrição mais pormenorizada das unidades desta sub-bacia. Todas estas unidades, e particularmente as superiores, quase limitadas às sub-bacias de Turcifal e de Arruda, foram pormenorizadamente descritas por Leinfelder (1993), que aí definiu 11 sequências deposicionais de 3.^a ordem.

– **Form. de Abadia** [Kimeridgiano Inf. a Méd. (?)] (cerca de 1200 m; cerca de 970 e 2500 m nas sondagens de Benfeito-1 e de Arruda-1) (Rocha *et al.*, 1996) (= «Assise» de Abadia, Choffat, 1893, 1901; = Cam. de Abadia, Mousterde *et al.*, 1972, 1973; Atrops & Marques, 1988a; = Form. de Abadia *pars*, Leinfelder & Wilson, 1989) – Nas regiões de Castanheira, Carregado e Vila Franca de Xira esta Formação é constituída quase exclusivamente por arenitos arcósicos grosseiros e mal calibrados e conglomerados (= Membro de Castanheira, Leinfelder & Wilson, 1989, parcialmente correlativos das «Unidades de Comenda e de Vale da Rasca», *vide* § a.1); em Arruda dos Vinhos ocorrem, na parte superior, *grainstones* oolíticos com fragmentos de ostreídeos e de lignitos.

– **Form. de Amaral** [Kimeridgiano Sup.] (variável de 30 a 80 m) (Leinfelder & Wilson, 1989; Rocha *et al.*, 1996) (= Corálico de Amaral, Choffat, 1893, 1901, 1908b; Mousterde *et al.*, 1972).

– **Form. de Sobral** [Kimeridgiano Sup. ? – base do Titoniano ?] (variável entre 65 e 130 m) [= «Pteroceriano» *pars*, Choffat, 1901; Mousterde *et al.*, 1972; = Membro Praia Azul da Form. da Lourinhã, *sensus* Hill (1988, 1989), datada de 150 Ma (Schneider *et al.*, 2009); = Form. Lourinhã *pars*, Leinfelder & Wilson, 1989; Rocha *et al.*, 1996; = Cam. de Sobral, Leinfelder, 1993] – A unidade consiste numa sequência siliciclástica de margas siltosas ou arenosas, argilas siltosas e arenitos oolíticos ou não, mais ou menos grosseiros, em parte com estratificação entrecruzada, com raros e finos horizontes de calcários micríticos com percentagens variáveis de calhaus de quartzo; as margas são ricas de fauna de bivalves bentónicos euri-halinos. Podem também ocorrer, tanto para a base como para o topo da unidade, níveis de arenitos avermelhados particularmente desenvolvidos para norte, mas que na parte média apresentam sentido de progradação para sul (Leinfelder, 1993) e que são interpretados como representando a sedimentação de um complexo de delta estuarino. Ocorrem crocodilos, dinossauros e plesiossauros.

– **Form. de Arranhó** [Titoniano Inf.] (muito variável, de 150 a 250 m decrescendo até 0 m para N e W) (unidade de Arranhó, Leinfelder, 1993) (= «Pteroceriano» *pars*, Choffat, 1901; Mousterde *et al.*, 1972; = Form. «Pteroceriano», Leinfelder, 1986; = Form. Lourinhã *pars* Leinfelder & Wilson, 1989; Rocha *et al.*, 1996) – Esta unidade compreende calcários e margas ricas de fauna de moluscos bentónicos euri-halinos na parte inferior e biostromas de coraliários na parte superior. O meio de deposição teria sido de um golfo pouco profundo de carácter estuarino. A unidade só se desenvolveu na parte sul da sub-bacia; ela

corresponde a pequeno episódio transgressivo marcado por calcários calciclásticos de fácies marinha a salobra.

– **Form. de Freixial** – [Titoniano Méd.-Sup.] (150 a 200 m) (Form. de Freixial, Leinfelder, 1986) (= Freixialiano, Choffat, 1901; Mousterde *et al.*, 1972; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; = Form. Lourinhã *pars* Leinfelder & Wilson, 1989; Rocha *et al.*, 1996; = unidade de Freixial, Leinfelder, 1993) – As más condições de observação não permitem, no terreno, uma boa visibilidade e definição desta unidade. No entanto, sobrepondo-se, a sul, à Form. de Arranhó, ela representa uma alternância de calcários, margas e material siliciclástico onde o fóssil corrente é *Trigonia freixialensis*. O meio de deposição corresponde a rampa de pequena profundidade, virada a sul, com águas de salinidade variável. Os acarreios siliciclásticos vermelhos mostram vários episódios de progradação de norte para sul, não sendo, no entanto, clara no terreno a interdigitação entre esta unidade e a Form. de Lourinhã admitida por Leinfelder (1993).

– **Form. de Porto da Calada** – [Fácies *purbeck*; Titoniano Sup. ? a Berriasiano Inf. ?] (32 m) (Rey, 1992, 1999, 2006; Rey *in* Rocha *et al.*, 1996) – As características litológicas e de ambiente de sedimentação desta unidade são idênticas às descritas para a mesma unidade na Arrábida. Para a região de Torres Vedras e Runa esta unidade passa a sequências fluviais de conglomerados, arenitos e argilas (= Form. de Serreira).

b.3) Sub-bacia de Bombarral (Montejunto, Torres Vedras e Lourinhã) – Foi nas regiões de Montejunto e de Torres Vedras que Choffat (1885, 1893, 1893a) definiu o seu «andar» Lusitaniano. No conjunto da região individualizam-se quatro formações:

– **Form. de Abadia** [Kimeridgiano Inf., Zona de Platynota, a Méd., Zona de Acanthicum (?)] (cerca de 1000 m) (Rocha *et al.*, 1996) [= Camadas de Abadia, Choffat, 1885; Mousterde *et al.*, 1972; = «Assise» de Abadia, Choffat, 1893, 1901; = Margas de Abadia, Mousterde *et al.*, 1973; = Arenitos de Cabrito + Margas de Abadia + Arenitos superiores, Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; = Margas de Abadia (= Margas de Casal da Ramada + Arenitos de Cabrito + Membro sup. das Margas de Abadia), Atrops & Marques, 1988a; = *pars* Form. de Abadia, Leinfelder & Wilson, 1989] – Espessa série predominantemente argilosa, contendo níveis detríticos grosseiros e lenticulas de aparelhos recifais. A passagem, muito progressiva, entre o Membro de Tojeira (topo da Form. de Montejunto) e a Form. de Abadia faz-se através do desaparecimento de bancos calcários. As partes inferior (= Margas de Casal da Ramada) e superior (= Membro sup. das Margas de Abadia) da unidade correspondem a finas intercalações de margas, argilas cinzentas, arenitos, siltitos, calcários siltosos, margas xistosas e, ainda, conglomerados, onde são comuns amonites, belemnites e fragmentos de coraliários. Na parte média (= Arenitos de Cabrito; Mousterde *et al.*, 1973) arenitos finos e *grainstones* com oóides encontram-se intercalados com siltitos e margas com fragmentos de aparelhos recifais, por vezes *in situ*.

– **Form. de Amaral** [Kimeridgiano Sup., Zona de Eudoxus (?)] (variável de 30 a 80 m) (Leinfelder & Wilson, 1989; Rocha *et al.*, 1996) (= Corálico de Amaral, Choffat, 1893, 1901, 1908b; Mousterde *et al.*, 1972) – Caracterizada por depósitos carbonatados de pequena profundidade, muito variáveis tanto vertical como lateralmente, de ambientes oxigenados e de elevada energia, com importantes acarreios detríticos e níveis ricos de matéria orgânica (Caetano *et al.*, 2006).

– **Form. de Lourinhã** [Titoniano] (muito variável, entre 600 e 1100 m) (Hill, 1988; Leinfelder & Wilson, 1989; Rocha *et al.*, 1996) (= Cam. com *Lima pseudoalternicosta* + Pteroceriano + Freixialiano, Choffat, 1901; Mousterde *et al.*, 1972; = Form. de Bombarral, Leinfelder, 1986) – Constituída, na parte inferior (= Pteroceriano *sensus* Choffat), por sequências de margas, calcários margosos e calc. detríticos ricos de bivalves (*Arcomylus morrissi*, *Myopholas multicostata*, *Trichites* cf. *saussurei*, *Myophorella lusitanica*). A parte superior (= Freixialiano *sensus* Choffat) compreende sequências de depósitos siliciclásticos margino-litorais, associados a margas e calcários. No seu conjunto a unidade terá sido depositada em ambientes de linhas de água meandriformes que atravessam áreas deltaicas ou aluviais.

Nesta Formação destaca-se a ocorrência de vertebrados terrestres ou lacustres (peixes, anfíbios, lagartos, tartarugas, crocodilos, pterossauros, dinossauros e mamíferos) sendo os dinossauros os mais comuns e de maior visibilidade. Além da existência de vestígios ósseos que certificam a existência de, pelo menos uma dezena de espécies só nesta Formação, é de assinalar a ocorrência de ovos (alguns com embriões), pegadas, gastrólitos e coprólitos (ver resumo da fauna em Mateus, 2006, e dos dinossauros em Antunes e Mateus, 2003).

Entre os dinossauros, destaca-se a existência de espécies únicas, como os saurópodes *Dinheirosaurus lourinhanensis* e *Lusotitan atalaiensis*, os terópodes *Lourinhanosaurus antunesi* e *Allosaurus europaeus*, o estegossauro *Miragaia longicollum* e os ornitópodes *Draconyx loureiroi* e *Trimucrodon cuneatus*. Outros táxones mostram semelhanças com a fauna norte-americana como o *Stegosaurus*, *Torvosaurus*, *Ceratosaurus* e *Allosaurus* (Mateus *et al.*, 2006; Escaso, *et al.*, 2007).

– **Form. de Serreira** [Titoniano ?-Berriasiano Inf. ?] (30 m) (Rey, 1992, 1999, 2006; Rey in Rocha *et al.*, 1999) – Alternâncias de conglomerados de cor vermelha, amarela ou cinzenta, com arenitos com estratificação entrecruzada, interestratificados em finas equências com argilas vermelhas e de cor púrpura, características de ambiente fluvial meandriforme.

b.4) Região de Caldas da Rainha, Alcobaça, Leiria e Pombal – Individualizam-se nesta região três formações:

– **Form. de Alcobaça** [Kimeridgiano a base do Titoniano] (variável entre 150 a 200 m) (Rocha *et al.*, 1996) (= Cam. de Alcobaça, Choffat, 1901; Ruget-Perrot, 1961; Mousterde *et al.*, 1972; Marques *et al.*, 1992; = Complexo de Vale de Lagares, Teixeira & Zbyszewski, 1968)

– Representada por alternâncias de margas mais ou menos arenosas e calcários detríticos, margas e arenitos, que contêm várias associações fossilíferas de coraliários, por vezes *in situ*, raras amonites, bivalves (*Arcomylus morrisi*), equinodermes, braquiópodes, espongiários e restos de plantas; pequenos aparelhos recifais de ostreídeos estão presentes na metade superior da unidade. Níveis de oólitos ferruginosos e abundantes oncólitos ocorrem no seio dos níveis areníticos ou de calcários detríticos ou biodetríticos. O ambiente de sedimentação teria sido o de plataforma carbonatada com pequena altura de água, mas submetida a frequentes descargas siliciclásticas das terras emersas vizinhas.

As Formações da Lourinhã e de Alcobaça são das unidades mais produtivas no que respeita a vertebrados terrestres do Jurássico (Mateus, 2006). A jazida da Mina da Guimarães é a mais rica de vertebrados, tendo sido explorada durante algum tempo para fins paleontológicos por equipas alemãs (Martin & Krebs, 2000, e referências aí contidas). Trata-se uma das mais importantes jazidas de mamíferos do Jurássico com, pelo menos, duas dezenas de espécies únicas pertencentes aos géneros *Guimarotodon*, *Henkelodon*, *Kuehneodon*, *Paulchoffatia*, *Plesiochoffatia*, *Guimarotodus*, *Krebssotherium* e *Haldanodon* (Martin & Krebs, 2000); este último é um mamaliforme docodonte sendo um fóssil essencial para compreender a evolução e origem dos mamíferos. Desta Formação é proveniente o dinossauro saurópode *Lourinhasaurus alenquerensis* (Lapparent & Zbyszewski, 1957), um dos mais completos de Portugal.

– **Form. de Abiúl** [Titoniano Inf.] (variável entre 20 a 50 m) (Rocha *et al.*, 1996) (= Grés superiores *pars*, Choffat, 1901; Marques *et al.*, 1992; = Margo-calcários de Abiúl, Soares & Rocha *in* Rocha *et al.*, 1987; Almeida *et al.*, 1990) – Unidade essencialmente carbonatada (*packstones* e *grainstones* bioclásticos e oolíticos) com dentes de peixes osteiíctios, equinóides, raras amonites, ostreídeos, bivalves (*Arcomylus morrisi*), gasterópodes, coraliários, ostracodos e figuras de bioturbação (perfurações); podem ocorrer, também, níveis margosos e de calcários oncolíticos com coraliários. A presença, nalguns níveis, de *birdseye* e calhaus negros sugere ambiente de sedimentação lagunar, com pequena altura de água, aberto às influências marinhas.

– **Form. de Lourinhã** [Titoniano] (muito variável, entre 200 e 600 m) (Hill, 1988; Rocha *et al.*, 1996) (= Grés superiores *pars*, Choffat, 1901; Marques *et al.*, 1992) – Formada principalmente por arenitos micáceos caracterizados pela presença de finas sequências positivas, com estratificação entrecruzada, marcas de ondulação e de correntes e raros níveis de argilas marinhas e margas com concreções carbonatadas. Os restos fósseis reduzem-se a ostreídeos e abundantes restos de plantas. Estes arenitos ter-se-ão depositado em leitos de linhas de água meandriformes que atravessavam planícies aluviais deltaicas.

c.1) Região da Serra de Boa Viagem – Figueira da Foz, onde apenas se distingue uma unidade, os **Arenitos de Boa Viagem** [Kimeridgiano a Titoniano] (superior a 400 m)

(Rocha *et al.*, 1981; Soares & Rocha *in* Rocha *et al.*, 1987) (= Complexo arenítico, Ruget-Perrot, 1961; Rocha *in* Ribeiro *et al.*, 1979; = Complexo gresoso, Bernardes, 1992; = Form. de Lourinhã, Reis *et al.*, 1996), espessa série arenítico-argilosa, de cor avermelhada e amarelada, com estratificação entrecruzada e alguns leitos calcários, calcário-margosos ou margosos, em que o carácter continental vai sendo cada vez mais acentuado para o topo; esta série assenta em discordância estratigráfica sobre os terrenos subjacentes.

2.1.4. 4º episódio de rifting (*Berriasiano Sup.-Aptiano Sup.*)

Na Bacia Lusitaniana os depósitos cretácicos afloram desde Aveiro, a norte, até à região do Sado, a sul. Os depósitos do Cretácico Inf. anteriores à descontinuidade de ruptura da Bacia Lusitaniana (*breakup unconformity* correspondente à oceanização deste sector da MOI) (Aptiano Sup.) apenas afloram no sector meridional e parte sul do sector central; outros depósitos desta idade afloram no sector central, em discordância sobre as unidades jurássicas. No sector setentrional apenas afloram sedimentos do Cretácico Sup. Durante o Cretácico as principais fontes de sedimentos clásticos são o Maciço Hespérico a este e o *horst* marginal granito-gnáissico da Berlenga, a oeste (fig. 1 e 9).

A Bacia apresenta geometria com um eixo central mais profundo que contém uma série cretácica relativamente contínua entre as regiões de Torres Vedras e do Sado, e degraus marginais – a este e a oeste – com sedimentação descontínua (Rey, 1972). Esta Bacia, cujos depósitos de maior profundidade e com carácter mais acentuadamente marinho se localizam na região de Cascais, tendência que já se verificava pelo menos desde o Titoniano, encontra-se essencialmente aberta para o mar a sudoeste. Encontra-se, assim, protegida das influências do mar aberto através de uma ou mais barreiras topográficas, que reduzem os acarreios sedimentares em direcção aos fundos atlânticos e limitam a entrada de faunas pelágicas na Bacia.

A descrição pormenorizada das unidades litostratigráficas do 4.º episódio de *rifting* não é aqui apresentada, uma vez que elas já se encontram perfeitamente definidas (Rey, 1992, 1993a; Rey *in* Rocha *et al.*, 1996). Estas unidades são constituídas (figs. 10 e 11):

- na região de Cascais e Sintra, por nove formações predominantemente calcárias, com espessura total da ordem de 600 m (430 m dos quais para o intervalo Berriasiano-Aptiano);
- na região da Arrábida, a norte do Cabo Espichel, por alternância de calcários de fácies marinha e dolomitos, de arenitos e argilas margino-litorais, e de conglomerados, arenitos e argilas fluviais, agrupados em doze formações com espessura total de 350 m para o intervalo Berriasiano-Aptiano;

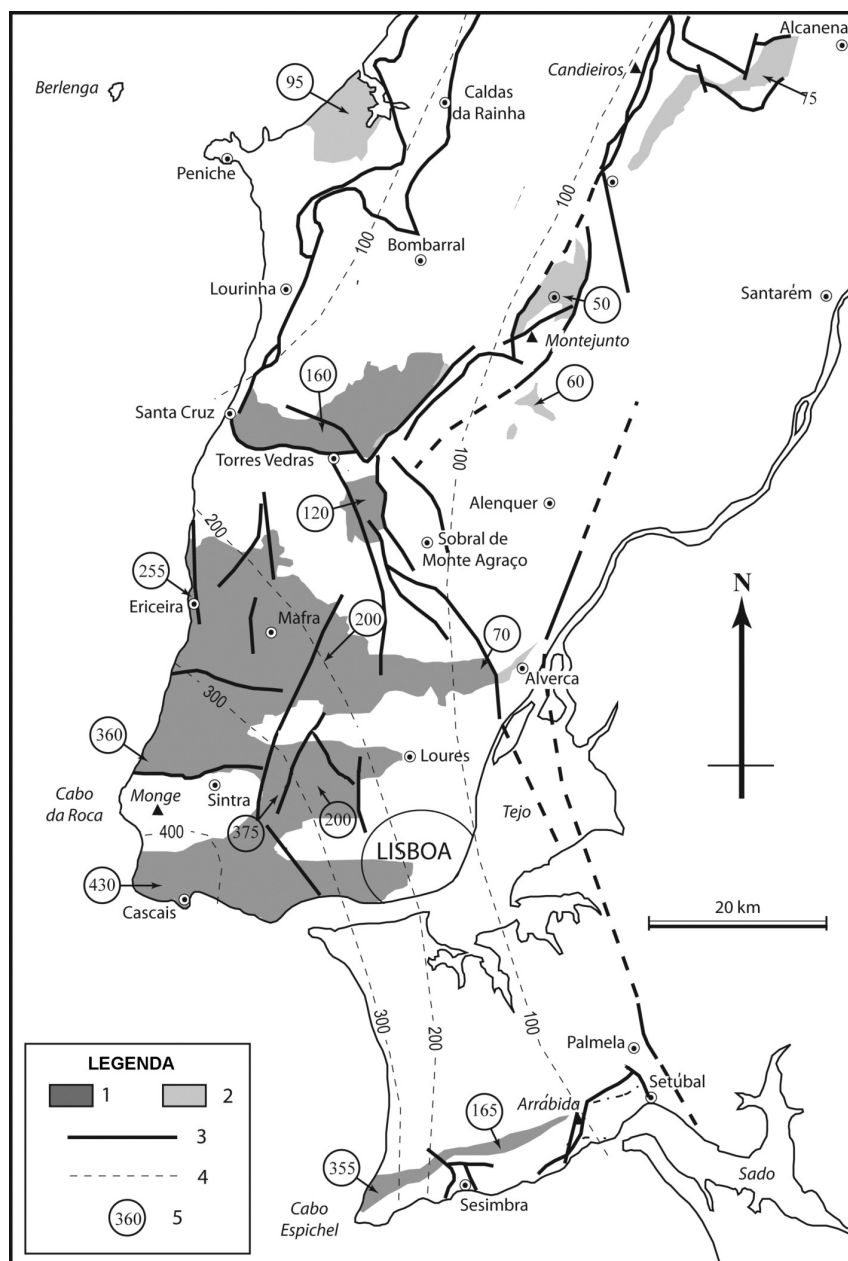


Figura 9. Os afloramentos cretácicos da Bacia Lusitaniana nos sectores meridional e central. 1 – séries relativamente completas; 2 – séries com importantes lacunas estratigráficas; 3 – acidentes principais; 4 – isopacas para o intervalo Berriasiano-Aptiano; 5 – espessura total do intervalo Berriasiano-Aptiano (adapt. Rey, 2006).

IDADE		UNIDADES LITOSTRATIGRÁFICAS				
		Ericeira		Cascais, Sintra		Cabo Espichel
ALBIANO	Sup.	Form. de Galé	Form. de Galé	Mb. Ponta da Galé	?	Mb. Ponta da Galé
	Méd.			Mb. de Água Doce		
	Inf.					
		Formação de Rodízio				D14
APTIANO	Sup.	Form. de Crismina	Mb. Praia da Lagoa	Mb. Praia da Lagoa	Form. de Crismina	
	Inf.		Mb. Ponta Alta	Mb. Ponta Alta		
BARREMIANO	Sup.		Mb. de Cobre	Mb. de Cobre		
	Inf.	Formação de Regatão				D13
		Form. de Ribeira de Ilhas	Formação de Guincho	Fm. Boca do Chapim	Fm. Papo Seco	
HAUTERIVIANO	Form. de Ribamar	Fm. Areia do Mastro		Fm. de Rochadouro		
	F. Praia dos Coxos	Form. de Cabo Raso		Form. de Ladeiras		
	Form. S ^{ia} Susana	Fm. de Maceira	Mb. Lagosteiros	Fm. de Maceira		
VALANGINIANO		Form. S. Lourenço	Form. de Guia			
		Form. de Vale de Lobos	Form. de Serradão	Form. de Vale de Lobos		D12

Figura 10. Unidades litostratigráficas do Cretáceo Inf. nos sectores central e meridional (mod. de Rey & Dinis, 2004; Rey, 2006).

- na região da Ericeira, por sucessão de depósitos com a mesma natureza dos de Cabo Espichel, mas com menor espessura, onde se distinguem dez formações (cerca de 250 m aproximadamente para o intervalo Berriasiano-Aptiano);
- a norte de Ericeira e a este de Loures e de Sesimbra, por sedimentos exclusivamente terrígenos, essencialmente fluviais, com cerca de 160 m de espessura nos afloramentos da zona axial, particularmente a norte de Torres Vedras onde todos os andares se encontram representados em oito formações. Nos degraus marginais o Cretáceo

Inf. apresenta espessura entre 50 e 100 m (afloramentos de Galiota, Alverca, Olhalvo, Abrigada, Alcanede, Cercal, bordo oriental do sinclínio de Torres Vedras) não se encontrando representadas diversas unidades litostratigráficas (fig. 9).

Os fósseis de idade são raros, tanto nos depósitos marinhos como nos continentais. De qualquer forma, a utilização de conceitos e metodologias da estratigrafia sequencial permitem identificar linhas de tempo e, assim, estabelecer correlações fiáveis entre os diversos afloramentos. Podem assim propor-se alguns cenários de paisagens sedimentares cujos depósitos se repartem por ciclos transgressivos-regressivos de 2.^a ordem (Rey *et al.*, 2003).

2.1.4.1. O ciclo Valanginiano – Barremiano Inf.

Durante o Berriasiano Sup. – Valanginiano o limite entre os domínios marinho e continental não se modifica de forma notória. De qualquer forma, o carácter marinho da plataforma carbonatada acentua-se progressivamente, através do desenvolvimento de calcários e margas numa plataforma infralitoral francamente marinha, sem barreiras (**Form. de Serradão**). Em tendência oposta, desenvolvem-se derrames de grés grosseiros cauliniticos em meios estuarinos e fluviais (**Form. de Vale de Lobos**).

No Valanginiano terminal – Hauteriviano Inf. verifica-se uma subida rápida do nível relativo do mar, de forma que as regiões de Cascais, Sintra e Cabo Espichel correspondem agora a meio marinho aberto, habitado particularmente por cefalópodes, com sedimentação inicialmente calcária e depois margosa (**Form. de Guia e de Maceira**). O mar é francamente transgressivo em direcção a norte e a este, uma vez que as vasas litorais chegam aos arredores de Torres Vedras, Alverca e à parte oriental da Arrábida (**Form. de Santa Susana**). No máximo de transgressão aparecem construções recifais (calcários dolomíticos com escleractíneos e estromatoporóides) na região de Cascais onde se desenvolve a espessa bioconstrução de Cabo Raso, assim como a norte do Cabo Espichel e até à região de Ericeira.

Durante o Hauteriviano – Barremiano Inf. a colmatção progressiva da Bacia é acompanhada por progradação dos corpos sedimentares em direcção ao depocentro de Cascais. Na região de Cascais e Sintra, a extensão das fácies recifais diminui progressivamente, sendo substituídas por calcários de plataforma interna com rudistas e dasicladáceas (**Form. de Guincho**). Na região da Arrábida e nos arredores da Ericeira acumula-se uma alternância de calcários e margas infra-litorais com rudistas e equinóides, e dolomitos e arenitos lagunares com restos de dinossauros (**Form. de Praia dos Coxos, Ribamar e Ribeira de Ilhas** na região da Ericeira; **Form. de Ladeiras, Areia do Mastro, Papo Seco e Boca do Chapim**, a norte do Cabo Espichel) em função de flutuações menores do nível do mar. Em direcção

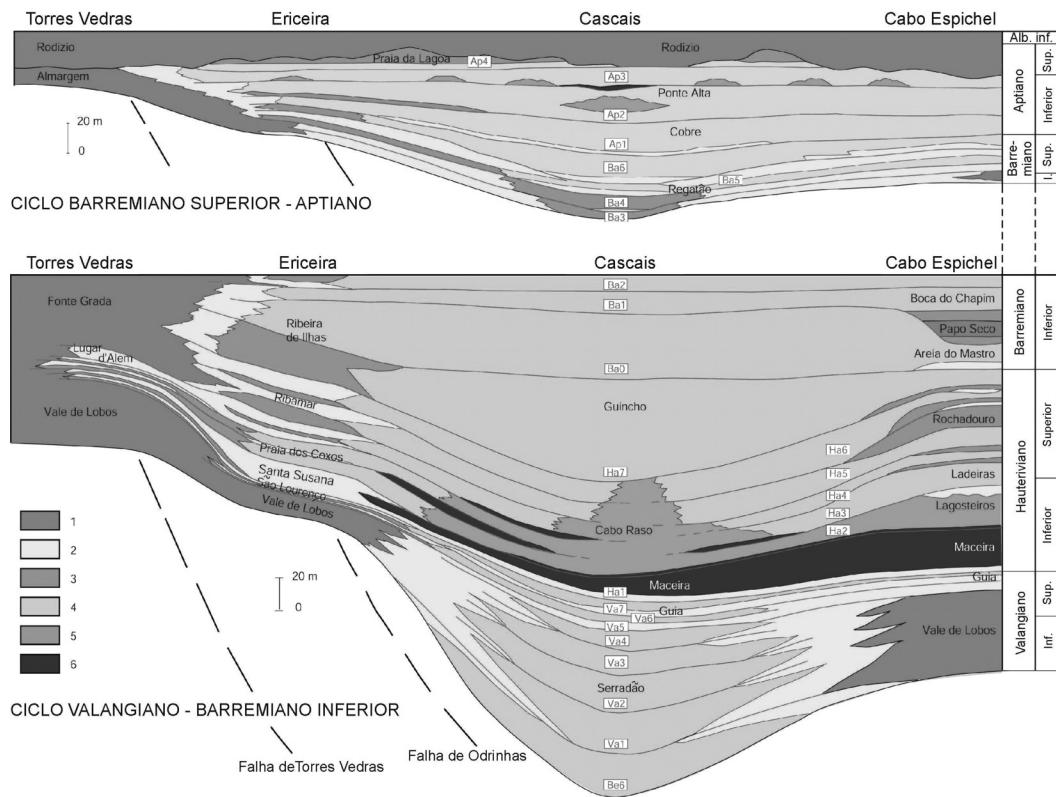


Figura 11. O enchimento sedimentar da Bacia durante o 4.º episódio de *rifting*. Perfis interpretativos entre Torres Vedras e Cabo Espichel. Depósitos: 1 – fluviais; 2 – de estuário e litorais; 3 – lagunares; 4 – de plataforma interna. 5 – bioconstruções recifais; 6 – depósitos de plataforma externa; 7 – limites de seqüências de 3ª ordem (Rey, 2006).

a norte e a este as planícies aluviais são ocupadas por cursos de água de canais divagantes correndo de este para oeste (**Form. de Fonte Grada**).

Relativamente a vestígios de vertebrados, destacam-se na Form. de Ladeiras a jazida de pegadas de dinossauros de Lagosteiros (Antunes, 1976; Meyer *et al.*, 1994; Santos, 2008) e na Form. Papo Seco a área da Boca do Chapim que forneceu restos de ornitópode *Iguanodon* (Lapparent & Zbyszewski, 1957) e *Baryonyx* (Buffetaut, 2007) que indicam idade barre-miana.

Durante este ciclo o máximo de transgressão, na passagem Valanginiano-Hauteriviano, exprime-se por um nível condensado na parte mais distal da Bacia (região de Cascais), pelo aparecimento de sedimentos margosos inter- a supra-mareais na região de Torres Vedras, e por depósitos terrígenos finos em meio continental. Pode reconhecer-se uma pulsação de

ordem menor durante o episódio regressivo, com um pico transgressivo no limite Hauteriviano-Barremiano. O máximo de regressão no Barremiano manifesta-se na série carbonatada de Cascais por uma superfície de emersão carsificada, podendo integrar uma lacuna estratigráfica e, nas séries mistas de Cabo Espichel e Ericeira, por um influxo de arenitos grosseiros ravinantes.

2.1.4.2. O ciclo Barremiano Sup. – Aptiano Sup. basal

Durante o Barremiano superior os únicos depósitos que mostram influência marinha são os que afloram próximo da linha de costa actual, no Cabo Espichel e na Ericeira, com sedimentação predominante de arenitos, argilas e dolomitos de planícies costeiras inter- a supra-mareais e de ambientes estuarinos (**Form. de Regatão**). De resto depositam-se materiais terrígenos associados a descargas fluviais (**Form. de Almargem pro-parte**).

No Aptiano Inf. – Aptiano Sup. basal, uma subida progressiva do nível relativo do mar favorece a instalação de novo dispositivo de plataforma com barreira, e de sedimentação carbonatada. Na parte ocidental da Arrábida, assim como nas regiões de Cascais e Sintra e da Ericeira a Mafra, sucedem-se no tempo, com grande uniformidade espacial de fácies, calcários e margas de plataforma interna (**Form. de Crismina**, Membro de Cobre) e biotromas de madreporários e rudistas associados a cordões litorais arenosos (**Form. de Crismina**, Membro de Ponte Alta). Seguem-se margas com ostras, testemunho de meios de vasas protegidas (**Form. de Crismina**, Membro de Praia da Lagoa). Pode ainda reconhecer-se uma franja litoral de areias finas, inter-mareais, entre Mafra e Loures, enquanto a sedimentação detrítica fluvial continua a norte e a este (**Form. de Almargem pro-parte**).

Durante este ciclo o máximo de transgressão do Aptiano Inf. («Bedouliano» Méd.), tem menor amplitude que no ciclo anterior. Está assinalado por diversas superfícies endurecidas e níveis condensados nas séries marinhas de Cascais e Ericeira. O máximo de regressão no Aptiano Sup., testemunhado pelas descargas bruscas de arenitos e conglomerados fluviais que se espalham por toda a Bacia no Aptiano terminal-Albiano Inf., ravinam mais ou menos profundamente os depósitos subjacentes.

2.1.4.3. O ciclo Aptiano terminal-Albiano (ciclo de selagem da Bacia)

Repentinamente, no Aptiano terminal – Albiano Inf., instala-se um regime continental em todo o compartimento meridional da Bacia Lusitaniana; acumulam-se conglomerados, arenitos e argilas de canais fluviais divagantes (**Form. de Rodízio**) em todas as unidades morfo-estruturais, ravinando mais ou menos profundamente todas as unidades subjacentes.

A Leste, os acarreios provêm principalmente do Maciço Hespérico e diversos indícios (direcções de correntes, granulometrias mais grosseiras e fraca maturidade dos clastos) apontam para que os afloramentos mais a ocidente tenham sido alimentados a partir do bloco da Berlenga. As unidades que materializam a selagem da Bacia, no sector setentrional, na plataforma continental, encontram-se sempre a ravinar parte substancial das unidades jurássicas (por vezes em contacto com a Form. de Coimbra, facto confirmado por todas as sondagens ali efectuadas).

Este ciclo pode, ele próprio, decompor-se em dois ciclos de ordem inferior que se reconhecem tanto no domínio marinho, a sul da Bacia, como no continental, a norte (Dinis *et al.*, 2002). O primeiro pico de transgressão, na base do Albiano Sup., está marcado na região de Cascais por uma camada com amonites (*Knemiceras uhligi*); o segundo, no Vraconiano, é materializado por um leito de margas calcárias ricas de foraminíferos planctónicos de plataforma externa. No limite entre o Albiano e o Cenomaniano o limite superior do ciclo é materializado por uma superfície oxidada, sobreposta por calcarenitos que marcam brusco retorno a ambientes mais proximais.

Os ciclos maiores, de 2ª ordem, são compostos por ciclos de ordem inferior, à escala do milhão de anos, que geram sequências de depósito de 3ª ordem (Rey, 1993b). As características sedimentológicas, paleontológicas e estratigráficas destas sequências de depósitos variam de acordo com a sua localização na Bacia e a sua posição nos ciclos de transgressão-regressão de 2ª ordem. Os cortejos de baixo nível eustático encontram-se raramente representados, localizando-se no preenchimento de vales incisos. Identificam-se geralmente através de um brusco influxo de materiais terrígenos. Na maioria dos casos, os cortejos transgressivos reconhecem-se pelo desenvolvimento de camadas calcárias e margosas estrato-decrescentes e de profundidade crescente, pela abundância de bioturbação e pela elevada frequência de superfícies endurecidas, sobre as quais podem observar-se localmente pegadas de dinossauros (praia dos Lagosteiros, praia Grande do Rodízio). Os cortejos de alto nível são essencialmente calcários (excepto em domínio estuarino onde se desenvolvem corpos areníticos), estrato-crescentes e de batimetria decrescente. Os limites de sequências encontram-se frequentemente assinalados por paleossolos. O diagrama cronostratigráfico baseado nesta interpretação sequencial evidencia claramente o carácter descontínuo da sedimentação, por lacuna dos cortejos de baixo nível marinho ou por erosões locais nos limites de sequências. Foram, deste modo, identificadas 25 sequências no intervalo Valanginiano-Aptiano, e 8 no Albiano. Nos depósitos fluviais siliciclásticos ainda não foi possível identificar as sequências de 3ª ordem.

Durante o Albiano o mar volta a invadir a Bacia, instalando-se na região de Lisboa uma plataforma litoral protegida por barreira, compreendendo: a) um domínio costeiro argilo-arenoso e um domínio interno infralitoral, margoso, com algas verdes, orbitolinas e ostras (Membro de Água Doce); b) um domínio de alto fundo com calcários de rudistas e neri-

neias e cordões de areia (Membro de Ponta da Galé). Estas fácies diversificadas migram progressivamente em direcção a norte e a este ao longo do Albiano, embora fiquem limitadas exclusivamente à região de Lisboa. Depois de uma pausa no Cenomaniano Inf., marcado por sedimentação de margas lagunares («Margas com *Exogyra pseudo-africana*»), a transgressão amplifica-se consideravelmente durante o Cenomaniano Méd. e Sup. (Berthou & Lauverjat, 1979; Callapez, 1998).

2.2. Descontinuidades (figs. 2, 8 e 11)

A tectónica e o eustatismo são os factores que condicionam as descontinuidades sedimentares. Os aspectos tectónicos gerais da Bacia serão discutidos ao longo do trabalho e a curva eustática comparável, em termos de interpretação à mesma escala, é a de longo termo desenvolvida pela equipa da Exxon (Haq *et al.*, 1988), que define ciclos de 2.^a ordem, ou ciclos maiores de fácies transgressivas/regressivas (*sensus* Jacquin & de Graciansky, 1998). Estes ciclos representam intervalos entre 3 a 30 Ma (*op. cit.*, 1998), que reflectem modificações do volume das dorsais oceânicas quando ocorrem variações das taxas de expansão oceânica e, consequentemente, modificações das taxas de subsidência.

Estes ciclos são frequentemente limitados nos máximos regressivos (nível eustático mínimo) por discordâncias, muitas vezes angulares (*tectonically enhanced unconformity*), que materializam um episódio de levantamento crostral (*uplift*) ou de desaceleração da subsidência.

A curva eustática global é, segundo Haq *et al.* (1988), desde o início do Jurássico Inf. até o Cenomaniano, tendencialmente ascendente (subida do nível do mar). As principais inflexões encontram-se nos intervalos: Pliensbaquiano Sup.-Toarciano Inf., Toarciano Méd.-Aaleniano Inf., Bajociano Sup.-Batoniano Sup. (mostrando maior inflexão do que os anteriores), Titoniano-Valanginiano e Barremiano Inf.-Albiano Inf. (com pequena inflexão).

Soares & Duarte (1997) estabelecem oito ciclos megassequenciais, limitados por nove descontinuidades (lacunas ou condensações) no ciclo Triásico-Caloviano da Bacia Lusitana (*1st unconformity-bounded sequence in Wilson et al.*, 1989; 1.^o episódio de *rifting in Soares et al.*, 1993 e Rocha *et al.*, 1996); aqueles autores consideram:

- de origem tectónica quatro descontinuidades no intervalo Triásico-Hetangiano (D1, D1a, D2, D3b), uma na base do Toarciano (D5a) e outra no final do Caloviano (D9);
- de origem eustática, com base na curva de Hallam (1988, 1992), descontinuidades no início do Hetangiano (D3a), base do Pliensbaquiano (D4), início do Toarciano (D5), topo do Aaleniano Inf. (D6), base do Bajociano Inf. (D7) e

topo do Batoniano Inf. (D8). Para as descontinuidades D4, D7 e D8, admitem alguma influência tectónica.

No Jurássico Sup.-Berriasiano (*2nd unconformity-bounded sequence* in Wilson *et al.*, 1989; 2º episódio de *rifting* in Soares *et al.*, 1993 e Rocha *et al.*, 1996) não está referenciada qualquer descontinuidade à escala da Bacia. A sedimentação é muito diversificada, com grandes variações laterais de fácies e de espessuras, conferidas essencialmente por compartimentação tectónica e variações eustáticas de curto termo (ciclos de 2.^a e 3.^a ordem), produzindo-se descontinuidades locais ou regionais de pequena escala. A prevalência de ambientes continentais ou marinho-litorais com águas de pequena profundidade e a escassez de amonóides em grande parte dos sedimentos kimeridgiano-titonianos limitam as datações e as correlações, a nível da Bacia, de algumas das descontinuidades identificadas. Rocha *et al.* (1996) referem que desde o Kimeridgiano Sup. até o final do Jurássico um levantamento tectónico persistente contrabalançou o eustatismo, inibindo o registo biostratigráfico conducente a boas correlações e dificultando a análise sequencial.

Rey (1999, 2006) refere dois períodos principais de crise na evolução geodinâmica da Bacia durante o Cretácico:

- A *crise neocimérica*, a fechar o ciclo regressivo de fácies *purbeck* do Jurássico terminal-Cretácico basal, próximo do limite Berriasiano-Valanginiano, de origem tectónica. Esta crise é marcada pelo aparecimento de conglomerados e arenitos, pela ocorrência de discordâncias angulares e de lacunas sedimentares (erosivas e de não-deposição). A única área que, simultaneamente, mostra aprofundamento, é a área carbonatada de Cascais-Sintra. Aquele autor que, em 1996, considera esta fase tectónica como menor, atribui-lhe como causa provável o movimento de rotação da Península Ibérica em período de desaceleração do *rifting* atlântico.
- A *crise aptiana* (base do Aptiano Sup.) marcada pela entrada de grandes fluxos clásticos de alta energia e a instalação de sistema de depósitos fluviais em toda a Bacia. Este episódio, de origem tectónica, provoca emersão em toda a área do actual território continental português, com consequente ravinamento de depósitos anteriores; são reconhecidas também descontinuidades angulares à escala cartográfica e o bloco da Berlenga emerge, alimentando unidades na proximidade do bordo oeste da Bacia.

A figura 2 apresenta a organização da Bacia (= Fossa Lusitana, Ribeiro *et al.*, 1979) durante as duas primeiras fases de *rifting*, com reavaliação de algumas outras descontinuidades regionais e consequente hierarquização sequencial (sintemas e subsintemas). As principais descontinuidades definidas são as seguintes:

D1 – Base do Mesozóico: Traduz lacuna correspondente a longo período de revalorização morfológica no qual ocorreu a exumação de relevos da cadeia varisca, que é superiormente materializada pelos depósitos de enchimento de depressões progressivamente preenchidas no início do novo ciclo orogénico alpino. A amplitude da lacuna depende das idades a atribuir ao topo do Carbónico do Buçaco (Form. de Monsarros: Estefaniano terminal a base do Autuniano *in* Wagner *et al.*, 1983) e à base do Grupo de Silves (Carniano? – Megassequência A de Palain, 1976), ou seja, um valor máximo estimado de 60 ± 10 Ma.

D2 – Intra-Noriano (?): Essencialmente erosiva, parece ocupar posição mais antiga que a anteriormente admitida por Soares *et al.* (1993). Os dados actualmente disponíveis quanto à geometria da megassequência B (= Cam. de Castelo Viegas, *in* Soares *et al.*, 1985) levam a pensar em datação intra-noriana o que a correlaciona com idades radiométricas atribuídas a alguns filões básicos do Maciço Hespérico (216-218 Ma; Gomes *et al.*, 1995). Além disso, os elementos de campo comprovam a existência de uma fase de fracturação que afecta a Form. de Conraria o que, de certo modo, poderá reflectir o observado noutras bacias (Ziegler, 1988).

D3a – Hetangiano Inf.: O termo B2 (= Camadas greso-carbonatadas com *Isocyprina* e *Promathildia*, Palain, 1976; = limite inf. das Cam. de Pereiros, Soares *et al.*, 1985) corresponde ao primeiro episódio de influência marinha relevante na Bacia, com a base a traduzir um episódio rápido de inundação. A sua não identificação nos sectores ocidentais inviabiliza qualquer perspectiva da variação lateral dos cortejos sedimentares e leva a pensar no carácter marginal da descontinuidade, associada a uma fase rápida de *onlap*. Tal facto poderá associar-se a uma aceleração da distensão, que levou à formação de importantes depressões estruturais.

D3b – Hetangiano Inf.: Ainda sobre o bordo oriental da Bacia, a variação brusca de fácies entre B2 e C1 (*sensus* Palain, 1976) parece testemunhar deslocamento para oeste do eixo de máxima subsidência e concomitante acentuação dos dois depocentros admitidos para a Form. de Dagorda.

D3c – Intra-Sinemuriano: Corresponde à passagem entre as unidades C1 (= Cam. de Pereiros *pars* + Cam. de Coimbra s. s. *in* Soares *et al.*, 1985) e C2 (Calcários de S. Miguel, Soares *et al.*, 1993) e denota carácter erosivo local. De modo geral, acentua-se o carácter homoclinal da rampa com consequente espessamento da coluna de água e ocorrência mais fácil de elementos pelágicos materializada pelos sedimentos margo-calcários ricos de matéria orgânica do Membro de Polvoeira (Duarte *et al.*, 2010).

D4 – Sinemuriano Sup.-base do Pliensbaquiano: Limite entre as megassequências D e E (Soares *et al.*, 1993) ou, segundo a terminologia recente de Duarte *et al.* (2004b; 2010), entre as sequências de 2ª ordem SS e SP; está materializado por condensações a este, a abranger, localmente, a totalidade da zona de Jamesoni e superfícies de *hardground* a oeste (Mouterde *et al.*, 1972, 1978), que marcam o final de sequência de colmatação e o início de rápido

aprofundamento da Bacia. Esta descontinuidade está bem patente nos sectores ocidentais da Bacia, como são exemplo S. Pedro de Moel (Duarte *et al.*, 2004b; 2010) e Peniche. D4 marca o início de uma extensa fase transgressiva que é generalizada a grande parte da Bacia durante todo o Pliensbaquiano Inf. Materializada por grande parte da Form. de Vale das Fontes, a fase transgressiva respeitante a SP tem a máxima inundação na Zona de Margaritatus (Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2010). Na faixa compreendida entre Coimbra e Tomar, dificuldades de observa  o não permitem uma defini  o clara desta descontinuidade. A estrutura  o em rampa homoclinal iniciada no Sinemuriano    tectonicamente acentuada a partir desta descontinuidade, e perdurará até o final do referido 2   ciclo.

D5a – Intra-Toarciano Inf. (intra Zona de Polymorphum): Limite entre as megassequências D e E (Soares *et al.*, 1993), ou, segundo a terminologia de Duarte *et al.* (2004b; 2010) e Duarte (2007), entre SP e ST (fig. 5). Traduz varia  o brusca do regime sedimentar, com acréscimo acentuado do conteúdo argiloso na base do Toarciano. A descontinuidade tende a atenuar-se no sentido distal da Bacia sem, contudo, deixar de se observar acentuada varia  o de fácies. Segundo Duarte (1997) e Duarte *et al.* (2007) a fase transgressiva da base de ST traduz claro controlo eustático,    semelhança do que ocorre noutras bacias peri-tetisianas e atlânticas (Hardenbol *et al.*, 1998).

D5b – Intra-Toarciano Inf. (limite entre as Zonas de Polymorphum e de Levisoni): Limite entre as megassequências E1 e E2 (Duarte & Soares, 1993), ou seja, entre as sequências de 3   ordem ST1 e ST2 (*in* Duarte *et al.*, 2004a, 2007) (Fig. 5). Esta descontinuidade marca grande varia  o vertical de fácies, suportando um corpo carbonatado, siliciclástico (Membro Calcários nodulosos em plaquetas da Form. de S. Gião e Membro CC2 da Form. do Cabo Carvoeiro (*in* Duarte & Soares, 2002). Esta variabilidade    resultante de mecanismo interno    Bacia por rejogo de fractura  o meridiana com soerguimento a ocidente do bloco da Berlenga e conseqüente organiza  o de leques gravíticos submarinos (Wright & Wilson, 1984) com deposi  o de sedimentos arcósicos e matéria orgânica vegetal que se interstratificam nas margas e calcários margosos (Duarte, 1997; Hesselbo *et al.*, 2007; Suan *et al.*, 2008). Kullberg *et al.* (2001) descrevem também actividade tect  nica neste intervalo de tempo, na região de Sesimbra (Sector Meridional), responsável pela g  nese de depósitos de carácter muito peculiar (*flat-pebble conglomerates*), correspondentes a sismitos e a provável modifica  o geométrica do substracto, devida a basculamento de blocos limitados por falhas normais.

D6 – Limite Aaleniano Inf. a M  d. (limite entre as Zonas de Opalinum e de Murchisonae): Corresponde ao limite entre as megassequências E e F (*in* Soares *et al.*, 1993), ou ao limite superior da sequência de 2   ordem ST (Duarte *et al.*, 2004b) e Duarte (2007) (fig. 5). O limite sequencial superior da ST    datado da Zona de Opalinum (DA1 *in* Duarte *et al.*, 2001), descontinuidade que apresenta aspectos sedimentológicos muito diferenciados nas várias por  o  es da Bacia, entre as quais o desaparecimento dos bioermas com espongiários,

típicos da base da Form. de Póvoa da Lomba, ou condensações nos sectores mais ocidentais da Bacia (Mouterde *et al.*, 1980; Henriques, 1992; Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2001; Duarte & Henriques, 2001). Embora haja maior dificuldade em polarizar, temporalmente, os eventos sedimentares, devido à escassez ou falta de indicadores paleontológicos, é nos sectores proximais da Bacia que melhor se definem aquelas rupturas. Alvaiázere constitui o sector onde é mais marcante a variação sedimentar ocorrida entre as megassequências E e F. Uma forte acumulação margosa sucede aos calcários bioclásticos toarcianos (Duarte, 1997).

D7 – Intra-Bajociano Inf.: Bem materializada no bordo sudeste da Bacia, em especial na região de Alvaiázere, traduz o desenvolvimento de pequena fase de aprofundamento, com deposição de material argiloso fino. No sector ocidental, em especial entre Cantanhede e Figueira da Foz, pode considerar-se que esta descontinuidade marca o início da construção de um prisma de cone submarino, responsável pela sedimentação calciturbidítica conhecida no Bajociano Sup. do Cabo Mondego (Watkinson, 1989). A descontinuidade está também marcada pela ocorrência de importantes escorregamentos gravíticos associados à formação de gradientes morfológicos, em especial na parte oriental da Bacia nos sectores central e setentrional, associados a movimentos de falhas normais submeridianas, como a de Arunca-Montemor. Esses movimentos de massa produziram-se essencialmente em duas direcções opostas, para este devido a basculamento de blocos soerguidos (Ateanha) e para oeste (Alvaiázere, Sicó) pelo aumento do espaço disponível no interior da Bacia, que não terá sido compensado pelo influxo de sedimentos, o que a tornou uma *starved basin*, provavelmente por curto período (ante-Bajociano Sup.), após o qual a sedimentação irá compensar e até superar o espaço disponível.

Outra interpretação para esta descontinuidade consiste em considerá-la de idade mais recente, intra Bajociano Sup. ou no limite Bajociano Sup.- Batoniano Inf.; com efeito, a conjugação do que se observa regionalmente nas zonas proximal e distal do sistema de rampa, neste período, sugere que a transição Bajociano Sup.- Batoniano Inf. (mais provavelmente, o topo do Bajociano Sup.) corresponda a uma descontinuidade sedimentar bacinal (Azerêdo *et al.*, 2009). Para estes autores, na parte interna, há incremento rápido da progradação de este para oeste das fácies litorais e marginais, dolomitização pervasiva, calcretos e níveis com pegadas de dinossauros; os ciclotemas peritidais passam a ser gradualmente mais espessos a partir desta fase, ao longo do Batoniano Inf. Este conjunto corresponde claramente a prismas progradantes de depósitos de nível marinho descendente e de baixo nível marinho (*falling and lowstand prograding wedges of sediment*), com máximo regressivo (*max. lowstand*) no topo do Bajociano ?/base do Batoniano (pedogénese, fácies pericontinentais), embora não seja directamente detectável no terreno uma superfície de exposição subaérea de âmbito regional. Este último facto levou Watkinson (1989) e Azerêdo (1993, 1998) a considerarem que a principal causa desta fase regressiva não poderia ser directamente atribuível à descida eustática que é registada nas curvas globais (nomea-

damente Hallam, 1988; Hardenbol *et al.*, 1998). Contudo, o progresso dos conhecimentos e consequente maior controlo da distribuição regional dos tipos de fácies singulares em causa, no conjunto da Bacia, permite estabelecer melhor essa relação e avançar na interpretação (Azerêdo *et al.*, 2009).

A oeste (fácies externas), a sedimentação hemipelágica do Bajociano Sup. é interrompida, na parte superior da sucessão, por fluxos-de-massa (Baleal, pelo menos em parte coincidentes com os do Cabo Mondego), configurando, de igual modo, um cortejo de nível marinho descendente e de baixo nível marinho (prisma-de-bordo de plataforma/rampa associado à acentuada descida do nível do mar). A sucessão passa rapidamente (base do Batoniano) a camadas estratocrescentes (aumento de espaço de acomodação, início do cortejo transgressivo), depositadas em rampa de novo homoclinal.

Assim, a superfície «conceptual» de descontinuidade marcaria o início da formação dos prismas de nível marinho descendente, com sobreposição na parte marginal interna de superfícies de exposição.

D8 – Limite Batoniano Inf.-Batoniano Méd.: Esta ruptura sedimentar parece conjugar-se com a lacuna reconhecida no Cabo Mondego das zonas de Progracilis, de Subcontractus e da base de Morrissi (Mangold, 1990). Na verdade, naquela região, é visível uma significativa variação sedimentológica (na passagem entre as megassequências G e H) com o topo de G a ser materializado por uma sobreposição de superfícies de *hardground*. Na parte oriental da Bacia, o empilhamento predominantemente vertical de fácies variadas de ambientes proximais (oolíticas, calhaus negros, *birdseyes*...), sem amonites, não permite a sua localização precisa. Todavia, é igualmente perceptível nesta parte interna do sistema, aproximadamente no mesmo intervalo, conjunto de evidências de inflexão sedimentar: atenuação do regime acentuadamente progradante antecedente (ver D7) a favor do predomínio da componente agradável, maior concentração de *hardgrounds* e de tempestitos, pelo que é plausível considerar uma certa correspondência com a descontinuidade mencionada para as fácies distais.

D9 (=DIII²⁷)- Base do Caloviano Sup. (Zona de Athleta) a Oxfordiano Méd. (zona de Plicatilis): É a descontinuidade que melhor se encontra representada em toda a Bacia Lusitaniana. Corresponde a lacuna estratigráfica que compreende as zonas de Lamberti (topo do Caloviano) e de Mariae e de Cordatum (Oxfordiano Inf.), correspondendo a cerca de 3 Ma. Neste intervalo, a curva eustática de Haq *et al.* (1987) é francamente transgressiva, embora Hallam (1988) aponte regressão no topo do Caloviano e Hardenbol *et al.* (1998) situem neste limite a inflexão transgressiva-regressiva de um ciclo de fácies transgressivas-regressivas (curva eustática de curto termo). No entanto, a variação não é tão acentuada quanto o aumento verificado na base do andar, responsável provavelmente pelo aprofundamento da Bacia após o Batoniano, em especial no sector central (Rocha *et al.*, 1996, Anexo 8).

²⁷ Esta nomenclatura foi a utilizada por Marques *et al.* (1991) para o sul da Ibéria.

Esta descontinuidade tem expressões diferentes na Bacia, muitas vezes conjugadas, essencialmente das seguintes formas:

- i) discordância angular (serras de Candeeiros-Porto de Mós, plataforma de Cesareda, Montejunto, Arrábida);
- ii) desconformidade com erosão física (paleo-superfície de ravinamento) e/ou química (paleo-superfície de dissolução/carsificação) (Cabo Mondego – corte do farol, Pedrógão, Serra de Sicó, Serra de Candeeiros-Porto de Mós, Arrábida);
- iii) transição brusca de fácies em paraconformidade (Cabo Mondego – corte da praia, Pombal, planalto de Fátima), sempre com hiato deposicional associado, sem indícios de níveis de condensação e com influxos clásticos pouco significativos.

Alguns aspectos peculiares associados à descontinuidade são dignos de realce, nomeadamente a ocorrência de níveis de calhaus negros nas primeiras camadas acima da descontinuidade, em algumas das áreas citadas, nomeadamente na Serra de Sicó, Pombal, Candeeiros, plataforma de Cesareda e Arrábida (este). Leinfelder (1987), referindo-se ao desmantelamento da plataforma de Ota, durante o Kimeridgiano, discute a origem de clastos negros que ali ocorrem. Associa-os a escurecimento a partir de plantas e algas, agentes estes que actuam sobre sedimentos não litificados; estes serão escurecidos e endurecidos por exposição subaérea. No caso dos calhaus negros da região de Ota e de outras regiões da Bacia onde ocorrem, este autor refuta a hipótese de flutuação eustática para a exposição subaérea, relacionando-os com o levantamento de blocos de soco. Registo diverso de níveis pedogénicos (i. e, outro indício de exposição subaérea) é reconhecido nalguns locais, na Form. de Cabaços, nomeadamente, Serra de Candeeiros, Rocha-Forte, Pedrógão (Azerêdo *et al.*, 2002b).

Segundo Ruget *et al.* (1988), nalguns locais da região da Serra de Candeeiros é observável discordância angular de cerca de 15° entre as unidades inferiores e superiores. A unidade de base do Jurássico Sup. (Form. de Cabaços), quando existe, não ultrapassa 40-50 m de espessura e assenta sobre diferentes unidades do Jurássico Méd. (Batoniano e Caloviano).

Segundo Zbyszewski & Almeida (1960) *as Camadas de Montejunto assentam, em discordância, directamente sobre os calcários oolíticos do Dogger... no extremo NE da folha 27-D (?), onde aparecem, na base do «Lusitaniano», níveis margosos, escuros, com fauna salobra (Planorbis sp., Paludina sp., Cyrena sp.), formações conglomeráticas, níveis ferruginosos e, em certos casos (na folha 26-B), formações pseudo-bauxíticas indicando um período de emersão em regime sub-tropical; esta fauna, indicadora de ambiente de água doce, é atribuída à Form. de Cabaços. Ruget-Perrot (1961) recolheu idêntica associação (a que se juntam oogónios*

de carófitas) na base de um canhão cársico, com cerca de 50 m de largura e 20 a 30 m de profundidade, situado na proximidade da charneira do anticlinal de Candeeiros e afectando calcários do Jurássico Méd., a NW de Cabeço Gordo (sector norte da Serra de Candeeiros).

Estudos recentes, nas proximidades daquele último local (corte de Memória) e noutros da região do MCE (cortes de Vale de Ventos e de Valverde), permitiram caracterização mais aprofundada das fácies e dos paleoambientes, bem como identificação sistemática das associações de ostracodos e de carófitas (Cabral *et al.*, 1999, 2001; Azerêdo *et al.*, 2002ab; Cabral & Colin, 2002; Pereira *et al.*, 2003).

Em sondagem efectuada em 1958 pela CPP (Mendiga S3), entre a falha de Mendiga e a falha de Rio Maior-Porto de Mós, foram perfurados 60 m de conglomerado de calhaus carbonatados na base, e argilas e margas lignitosas no topo (Seifert, 1958). Ao descrever a base desta unidade, encontrada noutros locais à superfície (NW de Cabeço Gordo), o autor refere grandes semelhanças com aquela que aflora na Arrábida (Outão, Serra de S. Luís e Ribeira do Cavalo).

Apesar de a Form. de Cabaços quase não ocorrer em afloramento na área da folha 26-D, Zbyszewski & Almeida (1960) referem a sua existência, assinalada *pela prospecção geofísica, no fosso sinclinal a oeste da Serra dos Candeeiros (sinclinal de A-dos Francos)*. A sondagem de Gaiteiros-1, localizada na região axial da Bacia mostra grande continuidade na composição mineralógica, desde a Form. de Candeeiros até à de Montejunto; apenas se regista alguma oscilação nos teores de elementos na fracção carbonatada em profundidades consideradas como correspondentes à passagem da Form. de Candeeiros à de Cabaços (Caetano, 2004), ou seja na descontinuidade Caloviano-Oxfordiano. Este autor interpreta os dados como sendo a expressão de ambientes de deposição muito semelhantes, embora destaque quimismo diferente entre os respectivos ambientes de sedimentação, que poderão ser interpretados como estando relacionados, por exemplo, com modificações climáticas tal como referem Azerêdo *et al.* (2002b). Carvalho *et al.* (2005) confirmam esta continuidade de processos sedimentares em âmbito intra-bacinal, como Kullberg (2000) tinha sugerido, ao verificarem através da análise de logs de sondagens, a grande dificuldade de se separarem as Form. de Brenha / Candeeiros da de Cabaços; quando não é detectada discordância angular, apenas a presença de anidrite servirá como indicadora da unidade superior.

A origem desta descontinuidade, que está bem marcada em toda a Europa sul-ocidental, no México, nas Caraíbas e na Bacia de Neuquen (Argentina), portanto tem um carácter regional bastante vasto, deverá estar ligada a processos geodinâmicos de grande escala, que terão levado a Bacia, e pelo menos a Ibéria, a levantamento progressivo provavelmente desde o Caloviano Méd., o que levou à sua completa, ou quase completa, emersão até o Oxfordiano Méd. O retomar do registo sedimentar a partir daqui mostra uma tendência agora contrária, de aprofundamento, retomando-se progressivamente os ambientes, genericamente de plataforma, já existentes para o topo do Jurássico Méd. O efeito de movimento

vertical geral que atingiu a Bacia tem como consequência um efeito de migração de fácies, também em dois sentidos, como se encontra explícito no modelo de Azerêdo *et al.* (2002b).

Terrinha *et al.* (2002) referem, relativamente a esta e outras descontinuidades, particularmente na Bacia do Algarve, evidências sobre a existência de episódios de inversão tectónica precoce, transitórios, no intervalo em análise. Como se verá no parágrafo 4.1.1, também na Bacia Lusitaniana existem evidências destes episódios, a mais evidente das quais no intervalo correspondente a esta descontinuidade. Esta interpretação não é incompatível com a anterior porque, mais uma vez, se destaca o carácter extra-bacinal que se propõe para os processos conducentes à inversão precoce. Portanto, a descontinuidade não estará relacionada com um episódio de *rifting* localizado na MOI porque, alargando os limites temporais da descontinuidade, nada de substancial se modificou na Bacia: o registo sedimentar não se modificou de forma significativa e a geometria, a cinemática e a dinâmica da Bacia também não.

D10 (=DVIII) – Limite Oxfordiano - Kimeridgiano (topo da zona de Planula – base da zona de Platynota): Durante uma época de alto nível eustático, corresponde a período de instabilidade tectónica, que se materializa por levantamento generalizado dos bordos da Bacia, acompanhado por rejogo da fracturação, basculamento de diversos blocos para SE e a individualização das sub-bacias de Bombarral, Turcifal e Arruda. Este limite está marcado pelo grande desenvolvimento da sedimentação argilosa bacinal, com aumento da taxa de sedimentação, aumento de energia do meio, desenvolvimento de calcários alodápicos, fracturação sinsedimentar e fenómenos de *slumping* ou karsificação (Leinfelder & Wilson, 1989) no topo do Membro de Tojeira, bem como o início de abundante ocorrência de minerais micáceos, fragmentos de plantas e intensa bioturbação. A fase paroxismal desta instabilidade tectónica está marcada no início da Form. de Abadia, por grandes leques submarinos de material siliciclástico, mais ou menos grosseiro, que correspondem aos Membros de Cabrito (Bombarral) e de Castanheira (Arruda).

D11 (=DXII) – Intra Titoniano Inf. (topo da zona de Hybonotum – base da zona de Darwini ?): Foi assinalada na região de Alcobaça, onde é correlacionada com superfície irregular fortemente micácea, com grande percentagem de material carbonatado e intensa bioturbação, que foi interpretada como correspondendo a uma primeira descida eustática de idade titoniana, entre o limite das zonas de Hybonotum e Darwini, ou já na base desta última.

D12 (=DXVI) – Intra Berriasiano: É marcada por um hiato à escala da Bacia, excepto nas regiões de Cascais e Cabo Espichel, as mais profundas da Bacia para o final do Titoniano-início do Berriasiano, que começam a prefigurar uma nova geometria para o episódio de *rifting* seguinte.

Após a colmatação das sub-bacias pelos sedimentos fluviais com episódicas influências marinhas, do final do Titoniano - início do Berriasiano (Form. de Porto da Calada e de Ser-

reira), que marcam ciclo regressivo, Rey (1999) assinala a ocorrência de evento tectónico na proximidade do limite Berriasiano-Valanginiano; Wilson *et al.* (1996), atribuem a mesma idade à descontinuidade. Este evento é evidenciado (Rey, *op. cit.*) por:

- 1) aprofundamento da área de sedimentação carbonatada de Cascais-Sintra;
- 2) ocorrência brusca de conglomerados e arenitos no bordo da plataforma marinha;
- 3) discordâncias angulares das unidades detríticas valanginianas sobre as precedentes, nomeadamente nas regiões de Cercal e de Torres Vedras;
- 4) hiatos de erosão ou não sedimentação nas margens ocidental e oriental da Bacia.

Esta descontinuidade enquadra temporalmente a idade da crosta oceânica mais antiga conhecida a oeste da MOI (142 Ma, chron M21 a M16, seg. Mauffret *et al.* 1989), que se situa na Planície Abissal do Tejo, e que pode ter levado ao empolamento da crosta continental vizinha, a NE, na Bacia Lusitaniana. Esta idade marca o início do 4.º e último episódio de *rifting* na Bacia, que se caracteriza por um muito maior confinamento, provavelmente com barreira morfológica a oeste, norte e este, o que denota um aparente basculamento geral para S/SW. Outros autores (Pinheiro *et al.*, 1992; Whitmarsh & Miles, 1995) apontam idade mais recente, Valanginiano-Hauteriviano (133 Ma, chron M11, escala de Gradstein *et al.*, 2004), para a crosta oceânica mais antiga. Mauffret *et al.* (1989) sugeriram a existência de um *rift jump* para oeste, na PAT, para justificar estas duas idades conhecidas.

D13 – Intra-Barremiano: Esta descontinuidade é marcada (Rey, 1999, 2006) por um máximo de regressão e emersão generalizada da Bacia Lusitaniana que se registam no fim do Barremiano Inf. através de uma superfície cársica que pode materializar um hiato na região de Cascais, entre as Form. de Guincho e de Regatão; nas regiões de Ericeira e de Cabo Espichel fica marcada pela ocorrência de fluxos areníticos ravinantes da base da Form. de Regatão. Aqueles episódios poderão estar associados ao início de formação de crosta oceânica no segmento ibérico (chron M3, Srivastava *et al.*, 2000), no início da exumação do manto no segmento da Galiza (Fuegenschuh *et al.*, 1998; Srivastava *et al.*, 2005) e ao aumento significativo da velocidade de expansão oceânica no segmento do Tejo (Srivastava *et al.*, 2000).

D14 – Aptiano Sup.: Ao contrário da descontinuidade anterior, a «crise aptiana» tem repercussões à escala de toda a Bacia. Mesmo na região de Cascais-Sintra, onde, pelo menos desde o Jurássico Sup. (uma vez que não existem registos à superfície, nem em sondagens, de unidades mais antigas) as fácies indicam sempre a maior profundidade na Bacia, o mecanismo responsável pela ocorrência da discordância foi suficientemente importante para deixar marcas no registo sedimentar. Na figura 10 esta alteração brusca encontra-se bem marcada no Aptiano Sup.

A subida progressiva do nível eustático que se inicia no Aptiano Inf., após uma regressão máxima no Barremiano (Rey, 1999), é bruscamente contrariada pelo súbito influxo de

materiais clásticos de alta energia, provenientes do Maciço Hespérico, a este e do bloco da Berlenga, a oeste. As evidências de acarreios provenientes de oeste encontram-se somente a sul do paralelo de Torres Vedras; estes materiais, transportados em sistema fluvial anastomosado, provocam grandes truncaturas erosivas nas unidades subjacentes, aumentando do centro para a periferia da Bacia, nunca chegando, a norte da falha de Nazaré, a atingir o soco no bloco da Berlenga.

Nos três sectores da Bacia, as unidades acima da descontinuidade têm espessura relativamente constante e pequena, com cerca de 200 a 300 m. A norte da falha de Nazaré, no continente, esta espessura inclui as unidades do Cretácico Sup. Na plataforma é reconhecida importante descontinuidade generalizada destas unidades, por vezes assentando sobre a Form. de Coimbra, o que representa uma ausência de mais de um milhar de metros de sedimentos.

Esta descontinuidade representa a descontinuidade de rotura da Bacia (*breakup unconformity*) (Wilson *et al.*, 1989, Dinis & Trincão, 1995, Pinheiro *et al.*, 1996, Rasmussen *et al.*, 1998, Kullberg, 2000), que marca o início da oceanização do Atlântico Norte, com rotura crostal pelo menos a sul da falha de Nazaré (*vide* § 5). A partir desta altura inicia-se a transformação da MOI em margem passiva, predominando no início, processos exógenos entre, por um lado, a progressiva exumação do Maciço Hespérico, a leste, que produz sedimentos que vão colmatar a morfologia herdada das fases distensivas da Bacia Lusitaniana e, por outro, os sucessivos ciclos eustáticos de natureza global (Turoniano Inf., Coniaciano, Campaniano Inf. e Maastrichtiano Inf.; *vide* § 5.2). O espaço geográfico da Bacia Lusitaniana fica então completamente preenchido durante o Cenomaniano, quando uma extensa plataforma carbonatada se prolonga bastante para o interior da MOI (Dinis *et al.*, 2008). Este é também o momento a partir do qual se reorganizam os limites norte, este e sul da subplaca ibérica, primeiro pela abertura do Golfo da Biscaia e consequente rotação sinistrógrica da península, durante o Cretácico Superior e, depois, no Cretácico terminal, pela colisão entre África e a Eurásia, conferindo um ambiente genericamente compressivo na subplaca (*vide* Pais *et al.*, cap. III.7, neste volume). É neste contexto geodinâmico que ocorre o 3º ciclo magmático, com ampla expressão na área geográfica da Bacia Lusitaniana (*vide* § 4.2 e 4.3).

3. Unidades tectónicas: geometria e cinemática

3.1. Limites da Bacia (fig. 12)

A – Bordo este

A Bacia alonga-se segundo direcção NNW-SSE, uma vez que as estruturas que acomodaram a distensão mesozóica têm predominantemente esta orientação, nomeadamente o seu bordo este, parcialmente materializado pela falha de Porto-Tomar (FPT), que faz fronteira

com o Maciço Hespérico. Esta constitui um segmento reactivado da sutura entre as zonas Centro Ibérica e da Ossa Morena.

Trata-se de um bordo de bacia subvertical, pelo que não terá acomodado extensão. No entanto existe um corredor paralelo à FPT com largura variável entre 5 e 15 km, no interior da Bacia, que apresenta uma série de estruturas em *horst* e *graben* de escala quilométrica que separou uma zona externa de crosta não estirada de uma interna estirada; é nesta transição que falhas lístricas e flexuras acomodam um elevado gradiente de aprofundamento da Bacia e o aumento da extensão finita (Ribeiro *et al.*, 1996) (fig. 13).

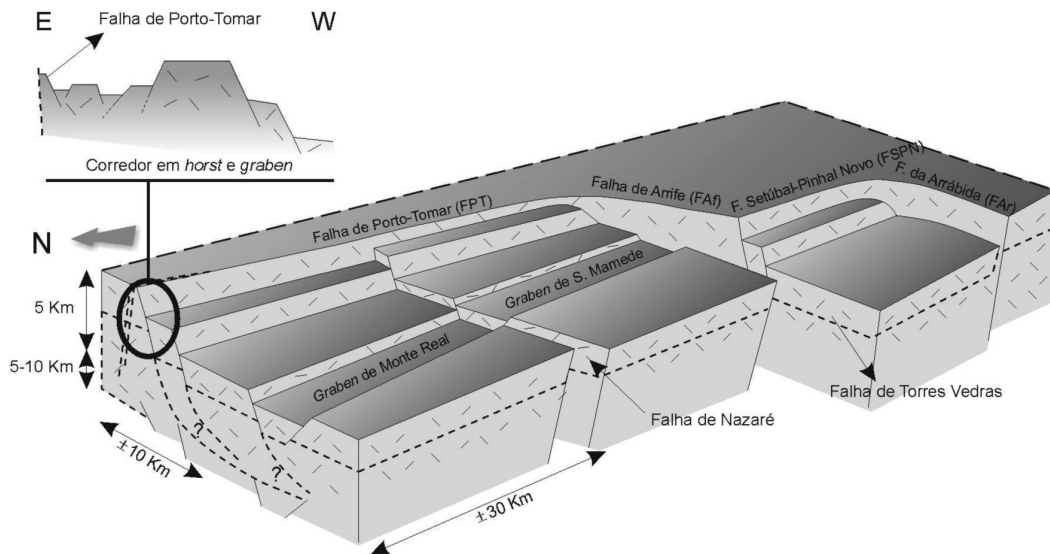
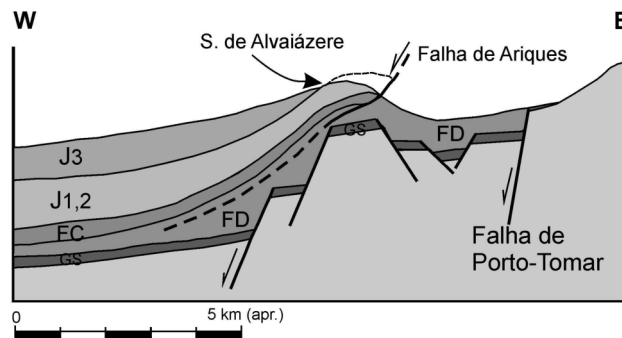


Figura 12. Modelo tridimensional do soco da Bacia Lusitaniana, mostrando a interligação de falhas extensionais N-S e NE-SW e as de direcção E-W a ENE-WSW; o modelo representa esquematicamente a geometria do soco no final da evolução da Bacia (adapt. de Ribeiro *et al.*, 1996).

Figura 13. Transversal esquemática junto ao bordo este da Bacia Lusitaniana, mostrando comportamento diferenciado entre o soco (*thick skinned*) e a cobertura (*thin skinned*) na acomodação da distensão, com nível de descolamento na Form. de Dagorda (Ribeiro *et al.*, 1996). Para as unidades ver legenda da figura 16.



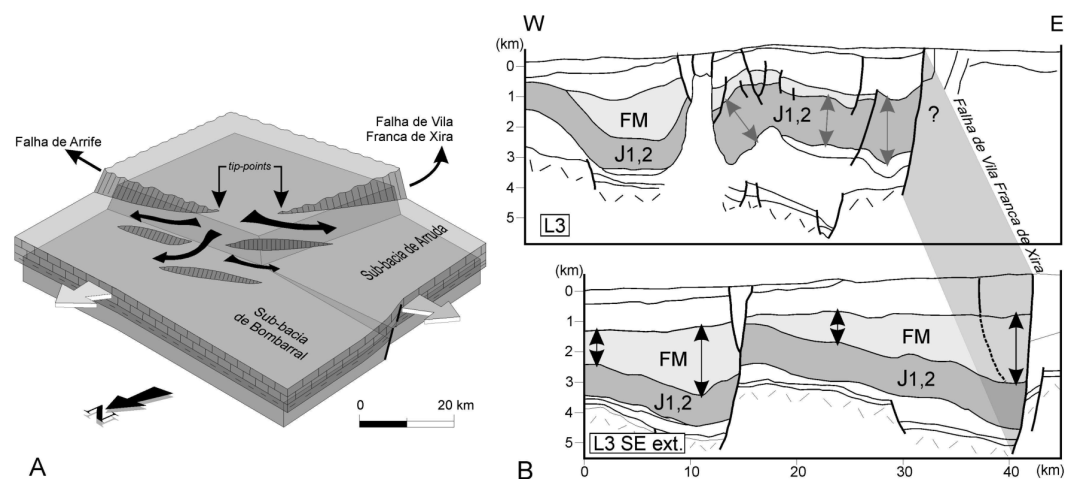


Figura 14. A) Modelo tridimensional que ilustra a formação de rampas de ligação (*relay ramps*) entre várias plataformas estruturais durante o Jurássico Sup., pondo em evidência um misto entre acomodação dúctil e frágil da cobertura sedimentar ao movimento das falhas normais no soco. B) Interpretações de perfis sísmicos que atravessam o bordo este da Bacia e mostram: i) a existência de estruturas superficiais e profundas (tectónica *thin* e *thick skinned*) durante o Oxfordiano e o Kimeridgiano (Form. de Montejunto - FM); ii) a forte activação da falha de Vila Franca de Xira, que é, em parte do seu trajecto (a sul), uma falha de crescimento durante o Oxfordiano, tal como outra no interior da Bacia (em L3 SE ext.). Durante a deposição das unidades do Jurássico Inf. e Méd. (J_{1,2}), não é evidente a influência da falha (perfis adapt. de Lomholt *et al.*, 1996).

As principais falhas têm orientação submeridiana e acomodam distensão aproximadamente E-W; esta cinemática é verificável em falhas normais da cobertura na proximidade do bordo, desde o Sector Central da Bacia até à região da Arrábida (Kullberg, 1991)

De Tomar para sul o bordo assume um traçado irregular, tomando direcção NE-SW ao longo do sector sudeste do MCE. Esta orientação é materializada pela falha normal do Arrife (FAf), onde o topo do soco no compartimento NW, a tecto da falha, se encontra cerca de 1500 m afundado relativamente ao do bloco a muro, o que significa que a posição do soco não foi completamente recuperada durante a inversão tectónica, o que implica que a FAF constituiu bordo tectónico principal da Bacia (Ribeiro *et al.*, 1996). Mais ainda, implica que o estilo da falha é diferente durante dois intervalos da sua história: será do tipo *thick skinned* (com envolvimento do soco) durante o período distensivo mesozóico e essencialmente *thin skinned* (pelicular) durante a compressão cenozóica.

A FAF encontra-se ligada à falha de Setúbal-Pinhal Novo (FSPN), limite oriental do Sector Meridional da Bacia Lusitaniana, através de um sistema complexo e difuso (de difícil reconhecimento e interligação cartográfica) de falhas normais *en échelon*, com orientações

que rodam progressivamente de NE-SW (FAf) para N-S (falha de Vila Franca) e NNE-SSW (FSPN), entre os paralelos de Montejunto e de Lisboa (fig. 14A). Em perfil, observa-se (fig. 14B) novamente uma combinação de estilos tectónicos pelicular e profundo, com reactivações diferenciais de falhas normais especialmente no Jurássico Sup. Uma vez que, no que se refere às unidades do Jurássico Inf. e Méd., não são observáveis estruturas de crescimento, a distensão a nível do soco, neste conjunto de falhas, pode ser considerada como negligenciável.

No Jurássico Sup. esta zona de geometria variável do bordo da Bacia é responsável pela forma peculiar como é efectuado o transporte do material clástico proveniente do Maciço Hespérico para o domínio bacinal. Formam-se corredores (Montenat *et al.*, 1988) na cobertura pré-existente, que ligam degraus de soco progressivamente abatidos para o interior da Bacia (Leinfelder & Wilson, 1989), originando *relay ramps*, que facilitam a implantação de sistemas de grandes canais com orientações variadas e funcionam como corredores (*bypass*) preferenciais de deslocação de sedimentos originários de níveis topograficamente mais elevados (Kullberg, 2000). Por sua vez, o sistema de falhas, na cobertura, assume um traço cartográfico descontínuo, por vezes *en échelon* com terminações laterais (*tip points*), que encurva em profundidade para um nível de descolamento sub-horizontal. Durante a fracturação estas rampas deformam-se ductilmente, deixando interligados os blocos suspenso (*hanging wall*) e de apoio (*footwall*) através de *soft-links* (Larsen, 1988).

Embora não seja de excluir a possibilidade destas rampas ocorrerem a nível do soco, dado o seu comportamento essencialmente frágil e a existência de níveis de descolamento provavelmente apenas a grande profundidade, deverão ter-se desenvolvido principalmente na cobertura sedimentar, com descolamento a nível da Form. de Dagorda. Pode ter sido a «solução mecânica» da cobertura para a distensão ao longo das duas falhas discretas do soco – Arrife e Setúbal-Pinhal Novo, que se intersectam segundo uma «cunha convexa».

Mais a sul, na península de Setúbal, a FSPN separa o compartimento afundado da Bacia a oeste, onde a espessura de sedimentos mesozóicos é da ordem de 3 km, do bloco de soco elevado a este, coberto por sedimentos cenozóicos da Bacia terciária do Tejo. Este compartimento corresponderá ao *rift shoulder* da Bacia Lusitaniana neste sector.

No interior da Bacia a direcção N-S é bastante importante na estruturação do sector, através da formação de sequências de *horsts* e *grabens* de soco que se propagam para a cobertura sedimentar, facto bem evidente até ao topo do Jurássico Méd. e base do Jurássico Sup. (Kullberg *et al.*, 2000); esta geometria vai ser a responsável pela forma das estruturas de inversão na cadeia da Arrábida (*vide* § VI).

Contrariamente ao bordo ocidental, o bordo este não terá sido activo desde o Sinemuriano (Form. de Coimbra) até o Oxfordiano Sup. (Form. de Montejunto) dada a assimetria da componente siliciclástica das várias unidades litostratigráficas (Kullberg, 2000). É notória a ausência dessa influência continental, o que leva a considerar que não existiam

relevos tectónicos limitadores da Bacia para o interior do Maciço Hespérico, encontrando-se a provável linha de costa bastante afastada do bordo actualmente reconhecido. A Bacia teria, genericamente, a configuração de um semi-*graben*. Esta geometria é também a possível causa da assimetria de fácies invocada por Azerêdo *et al.* (2002b) quer para a relação espacial entre as Form. de Candeeiros e de Brenha quer para a deslocação de ambientes deposicionais relacionados com eustatismo na transição Jurássico Méd.-Jurássico Sup.

Só após o início do Kimeridgiano (Mb. de Cabrito e de Castanheira nas sub-bacias de Arruda e de Turcifal e «Unidades de Comenda e Vale da Rasca» no sector da Arrábida) são evidentes os acarreios provenientes do desmantelamento de um bordo activo, soerguido por efeito de *rift shouldering*, ligado a importante evento distensivo. O elevado gradiente morfológico leva à exumação rápida do soco, e à formação de importante espessura de sedimentos na Bacia: por exemplo, mais de 2 000 m na sondagem Arruda-1 e cerca de 1000 m aflorantes na Arrábida.

A partir deste momento a Bacia adquire um perfil aproximadamente simétrico (segundo direcção E-W), com geometria em *graben*, segmentado junto aos bordos por corredores com 5 a 10 km de largura, formados por semi-*grabens* basculados, antitéticos (Kullberg *et al.*, 1997).

B - Bordo oeste

A Bacia Lusitaniana está limitada a oeste por uma falha normal de bordo de bacia, que terá uma orientação próxima de NNE-SSW e aflora na actual plataforma continental. O testemunho emerso mais próximo desse limite é dado pelo conjunto de ilhéus da Berlenga, Estelas e Farilhões, situados a oeste da península de Peniche, pertencentes ao bordo levantado de soco paleozóico. Esta estrutura limitadora da Bacia a ocidente é designada por *horst* da Berlenga. Na outra margem deste relevo estrutural encontra-se uma bacia assimétrica, na actual zona de talude continental, designada por bacia externa (*e.g.* Kullberg, 2000) ou Bacia de Peniche (*e.g.* Alves *et al.*, 2006).

Ao contrário do bordo oriental, este é activo ao longo da maior parte do tempo de evolução da Bacia, registando-se a principal diferença nas unidades do Jurássico Inf. e Méd., onde a influência próxima do limite se encontra aqui bem marcada.

A direcção NNE-SSW é uma das orientações predominantes da Bacia, em especial na metade ocidental; condiciona a orientação da actual linha de costa e é paralela à falha de Caldas da Rainha (FCR), que separa um domínio periférico, soerguido, junto ao bordo, com uma largura aproximada de 15 km, de outro, central mais profundo. Ao longo desta falha, instalaram-se vários diapiros salinos: Santa Cruz, Vimeiro, Bolhos e Caldas da Rainha, de sul para norte.

C – Bordo sul

É materializado pela falha da Arrábida (FAR), que se localiza alguns quilómetros a sul da linha de costa meridional da Península de Setúbal. Considera-se como falha de bordo de bacia com base nos seguintes argumentos: i) grande diferença de espessura entre as uni-

dades jurássicas, cerca de 3000 m a norte e aproximadamente 1000 m a sul, na sondagem Golfinho-1 (localizada 15 km a sul da linha de costa); ii) geometria distinta do topo do soco que apresenta inclinação constante para W, na Bacia a sul, com ausência de estruturação distensiva (fig. 15) e iii) a geometria das estruturas de inversão apontam claramente para a sua ocorrência apenas a alguns quilómetros a sul do litoral actual (*vide* § 6). Tal como acontece na FAF, apesar da inversão tectónica cenozóica se concentrar principalmente junto aos grandes acidentes sublatitudinais, esta não terá recuperado a componente de movimento normal acumulada durante a distensão.

A FAr, com orientação ENE-WSW idêntica à de outras falhas importantes no interior da Bacia, constitui uma falha de transferência entre duas bacias distintas da MOI: a Lusitaniana a norte e a do Alentejo a sul (fig. 1).

D – Bordo norte

A Bacia Lusitaniana confina a norte com a Bacia do Porto, que se desenvolve apenas na plataforma continental. Entre ambas Ribeiro *et al.* (1996) consideram uma zona de transição *en échelon* e Alves *et al.* (2003a) consideram a existência de uma sub-bacia intermédia, a sub-bacia de Aveiro, situada num relevo estrutural - as montanhas submarinas do Porto – confinando com o extremo setentrional da Bacia Lusitaniana através da falha de Aveiro. Esta pertencerá à família de importantes falhas de transferência, com orientação E-W a NE-SW. A Bacia do Porto desenvolve-se mais para norte, sensivelmente a partir do paralelo do Porto, entrando pela plataforma anexa à região da Galiza. Paralelamente a esta, em direcção à zona de transição continente-oceano situa-se a Bacia Interior da Galiza, pertencente ao conjunto de bacias mais externas da MOI, como as de Peniche e do Alentejo.

3.2 – O INTERIOR DA BACIA

A – O soco

A Bacia Lusitaniana assenta sobre unidades do soco paleozóico e a estrutura actual reflecte, em grande medida, a estrutura final da Bacia, apesar de ter sido submetida a inversão tectónica durante o Cenozóico. Isto porque, ou a inversão não recuperou completamente a componente normal das falhas do soco reactivadas - e só as principais tê-lo-ão sido - ou as estruturas de inversão da cobertura sedimentar são de tectónica pelicular.

O mapa de contorno estrutural do soco apresentado na figura 15 foi elaborado a partir da informação de cartas geológicas, nomeadamente das espessuras regionais das unidades da cobertura, da informação de sondagens (reinterpretadas) e de perfis geológicos e geofísicos (sísmica de reflexão convertida em profundidades) publicados por Lomholt *et al.* (1996),

Ribeiro *et al.* (1996) e Rocha *et al.* (1996), no âmbito do projecto MILUPOBAS, coordenado pelo ex-Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo (GPEP).

Fica bem assinalada a existência do *horst* da Berlenga, com orientação NNE-SSW e a diferença estrutural entre os substractos da Bacia Lusitaniana e das bacias exteriores de Peniche e do Alentejo, mostrando um elevado gradiente para oeste, em direcção à zona de transição continente-oceano.

Apesar de algumas áreas não estarem interpretadas por falta de informação de sub-superfície, as principais estruturas do limite e do interior da Bacia descritas neste trabalho encontram-se perfeitamente marcadas.

B – Grabens de Monte Real e de S. Mamede

O topo do soco revela a existência de um *graben* com direcção NW-SE e extensão de cerca de 100 km e 20 de largura, atravessando a plataforma continental e a área emersa, prolongando-se através da falha de Nazaré até provavelmente à FAF, que lhes são perpendiculares, dividindo-se em dois segmentos: a NW o *graben* de Monte Real e a SE o *graben* de S. Mamede até à FAF.

Segundo Ribeiro *et al.* (1996) o *graben* de soco de S. Mamede manifesta-se à superfície como um hemi-*graben* a tecto da falha de Minde, com orientação NW-SE, inclinando para NE. Na base da sequência sedimentar jurássica encontra-se uma espessura anómala de 2100 m de Form. de Dagorda perfurada pela sondagem de S. Mamede (SM-1).

A orientação desta estrutura é compatível com a reactivação de falhas variscas durante a distensão mesozóica. A cinemática determinada para as falhas normais sinsedimentares no Grupo de Silves, aflorantes no bordo oriental da Bacia (faixa Coimbra-Tomar) indicam direcção de extensão máxima NE-SW, subperpendicular àquelas estruturas maiores (Kullberg, 2000). Esta cinemática seria, assim, a responsável por importantes deslocamentos verticais no soco, favorecendo o desenvolvimento de espessuras anómalas de sedimentos em particular na Form. de Dagorda.

A partir da análise do perfil sísmico e sua interpretação apresentados na figura 16, que atravessam o *graben* de Monte Real na plataforma, é possível verificar que as estruturas distensivas são activas desde o Hetangiano se prolongam durante o Jurássico Inf.-Méd. mas são particularmente importantes durante o Jurássico Sup. (provável Kimeridgiano). Para além do diacronismo da distensão, é também clara a interferência de estilos distintos de tectónica pelicular e profunda (*thin e thick skinned*), ao longo do tempo e através do perfil.

C – Falha de Nazaré

É uma das estruturas que mais se destaca, do ponto de vista cartográfico e como lineamento em imagens de satélite, em todo o território português continental. Com dimensão, assinatura espectral e contraste cartográfico em cartas de pequena escala, apenas encontra

paralelo na falha de Messejana, Vilariça e Régua-Verin. O seu prolongamento para o soco aflorante do Maciço Hespérico constitui o limite norte da Cordilheira Central, estrutura de inversão cenozóica que atravessa parte da subplaca ibérica.

A sua expressão superficial, morfológica agora no caso, tem continuidade para toda a parte imersa da MOI até cerca de 5 000 m na planície abissal, através do Canhão da Nazaré, como assinalam Vanney & Mougenot (1990): ... *the structural conformity of the Canhão is unquestionable. The canyon may be regarded as the perfect example of a submarine valley continually adjusted to an intraplate deformation network (...)*...

As falhas com direcção WSW-ENE a E-W na MOI, nomeadamente de Nazaré, do Tejo e do Cabo de S. Vicente, ao longo das quais se encontram instalados importantes canhões submarinos e existe sismicidade associada, são consideradas por Ribeiro (2002) como correspondendo a direcções transformantes aquando da abertura do Atlântico Norte.

É pois, considerada como um acidente tectónico de primeira ordem, com influência, já durante o Mesozóico, na compartimentação da Bacia; ela divide dois subdomínios, cujos sedimentos, particularmente em determinados intervalos do Jurássico, apresentam fácies e espessuras diferentes.

Fundamentados na interpretação da coluna sedimentar a norte e a sul da falha de Nazaré, vários autores (Lomholt *et al.*, 1996; Ribeiro *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998) caracterizam a falha como normal, inclinada para norte, durante a distensão mesozóica, apesar da sua actual expressão ser principalmente de cavalgamento com vergência para norte, associado a *pop-up* de soco, formado durante a inversão tectónica cenozóica.

Ao efectuarem análise quantitativa da subsidência na Bacia Lusitaniana, também Stapel *et al.*, (1996) evidenciam claro comportamento diferencial entre os sectores setentrional e central atrás definidos, especialmente entre o Jurássico Méd. e o Cretácico Inf., considerando a falha de Nazaré como fronteira de transferência de movimento já referida, por exemplo, por Montenat *et al.* (1988), Wilson *et al.* (1989) e Kullberg (1991). Apoiando a hipótese de que esta falha representa importante zona de fraqueza varisca herdada, Stapel *et al.* (*op. cit.*) sugerem a existência de menor espessura crostal (ou maior densidade) para o sector a sul da mesma.

No entanto, a geometria e dinâmica complexas anteriormente referidas colocam alguns problemas interpretativos, quanto à evolução e estilo da falha, entre a distensão mesozóica e a compressão cenozóica. Com base em informação geofísica, da litostratigrafia, análise de cartografia geológica e conhecimento de campo, Ribeiro *et al.*, (1996) propõem modelo de evolução para a falha de Nazaré que concilia as aparentes incompatibilidades (fig. 17). Este modelo assume que: i) a falha de Nazaré é uma falha composta; ii) a falha extensional constitui uma falha enraizada no soco, inclinando para NW, recoberta por flexura da cobertura sedimentar; iii) um prisma de sal acomoda a transferência da deformação do soco (*thick skinned*) para a deformação da cobertura (*thin skinned*); iv) a Form. de Dagorda actua

como horizonte de descolamento durante a inversão cenozóica (deformação pelicular); v) se forma (ou reactiva) uma falha no soco, envolvendo cavalgamento de elevado ângulo, na continuação da falha de Seia-Lousã aflorante no Maciço Hespérico (modelo de Ribeiro *et al.*, 1990).

3.3 – Quantificação da subsidência e estiramento da Bacia

As principais falhas da Bacia Lusitaniana são de elevado ângulo em geral superior a 60°, pelo que apenas acomodam pequenas quantidades de extensão, embora sejam geometricamente importantes como «preenchedoras de espaço» (*space fillers*) (Wernicke & Burchfiel, 1982). Nas bacias externas, Peniche (cf. Alves *et al.*, 2006) e Galiza (cf. Murillas *et al.*, 1990), parece prevalecerem falhas de ângulo mais baixo, a que se associa uma importante componente rotacional dos blocos. Tal possibilita a acomodação de maior extensão, ou seja, do ponto de vista geométrico, de estiramento, o que é de esperar, uma vez que se encontram em zonas mais adelgadas, na proximidade da zona de transição de crosta continental-oceânica.

Com base no conhecimento da geometria e cinemática das principais estruturas distensivas da Bacia, Ribeiro *et al.* (1996) seleccionaram dois perfis perpendiculares interpretados por Lomholt *et al.* (1996) a norte da falha de Nazaré, para estimação do valor de estiramento ($\beta = l_1/l_0$) da Bacia Lusitaniana. Resultaram perfis com azimutes 74° e 164° e o horizonte escolhido para o cálculo de β foi o topo do Triásico que não se distingue do soco varisco, nos perfis de sísmica de reflexão.

Os valores obtidos ($\beta_{74} = 1,086$ e $\beta_{164} = 1,034$) mostram que o estiramento embora seja pequeno, é detectável segundo duas direcções perpendiculares. O maior valor foi encontrado para a direcção aproximada da extensão, segundo a qual a Bacia se estrutura (E-W a WNW-ESE). A outra é subperpendicular às principais falhas de transferência conhecidas na Bacia, as falhas de Nazaré, Arrife, Torres Vedras-Montejunto e Arrábida. Estas falhas não terão pois acomodado apenas extensão ou subsidência diferenciais entre compartimentos, mas terão tido também uma componente de extensão oblíqua em relação à principal direcção de estiramento, na proximidade destas falhas; é o caso, por exemplo, da falha de Nazaré que, durante a distensão jurássica, terá tido ambas as componentes de movimento (Kullberg, 1991). As interligações das principais falhas da Bacia são feitas através de intersecções de elevado ângulo (fig. 18).

No entanto, como não se trata de extensão bidireccional, como acontece por exemplo na Bacia do Algarve (Terrinha, 1998; Casas *et al.*, 1998), como os dados de campo confirmam, o estiramento observável resulta de obliquidade à direcção de extensão principal. Desta forma, Kullberg (2000) recalculou o valor de estiramento obtendo um factor de $\beta_{\max} = 1,092$ para o azimute 96° (fig. 18). Resulta também como conclusão que o movimento ao longo

destas falhas pode ser coevo e que, sendo as falhas com orientação NE-SW a E-W falhas de transferência, com valores de inclinação bastante elevados, uma pequena componente extensional produz movimentos verticais importantes. Tal acontece pelo menos desde que a direcção passa a estar orientada E-W (Sinemuriano-Pliensbaquiano), a partir da segunda fase de *rifting*.

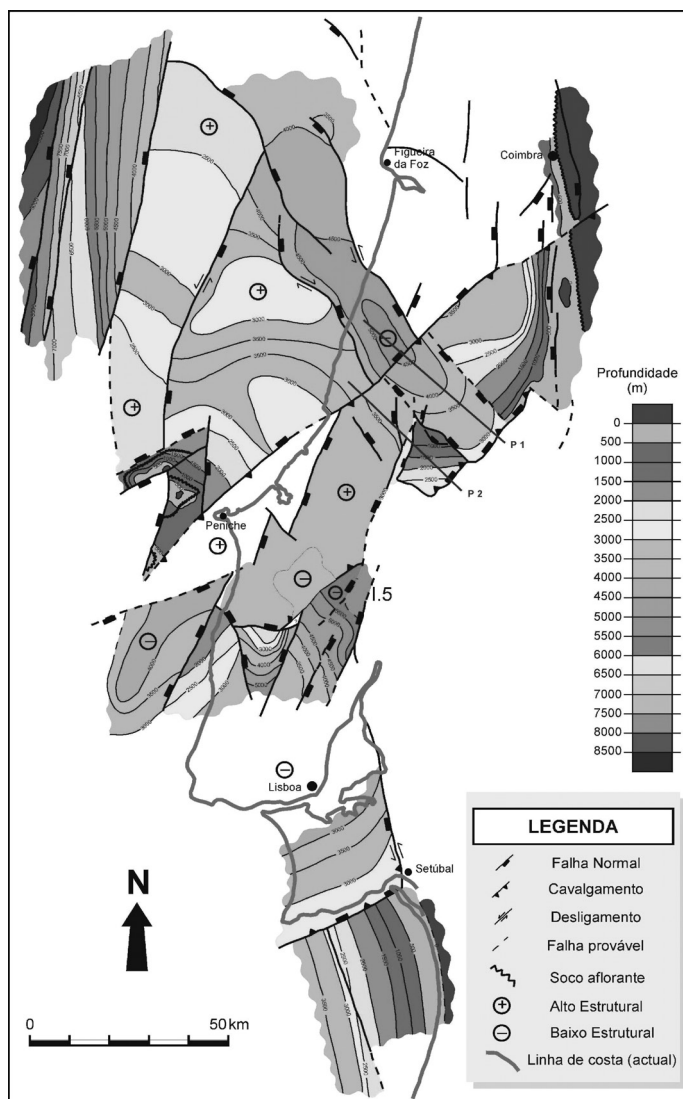


Figura 15. Mapa de contorno estrutural da Bacia Lusitaniana (geometria actual do topo do soco) (Ribeiro *et al.*, 1996). Ver fig. a cores na pág. III do Anexo, no final deste volume.

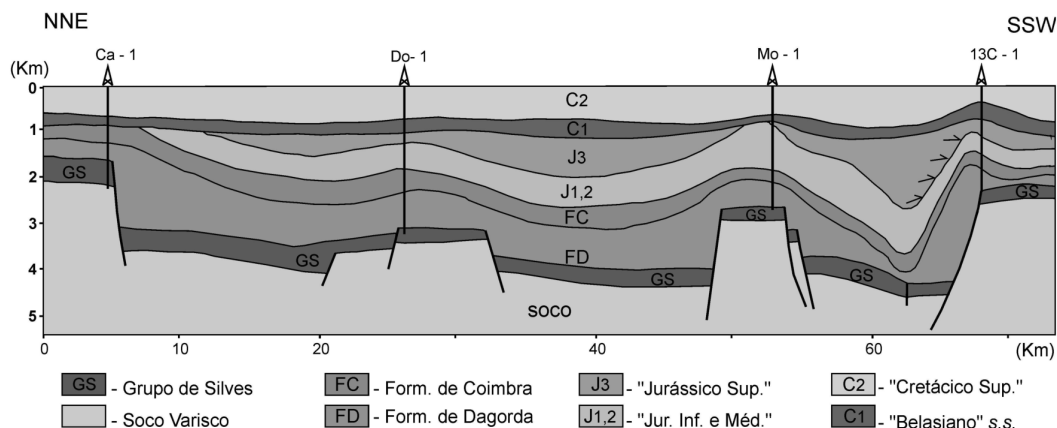


Figura 16. Interpretação de perfil sísmico de reflexão que mostra estruturas distensivas formadas na Bacia Lusitaniana durante o Jurássico Méd. e Sup., no *graben* de Monte Real (adapt. de Lomholt *et al.*, 1996). As unidades/idades são interpretadas a partir dos horizontes sísmicos definidos por estes autores. Sobre-elevado 5X. Para localização, ver figura 1.

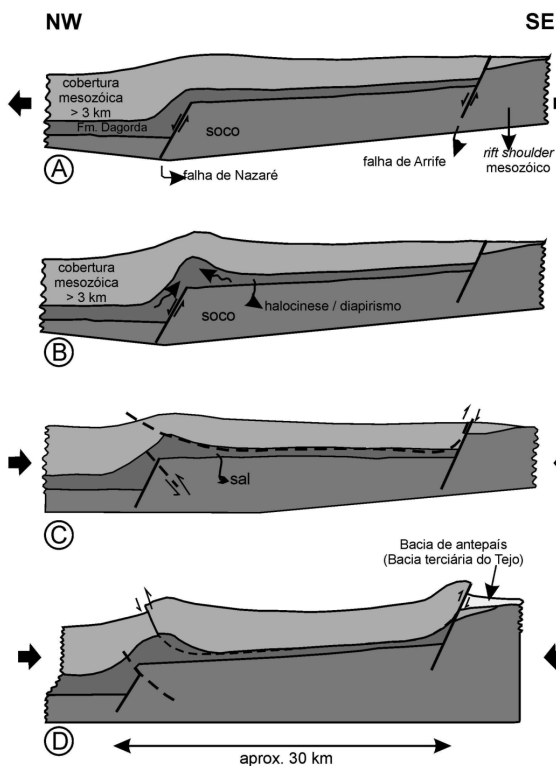
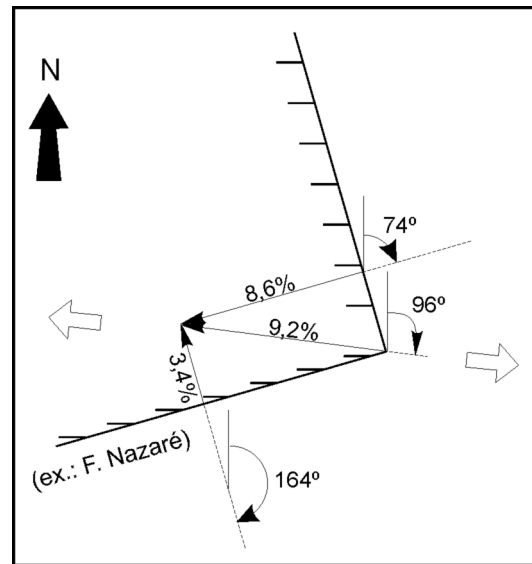


Figura 17. Interpretação estrutural e evolução tectónica da falha de Nazaré. A) Durante a distensão mesozóica a falha funcionou como falha normal inclinando para norte, proporcionando a acumulação de maior espessura de sedimentos neste compartimento. B) Acumulação de evaporitos na falha formando-se estruturas diapíricas (tipo *salt wall*, como a de Leiria), após o Cretácico Sup. C) Quando ocorreu inversão no Terciário, a geometria herdada terá favorecido, num nível superficial, o desenvolvimento de cavalgamento simétrico com a falha de Arrife, descolado no nível evaporítico. D) O encurtamento verificado à superfície terá sido acomodado, por descolamento mais profundo, a nível do soco, de acordo com modelo de Ribeiro *et al.* (1990) (Ribeiro *et al.*, 1996, mod.).

Figura 18. Diagrama ilustrativo das relações geométricas entre os principais sistemas de falhas extensionais e os valores de alongamento medidos ao longo de perfis perpendiculares às mesmas. Da composição de vectores, obtém-se extensão máxima com valor de $\beta = 1,092$, segundo direcção aproximada E-W (az. 96°) (setas a cinzento).



Quadro 1. Valores de estiramento total do soco, calculados em diferentes áreas da Margem Ocidental Ibérica.

PERFIL \ BACIA	B. Lusitaniana	Outras bacias adjacentes
Ribeiro <i>et al.</i> (1996)	$\beta = 1,092$ ⁽¹⁾	
LP-1 ^(a)	$\beta = 1,078$ ⁽¹⁾	$\beta = 1,107$ ⁽³⁾
L1 ^(a)	$\beta = 1,082$ ⁽¹⁾	$\beta = 1,030$ ^(4*)
L-2 ^(a)	$\beta = 1,072$ ⁽²⁾	$\beta = 1,080$ ^(4*)
L-3 ^(a)	$\beta = 1,049$ ^(2*)	$\beta = 1,141$ ^(4*)
L-3 SE ext. ^(a)	$\beta = 1,078$ ⁽²⁾	

⁽¹⁾ norte da falha de Nazaré; ⁽²⁾ sul da falha de Nazaré; ⁽³⁾ Bacia do Porto; ⁽⁴⁾ Bacia de Peniche; (*) valores calculados em áreas com interpretação incompleta ou extensão interpretada do soco muito reduzida. Os valores apresentados não discriminam períodos de estiramento que tenham ocorrido ao longo de diferentes intervalos de tempo; apenas representam o valor total do estiramento que afectou a crosta em cada uma das áreas.

Utilizando outros perfis sísmicos de reflexão multicanal convertidos em profundidade (interpretados por Lomholt *et al.*, 1996), Kullberg (*op.cit.*) obteve valores da mesma ordem de grandeza, não diferindo muito entre os dois sectores limitados pela falha de Nazaré,

embora ligeiramente superiores a norte (Quadro I). Com base em curvas de subsidência tectónica obtidas por *backstripping* de sondagens, Stapel *et al.* (1996) quantificaram o estiramento da Bacia Lusitaniana ao longo do tempo e em duas áreas tectónicas separadas pela falha de Nazaré. Chegaram, entre outras, às seguintes conclusões: i) o estiramento a sul da falha é mais importante do que a norte; ii) a soma dos estiramentos calculados ao longo de diferentes episódios extensionais (p. ex.: Jurássico Inf., Jurássico Méd. e Jurássico Sup.), pode atingir valores da ordem de $\beta = 1,22$.

Wilson *et al.* (1996) consideram valores de $\beta = 1,05$ a $1,07$ aceitáveis - com extremos possíveis atingindo valores de $1,04$ e $1,09$ - para estimação da subsidência tectónica a partir de dois perfis sísmicos (Lusigal e Sonne 75) obtidos em campanha ODP, no Sector Setrentional da Bacia. Estes valores são assumidos para um intervalo de 135 Ma, considerado pelos autores como o período ao longo do qual se produziu estiramento crostal. Referem ainda que o valor de β pode estar ligeiramente sobrestimado, uma vez que não entraram em consideração com efeitos derivados de intrusões magmáticas que produzem um aumento de densidade da crosta e, logo, da própria subsidência total.

Para além desta possível fonte de discrepância nos valores apontados para o estiramento do soco da Bacia Lusitaniana, outras podem ser apontadas. Dadas as características próprias da Bacia e de cada sondagem, ao tentar efectuar-se a quantificação do estiramento utilizando-se perfil e/ou *backstripping* a partir de sondagens, Kullberg (2000) aponta para a necessidade de atender a vários problemas, nomeadamente: i) a geometria das falhas que acomodam a distensão poder ter inclinações muito diferentes de 60° ; ii) em diferentes períodos de evolução a Bacia poder ter geometrias distintas (em semi-graben ou graben); iii) possível subestimação do factor β , decorrente da Bacia ser uma *starved basin* em determinados sectores e intervalos temporais (Kullberg, 2000; Alves *et al.*, 2003b); iv) períodos em que possa ter ocorrido halocinese e/ou diapirismo; v) o significado dos altos estruturais onde as sondagens podem ter sido efectuadas; vi) a subestimação do valor de β resultante de hiatos e séries condensadas ou de importantes truncaturas sedimentares como sucede com frequência em sondagens no Sector Setrentional da Bacia; e, por fim vii) a possibilidade de ocorrência de episódios precoces de inversão tectónica, intra- ou inter-estádios de *rifting*.

4. Dinâmica da Bacia (Período *sin-rift* e processos de pós-*rift*)

Como foi referido, a Bacia Lusitaniana evoluiu em regime tectónico distensivo durante o Mesozóico, que levou à formação da Margem Ocidental Ibérica (domínio de crosta continental estirada) e à formação de crosta oceânica no Atlântico. Ao longo deste processo prolongado, e mesmo em períodos subsequentes, um conjunto de processos geodinâmicos de carácter episódico, ocorreram na sua área geográfica. Estes referem-se a i) episódios de

inversão tectónica transitória precoce, ii) a um breve episódio magmático contemporâneo do desenvolvimento da Bacia e iii) a diapirismo.

4.1. Episódios precoces de inversão tectónica

O registo deste tipo de estruturas foi inicialmente efectuado na Bacia do Algarve (Terrinha & Ribeiro, 1995; Terrinha, 1998), onde se assinalam episódios compressivos precoces transitórios (*early transient inversion*), em contexto de bacia distensiva, marcados em três intervalos correspondentes a descontinuidades estratigráficas (Terrinha *et al.*, 2001, 2002): i) parte superior do Pliensbaquiano Inf., com duração provável de 1 a 1,5 Ma; ii) Caloviano Sup.-Oxfordiano Inf. a Méd., com 4 a 5 Ma; iii) Titoniano-Berriasiano, menos de 5 Ma (*vide* Terrinha *et al.*, cap. III.1, neste volume). Com base em análise de perfis sísmicos na área de plataforma do sector norte, Moita (1996) refere evidências de inversão precoce também nestes dois intervalos.

Na Bacia Lusitaniana, Ribeiro *et al.* (1996) e Kullberg *et al.* (2000) assinalam estrutura de inversão precoce na região da Arrábida - falha inversa selada - datável do intervalo correspondente à importante descontinuidade Caloviano Sup.-Oxfordiano Inf. a Méd. (D9, *vide* § 2.2).

Para além desta, evidências cartográficas, estruturais e estratigráficas sugerem outra estrutura de inversão, na região das Serras de Candeeiros e Porto de Mós (fig. 19). Na Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000 observa-se nítida discordância angular com cerca de 15.º (Ruget *et al.*, 1988) entre o Jurássico Sup. e o Jurássico Méd., mostrando que as unidades do núcleo do anticlinal da Serra de Candeeiros (reactivado e amplificado durante a inversão cenozóica) se encontram mais dobradas do que as da periferia.

Outra estrutura próxima, que se encontra no mesmo alinhamento tectónico (a falha de Cercal), embora mais complexa, é o anticlinal de Montejunto. Aqui, é visível (por exemplo através dos perfis sísmicos AR9-80 e AR5-81, *vide* localização na figura 2) que existe uma estrutura - anticlinal ou flexura - mas anterior à Form. de Abadia, ou seja, na transição Oxfordiano-Kimeridgiano. Esta estrutura mostra também um dobramento principal sobreposto, relacionável com a inversão cenozóica. A génese de ambas, e particularmente da estrutura jurássica, é discutida, por exemplo, por Phipps & Ribeiro (*in* Ribeiro *et al.*, 1996), Rasmussen *et al.* (1998), Curtis (1999) e Alves *et al.* (2003b), sendo colocado em relevo o possível papel da Form. de Dagorda no controle da deformação associada à distensão jurássica. Sobre a inversão cenozóica, *vide* § 6.

Apesar de Phipps & Ribeiro (*op. cit.*) considerarem que a estrutura de inversão cenozóica pode estar sobreimposta a uma estrutura diapírica do Jurássico Sup. (dadas as truncaturas de determinados horizontes sísmicos, cf. Alves *et al.*, 2003b), afirmam que ela só é possível

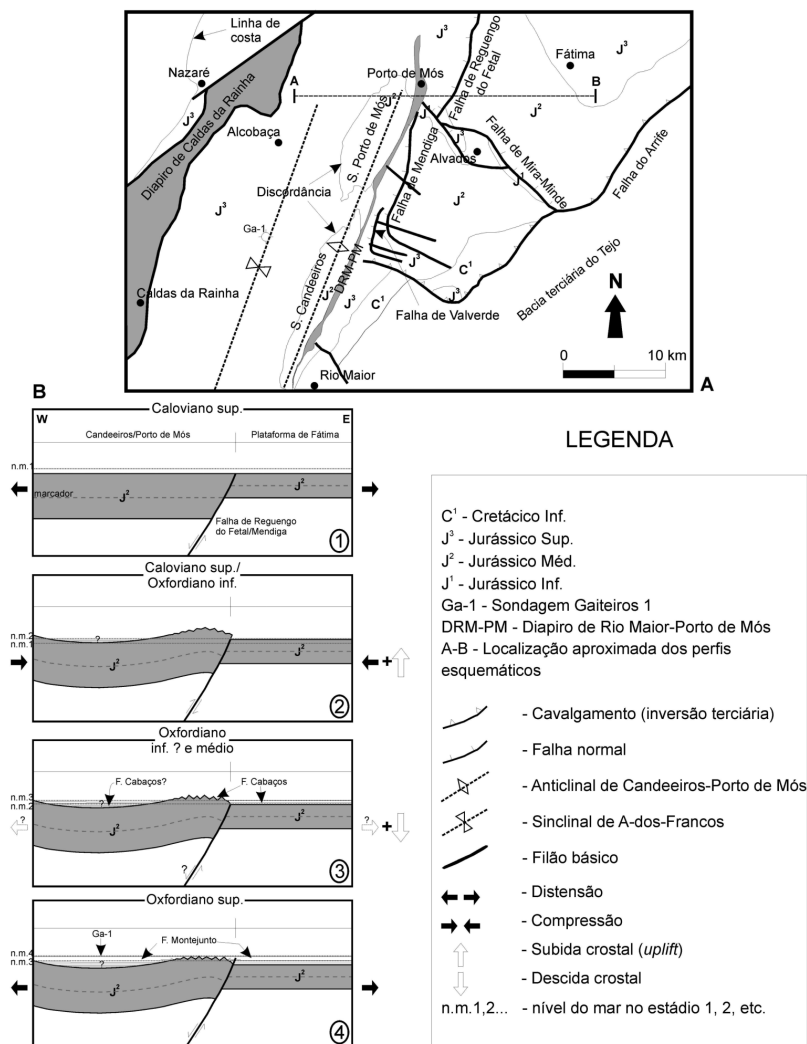


Figura 19. A) Mapa esquemático da região de Candeeiros-Porto de Mós-Planalto de Fátima; B) modelo de evolução da região de Candeeiros/Porto de Mós/Planalto de Fátima antes, durante e após a descontinuidade do Caloviano Sup.-Oxfordiano Inf. Para localização ver fig. 1. Propõe-se modelo de evolução desta estrutura, segundo os seguintes estádios: 1) tendência para aumento de profundidade da Bacia durante o Caloviano, acompanhando distensão e subida do nível eustático; 2) Compressão que provoca inversão da falha de Reguengo do Fetal-Mendiga, acompanhada de levantamento crustal generalizado (*vide* § 2.2). Em pontos deprimidos, como na região axial da Bacia, actualmente correspondendo ao sinclinal de A-dos-Francos, terá havido continuidade na sedimentação; 3) Subsidência à escala pelo menos da Ibéria, não sendo necessário invocar distensão na MOI; 4) A Form. de Montejunto ter-se-á depositado sob condições distensivas não substancialmente diferentes das verificadas antes da descontinuidade.

se for do tipo *thin skinned*. Considerando o modelo de inversão de bacias sedimentares de Coward (1996), que envolve também o soco na inversão (modelo misto *thin-* e *thick-skinned*), Phipps & Ribeiro (*op. cit.*) afirmam que a geometria dos reflectores encontrados sob a Form. de Coimbra, diferente da típica para situações de diapirismo, ficará melhor explicada e, assim, a estrutura corresponde simplesmente a inversão tardia; para estes autores fica por resolver o problema das truncaturas observadas. É sobre esta problemática que se desenvolve o parágrafo 4.5.

4.2. Magmatismo na Bacia Lusitaniana

A Orla Meso-cenozóica, limitando a ocidente e a sul o soco paleozóico português, contém informações correspondentes a mais de 200 Ma da história geológica desta margem atlântica. Em particular, a actividade ígnea que ocorreu durante todo o Mesozóico constitui um bom traçador da evolução geodinâmica da Placa Ibérica síncrona com a abertura do Oceano Atlântico e a reorganização do Oceano Tétis (Wilson *et al.*, 1989; Kullberg, 2000).

A actual configuração do Oceano Atlântico foi precedida de vários episódios de *rifting*, os quais estiveram na génese da Orla Meso-cenozóica portuguesa e se relacionam com a intensa actividade ígnea que nela ocorreu. Esta actividade ígnea regista três ciclos magmáticos distintos na sua natureza química, no tempo, no espaço e no enquadramento tectono-magmático (Ferreira e Macedo, 1983):

- 1º ciclo de natureza subalcalina, toleítica, com idades entre 180-200 Ma, é representado pelo complexo vulcano-sedimentar do Algarve, filões da Bordeira e filão de Messejana-Plasencia e está associado à abertura do Oceano Atlântico Central (*vide* «Magmatismo Jurássico na Bacia Algarvia», *in* Terrinha *et al.*, cap. III.1, neste volume);
- 2º ciclo de natureza transicional, com idades entre 141 a 147 Ma (Grange *et al.* 2008; Alves *et al.* 2010a), é representado por numerosos afloramentos dispersos pela Bacia Lusitaniana entre Óbidos e Soure e está associado ao regime distensivo que, entre o Jurássico Superior e início do Cretácico, afecta a Margem Oeste Ibérica (MOI);
- 3º ciclo de natureza alcalina, com idades entre 72-94 Ma, é representado pelos
 - a) Complexos Ígneos de Sintra (*e.g.* Alves, 1964), b) Sines (*e.g.* Canilho, 1972) e c) Monchique (*e.g.* Santos, 1973; Valadares, 2004), d) vulcanismo da Bacia Algarvia (Martins, 1991; *vide* «Magmatismo cretácico superior na Bacia Algarvia: Petrografia, Geoquímica e Petrogénese das rochas vulcânicas do Algarve litoral», *in* Terrinha *et al.*, cap. III.1, neste volume), e) Complexo Radial de Mafra e

f) Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL) (Palacios, 1985). Nele se incluirão também ocorrências *offshore* como as do Monte Ormonde, no Banco de Gorringe (e.g. Bernard-Griffiths *et al.* 1997), parte das que constituem a crista Madeira-Tore (Geldmacher *et al.* 2006; Merle *et al.* 2006, 2009) e o monte submarino de Fontanelas (Miranda *et al.* 2010). Este ciclo é integrável no Pulso Alcalino Peri-Atlântico (PAPA) definido por Matton e Jébrak (2009).

A retrospectiva acima apresentada não inclui a actividade ígnea do Triásico Sup. (204-226 Ma) representada por um número reduzido de filões intruídos na Zona Centro-Ibérica (Guarda e Pinhel), e que estão associados aos últimos reajustamentos da Orogenia Varisca e/ou estádios muito precoces da abertura do Oceano Atlântico (Ferreira & Macedo, 1977; Gomes *et al.* 1995). A natureza química shoshonítica é completamente distinta do carácter toleítico do primeiro ciclo magmático registado na Orla Meso-cenozóica sendo sugestiva de uma filiação tardi-orogénica (*vide* «Magmatismo Jurássico na Bacia Algarvia», in Terrinha *et al.*, cap. III.1, neste volume).

Na área geográfica da Bacia Lusitaniana estão representados o magmatismo transicional e o alcalino do segundo e terceiro ciclos anteriormente referidos (fig. 20).

4.2.1. Magmatismo Transicional do Jurássico terminal – Cretácico Inferior

A – Petrografia

A actividade ígnea de natureza transicional que ocorre na Bacia Lusitaniana encontra-se representada no terreno por afloramentos de estruturas intrusivas na forma de chaminés vulcânicas exumadas, filões e soleiras espessas. Não são conhecidas estruturas indubitavelmente extrusivas, o que indica que a paisagem da transição Jurássico-Cretácico, contemporânea desse magmatismo, foi de tal modo rebaixada pela erosão que não restam vestígios de eventuais extrusões vulcânicas. As intrusões distribuem-se por dois alinhamentos (oriental e ocidental) e ainda pelas estruturas diapíricas. Assim:

- no alinhamento oriental da Bacia as rochas são doleríticas, constituídas por olivina, plagioclase, clinopiroxena augítica e óxidos, não apresentando alteração hidrotermal. São exemplo os afloramentos de Freiria, Portela da Teira, Serra de Todo-o-Mundo, Roliça, Gaeiras, Codiceira e Vermoil;
- no alinhamento ocidental e nas ocorrências associadas a diapiros as rochas são gabro-dioríticas constituídas por plagioclase, clinopiroxena augítica, anfíbola, biotite e óxidos, apresentando acentuada alteração hidrotermal expressa por substituições observadas na plagioclase (prenite), na augite (uralite) e na

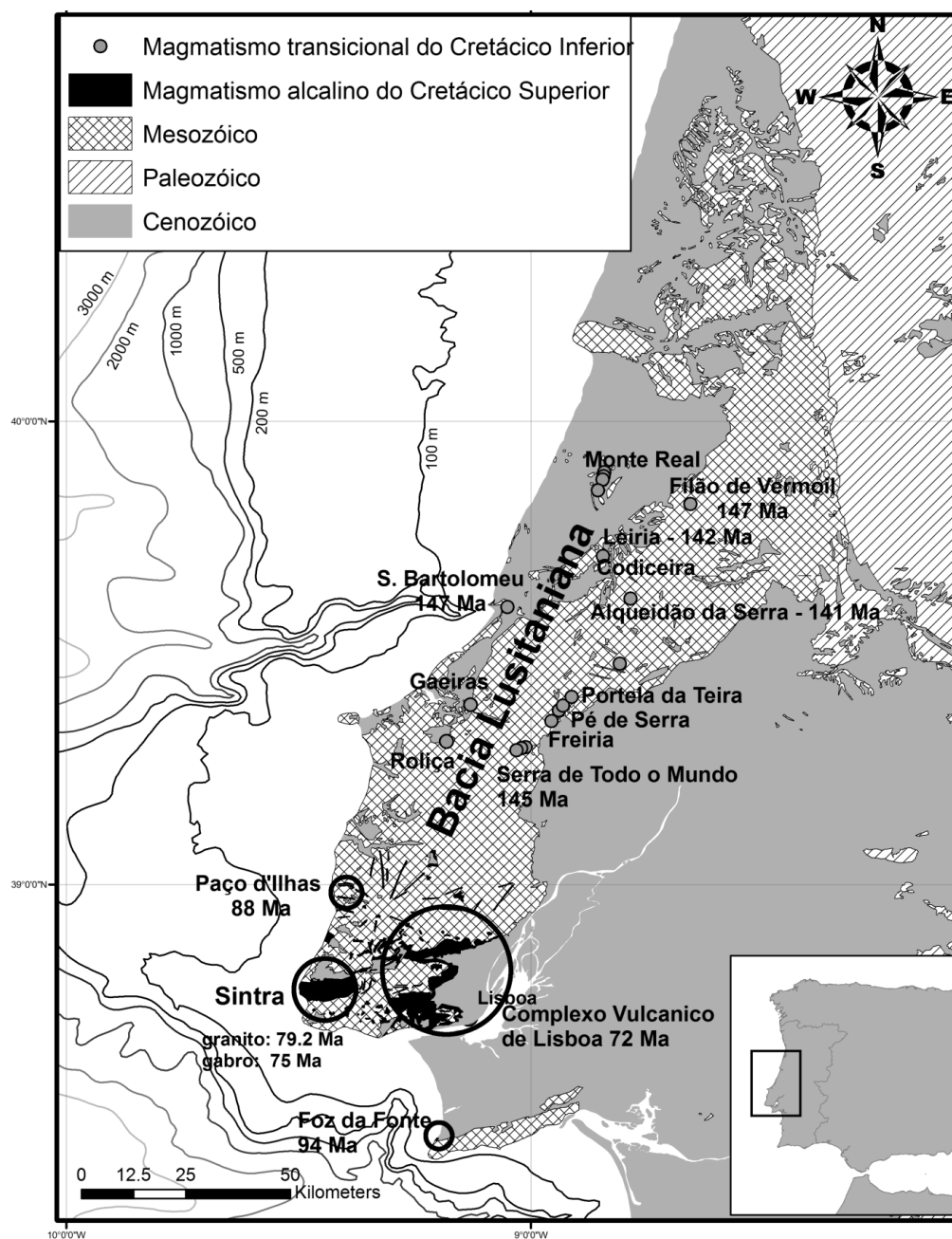


Figura 20. Principais ocorrências magmáticas transicionais (2º ciclo) e alcalinas (3º ciclo) na Bacia Lusitaniana (datações de Grange *et al.*, 2008, Miranda *et al.*, 2009b, Alves *et al.*, 2010a).

anfíbola (biotite, clorite). São exemplo os afloramentos de Monte Real, Monte Redondo e S. Bartolomeu.

B – Geoquímica e petrogénese

Aqueles dois grupos de ocorrências definidas com base na distribuição geográfica e nas características texturais e mineralógicas explicitam-se, também, na geoquímica de rocha total: um grupo correspondente ao alinhamento oriental, mais primitivo, # Mg: 59-67 [$\# \text{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$] e outro correspondente ao alinhamento ocidental e associado aos diapiros, mais evoluído # Mg: 33-56. De facto, a variação composicional (Martins, 1991, Alves *et al.*, 2010b) dos elementos maiores e traço mostram duas linhas evolutivas que expressam os dois grupos anteriormente constrangidos e que são definidos pela fraccionação da mineralogia cristalizante:

- para os termos mais primitivos (# Mg: 59-67): olivina $\pm$ plagioclase $\pm$ clinopiroxena;
- para os termos mais evoluídos (# Mg: 33-56): plagioclase $\pm$ clinopiroxena $\pm$ óxidos Ti-Fe.

A aplicação da sistemática Total de Alcalis-Sílica (fig. 21) a estas rochas evidencia o seu carácter de transição entre as séries principais Alcalina e Sub-alcalina, resultando daí a designação de *transicional* que se expressa também na composição normativa onde muitas vezes coexistem olivina e hiperstena.

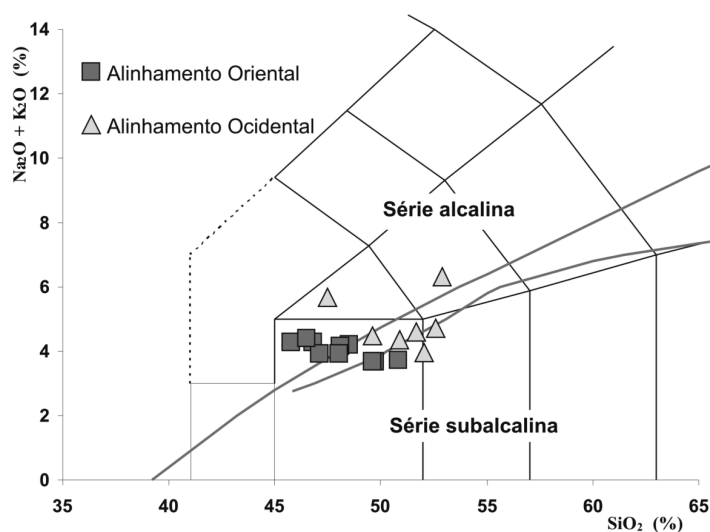
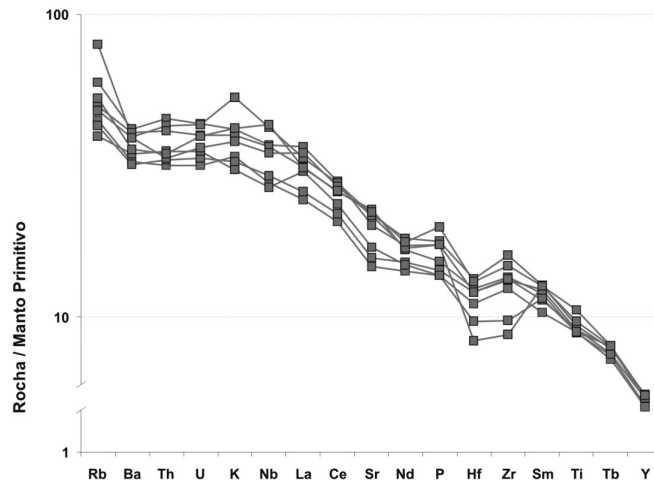


Figura 21. Diagrama álcalis total vs. sílica (TAS) de Le Bas *et al.* (1986), em que as linhas de separação entre as séries subalcalina e alcalina são as de Kuno (1966) e de Irvine & Baragar (1971), conforme são referidas em Rollinson (1993).

A composição química das rochas mais primitivas (# Mg: 58.8-67.4; MgO: 6.9 a 10.3%; Ni: 77-214 ppm; Cr: 230-410 ppm) representa líquidos magmáticos próximos dos considerados primários (# Mg: 68-70; MgO: 14%; Ni ≥ 320 ppm; Cr > 300 ppm). Estes líquidos magmáticos mais primitivos, sem alteração hidrotermal, apresentam padrões geoquímicos de elementos incompatíveis enriquecidos em Rb, Ba, Th e K e Terras Raras Leves (La/Yb) $n = 5.9$ a 11.22 (fig. 22) e sem evidências de contaminação crostal (Martins, 1991, Alves *et al.*, 2010b).

Figura 22. Perfis multi-elementos incompatíveis das amostras do alinhamento oriental normalizadas relativamente à composição do manto primitivo, valores de Palme & O'Neil (2003).



Estas características são atribuídas à composição da fonte mantélica da qual resultaram após fusão parcial e prévia fraccionação de olivina a anteceder a instalação dos líquidos magmáticos. O local fonte situar-se-á no manto subcontinental litosférico cuja fusão parcial foi induzida pelo regime distensivo associado à evolução tectónica da Bacia.

Os termos mais evoluídos do alinhamento ocidental poderão estar relacionados com os mais primitivos do alinhamento oriental, com os quais se correlacionam geográfica (BL) e temporalmente (141-147 Ma), por cristalização fraccionada. Nas rochas do alinhamento ocidental distinguem-se dois conjuntos: um que manifesta apenas os efeitos da cristalização fraccionada, outro que apresenta, composicional e isotopicamente, sinais de contaminação por materiais evaporíticos (Alves *et al.* 2010b).

4.2.2. Magmatismo alcalino do Cretácico Superior

O magmatismo alcalino do Cretácico Sup. acontece após as últimas fases de *rifting* da Bacia Lusitaniana (Rasmussen *et al.*, 1998, Kullberg, 2000) e do consequente início de formação de

crosta oceânica (133 Ma – 128 Ma, Pinheiro *et al.*, 1996; ou 118-124 Ma, Sibuet *et al.*, 2007). É parcialmente coevo da abertura do golfo da Biscaya (118 a 80 Ma, Sibuet *et al.*, 2004) e da resultante rotação da placa Ibérica ($\approx 35^\circ$; e.g. Moreau *et al.*, 1997, Juarez *et al.*, 1998, Márton *et al.*, 2004), bem como da instalação de magmas alcalinos na zona Pirenaica entre os 105 e os 85 Ma (Fabriès *et al.*, 1998, Montigny *et al.*, 1986).

De acordo com Miranda *et al.* (2009a), em território português o magmatismo ocorreu entre os 94 e os 72 Ma, podendo considerar-se subdividido em dois pulsos. O primeiro é contemporâneo da abertura do golfo da Biscaya e da rotação da Ibéria, tendo lugar entre os 94 e os 88 Ma. Restringiu-se à Bacia Lusitaniana e está materializado pelas soleiras da Foz da Fonte (94 Ma) e de Paço d'Ilhas (88 Ma). O segundo pulso ocorreu entre os 75 e os 72 Ma, em simultâneo com o início da colisão das placas Ibérica, Eurasiática e Africana (e.g. Mougenot, 1980-81; Terrinha, 1998, Rosembaum *et al.*, 2002), e teve uma distribuição geográfica significativamente mais ampla. Está representado na região do Algarve pelo vulcanismo do Algarve litoral (Martins, 1991, 1999; vide «Magmatismo cretácico superior na Bacia Algarvia: Petrografia, Geoquímica e Petrogénese das rochas vulcânicas do Algarve litoral», in Terrinha *et al.*, cap. III.1, neste volume) e pelo Complexo Ígneo de Monchique (72 Ma, vide «O Complexo Alcalino de Monchique – Magmatismo Cretácico Sup.», in Terrinha *et al.*, cap. III.1, neste volume; Miranda *et al.*, 2009b); na região de Sines pelo Complexo Ígneo de Sines (75 Ma; Miranda *et al.*, 2009b); e na região de Lisboa pelo Complexo gabro-sienítico do Cabo da Roca, que é parte integrante do Complexo Ígneo de Sintra (75 Ma; Storetvedt *et al.*, 1987) e pelo Complexo Vulcânico de Lisboa (72 Ma; Ferreira e Macedo, 1979). O lacólito granítico de Sintra (Terrinha *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2006b; vide § 4.3), também parte do Complexo Ígneo de Sintra, tem uma idade de 79 Ma (Miranda *et al.*, 2009b), posicionando-se entre os dois pulsos.

A – Petrografia

O magmatismo alcalino do Cretácico Sup. presente na Bacia Lusitaniana exhibe modos de ocorrência e aspectos petrográficos diversos devido à existência de complexos intrusivos, vulcânicos e hipabissais, tais como as soleiras da Foz da Fonte e de Paço d'Ilhas, o Complexo Ígneo de Sintra, o CVL, entre outras ocorrências de menor volume.

A soleira tefrítica da Foz da Fonte tem uma espessura de 8m e aflora durante cerca de 150m ao longo da costa na Península de Setúbal, onde intrui sedimentos de idade aptiana (Kullberg, 2000).

A soleira de Paço d'Ilhas (também conhecida como gabro de Ribamar), foi considerada como fazendo parte do CVL, mas datações posteriores vieram revelar uma idade mais antiga (88 Ma, Mahmoudi, 1991). Trata-se de uma soleira bandada, composta por vários níveis de natureza básica (monzogabros) intercaladas com outras de granularidade mais fina e de natureza mais ácida (monzoníticas ou sieníticas), que intrui sedimentos do Barremiano-Albiano (Zbyszewski *et al.*, 1955).

O Complexo Ígneo de Sintra, por sua vez, intrui e deforma sedimentos do Jurássico Sup. ao Cretácico Sup. (Cenomaniano) (*vide* § 4.3). Este complexo inclui um lacólito granítico intruído pelo complexo do Cabo da Roca, constituído por gabros ricos em anfíbola (mafraítos), dioritos, sienitos e brechas. Estão também presentes uma série de pequenas massas gabróicas que intruem o limite norte do complexo. E, por último, todas estas unidades são cortadas por um complexo tardio de diques de natureza ácida a básica (Alves, 1964).

O CVL aflora na região de Lisboa, ocupando uma posição estratigráfica entre os calcários do Cenomaniano Sup. e o complexo de Benfica, de idade Paleogénica. Agrupa rochas intrusivas e extrusivas, sendo constituído por uma série de escoadas lávicas, depósitos piroclásticos, chaminés vulcânicas, filões e soleiras cuja composição varia desde os basaltos (*s.l.*), passando por termos intermédios, até aos riolitos (Palácios, 1985; Serralheiro, 1978; Alves *et al.*, 1980).

B – Geoquímica e petrogénese

Todo o magmatismo associado a este episódio tem características alcalinas bem marcadas (fig. 23), à excepção de situações em que os processos de acumulação foram suficientemente importantes para obliterar as afinidades geoquímicas magmáticas (*e.g.* bandas mais básicas da Soleira de Paço d'Ilhas).

Estas rochas são enriquecidas em elementos incompatíveis (*e.g.* $Zr/Nb=5.02-1.77$; $Ba/Nb = 7.2-15.9$) e caracterizadas pela fraccionção das Terras Raras Leves em relação às Terras Raras Pesadas ($La_N/Yb_N = 48.9-15.4$), sugerindo a presença de granada residual durante os eventos de fusão parcial do manto. Estes eventos terão ocorrido a profundidades superiores a 60 km, a partir das quais a granada é uma fase mantélica estável (*e.g.* Shen & Forsyth, 1995).

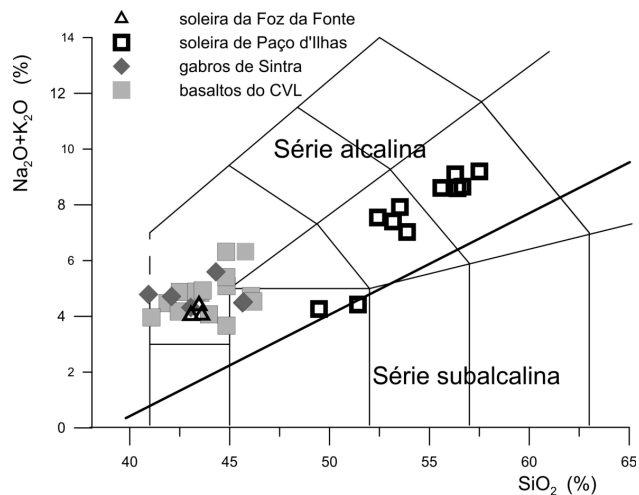


Figura 23. Diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 2002) para as amostras do magmatismo alcalino da Bacia Lusitaniana. Linha de divisão entre séries alcalina e subalcalina segundo MacDonald (1968).

Em termos isotópicos as rochas geradas nos dois pulsos de actividade magmática tardi-Cretácica são semelhantes apresentando gamas composicionais sobreponíveis (primeiro pulso $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7035\text{--}0.7039$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.51278 - 0.51267$; segundo pulso $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7030\text{--}0.7049$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.51284 - 0.512705$; Miranda *et al.*, 2009a). Estes valores indicam um empobrecimento integrado no tempo em Rb e Nd relativamente ao Sr e Sm, sugerindo o envolvimento de uma fonte sublitosférica de características comuns, claramente distinta das do manto litosférico amostrado na Planície Abissal Ibérica ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7042\text{--}0.7059$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.5123\text{--}0.5127$, Chazot *et al.*, 2005). Tal fonte apresenta também características distintas da responsável pelo magmatismo toleítico do Jurássico Inf. (dolerito da Messejana – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i \approx 0.705$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i \approx 0.5124$; Cebriá *et al.*, 2003; vulcanismo do Algarve – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i > 0.70539$; Martins *et al.*, 2008, *vide* «Magmatismo Jurássico na Bacia Algarvia», in Terrinha *et al.*, cap. III.1, neste volume) que apresentam assinaturas isotópicas mais enriquecidas.

A existência de contaminação crostral durante os processos de evolução magmática (assimilação e cristalização fraccionada) explicará as características algo distintas e assinaturas isotópicas mais enriquecidas apresentadas pelos termos mais evoluídos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ até 0.7049 e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ até 0.51267; Miranda *et al.*, 2009b) em relação às reportadas para os termos básicos ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7030\text{--}0.7037$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i = 0.51284 - 0.51270$; Miranda *et al.*, 2009a; fig. 24).

Não obstante a referida homogeneidade isotópica entre as rochas dos dois pulsos magmáticos tardi-cretácicos, os seus padrões multielementares são distintos (fig. 25).

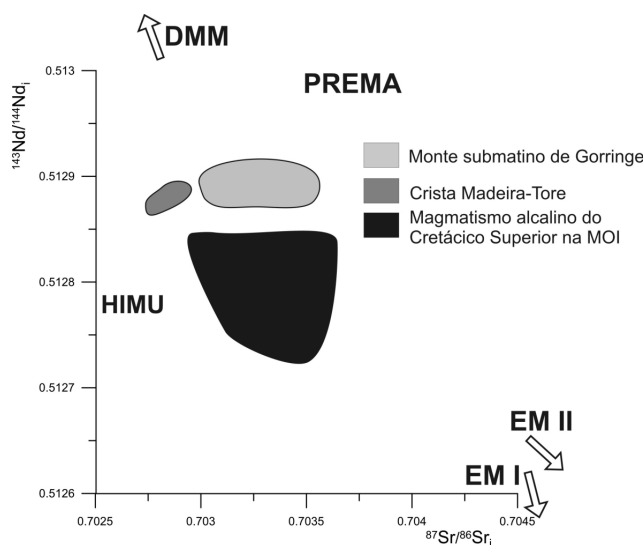


Figura 24. Composição isotópica inicial das rochas alcalinas não contaminadas do Cretácico Sup. da MOI (Miranda *et al.*, 2009a), da Crista Madeira-Tore (Geldmacher *et al.*, 2006) e do monte submarino de Ormonde (Bernard-Griffiths *et al.*, 1997). EM I e II, PREMA, DMM e HIMU correspondem aos diferentes componentes mantélicos (e.g. Hoffman, 2003).

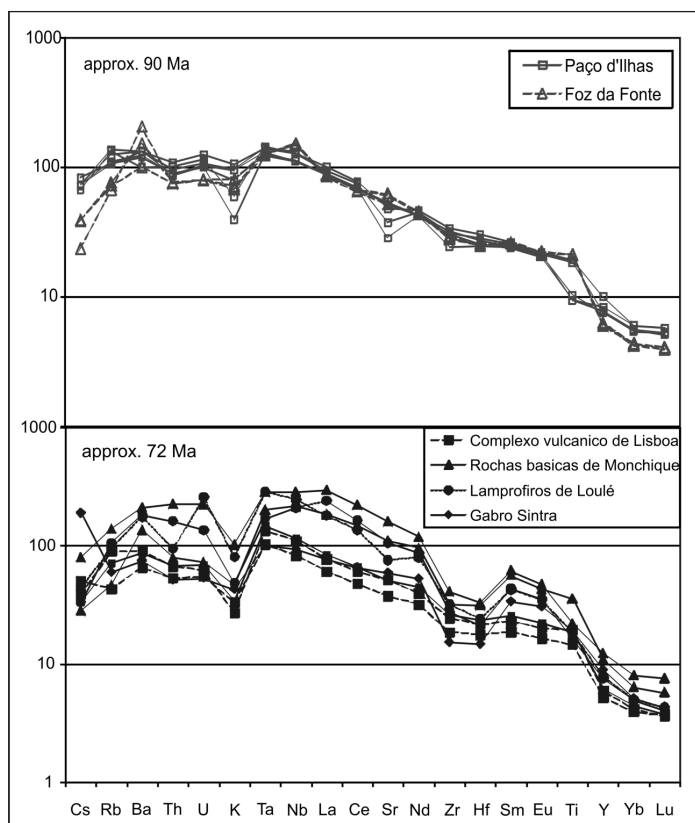


Figura 25. Padrões multielementares normalizados para a composição do manto primitivo (Palme & O'Neill, 2003) para as amostras do primeiro e segundo pulsos de actividade magmática alcalina no Cretácico Sup.; dados de Miranda *et al.* (2009b).

Os padrões das amostras mais primitivas do segundo pulso de actividade apresentam anomalias negativas de K, Zr e Hf, independentemente da localização geográfica ou modo de ocorrência.

Dado estes serem magmas básicos e ultrabásicos que não aparentam ter sofrido modificação por contaminação crostral durante a ascensão e instalação (*e.g.* não apresentam anomalias negativas em Nb), aquelas anomalias são provavelmente causadas pela retenção destes elementos em fases mantélicas residuais. No caso do K este mineral poderá corresponder a uma anfíbola rica de K ou a flogopite, enquanto que para o Zr e Hf, deverá ser a baddeleyite (ZrO_2) o mineral responsável pela retenção destes elementos (*e.g.* Andronikov & Foley, 2002). As amostras da Bacia Lusitaniana mostram, contudo, um menor grau de

enriquecimento em elementos incompatíveis e anomalias menos pronunciadas que as da região sul, provavelmente reflectindo um maior grau de fusão parcial e/ou heterogeneidades na fonte.

Já as amostras do primeiro pulso não apresentam anomalias de Zr e Hf e caracterizam-se por anomalias negativas de K menos pronunciadas. As amostras mais evoluídas da soleira bandada de Paço d'Ilhas apresentam anomalias negativas em Ti devido à fraccionação de minerais como a titanomagnetite e a clinopiroxena que estão actualmente concentradas nas bandas inferiores mais melanocratas. Por sua vez, as bandas mais básicas apresentam anomalias negativas de K e Sr que provavelmente resultam da remoção de plagioclase e feldspato K por flutuação para formar os níveis mais leucocratas, como sugerido por Mahmoudi (1991).

Visto que as fases ricas em K não são estáveis às temperaturas associadas ao manto astenosférico ou a plumas mantélicas (e.g. Class & Goldstein, 1997), a presença de anomalias negativas em K nas rochas do segundo pulso sugere a existência de interacção entre magmas sublitosféricos e a litosfera, o que não se terá verificado aquando da ascensão dos magmas do primeiro pulso.

Durante o primeiro pulso de actividade magmática alcalina, a ausência de interacção com o manto litosférico poderá ter sido facilitada pela rotação contemporânea da Ibéria, que poderá ter induzido fracturação translitosférica nos bordos da placa e auxiliado a ascensão rápida dos magmas. Já durante o segundo pulso, o início da colisão entre as placas Africana e Ibérica criou campos de tensões menos favoráveis, restringindo a abertura de condutas que permitissem a ascensão dos magmas, favorecendo a interacção destes magmas com o manto litosférico subcontinental e o seu equilíbrio com a anfíbola e/ou flogopite e baddeleyte ou zircão residuais.

O magmatismo alcalino do Cretácico Sup. terá sido gerado por uma fonte sublitosférica enriquecida em elementos incompatíveis. Dado o elevado volume de magmatismo presente nas partes emersa e imersa da MOI durante este período e a ausência de uma progressão espacial e temporal clara deste magmatismo, sugerimos que este tenha sido gerado por uma anomalia térmica presente na região (e.g. Hoernle *et al.*, 1995), tendo a sua distribuição geográfica e cronológica sido controlada pela estrutura e evolução tectónica da região.

4.3. Idade, Geometria e mecanismos de instalação do Complexo Ígneo de Sintra

A tectónica associada à intrusão do Complexo Ígneo de Sintra (CIS) deve ser analisada quer do ponto de vista geométrico quer cronológico, como qualquer outro tipo de deformação. Enquanto que as relações de corte entre os corpos magmáticos podem ser escl-

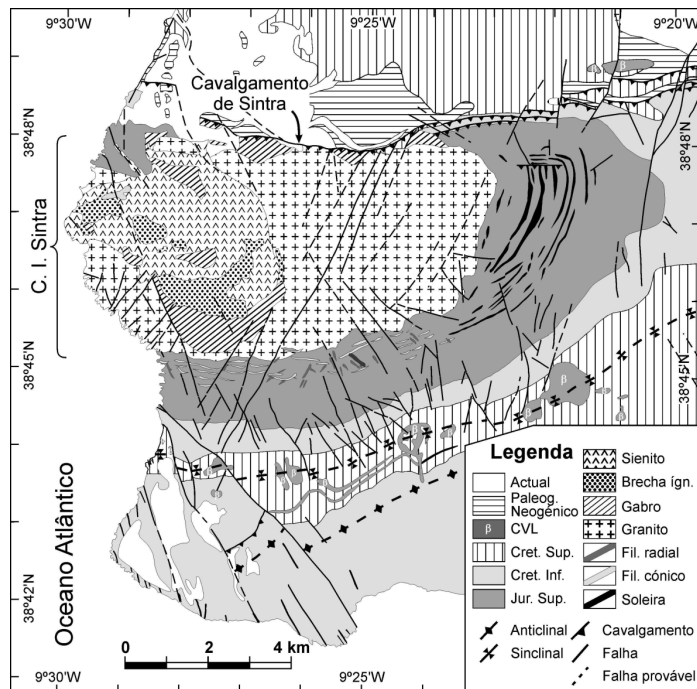
recedoras em relação à sua cronologia, as relações de corte entre estes e as formações sedimentares apenas nos atestam sobre a anterioridade do encaixante e não sobre a fase intrusiva. Deste modo, é imprescindível um bom constrangimento das idades das formações magmáticas para se poder calibrar cronologicamente a sequência dos respectivos eventos de deformação.

O CIS é constituído por uma formação granítica cuja idade se situa entre os 79 e os 82 Ma (Bonhomme *et al.*, 1961; MacIntyre & Berger, 1982; Miranda *et al.*, 2009a), de forma aflorante elíptica com eixo maior de orientação E-W, que envolve uma intrusão de forma aflorante oval, de eixo maior com direcção NNW-SSE, cuja idade se encontra estabelecida entre os 75 e os 78 Ma (Storetvedt *et al.*, 1987) e é constituída por gabros, dioritos, sienitos e brechas intrusivas (fig. 26). A estas duas intrusões encontram-se associados campos filoneanos também descritos por Alves (1964), Kullberg (1983-1985) e Kullberg & Kullberg (2000) e que se podem sistematizar em soleiras, filões cónicos (*cone sheets*) e radiais.

A deformação associada à intrusão do CIS pode subdividir-se em: i) formação de brechas intrusivas, ii) deformação dúctil no encaixante e iii) deformação discreta (ou frágil) no encaixante.

As brechas, que podem ser de composição variada, ocorrem nos contactos entre a intrusão granítica e a gabro-sienítica ou no interior desta última.

Figura 26. Mapa estrutural esquemático do Complexo Ígneo de Sintra e encaixante. Abreviaturas utilizadas: PA – Ponta da Abelheira; PG – Praia do Guincho; SAA – Sinclinal anelar de Alcabideche.



As soleiras, de micro-gabro, dolerito ou lamprófiros observam-se no encaixante e não foram ainda conhecidas relações de corte entre elas e o granito. Ocorrem profusamente no flanco oeste do CIS e são menos comuns no flanco sul, onde são cortadas por filões cónicos e radiais. As soleiras e o encaixante foram estirados pela intrusão do granito de Sintra, evidente apenas junto ao contacto sob a forma de estruturas em dominó nas soleiras e na estratificação, achatamento de calhaus nos conglomerados do Jurássico Sup., bandas de cisalhamento e fissuras tractivas nas camadas sedimentares (responsáveis pelo desenvolvimento de um bandado metassomático em carbonatos e pelitos, a que se deu a designação de Xistos do Ramalhão; *vide* 2.1.3). Estas últimas são sistematicamente sub-perpendiculares à estratificação, inclinando no sentido da intrusão e conferem um aspecto característico «zebrado» à rocha, de bandas brancas e negras, provavelmente devido à oxidação de matéria orgânica nos pelitos do Oxfordiano por fluidos circulantes exalados da intrusão ou por convecção controlada pelo calor emanado da mesma.

Soleiras de micro-gabro foram datadas entre os 88 Ma e os 94 Ma, a norte do CIS, em Paço d'Ilhas (38° 59' 54"N, 9° 24' 02"W) e Foz da Fonte (38° 27' 03"N; 9° 12' 06"W) (Mahmoudi, 1991; Miranda *et al.*, 2006, 2009a). Terrinha (1998) e Terrinha *et al.* (2003) sugerem que as soleiras sejam a manifestação superficial dum magmatismo do qual derivou o granito de Sintra, anterior à intrusão gabro-sienítica e ao CVL.

Os filões cónicos podem ser de composição variada, vulgarmente félsicos e encontram-se restritos à parte central do flanco sul do CIS; inclinam no sentido da intrusão, para norte e noroeste, ou seja em direcção à intrusão mais recente da série gabro-sienítica. Algumas relações de corte podem ser observadas, indicando que as soleiras precedem os filões cónicos, o que conjuntamente com a sua orientação e o facto de cortarem o granito, sugere fortemente que se encontram geneticamente relacionados com a intrusão gabro-sienítica.

Os filões radiais, geralmente máficos e alterados, cortando os cónicos, são menos comuns que os anteriores e ocorrem no sector central, a sul e a norte da intrusão.

Levantamento gravimétrico (Terrinha *et al.*, 2003; Terrinha *et al.*, *in prep.*) abrangendo o CIS e o encaixante mostra que o Granito de Sintra forma um lacólito com espessura actual média de 500 m, não excedendo os 1000 m, tem terminações em bisel sub-aflorantes que se estendem aproximadamente entre 1 km e 2,5 km a sul e a norte do actual limite cartográfico com o encaixante. As rochas gabróicas apresentam uma geometria aproximadamente cilíndrica cujas terminações atingem profundidades da ordem dos 4 km. As estruturas alimentadoras são planares e de direcção NW-SE, NE-SW e E-W, as direcções das falhas existentes na região. Os resultados de Anisotropia da Susceptibilidade Magnética (AMS) (*op. cit.*) são compatíveis com os de gravimetria no que respeita às fontes magmáticas. O corte geológico esquemático da figura 27, realizado à escala, inclui os resultados da modelação gravimétrica e indica um transporte tectónico para norte com uma componente de 2 km no plano de cavalgamento.

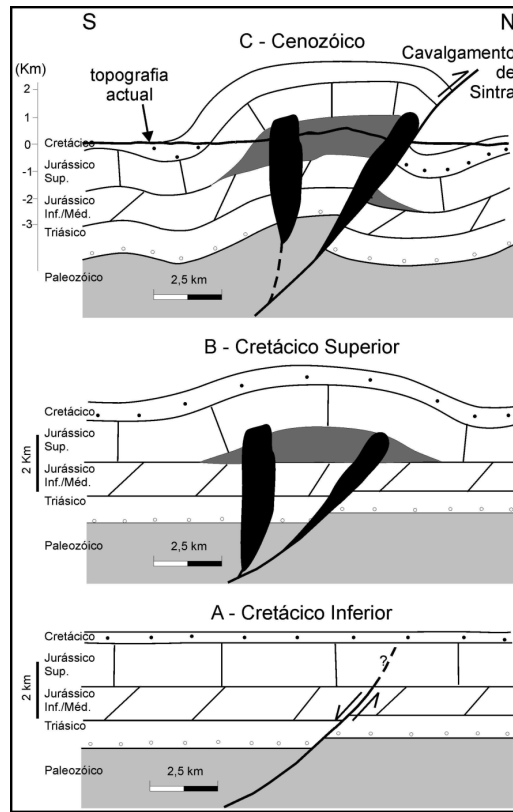


Figura 27. Corte geológico esquemático, realizado à escala, incluindo os resultados do levantamento gravimétrico realizado (Terrinha *et al.*, 2003; Terrinha *et al.*, *in prep.*). O granito (~80 Ma) de Sintra apresenta-se como um lacólito não excedendo os 1000 m de espessura, intruído por corpos verticais da sequência gabro-sienítica (~74 Ma) (adapt. Kullberg *et al.*, 2006b).

O afloramento de rochas gabróicas ao longo do plano do Cavalcamento de Sintra sugere tratar-se de falha pré-existente, provavelmente distensiva, jurássica, associada à evolução da Bacia Lusitaniana, inclinando para sul, e que poderia constituir o rebordo duma paleo-topografia de onde procederam os transportes de massa hoje observados entre a praia do Guincho e ponta da Abelheira (fig. 26).

Principalmente a partir da análise estrutural do encaixante sedimentar, assim como da geometria do cortejo filoniano, Kullberg (1983-1985) propõe um modelo de instalação diapírica para o CIS; mais ainda, associa a relação axial da forma cartográfica (elíptica), com eixo maior E-W, como a materialização geométrica da elipse de deformação finita global associada ao controlo da sua instalação e estende a interpretação ao Maciço de Monchique. Ou seja, considera uma compressão máxima N-S e a instalação dos maciços alinhados de Sintra-Sines e Monchique no interior de uma banda de cisalhamento direita com orientação NNW-SSE.

Trabalhos mais recentes, utilizando a geometria de fluxos magmáticos através da análise de Anisotropia da Susceptibilidade Magnética, bem como levantamento gravimétrico

detalhado, permitiram concluir sobre a forma lacólica da intrusão exterior granítica, e aproximadamente cilíndrica da intrusão gabro-sienítica interior (Terrinha *et al.*, 2003). A primeira intrusão terá arqueado a sequência sedimentar sobrejacente (do Jurássico Superior e Cretácico Inferior), provavelmente aproveitando a descontinuidade D9 (*vide* § 2.2) como superfície de descolamento sub-horizontal, na base. A geometria deduzida em profundidade aponta para um alinhamento de condutas através das quais o magma granítico terá ascendido em zonas mais superficiais da crosta, enraizadas em falhas E-W da Bacia Lusitaniana (fig. 27A e B). As intrusões gabro-sieníticas, posteriores, terão encontrado nesta geometria pré-existente condutas também favoráveis à sua instalação (fig. 27 B) (Terrinha *et al.*, *in prep.*)

A inversão tectónica da Bacia Lusitaniana no Terciário causou (*op. cit.*), por um lado, o dobramento ligeiro do lacólito de Sintra, como sugerem as inclinações em sentido oposto dos planos de foliação magnética junto aos bordos norte e sul da intrusão e, por outro lado, o levantamento e consequente exumação do corpo ígneo, devido à activação do cavalcamento que materializa o bordo norte actual do Complexo Ígneo de Sintra (fig. 27 C) (*vide* § 6).

4.3.1. Modelos para o lineamento Sintra-Sines-Monchique

A proposta de que este lineamento pudesse corresponder a uma falha profunda que os relacionasse aos três, remonta, pelo menos, ao trabalho de Mendes (1968). Neste seu trabalho pioneiro em Portugal sobre datações geocronológicas, utilizando o sistema do Rb/Sr, o autor não avança hipóteses tectónicas sobre a formação ou cinemática desta estrutura nem mesmo mecanismos de intrusão. Este passo conceptual foi dado posteriormente em Ribeiro *et al.* (1979) que propôs que a falha Sintra-Sines-Monchique (FSSM) se tivesse formado como desligamento direito, contemporaneamente com a rotação sinistrógira da Ibéria durante o Cretácico.

Este autor observou ainda que as formas aflorantes elípticas das três intrusões, alongadas segundo a direcção E-W, estariam relacionadas com os mecanismos tectónicos de controlo das intrusões: as intrusões teriam ocorrido em locais onde a falha NNW-SSE tivesse intersectado as falhas conjugadas NE-SW e, o alongamento (*vide* Terrinha *et al.*, neste volume) segundo a direcção E-W resultaria da soma da deformação cisalhante dextrógira na falha NNW-SSE com uma componente extensional E-W, resultante de uma distensão remanescente E-W do *rifting* da MOI (Ribeiro *et al.*, 1979; com. pessoal *in* Kullberg *et al.*, 2006b). Este autor propõe ainda, pela primeira vez, a existência duma quarta intrusão neo-cretácica no Banco de Guadalquivir localizado no *offshore*, aproximadamente 100 km a sul de Faro, onde se haviam dragado amostras de *flysch* carbónico da ZSP com evidências de metamorfismo epitermal.

Mougenot (1980-1981) propôs que a FSSM fosse descontínua, formada por segmentos escalonados, unidos por falhas de conexão (*relay faults*) de orientação E-W, ao longo das

quais se teriam instalado as intrusões, daí resultando a sua forma E-W, durante o evento compressivo do Cretácico Superior (*vide Pais et al.*, cap. III.7, neste volume).

Em 1996 (A. Ribeiro, com. pessoal) nota que, analisando a carta de anomalias magnéticas de Portugal continental e da Margem Continental, os dipolos magnéticos relativos às intrusões de Sintra, Sines e Monchique têm continuação no *offshore*, a sul até ao Banco de Guadalquivir e, a oeste, entre Sintra e o Monte Submarino de Tore, encontram-se cinco dipolos magnéticos. Deste modo, ficava estabelecido um novo lineamento Tore-Sintra-Sines-Monchique, de aproximadamente 700 km. Este lineamento de anomalias magnéticas, contém afloramentos de várias intrusões de rochas alcalinas de aproximadamente 72-74 Ma, além de Sintra, Sines e Monchique. Mougenot (1989) refere ainda rochas dragadas e datadas do *offshore* entre Sintra e Tore. Com base nestes factos A. Ribeiro (com. pessoal 1996; Ribeiro *et al.*, 1996, 1997; Ribeiro 2002) propõe que o impacto meteorítico que poderá ter formado a cratera do Monte Submarino de Tore (segundo Laughton *et al.*, 1975) teria simultaneamente produzido uma fractura profunda, de direcção WNW-ESE, que se refractaria ao propagar-se em direcção à litosfera continental estirada (região de Sintra) e não estirada (regiões de Sines e Monchique) aproximando-se da direcção NNW-SSE. Alternativamente, esta fractura, ao atingir a crosta continental encontrar-se-ia com estruturas herdadas da tectónica paleozóica e mesozóica, no caso presente, com as falhas de direcção NNW-SSE na região de Sintra- Arrábida e N-S na Margem Sul Portuguesa (falha de Portimão) (Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 1999).

Terrinha (1998) propõe i) baseado nas interpretações de origem profunda, eventualmente a nível astenosférico, dos magmas alcalinos, segundo (Rock, 1982; Martins, 1991) e ii) na ausência de evidência da FSSM entre a Serra da Arrábida e o limite setentrional da Bacia do Algarve, que a FSSM seja uma estrutura profunda tardi-varisca, que tenha apenas atingido os níveis crustais superficiais por reactivação durante os processos de *rifting* e, por isso apenas seja observável no interior da Bacia Lusitaniana (Zona de Falha Sintra-Arrábida) e na Bacia Algarvia (falha de Portimão). A FSSM, funcionando como desligamento dextrógiro durante a compressão N-S do Cretácico Sup., facilitaria a ascensão magmática profunda em zonas de curvas de relaxamento (*releasing bends*). Na crosta superior a FSSM apenas atingiria os níveis superficiais em Sintra (onde a intrusão de 74 Ma, gabro-sienítica alcalina tem efectivamente alongamento segundo NNW-SSE), provavelmente terminando-se na crosta inferior num eventual nível de descolamento de falhas, sendo daí para os níveis crustais superiores, o magma conduzido através das falhas de direcção aproximadamente E-W comuns na margem portuguesa.

A forma lacolítica da intrusão do Granito de Sintra, que apresenta lineação de Anisotropia da Susceptibilidade Magnética segundo a direcção ENE-WSW é compatível com propagação do lacólito segundo esta direcção eventualmente contemporânea duma compressão perpendicular, i.e. NNW-SSE durante a instalação (Santoniano, ~82Ma) (Roman-Berdiel,

1995; Terrinha *et al.*, *in prep.*). Os mesmos dados e os de gravimetria apontam para que o magma granítico e, posteriormente o gabro-sienítico (~74 Ma), tenham ascendido não apenas ao longo da FSSM, mas também ao longo das NE-SW e das E-W (fig. 27).

Não se procederam ainda aos estudos necessários à verificação da forma lacolítica tridimensional proposta por Kayser (1914) para o Complexo Alcalino de Monchique, nem para a do Complexo Alcalino de Sines.

4.4. Fluxo magmático em filões do Complexo Radial de Mafra

Com a interpretação conjunta da Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) e da análise de Orientações Preferenciais (OP) de minerais e de vesículas alongadas, é possível caracterizar a orientação do paleo-fluxo magmático em filões, de forma a melhor se conhecerem os processos de migração e instalação do magma na crosta. Este estudo (Nogueira, 2008; Nogueira *et al.*, 2008, 2009) foi aplicado a filões do Complexo Radial de Mafra (CRM), de idade Cretácico Sup., cuja geometria radial sugere um campo de tensões essencialmente isotrópico. Os filões estudados cobrem uma pequena área do complexo filoniano e afloram nas arribas litorais do sector ocidental. Os resultados do estudo de ASM e OP de vesículas alongadas são concordantes e sugerem um paleo-fluxo magmático ascendente para WNW com uma inclinação média de 30°. Os resultados da ASM sugerem ainda a ocorrência de uma componente de cisalhamento dextra, contemporânea com a instalação dos filões.

A – Amostragem

De 7 filões basaníticos de carácter alcalino (basálticos, *s.l.*) foram obtidas cerca de 200 amostras cilíndricas orientadas, extraídas exclusivamente das margens. Os filões distribuem-se no litoral da região da Ericeira, entre a praia de S. Sebastião e a foz do Lizandro, numa extensão aproximada de 3,8 km. São filões estreitos (largura < 2 m) com orientação média WNW-ESE, e inclinações superiores a 80°.

B – Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM)

Em campos magnéticos reduzidos e num corpo anisotrópico, a susceptibilidade magnética K é um tensor de 2ª ordem representado geometricamente por um elipsóide triaxial de eixos ortogonais $K_1 > K_2 > K_3$. O eixo K_1 define a lineação magnética e o eixo K_3 é o pólo da foliação magnética.

Nestes filões a SM é reduzida, variando entre $0,2 \times 10^{-3}$ e 70×10^{-3} SI. A anisotropia magnética, P ($P = K_1/K_3$), varia entre $1.01 < P < 1.06$ (1% e 6%).

A orientação do fabric magnético em filões é definida, relativamente ao plano do filão, na região de amostragem. O fabric magnético médio das margens estudadas mostra-se siste-

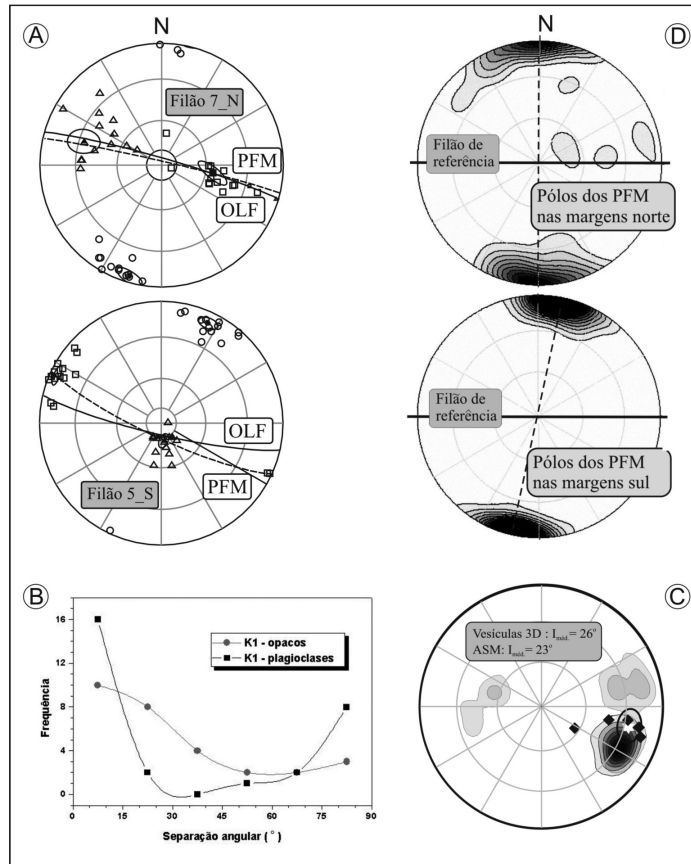


Figura 28. A: Dois exemplos de diagramas estereográficos (projecção de Schmidt no hemisfério inferior) dos eixos principais de susceptibilidade de amostras, da margem norte do filão 7 (em cima) e da margem sul do filão 5 (em baixo). Quadradinhos, triângulos e circunferências são respectivamente os eixos principais de susceptibilidade: K1 máximo, K2 intermédio e K3 mínimo. Plano

a cheio representa a orientação local do filão na zona de amostragem (OLF) e a tracejado o plano de foliação magnética (PFM). As áreas de confiança assinaladas em torno das posições médias dos eixos principais foram determinadas através do algoritmo de Henry & Le Goff (1995). B: Frequência da separação angular entre as OP dos opacos (círculos cinzentos) e plagioclases (quadrados pretos), no plano K1-K2, relativamente ao eixo principal da susceptibilidade (lineação magnética). C: Projecção estereográfica (projecção de Schmidt no hemisfério inferior) dos vectores de escoamento magmático deduzidos (losangos pretos), vector médio do escoamento (estrela cinzenta) com área de confiança $\alpha 95 = 11^\circ$ (estatística de Fischer), para 4 dos 5 vectores de escoamento. Em sobreposição está um diagrama de densidades dos resultados das orientações 3D dos eixos X das vesículas alongadas, para $n = 252$ medidas. Verifica-se uma boa concordância, em particular no que respeita à inclinação do paleo-fluxo, deduzida pelos dois métodos. D: Projecção estereográfica das densidades de distribuição dos eixos K3, nas margens norte (em cima) e margens sul (em baixo), das amostras dos 7 filões. Para este diagrama foi feita uma transformação de coordenadas de forma que todos os filões assumam a orientação E-W, vertical. Assim, todos os PFM associados a cada margem, estão depois da transformação, associados a um mesmo referencial comum, designado por filão de referência (linha a cheio). A linha a tracejado representa a orientação média do eixo K3. Nesta imagem está ilustrada a assimetria dos PFM médio entre as margens norte e sul dos filões estudados e referida no texto.

maticamente orientado com o eixo K3 próximo do pólo do filão e os eixos K1 e K2, plano de foliação magnética (PFM), paralelos a sub-paralelos ao plano das respectivas margens (fig. 28A). Este fabric magnético é habitualmente designado por fabric «normal».

A orientação do eixo K1 é muito variável, entre sub-horizontal a sub-vertical, quer entre filões como entre margens do mesmo filão, não evidenciando relação com a sua localização ou atitude. O fabric magnético médio é essencialmente triaxial/planar. Os PFM estão bem definidos, sendo a sua orientação bem constrangida e quantificada pelos valores pequenos das elipses de confiança associadas à média dos eixos K3 das amostras de cada margem. A orientação dos PFM é muito regular, apresentando uma imbricação sistemática com valores médios de 15° abrindo para oeste, nas margens sul; nas margens norte são praticamente sub-paralelos às margens.

Os resultados da ASM mostraram a predominância do fabric magnético planar. As elipses de confiança associadas ao eixo K3 são sempre menores do que as associadas ao eixo K1 ou K2, indicando que a orientação do PFM é mais constrangida do que a orientação da lineação magnética.

C – OP de fenocristais e opacos

A análise das orientações preferenciais (OP) de fenocristais (essencialmente plagioclase) e opacos (óxidos de Fe-Ti) foi realizada sobre 51 imagens digitais de lâminas delgadas orientadas segundo 2 planos definidos pelos eixos de susceptibilidade magnética: (1) paralelas ao PFM, (2) paralelas ao plano K1-K3. Pretendeu-se relacionar as OP dos opacos e das plagioclases, relativamente à orientação do eixo da lineação magnética. Foi utilizado o algoritmo «intercepts» (Launeau & Robin, 1996) na determinação das OP dos minerais seleccionados. Os resultados obtidos nos dois planos evidenciaram 3 aspectos dominantes:

- 1) A diferença entre as OP dos opacos e das plagioclases tem um carácter bimodal, em 61% dos casos é inferior a 30° mas em 33% dos casos é superior a 60°.
- 2) A diferença entre a OP dos óxidos e a lineação magnética mostra um comportamento bimodal: é predominantemente coaxial com a lineação magnética (65 % dos casos, é inferior a 30°), apresentando também afastamento entre as duas direcções, quase ortogonal (22% dos casos, é superior a 60°).
- 3) A diferença entre a OP das plagioclases e a lineação magnética mostra um comportamento bimodal no PFM (fig. 28B) e essencialmente monomodal no plano K1-K3.

Em síntese, a OP dos fenocristais de plagioclases e dos opacos mostra uma relação essencialmente bimodal com a orientação da lineação magnética. É maioritariamente coaxial com

a OP dos fenocristais, mas também tende a ser ortogonal, o que mostra que a escolha da lineação magnética como indicador único do eixo do paleo-fluxo magmático pode ser ambígua.

D – OP de vesículas alongadas

Nestes diques, as vesículas deformadas e preenchidas por calcite apresentam na generalidade uma forma elipsoidal oblata muito alongada, por vezes formas prolatas com razões axiais até 30:5:1 e comprimentos do eixo maior próximos de 11 cm e, mais raramente, formas quase esféricas. O plano de foliação magmática, definido pelos eixos X e Y das vesículas, é geralmente vertical, paralelo ou imbricado em relação às margens dos diques, com ângulos de imbricação que variam, na generalidade, entre 15° e 35°, abrindo para oeste, tornando-se sub-paralelos à direcção do dique, i.e., ao plano de fluxo. Os eixos X das vesículas, a lineação magmática, apresentam uma concentração principal de atitudes no quadrante SE, com uma inclinação média de 26° para ESE.

E – Determinação do vector de paleo-fluxo magmático

Os resultados das análises de OP, dos fenocristais e dos óxidos, bem como o resultado do estudo das orientações das vesículas alongadas, mostram concordância entre as orientações do fabric magnético, fabric mineral e dos eixos maiores das vesículas. No entanto, a lineação magnética mostra variações importantes na inclinação, sendo também quase ortogonal com a direcção média dos fenocristais num número significativo de casos. Pelo contrário, a orientação dos PFM das margens é mais regular e bem definida estatisticamente do que a orientação da lineação magnética.

Assim, é possível definir geometricamente a direcção e o sentido do paleo-fluxo (Geoffroy *et al.*, 2002). A direcção é indicada pela normal à intersecção entre o PFM e o plano que define a orientação local do filão (OLF) e o sentido pela orientação da abertura do ângulo de imbricação do PFM.

F – Discussão e Conclusões

Em 5 das 6 margens sul dos filões, a imbricação dos PFM é bem definida, apresentando valores superiores a 10°, logo sem ambiguidade no sentido da imbricação, permitindo calcular um vector de escoamento magmático para cada margem. Nas margens norte desses filões os PFM são sistematicamente paralelos às margens.

Em 4 margens, o vector (deduzido) de escoamento magmático, tem inclinação sub-horizontal a intermédia, constrangida entre 10° e 45°, com o vértice do ângulo de imbricação dos PFM apontando para a fonte magmática, a leste do local de amostragem. O vector médio de escoamento magmático tem uma inclinação de 23° (fig. 28C). Num dos filões, o escoamento deduzido apresenta uma inclinação de 65° (não considerado nesta média) podendo ser atribuído às variações locais da direcção do fluxo magmático.

A concordância de resultados na dedução da orientação do fluxo magmático, entre a ASM e a análise de vesículas, permite propor que na região em estudo o escoamento do paleo-fluxo magmático tem uma inclinação média da ordem de 30°, com variação provável de aproximadamente 10°, com sentido ascendente para oeste.

A assimetria dos ângulos de imbricação dos PFM nas margens sul e norte dos diques (fig. 28D) apesar de reduzida é sistemática, sendo compatível com uma movimentação horizontal dextra do encaixante relativamente ao plano de simetria dos filões. Nesta situação, os planos de foliação e a imbricação dos fenocristais tendem a rodar de forma dextrógira em ambas as margens, diminuindo o ângulo de imbricação nas margens norte e aumentando nas margens sul.

Este efeito tem de ser contemporâneo com a instalação dos diques, nas fases finais de arrefecimento, com o fluido já imóvel mas o magma apresentando uma fracção *liquidus* > 45% cuja viscosidade permite ainda a rotação de partículas.

A assimetria sistemática na orientação dos PFM entre as margens norte e sul dos filões leva a sugerir que o campo de tensões simultâneo à instalação dos diques do CRM poderá ter resultado da acção de uma componente cisalhante dextra (regional?) sobreposta ao campo de tensões essencialmente uniaxial (local?), evidenciado pelo padrão radial da rede filoniana.

4.5. Diapirismo

Este não tem sido tema consensual entre os autores de grande número de trabalhos publicados sobre a Bacia Lusitaniana, especialmente os referentes à dinâmica tectono-sedimentar do Jurássico Sup. no Sector Central da Bacia, onde aflora a maior parte destas estruturas (fig. 29). Estes trabalhos são na grande maioria baseados na interpretação de perfis de sísmica de reflexão (a maioria na área emersa do Sector Central da Bacia e na plataforma, no Sector Setentrional) e, nalguns casos, em análise cartográfica e de afloramentos.

Em trabalho pioneiro na área da modelação analógica, Zbyszewski (1959) estabeleceu uma relação entre as estruturas diapíricas (no caso o diapiro de Caldas da Rainha) e a actividade de falhas. As modificações substanciais ocorridas na geometria da Bacia durante o Jurássico, verificável através do aumento de complexidade e da diversidade de unidades litostratigráficas, foram os factores que levaram Guéry (1984), seguido por Montenat *et al.* (1988) e Wilson (1988), a considerar a movimentação de sal (halocinese) importante factor de estruturação, senão mesmo o principal, definidor do estilo tectónico para a sub-bacia de Bombarral. A ausência de estruturas salinas nas sub-bacias de Turcifal e de Arruda deve-se à relativa escassez de sal e pequena espessura da Form. de Dagorda (Leinfelder & Wilson, 1998, Alves *et al.*, 2003b).

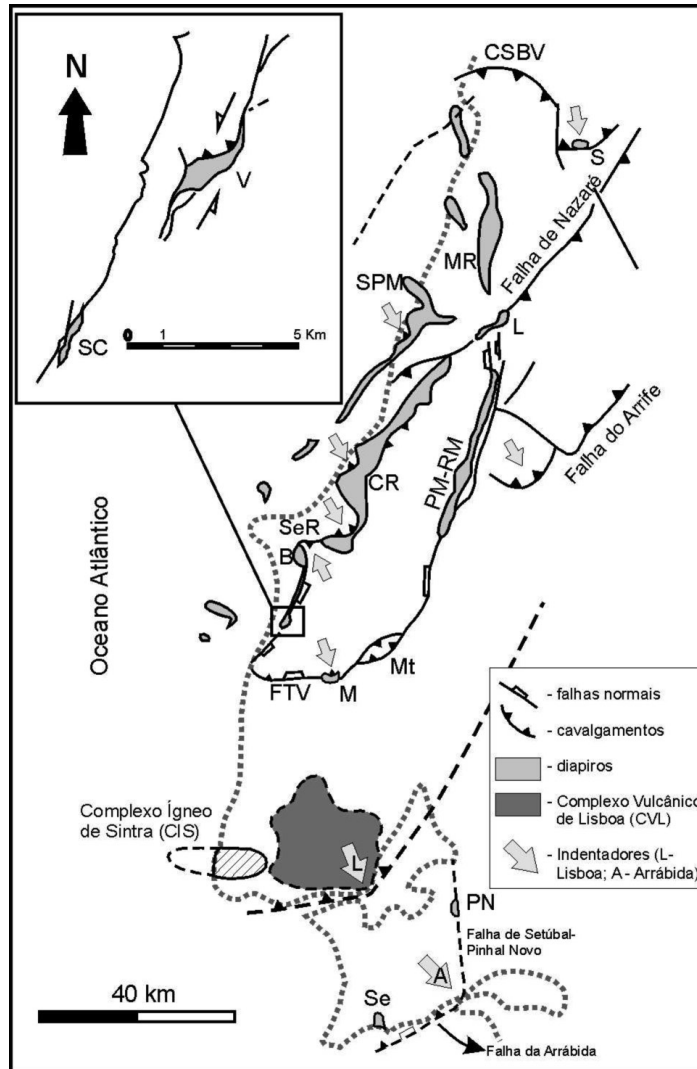


Figura 29. Localização de diapiros (a) e das principais estruturas de inversão cenozóica (b) na área geográfica da Bacia. Estão também assinaladas ocorrências do 3º ciclo magmático (*vide* § 4.2)(*in* Ribeiro *et al.*, 1996); Ver outras estruturas de inversão, de maior pormenor, representadas nas figuras 26 e 35.

(a) B - Bolhos; CR - Caldas da Rainha; L - Leiria; M - Matacães; MR - Monte Real; PM-RM - Porto de Mós-Rio Maior; PN - Pinhal Novo; S - Soure; SC - Santa Cruz; SPM - S. Pedro de Moel; V - Vimeiro;

(b) CSBV - cavalgamento da Serra de Boa Viagem; FTV - falha de Torres Vedras; Mt - *pop-up* de Montejuento; SeR - indentador de Serra d'El Rei. Os cavalgamentos nos bordos de diapiros correspondem a estruturas de indentação.

As principais fontes de discordância entre os autores referem-se: i) aos mecanismos responsáveis pela movimentação do nível evaporítico, a Form. de Dagorda; ii) ao estilo tectónico condicionador da geometria do substrato onde se depositaram as unidades do Jurássico Sup. (especialmente a Form. de Abadia); iii) ao(s) período(s) em que ocorreu diapirismo na MOI; iv) também, implicitamente, aos conceitos associados a tectónica salífera.

Observações e interpretações

A análise de dados de superfície nos diversos diapiros aflorantes, efectuada de forma sistemática por Kullberg (2000), permite sintetizar alguns aspectos gerais comuns à maioria dessas estruturas:

- 1 – localização em falhas com orientações compatíveis com o seu enraizamento no soco, segundo duas direcções predominantes, NNE-SSW a N-S e ENE-WSW a E-W, ou seja, as direcções de estruturação e dos limites da Bacia, essencialmente localizados na parte central da Bacia e junto ao bordo oeste;
- 2 – quando o contacto dos bordos dos diapiros é efectuado com unidades de idade jurássica (na maioria o Jurássico Sup.) esse contacto é por falha;
- 3 – em boa parte dos diapiros afloram unidades do Cretácico (pós-descontinuidade de ruptura oceânica) quer no interior, quer sobre os limites de alguns deles, em discordância;
- 4 – na quase totalidade dos diapiros afloram filões básicos, a maioria de composição alcalina, quer no núcleo geralmente sem orientação preferencial, quer nos bordos com orientações dominantes paralelas ou subperpendiculares à orientação dominante dos diapiros;
- 5 – não foram observados depósitos do tipo *cap rock* (cf. Canérot *et al.*, 1995) nem conglomerados com elementos carbonatados intercalados nas séries jurássicas, associados à erosão de eventuais relevos de natureza diapírica.

Os principais argumentos que conduzem os autores (*e.g.* Montenat *et al.*, 1988; Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Leinfelder & Wilson, 1989; Alves *et al.*, 2003b, 2006; Carvalho *et al.*, 2005) que defendem a existência de halocinese e por vezes de diapirismo na Bacia durante o Jurássico Sup., referem-se à:

- 1 – geometria das unidades observadas em perfis sísmicos de reflexão, nomeadamente:
 - a) *onlap* de reflectores sísmicos do Membro de Tojeira, considerada como unidade associada a uma fase de aceleração da distensão (*rift climax*) no topo do Oxfordiano, sobre as unidades subjacentes;

- b) existência de relevos estruturais – cristas alinhadas – no topo das paredes de sal associadas às falhas normais do soco;
- 2 – distribuição de fácies e de espessuras identificadas em afloramentos e em logs de sondagens e respectivas diagrfias, nomeadamente:
 - a) ocorrência de calcários recifais de baixa profundidade nos relevos estruturais correspondentes àquelas cristas;
 - b) e sistemas fluvio-deltaicos progradantes na margem da Bacia.

Estes argumentos são também valorizados, mas a sua presença interpretada de forma diferente, por autores que defendem a ocorrência de diapirismo na área da Bacia Lusitaniana, apenas em períodos mais tardios (Canérot *et al.*, 1995; Kullberg *et al.*, 1997; Rasmussen *et al.*, 1998; Kullberg, 2000). Por exemplo, os altos estruturais nos quais se desenvolvem os calcários recifais de baixa profundidade, durante o período distensivo mais intenso, são interpretados (Kullberg *et al.*, 1997; Kullberg, 2000) como as cristas produzidas pela rotação de blocos associados ao semi-*graben* limitado pela FCR, responsável pelo alinhamento dos diapiros de Santa Cruz, Vimeiro, Bolhos e Caldas da Rainha. Esta é também a interpretação dada por Ravnas *et al.* (1997) ao analisarem as unidades de sin-*rift* do Kimeridgiano da praia de Santa Cruz, situada no limite entre as sub-bacias de Turcifal e de Bombarral, mas mais importante, sobre a FCR, o que demonstra o estilo tectónico durante aquele intervalo.

O perfil da figura 16, realizado em área pouco afectada pela inversão cenozóica, sintetiza o que acontece noutras áreas da Bacia, nos sectores setentrional e central, e serve para ilustrar os argumentos que levam a defender as duas perspectivas contrárias:

- i) Por um lado, a ocorrência sistemática de domas sobre os topos das falhas normais do soco (*e.g.* sob a sondagem 13C-1), que tem sido defendida como evidência de halocinese e mesmo diapirismo no Jurássico Sup.; verifica-se, no entanto, que as unidades afectadas não se restringem a esta idade, pois é evidente a mesma deformação para todas as unidades sobrejacentes, pelo menos até à descontinuidade materializada superiormente pelo «Belasiano». A movimentação vertical dos evaporitos da Form. de Dagorda nas paredes de sal (*salt walls*) é, pois, posterior ao Cretácico Inf.
- ii) Sempre que existem domas em zonas internas dos grandes *grabens* [*e.g.* na vertical das sondagens Dourada-1 (Do-1) e Moreia-1 (Mo-1)] são sistematicamente interpretados por baixo deles relevos estruturais de soco (*horsts*). Do ponto de vista geométrico e genético, os referidos domas estão, assim, estritamente condicionados às estruturas rígidas do soco, pelo que o doma corresponde a uma estrutura de adaptação dúctil da cobertura à deformação frágil do soco, através de um nível, a Form. de Dagorda, que acomoda a transição entre os dois tipos de

deformação e de estilo tectónico (*thin e thick skinned*). A geometria da cobertura é, pois, resultante de rotação passiva dos estratos decorrente da movimentação vertical descendente dos compartimentos a tecto das falhas normais e não de acumulação localizada do nível evaporítico na crista de um doma, por migração lateral de sal, ou seja, halocinese.

- iii) Os reflectores internos da unidade de sin-*rift* («Jurássico Sup.» na fig. 16) que apresentam clara geometria em *onlap* sobre a «Form. de Brenha» no bordo sudoeste do *graben* de Monte Real (indicado sinteticamente pelas setas na proximidade da sondagem 13C-1), mostram progressiva subsidência da cobertura associada ao afundamento do bloco a tecto da falha normal do soco. A geometria é compatível com os modelos de encurvamento passivo (*forced folds*) modelados por Withjack & Callaway (2000). Tal como nos domas atrás discutidos, tratar-se-á de adaptação dúctil da Form. de Dagorda (e das outras formações, rígidas, de Coimbra e de Brenha) ao movimento da falha normal do soco mostrando que sofreu estiramento e deformação não coaxial.

Não sendo o diapirismo de idade jurássica, coloca-se então a questão de quando terá ocorrido. A associação espacial entre os diapiros aflorantes, extruídos, e corpos magmáticos de pequena dimensão, na sua maioria do 3º episódio alcalino, sugerem uma primeira fase extrusiva no final do Cretácico Sup. A ascensão dos evaporitos terá sido facilitada pela diminuição da sua densidade e viscosidade, induzidas pelo aumento da pressão, da temperatura e a introdução de fluidos hidrotermais. Toda a dinâmica gerada pelo magma e mobilização do nível evaporítico terá conduzido à perfuração da cobertura sedimentar ocorrendo, nesta altura, o verdadeiro diapirismo.

A mera existência de colunas salinas espessas em determinados sectores da Bacia não justifica a sua capacidade de ascensão, como referem os autores que utilizam este argumento para a localização de estruturas deste tipo nos sectores central e setentrional; isto porque, por exemplo, na sondagem de São Mamede-1 (SM-1) (localizada sobre o *graben* do mesmo nome) foram perfurados mais de 2 000 m da Form. de Dagorda, em níveis com concentrações de sal-gema superiores a 95% e não existe na região nenhuma estrutura diapírica. O mecanismo causador (*triggering mechanism*) da movimentação de sal (halocinese e, principalmente, o diapirismo) não foi, assim, a distensão, mas sim o magmatismo do 3º episódio alcalino.

Durante a inversão tectónica cenozóica, a generalidade dos autores considera que a maioria das estruturas diapíricas já existentes terão sido reactivadas, favorecendo a acentuação da geometria e da movimentação extrusiva da unidade salina.

5. Evolução paleogeográfica e paleotectónica da Margem Ocidental Ibérica (área *onshore*)

5.1. Período *sin-rift* (Triásico Sup.? – Cretácico Inferior)

Este trabalho descreve o desenvolvimento da Bacia Lusitaniana, ao longo de cerca de 135 Ma (Triásico Méd. ao Aptiano Sup., repartidos por 4 episódios de *rifting*. O entendimento sobre a definição destes episódios tem variado, em função ora da abrangência dos dados analisados, ora da valorização e escala (intra ou extra-bacinal) que são atribuídas a esses dados, ou ainda da interligação de informação proveniente de áreas de estudo diversas. Os episódios de *rifting* agora definidos apoiam-se e integram informação o mais abrangente possível, que foi aduzida e discutida nos sub-capítulos anteriores, e valorizam os seguintes aspectos para a sua definição: i) o início de cada episódio é marcado por um período distensivo, com importante (re)activação de falhas normais; ii) introduz modificações estruturais, geométricas e/ou cinemáticas importantes, à escala da Bacia; iii) estas transformações de origem tectónica produzem efeitos importantes no preenchimento sedimentar, particularmente no que se refere à geometria das unidades e das respectivas fácies; iv) estão limitadas por descontinuidades sedimentares.

1º episódio de *rifting* (Triásico-Sinemuriano) (figs. 30 e 31A)

Os estados iniciais de tensão da Pangeia, no início do ciclo alpino, que levam progressivamente à sua fragmentação nomeadamente através da abertura do Oceano Atlântico, propiciam na MOI a formação de importantes estruturas distensivas, em geral. O início do preenchimento da Bacia (provável Triásico Méd.) efectuou-se sobre um relevo herdado da exumação progressiva da cadeia orogénica varisca, emerso durante mais de 60 Ma, através da colmatação inicial de depressões por depósitos de natureza essencialmente aluvio-deltaica (megassequência A, *vide* fig. 2), muito provavelmente não apenas na área geográfica actualmente ocupada pela Bacia Lusitaniana, mas certamente um pouco por todo o Maciço Hespérico.

O início do período distensivo, na margem ocidental da Ibéria, provavelmente no Noriano (Triásico Sup.), conduz a uma primeira estruturação de um conjunto de bacias (do Alentejo, Lusitaniana, do Porto e da Galiza Interior, para além da do Algarve e as restantes bacias ibéricas contemporâneas, embora com maior influência da progressão de Tétis para oeste) que estão associadas às primeiras fase de abertura do Atlântico Norte. Também na margem correspondente no continente norte americano, em posição simétrica, se inicia a estruturação de um conjunto também complexo de bacias nos Grandes Bancos da Península da Terra Nova, nomeadamente a Bacia de Jeanne d'Arc frontal à Bacia Lusitaniana, um conjunto de pequenas bacias como as de Horseshoe e de Wales, a sul e a de Orpheus, a norte.

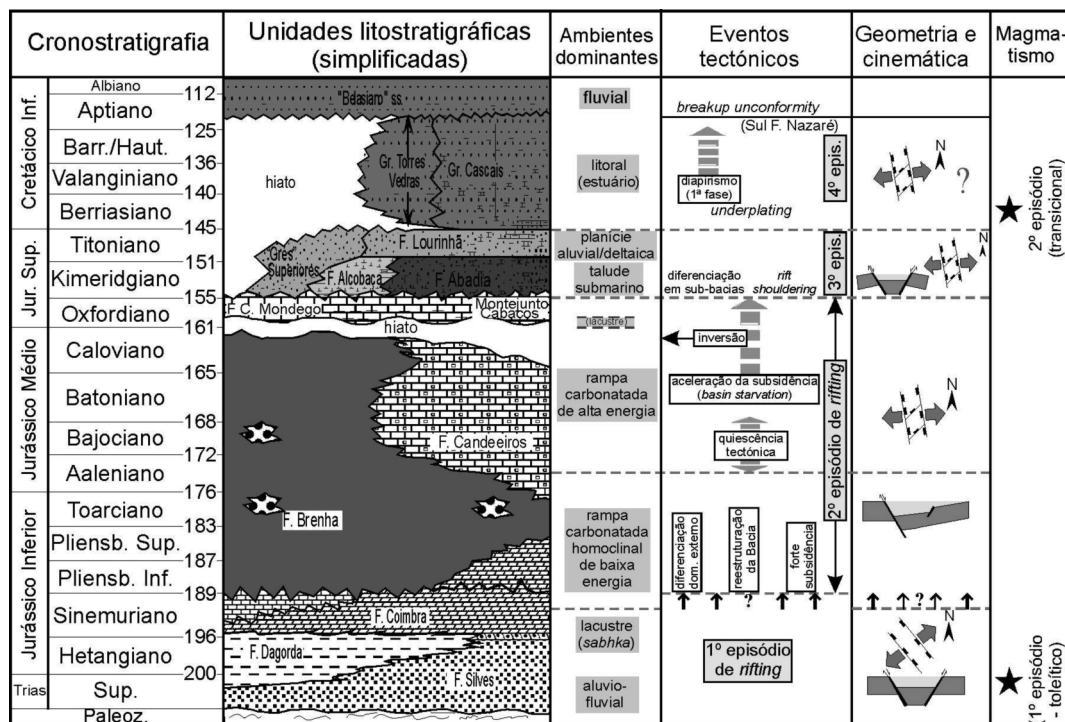
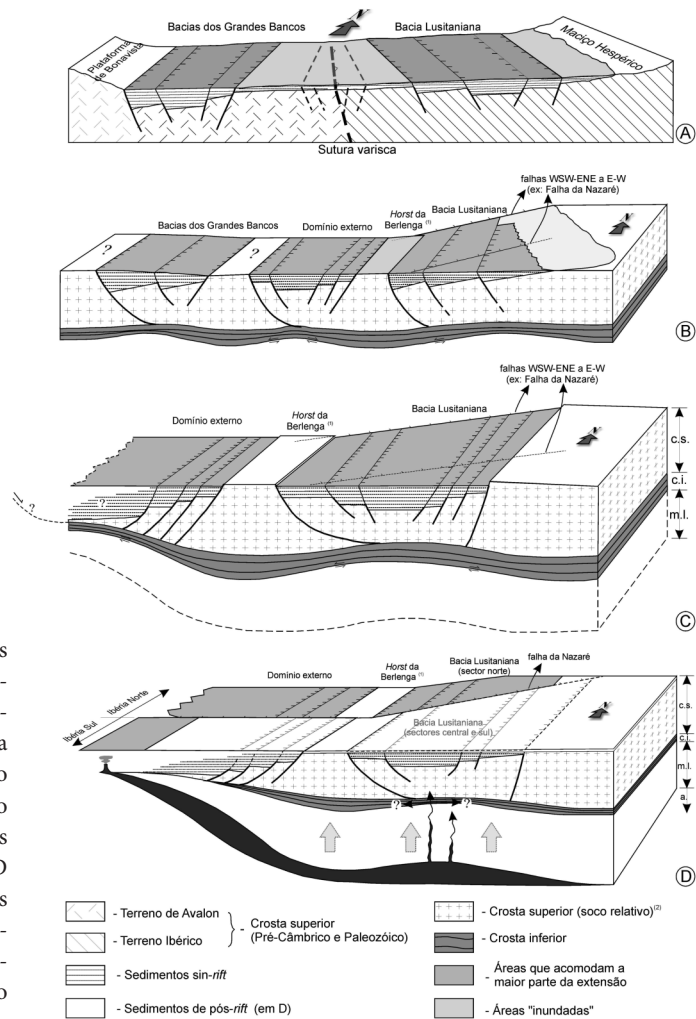


Figura 30. Quadro simplificado das unidades litostratigráficas da Bacia Lusitaniana (adapt. de Rasmussen *et al.*, 1998; Rey, 1999; Kullberg, 2000; Azerêdo *et al.*, 2002b), e quadro das relações entre eventos sedimentares, tectónicos e magmáticos no período de sin-rift (mod. Kullberg, 2000) (idades de Gradstein *et al.*, 2004)

Este período distensivo inicial não é acompanhado por magmatismo no interior da Bacia, ao contrário do que aconteceu na Bacia do Algarve, onde existem escoadas sinsedimentares de composição toleítica, com idade próxima dos 200 Ma, no limite Triásico-Jurássico.

A distensão, que nesta primeira fase de *rifting* tem uma orientação aproximada NE-SW (orientação deduzida através de marcadores cinemáticos em falhas sinsedimentares, coordenadas actuais), leva à reactivação de falhas herdadas do ciclo anterior, e à formação de importantes depressões estruturais (*grabens* e *hemi-grabens*) propiciadoras: i) por um lado, de episódicas invasões marinhas e/ou de extensas retenções de águas provenientes dos maciços envolventes não estirados; ii) por outro, da acumulação de espessas séries sedimentares, evaporíticas, com a contribuição de um clima árido a semi-árido então vigente. Uma das principais estruturas que reflectem esta geometria, que mesmo após a inversão tectónica que a Bacia sofreu no Cenozóico se mantém bem marcada no soco, é o *graben* de S. Mamede-Monte Real, que preserva cerca de 2 000 m da Form. de Dagorda. Também

importante, mas com uma orientação oblíqua, é o do eixo com orientação NNE-SSW onde se situa a maior parte dos diapiros actualmente aflorantes, com uma extensão submeridiana superior a 50 km. Apesar da posição do soco se encontrar relativamente elevada – uma vez que se trata da área mais invertida da Bacia, o Sector Central onde se encontra o actual MCE – a concentração destas estruturas permite especular sobre a existência desta segunda zona axial, pelo menos desde o Hetangiano. Nestas fases iniciais do 1º episódio de *rifting* não é evidente que a FPT tenha constituído um limite estrutural da Bacia. Não existem evidências consistentes que apontem para que as falhas com orientação ENE-WSW a E-W fossem já



activas neste episódio de *rifting* ou, pelo menos tenham desempenhado papel notório na sedimentação.

A organização espacio-temporal das unidades litostratigráficas, nomeadamente dos arenitos vermelhos do Grupo de Silves e dos pelitos da Form. de Dagorda reflecte aquela geometria, que encontra análogo próximo no actual *rift* do leste africano; as depressões tectónicas axiais, mais subsidentes, constituem sobretudo bacias endorreicas onde se depositam as unidades mais distais, já com tendência evaporítica e, simultaneamente, nas áreas dos relevos marginais a influência de unidades proximais, de sistemas de leques aluviais, é a dominante (megassequência B). Ou seja, o limite entre aquelas duas unidades é diacrónico.

À medida que a Bacia se aprofunda e se alarga, especialmente a partir do Hetangiano (início da Megassequência C), o carácter evaporítico da Form. de Dagorda acentua-se, o que demonstra um aumento da influência de invasões marinhas periódicas.

A tendência transgressiva continua durante o Sinemuriano, através do estabelecimento de uma rampa carbonatada, inicialmente dolomítica (Cam. de Coimbra s.s.) e com tendência para se diferenciar para o topo, especialmente entre áreas mais proximais, a este e distais calcárias (Cam. de S. Miguel), a oeste; ou seja, a geometria dos corpos sedimentares não parece ser substancialmente diferente dos anteriores, apesar de não se conhecerem afloramentos dessas unidades na proximidade do *horst* da Berlenga, considerado como tendo, desde o início, constituído o bordo oeste da Bacia. No entanto, a estrutura da Bacia começa a mostrar tendência para uma assimetria, com a definição de uma rampa homoclinal carbonatada inclinada para oeste, particularmente sensível no Sinemuriano Sup. (topo da megassequência C), com instalação de condições marinhas mais francas a ocidente; esta estruturação em rampa homoclinal é tectonicamente acentuada a partir da descontinuidade D4 e perdurará pelo menos até o final do Jurássico Méd., correspondendo, nas unidades utilizadas na interpretação de perfis sísmicos, à «Form. de Brenha».

2º episódio de *rifting* (Pliensbaquiano/Oxfordiano) (figs. 30 e 31B)

Durante o Sinemuriano – início do Pliensbaquiano, observa-se uma transformação profunda na geometria e cinemática da Bacia. Ela passa a estruturar-se em *hemi-graben*, basculado para oeste, limitada pelo relevo estrutural da Berlenga, activo durante a maior parte do tempo definido por este episódio. Em direcção ao Maciço Hespérico a espessura de sedimentos diminui progressivamente, encontrando-se o limite provavelmente uma a duas dezenas de quilómetros para além do limite este da Bacia, representado actualmente no Sector Setrentional, e parcialmente no central, pela FPT e no meridional pela FSPN.

As principais falhas responsáveis pela subsidência progressiva da Bacia são agora as falhas submeridianas e, pela primeira vez, são notórias as variações de fácies e de espessuras controladas pelas falhas com orientação ENE-WSW a E-W, que funcionam como falhas de transferência de movimento. Estas acomodam taxas de extensão diferenciais entre compar-

timentos – é a partir do início deste episódio de *rifting* que se podem reconhecer claramente três sectores na Bacia – o que produzirá subsidências diferenciadas e, logo, diferentes espaços disponíveis para a acumulação de sedimentos.

Também a cinemática detectável através de indicadores sinsedimentares se modificou relativamente ao episódio anterior. A direcção do vector distensivo principal passa a ser aproximadamente E-W, evidenciando uma rotação da ordem dos 30° no sentido horário. Esta orientação permanecerá estável até o final da distensão na Bacia. Especulando, a mudança de direcção poderá estar relacionada com reajuste da subplaca ibérica em relação à cinemática do continente africano.

É, também, a partir desta altura, que parece começar a diferenciar-se um domínio externo da Bacia, a oeste do *horst* da Berlenga. Deste modo, a Bacia passa a constituir uma bacia interna, desenvolvida sob mar epicontinental, com distensão atenuada, mais concentrada numa região central, entre a Ibéria e a Terra Nova; a maior extensão crostal definida neste domínio será a responsável pela localização, mais tarde, do *rift* que conduzirá à separação entre a Eurásia e a América do Norte.

Para além das modificações geométricas e cinemáticas também no domínio sedimentar se registam modificações. O 2º episódio de *rifting* fica assinalado por importante descontinuidade sedimentar (descontinuidade D4) materializada por condensação generalizada, ou por um hiato, que marca o final de uma sequência de colmatação e o início de rápido aprofundamento da Bacia.

A rampa carbonatada homoclinal, suavemente inclinada para oeste, não explica suficientemente a variação gradual de fácies que assinalam as maiores profundidades e espessuras naquele sentido, pelo menos durante o Jurássico Inf., observada dentro de cada sector da Bacia. Efectivamente esta característica é também observável entre sectores, verificando-se o mesmo tipo de variações de sul para norte, conferindo genericamente aparente basculamento total da rampa de SE para NW. Sugere-se, assim, que as falhas de transferência, sem eliminar o efeito de basculamento geral para oeste, sobrepõem uma geometria provocada por degraus de aprofundamento sucessivo, do Sector Meridional até o Setentrional.

A assimetria da Bacia produzida pela rampa é também vincada pelo deslocamento da sua zona axial para oeste, em direcção ao bordo activo – o *horst* da Berlenga – onde se regista uma sequência relativamente espessa de calcários e margas, muito rica de amonites (indicadoras de profundidade relativamente elevada), mas com uma componente siliciclástica muito importante, particularmente a partir do Toarciano Inf.

No Aaleniano acentua-se a tendência regressiva já iniciada no Toarciano, acompanhada de período tectónico relativamente quiescente, propiciando a ocorrência de fácies de pequena a média profundidade. A geometria de rampa carbonatada prossegue durante o Jurássico Méd. e as fácies evoluem para rampa de alta energia. Na proximidade das unidades tectónicas do bordo este a influência directa de acarreios continentais não é reconhecida nos

afioramentos mais orientais, como por exemplo na Arrábida e na região de Alvaiázere; apesar disso, no Bajociano Inf., verifica-se alguma instabilidade o que demonstra progradação para W e NW. Esta progradação a que se associam estruturas de escorregamento gravítico de grande dimensão, como são os casos de Degraças (no maciço de Sicó) e de Alvaiázere para W, em direcção ao centro da Bacia e o de Atenha/Juromelo/Vale de Todos (região de Avelar/Penela, na proximidade da FPT) para E; esta forma de estruturação evidencia um período de instabilidade tectónica, mas sem carácter generalizado, uma vez que é reconhecida descontinuidade principalmente no sector norte da Bacia.

Quer a geometria progradante, quer as movimentações de massa para W denotam uma subsidência da Bacia, em zonas mais centrais, que não é completamente colmatada por sedimentos, ou seja, a Bacia será, a partir desta altura uma *starved basin*. Esta interpretação explica pelo menos dois factos reconhecidos, mas aparentemente antagónicos:

- 1) a variação progressiva de fácies de planície de maré até rampa externa, no sentido de SE (região da Arrábida) para NW (região de Figueira da Foz), indicando maior disponibilidade de espaço para acumulação de sedimentos, mas uma menor espessura progressiva nesse mesmo sentido;
- 2) a existência de maior espessura do conjunto das unidades integradas neste episódio de *rifting*, na proximidade da falha de Candeeiros-Montejunto, do que na proximidade da FCR (cf. fig. 19), em princípio responsável por maior subsidência, uma vez que a estruturação em *hemi-graben* parece permanecer na Bacia.

Apesar deste período de maior subsidência, conferido, pelo menos parcialmente, pelo aprofundamento ao longo de falhas submeridianas nas regiões mais centrais da Bacia, continuará a não existir exposição directa e próxima de soco, pelo menos na metade oriental da Bacia, o que revela estilo tectónico misto, *thin e thick skinned* e o funcionamento de falhas como sintéticas. A acomodação dos diferentes tipos de deformação frágil-dúctil é feita pela Form. de Dagorda que favorece a formação de *forced folds* nas unidades superficiais.

Aquela tendência de aprofundamento progressivo e de alguma aceleração da distensão, continua até o topo do Oxfordiano, a partir do qual a Bacia sofre profundas modificações. No entanto, no intervalo Caloviano Sup.-Oxfordiano Méd., a tendência é interrompida por evento que atinge a Bacia Lusitaniana na sua globalidade.

A maioria dos autores tem, por este facto, interpretado a descontinuidade como estando associada ao final deste episódio de *rifting* e o início do seguinte, devido ao seu carácter generalizado, à dimensão temporal do hiato que representa e a existência, pelo menos nalguns locais, de discordância angular.

Efectivamente parece inequívoca a existência de perturbação tectónica mas, à semelhança do que se encontra perfeitamente registado na Bacia do Algarve, havendo evidências

de que terá ocorrido um episódio de inversão tectónica precoce, mas com efeitos muito localizados na Bacia Lusitaniana; para além disso, sendo a descontinuidade reconhecida a escala muito para além da Bacia e, mesmo, da MOI, não parece restarem argumentos convincentes para colocar neste intervalo a transição entre episódios de *rifting*.

O recomeço da distensão no Oxfordiano Méd.-Sup. restabelece as condições de plataforma carbonatada, mas prenuncia já transformações profundas na estrutura da Bacia, através da activação local de falhas cujo registo de funcionamento parece só acontecer a partir desta altura (p. ex: FVIT) e tendência para simetria segundo a direcção E-W. Para o topo da Form. de Montejunto (Mb. de Tojeira) o início da formação de um bordo activo a oriente começa a esboçar-se através do progressivo influxo de material proveniente de um relevo estrutural que se esboça naquele sector.

3º episódio de *rifting* (Kimeridgiano/Berriasiano Inf.) (figs. 30 e 31C)

Este episódio é marcado por rápida e profunda transformação da Bacia Lusitaniana, provocada por uma forte aceleração da distensão, que não só activa de forma significativa falhas já existentes, como vai fazer funcionar outras que aparentemente ainda não tinham mostrado actividade notória em episódios anteriores. Não se exclui a hipótese desta aceleração estar relacionada com a formação de crosta oceânica na PAT, em fase precoce próxima dos 142 Ma, eventualmente abandonada durante cerca de 10 a 15 Ma, até o início da fase seguinte de oceanização. Desta forma, pela primeira vez se encontrará evidência de rotura continental no Atlântico Norte. A propagação para norte da fragmentação continental e consequente passagem a deriva parece ser feita por segmentos (fig. 32); a FAR poderá ter constituído a primeira barreira tectónica, do tipo transformante, a essa propagação.

As falhas do bordo oeste, activas desde episódios anteriores, vão ser fortemente reactivadas, por forte distensão com orientação semelhante à do episódio anterior (E-W); formam-se relevos importantes tanto a W, como a E, uma vez que a Bacia reassume uma morfologia de um *graben* central com *hemi-grabens* periféricos, funcionando como blocos basculados de forma antitética. Na periferia, a rotura a oriente produz o soerguimento e exposição superficial do soco, uma vez que se forma um *rift shoulder*. O conjunto de falhas responsável por esta geometria é o reconhecido nos actuais limites tectónicos, cartográficos, da Bacia, ou seja, de S para N, a FSPN, a FVIT (ou de Vila Franca), a FAR e FPT. A situação de estiramento crostral com dissipação aparentemente difusa para E, passa a ser feita por falhas normais, que limitam de forma clara um sector intra-bacinal estirado de outro, extra-bacinal, não estirado. Simultaneamente, a Bacia adquire maior confinamento espacial, reduzindo a largura da área de receptáculo de sedimentos (*vide* fig. 1).

As orientações diversificadas dessas novas falhas produzem geometrias complexas na cobertura sedimentar, nomeadamente sistemas de *relay ramps* nos pontos de união. Neste bordo o estilo tectónico é do tipo *thick skinned*, e no bordo ocidental tem carácter misto.

A falha que limita a Bacia com o relevo estrutural da Berlenga continua a evidenciar rotura superficial e desnudamento do relevo, mas em direcção ao centro da Bacia, nomeadamente ao longo da FCR, o estilo é claramente misto. No *hemi-graben* por elas limitado observa-se basculamento antitético e o ressalto para a área central mais subsidente é feita, mais uma vez, por acomodação dúctil do nível argilo-evaporítico da Form. de Dagorda ao movimento de abatimento do bloco rígido a tecto da falha. Desta forma, mais uma vez se irão formar

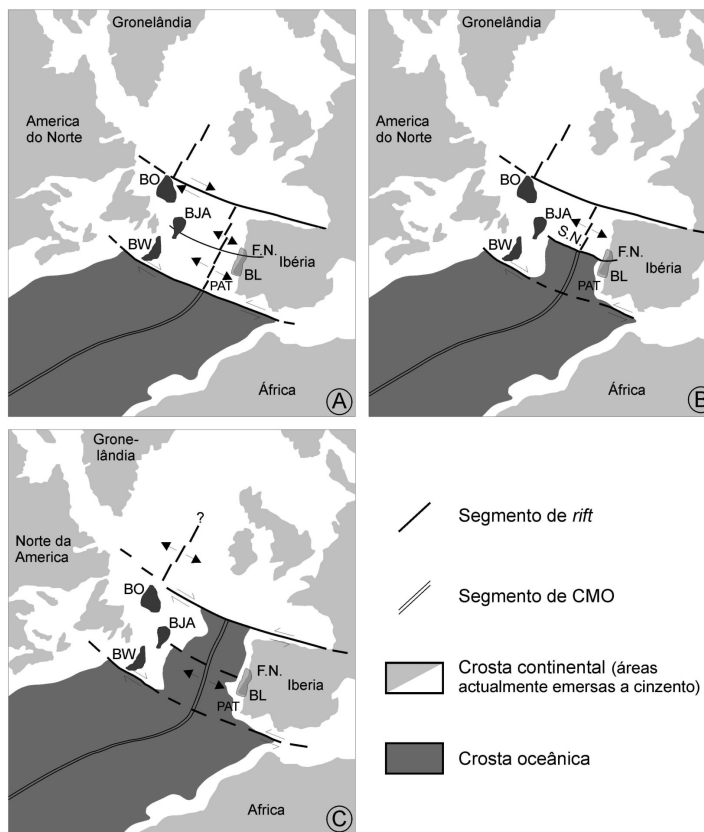


Figura 32. Reconstituições paleotectónicas do Atlântico Central e Norte em três intervalos relacionados com a fragmentação continental e consequente oceanização, por sectores, entre a subplaca ibérica e a placa norte-americana, na península da Terra Nova. Propõe-se a existência de duas áreas diferenciadas: i) continental estirada (a branco com setas divergentes); ii) oceânica em expansão. A) pré-oceanização do Atlântico Norte (não se exclui a possibilidade de oceanização precoce na Planície Abissal do Tejo, provavelmente durante o Berriasiano); B) Primeira ruptura continental num segmento a sul da falha de Nazaré (Aptiano Sup.); C) oceanização completa do segmento ibérico do Atlântico Norte (Albiano). BJA – Bacia de Jeanne d'Arc; BL – Bacia Lusitaniana; BO – Bacia de Orpheus; BW – Bacia de Wales; CMO – Crista Média Oceânica; FN – Falha de Nazaré; PAT – Planície Abissal do Tejo; S.N. – Sector Norte (mod. Driscoll *et al.*, 1995 e Kullberg 2000).

forced folds e não diapiros do tipo *salt walls*, e mesmo a formação de almofadas de sal é sistematicamente acompanhada por pequenos relevos estruturais do soco subjacente.

Outra das grandes transformações geométricas da Bacia é a fragmentação em sub-bacias, especialmente notória no Sector Central. Pela primeira vez é notória a influência da FTVM (~E-W), que contribui para a formação da segmentação desta área central da Bacia, e a formação, entre os paralelos de Lisboa e de Nazaré, de três sub-bacias onde os valores de subsidência serão os mais elevados alguma vez reconhecidos. Na sub-bacia de Arruda a subsidência total chega a ultrapassar os 2000 m num intervalo não superior a 4 Ma

A instabilidade generalizada, de origem tectónica, vai provocar grande acarreo de material siliciclástico na direcção da Bacia; a progradação deste material, proveniente dos quadrantes ocidental e oriental vai ser condicionada pela geometria da Bacia e, assim, formar-se-ão importantes sistemas de leques deltaicos submarinos em domínio de plataforma carbonatada-terrigena. O paroxismo deste episódio está principalmente marcado nas sub-bacias de Bombarral e de Arruda pela criação de um espaço de acomodação que permite a deposição dos Mb. de Cabrito e de Castanheira (este último marginal, particularmente espesso). Também no Sector Meridional, na Arrábida («Unidades de Comenda e de Vale da Rasca»), este sistema atinge espessuras importantes e evidencia um desmantelamento progressivo das áreas anteriormente imersas, carbonatadas, em direcção ao Maciço Hespérico, que vão sendo progressivamente desnudadas até que, no *rift shoulder*, o soco paleozóico fica integralmente exposto.

Apesar da exposição e consequente exumação dos relevos marginais ser aparentemente rápida, a elevada taxa de subsidência mantém as áreas mais centrais da Bacia com águas relativamente profundas, facilitando a circulação de amonites, testemunhada pela sua abundância nas unidades terrígenas de *sin-rift* do Kimeridgiano.

Até o final do Jurássico Sup., segue-se tendência para a colmatação progressiva, com a passagem de eixo central para ambientes cada vez de menor profundidade, até terminar, em particular no Sector Central, por sistema fluvial subcontinental. É a partir do Jurássico Sup. que a região de Sintra-Cascais-Arrábida ocidental mantém características de ambientes sistematicamente de maior profundidade. Isto significa que, durante o intervalo considerado, a Bacia se reduziu a um golfo sem comunicação para norte com raras comunicações com o domínio externo a oeste.

Com a instalação generalizada de sedimentação arenítico-conglomerática continental em toda a Bacia ela vai ser colmatada para o final do Jurássico Sup., mantendo-se praticamente como única área imersa a região de Sintra-Cascais, geometria superficial que prevalecerá no Cretácico Inf., mesmo após a última fase de *rifting* da Bacia que se segue.

4º episódio de *rifting* (Berriasiano Sup.-Aptiano Sup.) (figs. 30 e 31D)

Como se acabou de referir, apesar da tendência para a colmatação da Bacia e o estabelecimento de uma geometria em golfo aberto para S, durante o Cretácico Inf., do ponto de

vista dinâmico profundas alterações se observam. Este novo episódio de *rifting* que está marcado no registo sedimentar através de uma lacuna quase generalizada na Bacia, excepção feita à área mais profunda de Sintra-Cascais, é acompanhado de magmatismo, a cerca de 135 Ma (topo do Berriasiano). Esta idade é também atribuída à fase principal de formação de crosta oceânica na PAT, o que poderá ter favorecido a progressiva inclinação da Bacia para sul onde as influências marinhas permanecem, mesmo para além da duração da Bacia enquanto porção da crosta estirada.

Também este episódio poderá ter sido antecedido por inversão tectónica, à semelhança do que acontece na Bacia do Algarve. Apesar do evento de *rifting*, que regra geral se inicia por empolamento crostal, seguido de subsidência térmica e distensão, essas evidências não são claras no registo sedimentar deste episódio.

O enchimento da Bacia é marcado pelo acarreo de materiais, predominantemente siliciclásticos, provenientes de relevos emersos do Maciço Hespérico e do *horst* da Berlenga que drenam, em regime por vezes aluvial a fluvial, em direcção às áreas mais profundas da Bacia, situadas a sul. A norte da falha de Nazaré não são reconhecidos sedimentos deste intervalo temporal e a norte da falha de Torres Vedras-Montejunto apenas na sua proximidade; ou seja, a sedimentação parece confinar-se entre Torres Vedras e a Arrábida. A súbita invasão generalizada da Bacia por uma unidade de natureza siliciclástica (os grés do «Belasiano») que trunca e sela todas as estruturas e uma grande variedade de unidades litostratigráficas da Bacia, marca a descontinuidade de rotura da Bacia (*breakup unconformity*) no Aptiano Sup. (~112 Ma).

O magmatismo do Cretácico Inf. (correspondente ao episódio de natureza transicional) (*vide* § 4.2) constituirá o mecanismo despoletador do diapirismo, numa primeira fase, uma vez que outras são reconhecíveis, associadas ao episódio de natureza alcalina.

A primeira fase de actividade diapírica cessa no Aptiano Inf., havendo reactivações tardias, em particular dos seus bordos, que evidenciam grande contraste reológico durante a inversão miocénica. Nem a subsidência passiva, devida à ascensão dos evaporitos, é suficiente para estabelecer zonas deprimidas, durante este período, conducentes à acumulação de sequências sedimentares espessas e de fácies não continentais.

Desta forma, o magmatismo poderá estar associado a acreção astenosférica sob o manto litosférico (*underplating*) que pode explicar de forma integrada: *i*) o próprio magmatismo, mesmo o do 3º ciclo magmático, que poderá ter sido despoletado por libertação de tensões superficiais, e consequente fusão parcial do magma; *ii*) a ausência de subsidência térmica no Cretácico; *iii*) a distensão muito fraca verificada durante o 4.º episódio de *rifting*; *iv*) a ocorrência de um Moho planar (*flat Moho*) sob a Bacia Lusitaniana; *v*) a assimetria com as bacias a norte, relativamente à geometria das *breakup unconformities*, ou seja a distensão terá continuado a norte da falha de Nazaré, como o demonstram perfis geofísicos da Bacia Interior da Galiza e a grande espessura de sedimentos pós-Aptiano Sup. reconhecida na

quase totalidade das sondagens efectuadas na plataforma, a norte da falha de Nazaré. Assim, o relevo estrutural do MCE, relativamente ao Sector Setrentional, não se deverá exclusivamente à inversão miocénica. Esta acumulação infra-crosta de magma pode ainda explicar a concentração de vulcanismo, nesta mesma área, no final do Cretácico [Complexo Ígneo de Sintra, Complexo Vulcânico de Lisboa e Runa, e complexo de Mafra (?)].

A falha de Nazaré é um acidente tectónico de primeira grandeza. Separa a Bacia Lusitaniana em dois sectores claramente distintos que apresentam diferenças: *i*) nos valores de estiramento crosta mais elevados a norte; *ii*) na espessura da série sedimentar e nos tipos de fácies, durante o Jurássico (maiores espessuras e fácies mais profundas a norte); *iii*) no ravinamento do *horst* da Berlenga até atingir o soco a sul. Corresponde ainda a zona difusa de transição, entre um domínio a sul onde o magmatismo e, consequentemente, o diapirismo, são importantes durante o Cretácico Inf. e outro, menos importante, a N. No Aptiano Sup., a falha desempenha papel fundamental na progressão, de S para N, do *rifting* atlântico; segmenta-o em duas partes (ou três, conforme o significado que se atribuir à crosta oceânica na PAT), conferindo uma periodicidade aos episódios de *rift-drift* na MOI da ordem de 20 Ma.

5.2. Evolução paleogeográfica pós-*rift* (Cretácico Sup.) (figs. 33 e 34)

No registo sedimentar pós-Aptiano, representativo do início da evolução paleogeográfica pós-*rift* da Orla Meso-Cenozóica Ocidental, são reconhecíveis duas grandes etapas de enchimento, separadas entre si por uma descontinuidade com expressão à escala bacinal, evidenciada por erosão e ravinamento de unidades anteriores ao Campaniano Inf. e, em sectores mais internos, pelo possível desenvolvimento de um silcreto (Daveau *et al.*, 1985; Cunha, 1992; Dinis *et al.*, 2008). É, também, particularmente interessante notar a progressiva migração meridiana que se verifica no desenrolar da sedimentação: 1) a uma etapa inicial (Albiano a Cenomaniano Inf.) em que o depocentro da sedimentação carbonatada se centra, fundamentalmente, entre Cascais, Lisboa e Ericeira, sucede outra, de extensão de plataforma carbonatada para norte e para este, com consequente recuo dos sistemas clássicos adjacentes (Cenomaniano Méd. a Sup.; 2) a partir de finais do Cenomaniano Sup. a plataforma encontra maior expressão no Baixo Mondego; 3) segue-se importante reajustamento no Turoniano Inf., a partir do qual a sedimentação, essencialmente detrítica, se restringe à Beira Litoral e a bacias continentais adjacentes; 4) após nova fase de reactivação tectónica no Santoniano Sup. a Campaniano Inf., o depocentro de sedimentação migra para o actual *offshore* da região de Aveiro, assim permanecendo até o Cretácico terminal.

A primeira destas etapas está centrada no corpo carbonatado do Albiano-Cenomaniano-Turoniano da Estremadura e Beira Litoral (Choffat, 1900; Berthou, 1973; Soares 1966, 1968a, 1968b, 1972, 1980; Lauverjat, 1982), com maior expressão nas regiões de Lisboa-

-Sintra-Ericeira, Nazaré-Leiria-Ourém e Baixo Mondego. Esta sucessão evidencia a instalação gradual de plataforma carbonatada a partir de áreas marginais com relevos aplanados, adjacentes ao soco hercínico do Maciço Hespérico (Berthou *et al.*, 1979; Berthou & Lauverjat, 1979; Soares *in* Ribeiro *et al.*, 1979). Tal plataforma situava-se em plena cintura paleobiogeográfica do Oceano Tétis, em meio favorável à proliferação de biótopos recifais, com rudistas e corais hermatípicos (Callapez, 1998, 2004). O seu desenvolvimento, no decurso do Cenomaniano-Turoniano, insere-se em etapa final de colmatação do enchimento sedimentar mesozóico da paleogeografia herdada da Bacia Lusitaniana, consentânea com o longo período de detumescência térmica pós *rifting* porque passou a MOI, no decurso da sua transição para margem passiva (Wilson, 1989; Hiscott *et al.*, 1990; Cunha & Reis, 1995; Pinheiro *et al.*, 1996). Terá, por outro lado, sido também facilitado pela tendência generalizada de subida eustática, ao tempo verificada no Tétis e em domínios atlânticos.

Os níveis basais, transgressivos, do corpo carbonatado remontam ao Albiano Méd. e Sup. nas regiões de Lisboa, Cascais e Ericeira (Form. de Galé; Rey, 1992, 2006), sobrepondo-se a sucessão greso-conglomerática de natureza aluvial (Form. de Rodízio; Rey *op. cit.*), tradutora de episódio temporário de maior continentalização, com início no Aptiano Sup. Nesta fase ainda incipiente de instalação da plataforma carbonatada pós-*rift* no *onshore* da Estremadura Portuguesa, as regiões situadas a este e a norte de Lisboa e da Ericeira, assim como todo o sector norte da Orla e a Bacia da Lousã, correspondiam a domínios paleogeográficos caracterizados pela progradação de sistemas aluviais com sedimentação detrítica grosseira, alimentados pelo arrasamento de relevos marginais do Maciço Hespérico (Form. de Almargem, Rey, 1993a; Form. da Figueira da Foz; Dinis, 1999, 2001).

Neste contexto de tendência transgressiva de longo termo, verificada entre o Albiano Méd. e o Cenomaniano Sup., foi definido por Choffat (1885a, 1886, 1900) o «andar» *Belasiano*, no intuito de sistematizar as unidades margo-calcárias com exogiríníneos e bioconstruções de rudistas, tradutoras de domínios de plataforma interna nas regiões de Lisboa-Cascais-Sintra (Rey, 1972, 1979; Rey & Cugny, 1977), a que correspondiam, de baixo para cima, as seguintes unidades: (1) Nível com *Knemiceras uhligi*; (2) Nível com *Polyconites subverneuili*; (3) Nível com *Ilymatogyra pseudaficana*; (4) Nível com *Harpagodes incertus*. Os limites destas unidades são diacrónicos e correspondem, na base, a superfície transgressiva que marca os primeiros estádios de instalação da plataforma carbonatada sobre sucessão aluvial retrogradante.

A norte e a este da Nazaré, em consequência de um *onlap* mais tardio, a idade dos primeiros estratos carbonatados é bastante mais recente, atingindo mesmo a base do Cenomaniano Sup. No topo do Cenomaniano Méd. [alternâncias de margas gresosas e calcários margo-gresosos com *Ostrea ouremensis* (Soares, 1966), equivalentes ao nível superior do *Belasiano*] prevalecem fácies greso-margosas de planície litoral com faunas euritípicas, de fraca diversidade, dominadas por biostromas de ostreídeos (*Gyrostrea ouremensis*) (Callapez, 1998).

Com o início do Cenomaniano Sup. observa-se uniformização generalizada das fácies e a introdução de termos mais ricos em carbonatos (calcário margoso apinhado, Soares, 1966, 1972, 1980). Esta evolução para o pólo carbonatado e consequente diversificação notória da macro e da microfauna (Callapez, 2008b) associam-se a superfície transgressiva com expressão noutras plataformas europeias e norte-africanas (Callapez, 1998, 1999, 2001, 2004). Os amonóides tornam-se comuns e formam associação tipicamente tetisiana, com *Neolobites vibrayeanus*, correlativa da zona de Guerangeri (Berthou, 1984a, 1984b; Kennedy, 1985; Callapez, *op. cit.*; Callapez & Soares, 2001). A «Assentada com *Neolobites vibrayeanus*» e os seus típicos estratos de calcário noduloso mostram grande desenvolvimento nos afloramentos do Vale de Alcântara (Lisboa), apresentando também grande continuidade lateral, extensível aos sectores setentrionais da Orla.

Em pleno máximo transgressivo e a partir da parte média do Cenomaniano Sup., a plataforma carbonatada foi afectada por movimentos tectónicos ligados à actividade diapírica e à reactivação de eixos de fracturação mais antigos. O rejogo destas estruturas, com destaque para as de Arunca-Montemor-Palhaça, Rio Maior-Leiria-Monte Real-Carriço, Caldas da Rainha e Nazaré-Leiria-Pombal levou à diferenciação de domínios paleogeográficos, sendo: (1) a norte e centrado no Baixo Mondego, um espaço de plataforma aberta com fácies ricas de *Vascoceras* (Choffat, 1898); (2) um sector interno, situado entre Leiria e Ourém, com um complexo recifal de corais escleractíneos e margas lagunares com equinóides e exogiras (Callapez, 1998); e (3) um domínio meridional, bastante mais extenso que os precedentes e compreendendo as fácies recifais com rudistas das regiões entre Leiria, Cós-Juncal, Runa, Pero Pinheiro-Negrais e Lisboa. Este último domínio de plataforma possuiria um certo confinamento face a influências oceânicas, graças a um conjunto de estruturas barreira posicionadas a ocidente da actual Estremadura, das quais se apontam os *horsts* da Berlenga-Farilhões e Pêro da Covilhã (Berthou, 1973, 1984c; Berthou & Lauverjat, 1979). As vastas extensões de águas cálidas e pouco profundas então formadas, preenchidas por baixios calcareníticos péri-recifais e biohermes de *Caprinula*, *Sauvagesia* e *Radiolites*, encontram paralelo noutras regiões adjacentes do Tétis, ligadas às plataformas norte-africanas, da Provença e de Itália (Callapez, 2008a). Os mesmos níveis com rudistas constituem, também, o topo da sucessão cenomaniana da região de Lisboa, sobre eles assentando as escoadas e tufos vulcânicos do «Complexo Basáltico».

Em finais do Cenomaniano Sup. [zona de Pseudonodosoides (Callapez, 2001, 2004), equivalente à zona *standard* de Juddii (Kennedy, 1985)] o desenvolvimento da plataforma foi fortemente perturbado por movimentos com carácter compressivo, dos quais resultou o soerguimento e emersão do sector situados a sul e a este dos eixos de Caldas da Rainha e Nazaré-Leiria-Pombal, compreendendo as regiões de entre Leiria e Lisboa. Neste quadro, verifica-se que ao limite Cenomaniano-Turoniano corresponde uma descontinuidade com paleocarsificações associadas, observada entre os níveis «J» e «K»/«L» (Choffat, 1897, 1898,

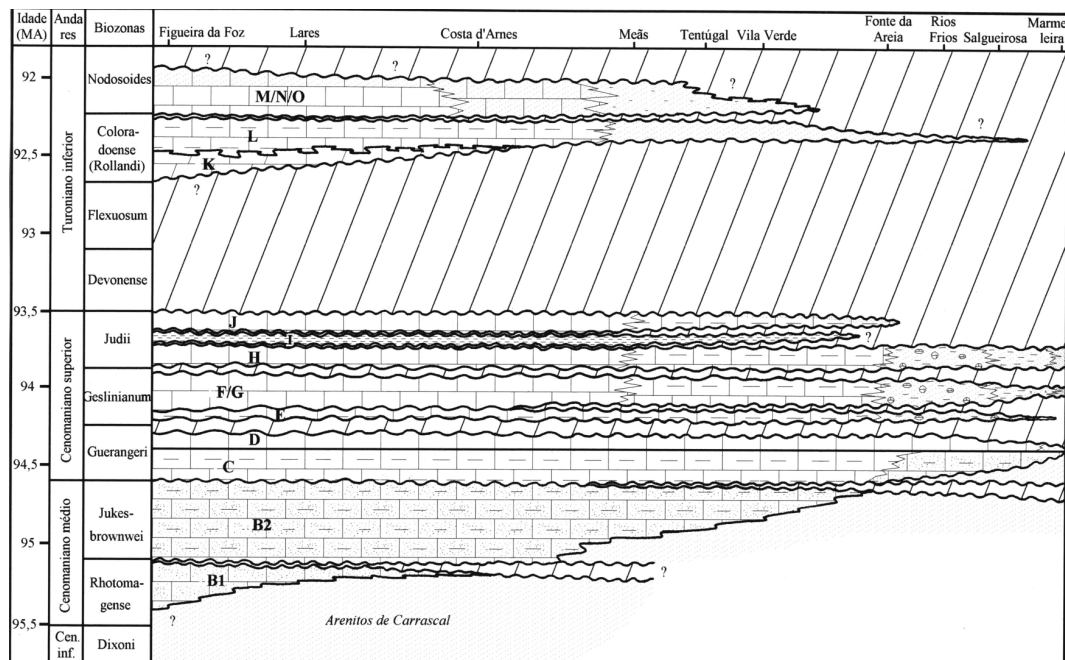


Figura 33. Estratigrafia do corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano nas regiões entre Nazaré e Ourém, tendo em conta as zonas *standard* da Europa ocidental e os níveis definidos em 1900 por P. Choffat (mod. Callapez, 1998).

1900) dos afloramentos do Baixo Mondego e da Nazaré (Berthou, 1984abc; Berthou *et al.*, 1985; Callapez, 1998, 2001, 2004, 2009; Rey *et al.*, 2009).

A partir da parte média do Turoniano Inf. (zona de Rollandi, Chancellor *et al.*, 1994; Callapez, 2004) a sedimentação carbonatada reinicia-se apenas a norte do paralelo da Nazaré, estando registada através de fácies dolomíticas, em plaquetas e calcareníticas, bem expostas na Figueira da Foz e em Marrazes, Leiria. Tal sucessão passa lateralmente a fácies de planície litoral e aluvial, com sedimentação detrítica fina, micácea (Form. de Furadouro, Barbosa, 1981; Barbosa *et al.*, 1988).

O topo do Turoniano Inf. é marcadamente regressivo, assistindo-se a progradação generalizada de sistemas aluviais com sedimentação fina, micácea, extensível a todo o Sector Setentrional do *onshore*. Este registo pode ser seguido entre a Bacia continental da Lousã e o Baixo Mondego (Soares *et al.*, 2007). A forte tendência regressiva a ele associada terá também alguma relação com a descida eustática de longo termo, ocorrida entre o Turoniano e o Campaniano inicial (Haq *et al.*, 1988).

A partir do Turoniano Sup., a sedimentação detrítica empobrece em micas e passa gradualmente a sucessões de quartzarenitos grosseiros com intercalações lutíticas, típicas de

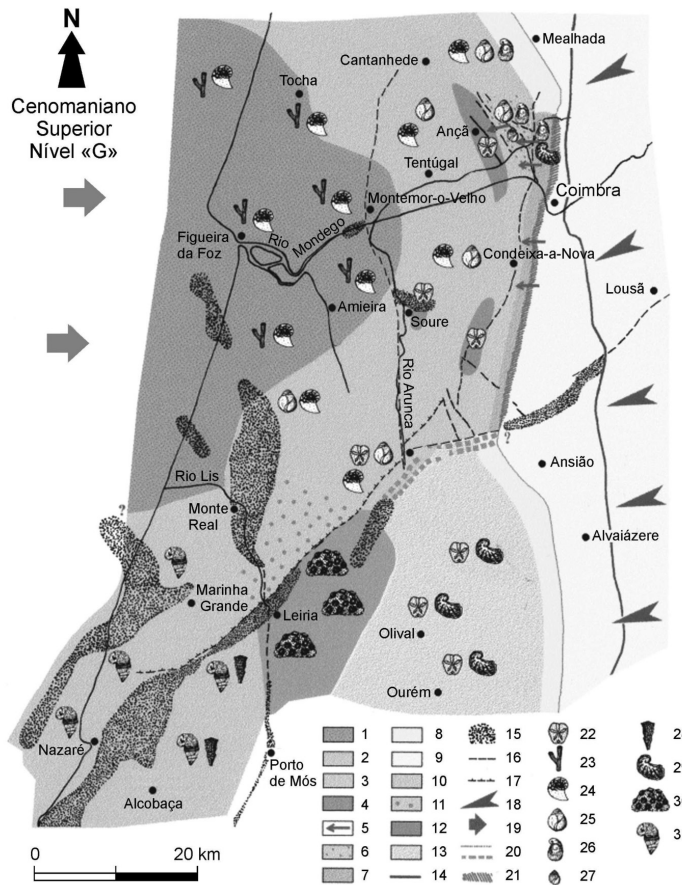


Figura 34. Paleogeografia do Cenomaniano Sup. (nível G). 1- domínio externo, sublitoral a circalitoral, com sedimentação carbonatada e povoamentos de corais ahermatípicos; 2- plataforma interna, sublitoral a sublitoral superior, com sedimentação margosa e vascoceratídeos abundantes; 3- planície litoral com sedimentação margo-arenosa; 4- faixa sublitoral com povoamentos densos de hemiasterídeos; 5- canais de maré; 6- planície litoral com sedimentação areno-margosa e calcária; 7- lagunas com ostreídeos e exogiriníneos; 8- domínio litoral a supralitoral, areno-calcário, micáceo; 9- planície aluvial passando a planície litoral com sedimentação arenosa micácea; 10- complexo de altos fundos com *patch reefs* de caprinulídeos; 11- domínio de *fore-reef*; 12- complexo recifal com biohermes coralinos e areias peri-recifais no andar sublitoral superior; 13- laguna com exogiriníneos e hemiasterídeos; 14- bordo ocidental do Maciço Hespérico; 15- areias diapíricas; 16- zonas de fracturação; 17- flexura de Nazaré-Pombal; 18- afluxo de terrígenos; 19- sentido geral do movimento transgressivo; 20- a) limite do domínio carbonatado; b) estrutura barreira; 21- Faixas de vegetação densa, marginais aos domínios lagunares (mangais?). Principais componentes das paleocomunidades: 22- *Hemiaster scutiger* 23- Polípeiros ahermatípicos dendróides; 24- *Vascoceras* sp.; 25- *Tylostoma ovata*; 26- *Rhynchostreon columbum*; 27- *Ampullina punctata*; 28- *Radiolites lusitanicus*; 29- *Ceratostreon flabellatum*; 30- Corais hermatípicos tabulares; 31- *Caprinula boissyi*. Ver fig. a cores na pág. IV do Anexo, no final deste volume.

sedimentação em planície aluvial ou deltaica [*Grés Grosseiro Superior* (Soares, 1966) ou *Grés de Oiã* (Barbosa, 1981), *Grés de Rebolia-Alencarce* (Soares & Reis, 1980) e *Conglomerados de Picadouro* (Reis & Cunha, 1989)].

Entre o Coniaciano e o Campaniano verificou-se, igualmente, um deslocamento do depocentro da sedimentação para o *offshore* actual de Mira e Aveiro (Alves *et al.*, 2006), com reorganização progressiva da bacia cretácica para além do espaço do Baixo Mondego. Durante o Coniaciano Sup. a sedimentação aluvial na actual Beira Litoral foi interrompida por um breve episódio marinho com carácter eustático, do qual o Grés do Picoto-Ceadoiro²⁸ com *Hemitissotia ceadoirensis* (Choffat, 1900; Barbosa, 1981) representa o extremo de uma superfície de máxima inundação.

A segunda etapa de enchimento referida abrange o Campaniano e o Maastrichtiano e está restringida ao Sector Setrentional da orla meso-cenozóica e à Bacia continental da Lousã (Cunha, 1992), com maior registo exposto nas regiões do Baixo Mondego a Aveiro. Segue-se a etapa intra-campaniana de compressão e soerguimento que afectou vários sectores da placa ibérica, associada a fase magmática mais intensa a partir do Campaniano Inf. A descontinuidade regional correspondente é marcada por ravinamento, ou mesmo discordância angular, da base do enchimento da Form. de Taveiro (Reis, 1983) sobre unidades da etapa anterior. A sedimentação era essencialmente lutítica, consistindo em sucessões de argilitos avermelhados com restos de pequenos vertebrados (como os dinossauros *Taveirosaurus* e *Euronychodon*; Antunes & Sigogneau-Russel, 1991) e moluscos terrestres, entre as quais se intercalavam níveis arenosos grosseiros, frequentemente com geometria lenticular. Tais fácies sugerem o desenvolvimento de extenso sistema aluvial meandriforme, com drenagem para NW, efectuada a partir de áreas soerguidas da actual Estremadura (Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995). A transição gradual para domínios mais externos de natureza lagunar ou litoral (Form. do Viso, Barbosa *et al.*, 1988) ocorreria a partir da região de Aveiro-Vagos, conforme o demonstram também as faunas recolhidas (Choffat, 1900).

Em todo este conjunto é conhecida uma única intercalação marinha fossilífera, representada por sequência local de conglomerados e arenitos finos micáceos com fauna abundante de foraminíferos gigantes [*Larrazetia (Meandropsina) larrazeti*], moluscos e corais (Conglomerado de Mira, Barbosa, 1981). Neste conjunto, a presença de *Hoplitoplacentice-ras marrotti*, *H. besairiei* e de *Baculites* sp. é indicadora da base do Campaniano Méd. Por outro lado, o reconhecimento, em sondagem, de mais de uma centena de metros de argilitos vermelhos subjacentes à intercalação marinha, sugere que a idade da etapa de deformação que antecedeu a segunda fase de enchimento do Cretácico Sup. bacinal deverá remontar ao Campaniano Inf., ou mesmo ao limite Santoniano-Campaniano.

²⁸ A grafia actual é Siadouro.

6. Síntese da inversão cenozóica da Bacia Lusitaniana

Durante o Mesozóico a MOI, até o final do Cretácico Inf. evoluiu em regime tectónico distensivo, produzindo o estiramento da crosta continental e subsidência localizada, à superfície, em particular no domínio da Bacia Lusitaniana, registada na sequência sedimentar acumulada e nas falhas normais que estruturaram a Bacia. A partir daqui, o domínio territorial da Bacia Lusitaniana evoluiu progressivamente para um duradouro regime de levantamento e erosão (*vide* § 2.2 e 5.2; Pais *et al.*, cap. III.7, neste volume), embora o registo de regimes tectónicos compressivos activos, com reactivação de falhas importantes da Bacia, seja sobretudo de idade miocénica, no contexto da orogenia alpina (Ribeiro *et al.*, 1990).

A MOI fica situada no antepaís (*foreland*) da Cadeia Alpina, a uma distância superior a 400 km da frente orogénica, cuja estrutura morfotectónica mais significativa na Península Ibérica é a Cadeia Bética. Na MOI, a orogenia alpina fica registada quer pela inversão da Bacia Lusitaniana, com a geração de cavalgamentos E-W a ENE-WSW por reactivação de falhas estruturantes da Bacia e consequente deformação da sequência sedimentar bacinal em estruturas peliculares com descolamento nos evaporitos do Hetangiano (*thin-skinned tectonics*), quer por deformação no soco varisco, com a geração de cavalgamentos com a mesma orientação, de que é exemplo a estrutura aflorante da Cordilheira Central (*thick-skinned tectonics*).

No ciclo alpino Península Ibérica registou dois eventos compressivos importantes: a compressão Pirenaica e a compressão Bética, respectivamente de idades Cretácico terminal-Paleogénico e Miocénico, resultantes, primeiro, da rotação da Península e, depois, da convergência entre a África e a Eurásia. No final do Cretácico e durante o Paleogénico, esta convergência estava orientada segundo uma direcção N-S a NNE-SSW, produzindo no interior da placa Ibérica, em particular na MOI, regimes distensivos secundários responsáveis pela formação de grabens com aquela orientação, de que são exemplo a Bacia do Baixo Tejo, limitada a noroeste pelo Sistema de Falhas do Vale Inferior do Tejo e do Arrife (fig. 1). Durante o Miocénico a direcção de convergência rodou para NNW-SSE (*vide* Pais *et al.*, cap. III.7, neste volume).

Na Bacia Lusitaniana as estruturas de inversão mais evidentes são de idade Miocénica (fig. 29). Tal não exclui a possibilidade de haver registo do evento compressivo de idade Cretácico terminal-Paleogénico, mas é mais difícil identificar estas estruturas pois o evento Miocénico, posterior e de maior intensidade, sobrepôs-se. As principais evidências têm sido citadas na actual plataforma (Wilson *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2003) onde a sequência sedimentar do Cretácico é mais completa e está melhor preservada do que a aflorante na área emersa (*vide* Pais *et al.*, cap. III.7, neste volume).

Após o Cenomaniano Sup. e até ao evento compressivo Miocénico [Burdigaliano Sup. ($\approx 17,5$ a $16,5$ Ma), numa primeira fase paroxismal e Tortonian terminal ($\approx 9,5$ a 7 Ma), numa

segunda fase] a Bacia Lusitaniana regista um prolongado (cerca de 60 Ma) regime de levantamento (*uplift*) cujas causas não são completamente conhecidas mas estarão associadas: (i) ao magmatismo alcalino fini-Cretácico (3º ciclo magmático, *vide* § 4.2 e 4.3), em particular porque este pode estar relacionado com espessamento crostal por *underplating*, devido a *upwelling* astenosférico (Matton & Jébrak, 2009) ou pluma mantélica (Miranda *et al.*, 2009a) (; (ii) ao evento compressivo pirenaico e (iii) à rotação sinistrógiira da Ibéria, que cessou no final do Cretácico (Maastrichtiano) (Srivastava *et al.*, 1990).

6.1. Principais estruturas de inversão da Bacia Lusitaniana

6.1.1. Sistemas cavalgantes e estruturas em pop-up: Arrife, Nazaré e Serra de Boa Viagem

A – Sistema cavalgente de Arrife-Vale Inferior do Tejo

A inversão cenozóica reactivou o SFVIT e a FAf como cavalgamentos vergentes para SE, formando uma bacia de antepaís (*foredeep basin*) no bloco abatido, a SE, na Bacia do Baixo Tejo, localizada sobre o bordo SE da Bacia Lusitaniana (*vide* fig.s 12, 14A, 17 e 19A), onde sedimentos Mesozóicos depositados no *rift shoulder* da Bacia Lusitaniana são recobertos por sedimentos clásticos do Paleogénico e sequências de calcários e arenitos do Miocénico. Estes cavalgamentos deformaram a cobertura mesozóica da Bacia Lusitaniana em regime *thin-skinned*, com descolamento no nível evaporítico e transporte ao longo do plano de falha de cerca de 1,5 km, conservando, ainda assim, parte da deslocação extensional a nível do soco (Ribeiro *et al.*, 1990, 1996).

B – Falha de Nazaré

É um sistema complexo e da maior importância na evolução da Bacia Lusitaniana, que durante a inversão cenozóica foi reactivada com movimento cavalgente vergente para NW, delimitando a norte uma estrutura em *pop-up* que abrange os sectores central e meridional da Bacia Lusitaniana e cujo limite meridional é a cadeia da Arrábida, com o seu sistema de cavalgamentos ENE-WSW vergentes para SE (Ribeiro *et al.*, 1990, 1996). Em conjunto com o cavalgamento da falha de Arrife, delimita um *pop-up* de 2ª ordem, envolvendo a cobertura mesozóica da Bacia Lusitaniana acima da Form. de Dagorda que funciona como nível de descolamento (*thin-skinned pop-up*) (fig. 17), associado a reactivação *thick-skinned* do soco abaixo, reactivação que se prolonga para NE e é visível no soco aflorante do Maciço Hespérico, formando o *pop-up* da Cordilheira Central (Ribeiro *et al.*, 1990)

No § 3.2 pode analisar-se com detalhe a evolução da falha de Nazaré.

C – Cavalgamento da Serra de Boa Viagem

O CSBV (fig. 29) é um cavalgamento arqueado vergente para norte, limitado por duas rampas laterais. A rampa lateral a oeste, localiza-se no *offshore* próximo do litoral e corresponde à reactivação em desligamento esquerdo de uma falha herdada do soco (Moita, 1996). A rampa lateral a este acomoda o movimento de dois cavalgamentos com vergências simétricas, o CSBV para norte e o cavalgamento de Soure para sul, marginando a sul o diapiro do mesmo nome. Pelas relações cartográficas a idade destes cavalgamentos é certamente pós-Cretácico, com reactivações no Miocénico e no Quaternário.

6.1.2. Auto-indentação, estruturas transpressivas e desenvolvimento de sub-bacias

A tectónica de inversão induziu a formação de indentadores, em consequência da geometria de intersecção de falhas E-W e NNE-SSW da Bacia, em combinação com a orientação NNW-SSE da compressão Miocénica (fig. 29). A actividade destes indentadores está referida na evolução de vários diapiros (*e.g.* Caldas da Rainha, Porto de Mós-Rio Maior e Matacães) (Terrinha *et al.*, 1996, Fernandes, 2009) mas o indentador mais importante parece ser o de Lisboa, formado na intersecção do SFVIT e da FSPN (NNE-SSW) com a falha do Estuário do Tejo (E-W). Este parece ser o promotor do desenvolvimento do cavalgamento de S. Luís, na Cadeia da Arrábida e da deformação constritiva observada no sector este da cadeia (Ribeiro *et al.*, 1996; Kullberg *et al.*, 2000).

A complexidade gerada pela citada geometria de intersecção de falhas E-W e N-S a NNE-SSW, combinada com a orientação NNW-SSE da compressão Miocénica e a existência de um nível evaporítico dúctil e com elevada mobilidade, na base da sequência sedimentar da Bacia Lusitaniana, promoveu o desenvolvimento de estruturas em *pop-up* a diferentes escalas, muitas delas com componente transpressiva, de que o anticlinal de Montejunto poderá ser o melhor exemplo (*vide* fig. 29 e cap. 4). Com efeito essa hipótese é colocada, entre outras, por Phipps & Ribeiro (*in* Ribeiro *et al.*, 1996). Curtis (1999) atribui a formação da estrutura de Montejunto ao desenvolvimento de uma *restraining bend* na terminação sul de um sistema de falhas NNE-SSW herdadas da distensão mesozóica da Bacia Lusitaniana, reactivado durante a inversão miocénica como desligamentos esquerdos em transpressão. Através da análise de perfis sísmicos o anticlinal mostra que existe uma estrutura relacionada com a distensão, particularmente durante o Jurássico Sup. que terá sido amplificada na inversão. Esta estrutura é considerada como uma almofada de sal (Phipps & Ribeiro, 1996, Alves *et al.*, 2003b) que, no entanto, poderá corresponder a uma flexura na cobertura Jurássica, de acomodação a falhas normais do soco rígido, através do nível intermédio, dúctil, da Form. de Dagorda.

A inversão tectónica promoveu ainda o desenvolvimento de sub-bacias no interior da Bacia Lusitaniana, por exemplo, Leiria, Alcobaça e Rio Maior, associadas à subsidên-

cia por colapso originada pela migração de sal do nível evaporítico basal, sob efeito do encurtamento da Bacia Lusitaniana. A formação e evolução destas sub-bacias é diacrónica. As de Leiria e Alcobaça desenvolveram-se fundamentalmente no Paleogénico e Miocénico, embora a subsidência se tenha iniciado no Cretácico, enquanto a de Rio Maior se desenvolveu sobretudo durante o Pliocénico (Ribeiro *et al.*, 1996; Fernandes, 2009).

6.1.3. A cadeia da Arrábida.

A cadeia da Arrábida é a estrutura de inversão tectónica da Bacia Lusitaniana mais significativa e interessante. É uma estrutura orogénica de pequena dimensão, situada na extremidade meridional da Península de Setúbal. É formada por um conjunto de relevos alinhados ao longo de uma faixa com cerca de 35 km de extensão, orientada segundo direcção WSW-ENE, com 5 a 7 km de largura em média. Confina a norte e este com extensas planuras e a sul e oeste com o oceano Atlântico, através de um conjunto de arribas vigorosas e activas.

Do ponto de vista estrutural, a cadeia está limitada: a) a norte pelo sinclinal de Albufeira, sinclinal amplo, e com eixo paralelo à cadeia; b) a este pela falha de Setúbal-Pinhal Novo com orientação aproximada NNW-SSE; c) a sul pela falha da Arrábida situada no mar, que se presume subparalela à estrutura emersa e d) a oeste por falha assinalada por Boillot *et al.* (1978), situada cerca de 5 km ao largo, na plataforma continental, com orientação próxima de NW-SE (Ribeiro *et al.*, 1990; Kullberg *et al.*, 2000).

Vários autores se têm interessado pelo estudo desta cadeia. A primeira síntese sobre a geologia da cadeia da Arrábida foi publicada num trabalho precursor de P. Choffat em 1908. Seguiram-se trabalhos de H. Seifert (1963), G. Zbyszewski (1964), A. Ribeiro *et al.* (1979), A. Ribeiro & M. Ramalho (1986), A. Ribeiro *et al.* (1990), J. C. Kullberg *et al.* (1995a), M. C. Kullberg *et al.* (1995b), M. T. Antunes *et al.* (1995), A. Ribeiro *et al.* (1996a; 1996b), G. Manuppella (1994; 1999) e M. C. Kullberg *et al.* (2000), onde se pode encontrar uma síntese actualizada e detalhada das estruturas que caracterizam a cadeia e da sua evolução tectónica. Recentemente, em trabalho de Ribeiro *et al.* (2008) foi publicada análise sobre o trabalho pioneiro de Choffat, com interpretações à luz do novo conhecimento entretanto produzido ao longo de um século.

A cadeia da Arrábida é formada por empilhamentos de cavalgamentos vergentes para sul. A sua geometria elegante e simples, segundo o modelo proposto por Ribeiro *et al.* (1990), é devida ao enraizamento dos cavalgamentos num único nível de descolamento basal, o nível dos evaporitos da base do Jurássico, localizado na transição entre as unidades da Bacia Lusitaniana e o soco cristalino. Simetricamente, a norte, desenvolveu-se o cavalgamento a norte da Serra de Sintra (fig. 26), vergente para norte, definindo uma estrutura em *pop-up* (fig. 35).

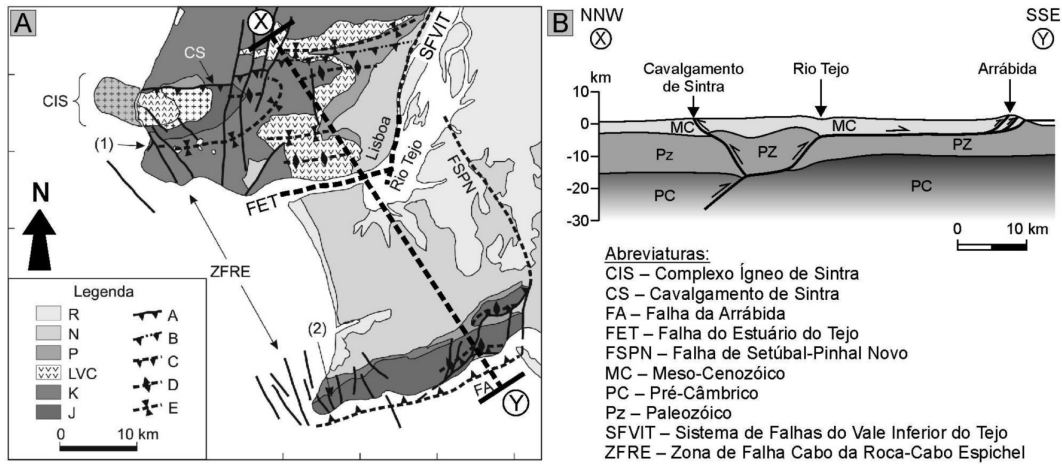


Figura 35. A) Mapa estrutural esquemático da região Arrábida – Sintra. Abreviaturas da legenda: J – Jurássico, K – Cretácico, CVL – Complexo Vulcânico de Lisboa, P – Paleogénico, N – Neogénico, R – Recente, A – Cavalcamento, B – cavalcamento cego, C – Cavalcamento inferido, D – anticlinal, E – sinclinal. (1) e (2) – falhas normais sin-sedimentares (Kimeridgiano e Bajociano, respectivamente) (modificado de Kulberg *et al.*, 2006b). B) Estrutura *pop-up* de Arrábida-Sintra (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990).

Na cadeia da Arrábida, o empilhamento dos cavalgamentos fez-se de sul para norte, inversamente ao sentido de transporte tectónico, ou seja, em sequência retrogradante ou de *overstep*: a) num primeiro momento cerca dos 17,5 a 16,5 Ma [intra-Burdigaliano Sup., entre as unidades dos «Calcários margosos de Palhavã» (M_{Pa}) e «Argilitos e margas de Azeitão» (M_{Az}) in Manuppella *et al.*, 1994, 1999] e 2) um segundo momento, entre os 11,60 e 7,25 Ma, provavelmente mais próximo dos 9,0 a 7,0 Ma [Tortoniano Sup., entre as unidades «Areias e margas de Quinta do Anjo» (M_{QA}) «Conglomerados de Guarda-Mor» (M_{GM}), *ibid.*] (Ribeiro *et al.*, 1990, 1996; Kullberg *et al.*, 2000, Kullberg *et al.*, 2006b).

A dobra *quasi* em bainha do Viso e a curvatura suave da charneira anticlinal da Serra de S. Luís (paralela à direção axial), indicam deformação constritiva no sector oriental da cadeia, devido à proximidade do bordo da bacia, a FSPN. Esta constrição é uma boa explicação para o desenvolvimento do empilhamento de três cavalgamentos neste sector da cadeia, contra apenas um no sector oeste (no off-shore, a sul do Cabo Espichel, onde não se observa constrição). A forte deformação constritiva observada no anticlinal do Viso, comparada com a deformação do anticlinal da Serra de S. Luís é, por outro lado, a prova estrutural da propagação para norte dos cavalgamentos imbricados, a juntar à evidência estratigráfica. A análise de fabrics de deformação (*strain fabrics*) confirma o aumento na intensidade da deformação (associada à inversão miocénica) de oeste para este, provavelmente resultante do já citado efeito de indentação da estrutura de Lisboa e das condições de fronteira desta

A propagação dos cavalgamentos em sequência retrogradante foi provavelmente favorecida pela existência de um *horst* de soco ENE-WSW localizado mais ao sul, que agiu como um contraforte à cobertura sedimentar, durante a compressão (*vide* § 3.1 C).

O estilo dominante de deformação pelicular implica um encurtamento elevado da cobertura; a partir de perfil balanceado efectuado por Kullberg *et al.* (2000), estimou-se o valor de $e = 35\% (l_0 - l_1 / l_0 \times 100)$, « l » é o comprimento final e « l_0 » o comprimento inicial), entre Albarquel e Quinta do Anjo. O valor de encurtamento (e) estimado para o sector entre a serra de Sintra e a cadeia da Arrábida é apenas de 6%, evidenciando a concentração da deformação em zonas muito restritas. Mas, apesar do grande encurtamento ao longo da cadeia, a topografia da base do soco não terá sido recuperada, sendo a maior inversão no soco registada no cavalgamento a norte da serra de Sintra.

Considerando para a cadeia da Arrábida um intervalo de actuação de $16,5 - 7,0 = 9,5$ Ma (Burdigaliano Sup. a Tortonian terminal), durante o qual se produziu encurtamento, por sua vez com um valor estimado (a partir do modelo pelicular) de $l_0 \times e = l_1$, onde $e = 0,35$ e $l_1 = 10$ km (valores atrás referidos), obtém-se $l_0 = 15,4$ km, ou seja um encurtamento de $15,4 - 10,0 = 5,4$ km. A taxa de encurtamento será então de $5,4 : 9,5 \approx 0,6$ km/Ma (= 0,6 mm/ano).

Admitindo que a elevação principal da Serra do Formosinho, a sul, se terá produzido principalmente no primeiro impulso tectónico (Kullberg *et al.*, 2000), entre os 17,5 a 16,5 Ma (Antunes *et al.*, 1995), isto é, em 1,0 Ma, e que o bloco a tecto se terá elevado cerca de 3000 m (cf. fig. 15, Kullberg *et al.*, 2000), a taxa de elevação (*uplift rate*) terá sido da ordem dos 3,0 mm/ano. Comparando com valores calculados de taxas de elevação actuais em determinados sectores de grandes cadeias de montanha, por exemplo da parte sudoeste dos Alpes (1,5 mm/a. $\pm$ 0,3 mm/a., Gubler *et al.*, 1981) e dos Himalaias (~4-6 mm/a., Kumar *et al.*, 2006), verifica-se que as da cadeia da Arrábida são da mesma ordem de grandeza.

6.2. Cinemática da inversão cenozóica

A colisão entre África e Eurásia durante o Miocénico induz um encurtamento com orientação NNW-SSE na maior parte da Ibéria. Na fronteira sul da Ibéria a colisão é frontal, mas na margem ocidental (MOI) é oblíqua às estruturas principais. Isso explica a complexidade da tectónica de inversão na Bacia Lusitaniana (o que explica, por sua vez a ausência de resultados na prospecção, *onshore*, de hidrocarbonetos), com a reativação de cavalgamentos ou rampas laterais, dependendo da orientação principal dos acidentes em relação à direcção do encurtamento e a formação de indutores a solucionar problemas de compatibilidade associados a deformação diferencial no interior da bacia. É no quadro desta dinâmica compres-

siva complexa, como se referiu, com início no Cretácico Sup. que se começam a desenvolver uma série de bacias intracontinentais na MOI, como se verá no capítulo III.7 de Pais *et al.*, que se segue.

Lista de abreviaturas

ASM – Anisotropia da Susceptibilidade Magnética	FTVM – Falha de Torres Vedras-Montejunto
Calc. – Calcários	Inf. – Inferior
Cam. – Camadas	Ma – Milhões de anos
CIS – Complexo Ígneo de Sintra	Mb. – Membro
CS – Cavalcamento de Sintra	MCE – Maciço Calcário Estremenho
CRM – Complexo Radial de Mafra	Méd. – Médio
CVL – Complexo Vulcânico de Lisboa	MOI – Margem ocidental ibérica
FA – Falha da Arrábida	OP – Orientação Preferencial (de minerais ou de vesículas alongadas)
FAf – Falha de Arrife	PAT – Planície abissal do Tejo
FCR – Falha de Caldas da Rainha	PFM – Plano(s) de Foliação Magnética
FET – Falha do Estuário do Tejo	SFVIT – Sistema de Falhas do Vale Inferior do Tejo
Form./Fm – Formação	Sup. – Superior
FPT – Falha de Porto-Tomar	ZFAG – Zona de falha Açores-Gibraltar
FR – Falha de Runa	ZOM – Zona de Ossa-Morena
FSPN – Falha de Setúbal-Pinhal Novo	ZSP – Zona Sul Portuguesa
FSSM – Falha de Sintra, Sines e Monchique	

Referências

- ADLOFF, M. C., DOUBINGER, J. e PALAIN, C., 1974. Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal. Com. Serv. Geol. Portugal 58, 91-144, Lisboa.
- ALMEIDA, A. C., SOARES, A. F., CUNHA, L. e MARQUES, J. F., 1990. Proémio ao estudo do Baixo Mondego. Biblos 56, 17-47, Coimbra.
- ALMERAS, Y., 1994. Le genre *Soaresirhynchia* nov. (*Brachiopoda*, *Rhynchonellacea*, *Wellerellidae*) dans le Toarcien du sous-bassin Nord-Lusitanien Portugal. Docum. Lab. Géol. Lyon 130, 135 p.
- ALVES, C. A. M., 1964. Estudo Petrológico do Maciço Eruptivo de Sintra. Rev. Fac. Ciências Lisboa, 2^a sér. C, XII, 123-289.
- ALVES, C. A. M., RODRIGUES, B., SERRALHEIRO, A. e FARIA, A. P., 1980. O Complexo Basáltico de Lisboa. Com. Serv. Geol. Portugal 66, 111-134, Lisboa.

- ALVES, C. F., MARTINS, L., MADEIRA, J., MATA, J., ALMEIDA, I. M., DE MIN, A., YOUNI, N. e BENS-
LEH, Kh., 2010a. Constrangimentos $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para o magmatismo transicional na Bacia Lusitã-
nica. Actas do X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XVI Semana de
Geoquímica.
- ALVES, C. F., MATA, J., MARTINS, L., AZEVEDO, M. R., MADEIRA, J., RIBEIRO, S., DE MIN, A.,
YOUNI, N. e BENSLEH, Kh., 2010b. Magmatismo transicional na Bacia Lusitânica: carac-
terísticas petrológicas e geoquímicas (elementares e isotópicas). Actas do X Congresso de
Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XVI Semana de Geoquímica.
- ALVES, T. M., GAWTHORPE, R. L., HUNT, D. H., e MONTEIRO, J. H., 2002. Jurassic tectono-sedimentary
evolution of the northern Lusitanian basin (offshore Portugal). *Marine Petroleum Geology* 19,
727-754.
- , 2003a. Post-Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (Western
Iberian margin). *Basin Research* 15 (2), 227-249.
- ALVES, T. M., MANUPPELLA, G., GAWTHORPE, R. L., HUNT, D. H. e MONTEIRO, J. H., 2003b. The depo-
sitional evolution of diapir- and fault-bounded rift basins: Examples from the Lusitanian basin of
west Iberia: *Sedimentary Geology* 162, 273-303.
- ALVES, T. M., MOITA, C., SANDNES, F., CUNHA, T., MONTEIRO, J. H. e PINHEIRO, L. M., 2006. Meso-
zoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western
Iberian margin. *AAPG Bull.* 90 (1), 31-60.
- ANDRADE, B., 2006. Los braquiópodos del tránsito Jurásico Inferior – Jurásico Medio de la Cuenca
Lusitânica (Portugal). *Col. Paleontología* 56, 5-194, Madrid.
- ANDRONIKOV, A. V. e FOLEY, S. F., 2002. Trace element and Nd-Sr isotopic composition of ultramafic
lamprophyres from the East Antarctic Beaver Lake area. *Chemical Geology* 175, 291-305.
- ANTUNES, M. T., 1976. Dinossáurios eocretácicos de Lagosteios. *Ciências da Terra (UNL)* 1, 35 p.
- ANTUNES, M. T. e MATEUS, O., 2003. Dinosaurs of Portugal. *Comptes Rendus Palevol.* 2, 77-95,
Paris.
- ANTUNES, M. T., ROCHA, R. B. e WENZ, S., 1981. Faunule ichthyologique du Lias inférieur de S. Pedro
de Muel, Portugal. *Ciências Terra (UNL)* 6, 101-116.
- ANTUNES, M.T. e SIGOGNEAU-RUSSELL, D., 1991. Nouvelles données sur les Dinosaures du Crétacé
supérieur du Portugal. *C. R. Acad. Sci. Paris II*, 313, 113-119.
- ATROPS, F. e MARQUES, B., 1986. Mise en évidence de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur)
dans le massif du Montejunto (Portugal), conséquences stratigraphiques et paléontologiques.
Geobios 19 (5), 537-547.
- ATROPS, F. e MARQUES, B., 1988a. Précisions stratigraphiques sur les formations à ammonites du
Jurassique supérieur dans le massif du Montejunto (Nord du Tage, Portugal). In: Rocha, R. B. &
Soares, A. F. (Eds.), 2nd Int. Symp. Jur. Strat. I, 505-516, Lisboa.
- , 1988b. La faune d'ammonites kimméridgienne des Schistes de Ramalhão (Région de Sintra, Portu-
gal). In Rocha, R. B. & Soares, A. F. (Eds.), 2nd Int. Symp. Jur. Strat. I, 517-524, Lisboa.

- AZERÊDO, A. C., 1988. Calcareous debris-flows as evidence for a distally steepened carbonate ramp in West-Central Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal* 74, 57-67.
- , 1993. Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitanica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. Tese de Doutoramento, Dep. Geologia Fac. Ciências Lisboa, 366 p.
- , 1998. Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal. In: Wright, V. P. & Burchette, T. (Eds.), *Carbonate Ramps*. *Geol. Soc., Spec. Publ.* 149, 281-314, London.
- , 1999. Études micropaléontologiques dans les séries carbonatées du Jurassique moyen du Basin Lusitanien (Portugal). *Com. Inst. Geol. Mineiro*, 86, 59-84.
- , 2007. Formalização da litostratigrafia do Jurássico Inferior e Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica). *Com. Geológ.* 94, 29-51.
- AZERÊDO, A. C. e CABRAL, M. C., 2004. Bio-sedimentary signatures of high-frequency salinity/subaerial exposure changes: examples from the Oxfordian of Portugal (Cabaços Formation). *Riv. Italiana Paleont. Stratigrafia*. 110 (1), 231-238.
- AZERÊDO, A. C., CABRAL, M. C., RAMALHO, M. M. e PEREIRA, R., 2002a. Overview of microfossil assemblages and palaeoecological signatures in the Middle-Upper Jurassic transitional successions from the Lusitanian Basin, Portugal. *Com. Inst. Geol. Mineiro* 89, 155-178.
- AZERÊDO, A. C., DUARTE, L. V., HENRIQUES, M. H. e MANUPPELLA, G., 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cad. Geol. Portugal, Inst. Geol. Mineiro*, 43 p.
- AZERÊDO, A. C., PIMENTEL, P. V. e MARTINS, J. M., 2009. Calcretes in Middle Jurassic carbonate successions from Portugal: from apparently minor events to basin-scale significant tools. 27th Intern. Assoc. Sedim. Meet. *Sedimentology, Book Abstracts*, p. 61, Alghero.
- AZERÊDO, A. C., SILVA, R. L., DUARTE, L. V., CABRAL, M. C., 2010. Subtidal stromatolites from the Sinemurian of the Lusitanian Basin (Portugal). *Facies*, 56, 211-230.
- AZERÊDO, A. C., WRIGHT, V. P. e RAMALHO, M. M., 2002b. The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology* 49 (6), 1339-1370.
- BARBOSA, B., 1981. Carta Geológica de Portugal, 1/50.000, n.º 16-C, Vagos. *Serv. Geol. Portugal*, 60 p, Lisboa.
- BARBOSA, B., SOARES, A. F., ROCHA, R. B., MANUPPELLA, G. e HENRIQUES, M. H., 1988. Carta geológica de Portugal, na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 19-A, Cantanhede. *Serv. Geol. Portugal*, 60 p., Lisboa.
- BARRON, E. e AZERÊDO, A. C., 2003. Palynological study of the Jurassic (Callovian-Oxfordian) succession from Pedrógão (Lusitanian Basin, Portugal). *Palaeoecological and palaeobiogeographical aspects*. *Neues Jb. Geol. Paläont. Abh.* 227 (2), 259-286, Stuttgart.
- BERNARDES, C., 1992. A sedimentação durante o Jurássico superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana): modelos deposicionais e arquitectura sequencial. Tese de Doutoramento, Univ. Aveiro, 261 p.

- BERNARD-GRIFFITHS, J., GRUAU, G., CORNEN, G., AZAMBRE, B. e MACE, J., 1997. Continental Lithospheric Contribution to Alkaline Magmatism: Isotopic (Nd, Sr, Pb) and Geochemical (REE) Evidence from Serra de Monchique and Mount Ormonde Complexes. *Journal of Petrology* 38 (1), 115-132.
- BERTHOU, P. Y., 1973. Le Cénomanién de l'Estremadura portugaise. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S. 23, 169 p.
- , 1984a. Albien-Turonian stage boundaries and subdivisions in the Western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the Ammonite Facies and Rudist Facies. *Bull. Geol. Soc. Denmark* 33, 41-45.
- , 1984b. Zonation par les Ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Bassin Occidental Portugais. *Acta 1º Congresso Español Geologia* 1, 13-26.
- , 1984c. Résumé synthétique de la stratigraphie et de la paléogéographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Geonovas* 7, 99-120.
- BERTHOU, P. Y., CHANCELLOR, G. e LAUVERJAT, J., 1985. Revision of the Cenomanian-Turonian Ammonite *Vascoceras Choffat*, 1898, from Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal* 71, 55-79.
- BERTHOU, P. Y. e LAUVERJAT, J., 1979. Essai de synthèse paléogéographique et paléobiostratigraphique du Bassin Occidental Portugais au cours du Crétacé supérieur. *Ciências Terra (UNL)* 5, 121-144.
- BERTHOU, P. Y., SOARES, A. F. e LAUVERVAT, J., 1979. Portugal, in *Mid Cretaceous Events Iberian field Conference* 77, guide, I partie, *Cuad. Geol. Ibérica* 5, 31-124.
- BOEHM, J., 1903. Description de la faune des couches de Pereiros. *Com. Serv. Géol. Portugal* 5 (1), 1-48.
- BOILLOT, G., MALOD, J. A. e MOUGENOT, D., 1979. Évolution géologique de la marge ouest-ibérique. *Ciências Terra (UNL)* 5, 215-222.
- BOILLOT, G., MOUGENOT, D., *et al.*, 1978. Carta geológica da plataforma continental de Portugal, escala 1/1 000 000. *Serv. Geol. Port. & Inst. Hidro. Port.*, Lisboa.
- BOILLOT, G., WINTERER, E. L. e MEYER, A. W., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP Leg 103, western Galicia margins, Spain). *Tectonophysics* 132, 335-342.
- BONHOMME, M., MENDES, F. e VIALETTE, Y., 1961. Âges absolus par la méthode au strontium de granites de Sintra et de Castro daire au Portugal. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 252, 3305-3306.
- BUFFETAUT, E., 2007. The spinosaurid dinosaur *Baryonyx* (Saurischia, Theropoda) in the Early Cretaceous of Portugal. *Geol. Magazine* 144, 1021-1025.
- CABRAL, J., 1993. Neotectónica de Portugal continental. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 435 p.
- CABRAL, M. C., AZERÊDO, A. C. e RAMALHO, M. M., 1999. Les Ostracodes de Vale de Ventos (passage Dogger-Malm) – résultats préliminaires. *Abstr. European Palaeont. Assoc. Workshop*, 21-25, Lisboa.
- , 2001. Ostracodos do Jurássico Superior de Valverde (Bacia Lusitânica, Portugal): estudo preliminar. *Publ. Seminario Paleontol. Zaragoza* 5, 68-73.

- , 2003. Microfauna (ostracodos, foraminíferos) do Caloviano-Oxfordiano da sondagem Vermoil-1, Leiria: estudo preliminar e comparação com a da série de Pedrógão. *Ciências Terra* (UNL) n.º esp. V, CD-ROM, A11-A14.
- CABRAL, M. C. e COLIN, J-P., 2002. Taxonomie et paléoécologie de nouveaux ostracodes limniques Candonidae dans l' Oxfordien (Jurassique supérieur) du Portugal. *Geodiversitas* 24, 61-76.
- CAETANO, P. C. S., 2004. Mineralogia e geoquímica de sequências sedimentares do Jurássico-Cretácico da Bacia Lusitaniana. Tese de Doutoramento, Fac. Cienc. Tecn. Univ. Nova Lisboa, 312 p.
- CAETANO, P. S., ROCHA, F. e ROCHA, R. B., 2006. Estudo mineralógico e interpretação sequencial das Margas de Abadia (Jurássico superior) nos cortes de Santa Cruz e Montejunto. VII Congresso Nac. Geologia I, 147-151, Estremoz.
- CALLAPEZ, P. M., 1998. Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano – Turoniano. O significado do eixo da Nazaré – Leiria – Pombal. Tese de Doutoramento, Univ. Coimbra, 491 p.
- , 1999a. The Cenomanian-Turonian of the western Portuguese Basin: Stratigraphy and Palaeobiology of the Central and Northern sectors. Workshop European Pal. Assoc., field trip 2, 45 p., Lisboa.
- , 1999b. The marine Lower Turonian of West Central Portugal. Workshop European Pal. Assoc., 83-87, Lisboa.
- , 2001. Upper Cenomanian and Lower Turonian Ammonite Biostratigraphy of West-Central Portugal. *Bull. Soc. Études Sc. Nat. Elbeuf*, N. S. «Coll. sur le Cénomanien», 23-26.
- , 2004. The Cenomanian-Turonian transition in West Central Portugal: ammonites and biostratigraphy. *Ciências Terra* (UNL) 15, 53-70.
- , 2008a. Palaeobiogeographic evolution and marine faunas of the Mid Cretaceous Western Portuguese Carbonate Platform. *Thalassas* 24, 29-52.
- , 2008b. Associações fósseis bentónicas do Cenomaniano-Turoniano da Figueira da Foz: um tributo aos estudos de Paleoecologia de António Ferreira Soares. In: Callapez, P. M., Rocha, R. B., Cunha L., Marques, J. F. & Dinis, P. M. (Eds.), *A Terra: Conflitos e Ordem. Livro Homen. Prof. António Ferreira Soares*, Ed. M.M.G.U.C., 453-466, Coimbra.
- , 2009. Tectono-sedimentary and biotic events on the Cenomanian and Lower Turonian of Nazaré (West Central Portugal). In: Rodríguez, G. F., Gallastegui, J., Blanco, G. F. & Llana, J. M. (Eds.), *Nuevas Contribuciones al Margen Ibérico Atlántico*. Dep. Geologia, Univ. Oviedo, 117-120.
- CALLAPEZ, P. M. e SOARES, A. F., 2001. Fósseis de Portugal. Amonóides do Cenomaniano-Turoniano. *Museu Mineralógico Geológico Univ. Coimbra*, 144 p.
- CANÉROT, J., REY, J., BAPTISTA, R., MANUPPELLA, G. e PEYBERNÈS, B., 1995. Nouvelle interprétation structurale et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le secteur de Caldas da Rainha (Portugal). *C. R. Acad. Sc. Paris* 320, II, 523-530.
- CANILHO, M. H., 1972. Estudo geológico-petrográfico do Maciço Eruptivo de Sines. *Bol. Mus. Min. Geol. Fac. Ciências Lisboa* 12, 77-161.
- CARAPITO, M. C., 1994. Micropaleontologia, estratigrafia e paleontologia do Caloviano-Oxfordiano na região do Cabo Mondego. Tese de Doutoramento, Dep. Geociências Univ. Aveiro, 253 p.

- CARIOU, E., MANGOLD, C., THIERRY, J., RUGET, C., MOUTERDE, R. e ROCHA, R., 1988. Biochronologie du Callovien inférieur et moyen de la province subméditerranéenne: apport de la coupe du Cap Mondego (Portugal). In: Rocha, R. B. & Soares, A. F. (Eds.), 2nd Int. Symp. Jur. Strat. I, 407-418, Lisboa.
- CARVALHO, G. S., 1949. Um perfil geológico da região de Coimbra. Mem. Notícias 18, 9-18, Coimbra.
- , 1950. Considerações sobre a estratigrafia das formações mais antigas da orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. Rev. Fac. Ciências Univ. Coimbra 19, 39-48.
- CARVALHO, J., MATIAS, L., TORRES, L., MANUPELLA, G., PEREIRA, R. e VICTOR, L. M., 2005. The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. *Marine Petroleum Geology* 22, 427-453, Amsterdam.
- CASAS, A., CORTÉS, A. L., LIESA, C., SORIA, A. R., TERRINHA, P., KULLBERG, J. C., ROCHA, R., 1998. Estudio comparado de la evolución e inversión de distintas cuencas mesozoicas de la Placa Ibérica. *Geogaceta* 24, 67-70.
- CEBRIÁ, J. M., LÓPEZ-RUIZ, J., DOBLAS, M., MARTINS, L. T. e MUNHÁ, J. M., 2003. Geochemistry of the Early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal-Spain); Implications on the Origin of the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Petrology* 44 (3), 547-568.
- CHANCELLOR, G., KENNEDY, W. J. e HANCOCK, J., 1994. Turonian ammonite faunas from central Tunisia. *Sp. Papers Palaeontology* 50, 118 p.
- CHAZOT, G., CHARPENTIER, S., KORNPROBST, J., VANNUCCI, R. e LUAIS, B., 2005. Lithospheric Mantle Evolution during Continental Break-Up: The West Iberia Non-Volcanic Passive Margin. *Journal of Petrology* 46 (12), 2527-2568.
- CHOFFAT, P., 1880. Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison - Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. Mem. Sec. Trab. Géol. Portugal 22, 72 p., Lisboa.
- , 1882. Note sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschenites en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France* 3^e sér., X, 267-295, Paris.
- , 1885. Description de la fauna jurassique du Portugal. Mollusques Lamellibranches. Deuxième ordre. Asiphonidae. *Comm. Trav. Géol. Portugal*, 1-7, Lisboa.
- , 1885a. Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal. Première étude. Contrée de Cintra, de Bellas et de Lisbonne. *Section Trav. Géol. Portugal*, 68 p., Lisbonne.
- , 1886. Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vol. 1 – espèces nouvelles ou peu connues. *Section Trav. Géol. Portugal*, 40 p., Lisbonne.
- , 1887. Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Com. Com. Trab. Geol. Portugal* 1 (2), 222-312.
- , 1893. Sur les niveaux ammonitiques du Malm inférieur dans la contrée du Montejunto. Phases peu connues du développement des Mollusques. *C. R. Acad. Sc. Paris* 116, 833-835.
- , 1893a. Description de la fauna jurassique du Portugal. Classe des Céphalopodes. 1^{ère} série: Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras. *Dir. Trav. Géol. Portugal*, 1-82, Lisboa.

- , 1894. Notice stratigraphique sur les gisements de végétaux fossiles dans le Mésozoïque du Portugal. Mem. Dir. Trab. Geol. Portugal, 229-288, Lisboa.
- , 1897. Sur le Crétacique de la région du Mondego. C. R. Acad. Sc. Paris 124, 422-424.
- , 1898. Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vol. 2 – Les Ammonées du Bellasien, des Couches à Neolobites vibrayeanus, du Turonien et du Sénonien. Section Trav. Géol. Portugal, 45 p., Lisbonne.
- , 1900. Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal – Deuxième étude - Le Crétacé supérieur au Nord du Tage. Dir. Serv. Géol. Portugal, 287 p., Lisbonne.
- , 1901. Notice préliminaire sur la limite entre le Jurassique et le Crétacique en Portugal. Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol. 15, 111-140, Bruxelles.
- , 1903. L'Infralias et le Sinémurien au Portugal. Com. Serv. Geol. Portugal 5, 49-114, Lisboa.
- , 1905. Supplément à la description de l'Infralias et du Sinémurien au Portugal. Com. Serv. Geol. Portugal 6(1), 123-143, Lisboa.
- , 1908-1909. Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger de la région de Thomar. Com. Serv. Geol. Port. 7 (2), 140-167, Lisboa.
- , 1908a. Contribution à la connaissance du Lias et du Dogger de la région de Thomar. Com. Serv. Geol. Portugal 7, 140-167, Lisboa.
- , 1908b. Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida. Mem. Comiss. Serv. Geol. Portugal, 89 p., Lisboa.
- CLASS, C. e GOLDSTEIN, S. L., 1997. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth and Planetary Science Letters* 150: 245-260.
- COWARD, M. P., 1996. Balancing sections through inverted basins. In: Buchanan, P. G. & Nieuwland, D. A. (Eds.), *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling*. Geol. Soc. London Sp. Public. 99, 51-77.
- CUNHA, L., 1988. As Serras Calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia. Tese de Doutoramento, Faculdade Letras Univ. Coimbra, 329 p.
- CUNHA, L. e SOARES, A. F., 1987. A carsificação no Maciço de Sicó. Principais fases de evolução. *Cad. Geografia* 6, 119-137.
- CUNHA, P. P., 1992. Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal Central, a Leste de Coimbra. Tese de Doutoramento, Centro Geociências Univ. Coimbra, 262 p.
- CUNHA, P. P. e REIS, R. P., 1995. Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research* 16, 155-170.
- CURTIS, M. L., 1999. Structural and kinematic evolution of a Miocene to Recent sinistral restraining bend: the Montejunto massif, Portugal. *Jour. Struct. Geol.* 21 (1), 39-54.
- DAVEAU, S., BIROT, P. e RIBEIRO, O., 1985. Les bassins de Lousã et d'Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra. *Mem. Cent. Est. Geográficos*, 8 (1), 450 p., Lisboa.

- DIAS, R. e RIBEIRO, A., 1995. The Ibero-Armorican Arc: a collisional effect against an irregular continent? *Tectonophysics* 246, 113-128.
- DINIS, J., 1999. Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz. Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica. Tese de Doutoramento, Univ. Coimbra, 381p.
- , 2001. Definição da Formação da Figueira da Foz – Aptiano a Cenomaniano do Sector Central da margem oeste ibérica. *Com. Inst. Geol. Min.* 88, 127-160.
- DINIS, J., REY, J., CUNHA, P. P., CALLAPEZ, P. M. e REIS, R. P., 2008. Stratigraphy and allogenic controls on the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. *Cretaceous Research* 29, 772-780 (doi:10.1016/j.cretres.2008.05.027).
- DINIS, J. L., REY, J. e GRACIANSKY, P. C., 2002. Le Bassin lusitanien (Portugal) à l'Aptien supérieur – Albién: organisation séquentielle, proposition de corrélations, évolution. *Compt. Rend. Geoscience*, 334, 757-764.
- DINIS, J. L. e TRINCÃO, P., 1995. Recognition and stratigraphical significance of the Aptian unconformity in the Lusitanian Basin, Portugal. *Cretaceous Research* 16, 171-186.
- DOMMERGUES, J. L., 1987. L'évolution chez les Ammonitina du Lias Moyen (Carixien, Domerien basal) en Europe occidentale. *Docum. Lab. Géol. Lyon* 98, 1-297.
- DOMMERGUES, J. L., MEISTER, C., NEIGE, P. e ROCHA, R., 2003. The endemic Sinemurian (Early Jurassic) ammonites from the Lusitanian Basin (Portugal). *Rev. Paléobiologie* 23 (2), 529-549.
- DOMMERGUES, J. L., MEISTER, C. e ROCHA, R., 2009. The Sinemurian ammonites of the Lusitanian Basin (Portugal): an remarkable example of complex endemic evolution. *Paleodiversity* 3, 59-87.
- DOUBINGER, J., ADLOFF, M. C. e PALAIN, C., 1970. Nouvelles précisions stratigraphiques sur la série de base du Mésozoïque portugais. *C. R. Ac. Sc. Paris* 270, 1170-1172.
- DRISCOLL, N. W., HOGG, J. R., CHRISTIE-BLICK, N. e KARNER, G. D., 1995. Extensional tectonics in the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland: Implications for the timing of break-up between Grand Banks and Iberia. In: Scrutton, R. A., Stoker, M. S., Shimmield G. B. & Tudhope, A. W. (Eds.), *The tectonics, sedimentation and palaeoceanography of the North Atlantic region*. *Geol. Soc. London Sp. Publ.* 90, 1-28.
- DROMART, G. e ELMI, S., 1986. Développement de structures cryptalgaires en domaine pélagique au cours de l'ouverture des bassins jurassiques (Atlantique Central, Téthys occidentale). *C. R. Acad. Sc. Paris* 303, 311-316.
- DUARTE, L. V., 1995. O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética. Tese de Doutoramento, Centro Geociências Univ. Coimbra, 342 p.
- , 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Com. Inst. Geol. Mineiro* 83, 65-94.
- , 1998a. Clay minerals and geochemical evolution in the Toarcian Lower Aalenian of the Lusitanian Basin. *Cuad. Geol. Iberica* 24, 69-98.
- , 1998b. O Liásico superior da região de Porto de Mós. Contribuição para o seu estudo estratigráfico e sequencial. *Com. Inst. Geol. Mineiro* 84 (1), A60-A63.

- , 2007. Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). In: Rocha, R. B. (Ed.), The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian GSSP. Intern. Subcomm. Jurassic Strat., 17-23, Lisboa. ISBN 978-972-8893-14-9.
- DUARTE, L. V. e HENRIQUES, M. H. , 2001. Les événements bio-sédimentaires du passage Lias/Dogger au Portugal. Importance pour la connaissance géodynamique du secteur Nord Atlantique. *Livre Rés.* 16^{ème} Coll. Bassins Séd. Marocains, 28-29.
- DUARTE, L. V., KRAUTTER, M. e SOARES, A. F., 2001. Bioconstructions à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal): stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bull. Soc. Géol. France* 172 (5), 637-646.
- DUARTE, L. V., OLIVEIRA, L. C. V. e RODRIGUES, R., 2007. Carbon isotopes as a sequence stratigraphic tool: examples from the Lower and Middle Toarcian marly limestones of Portugal. *Bol. Geol. Mineiro* 118, 3-18.
- DUARTE, L., PERILLI, N., DINO, R., RODRIGUES, R. e PAREDES, R., 2004a. Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): Sequence stratigraphy, calcareous nannofossils and stable-isotope evolution. *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 100, 115-127.
- DUARTE, L. V., SILVA, R. L., DUARTE, C. B., AZERÊDO, A. C. e COMAS-RENGIFO, M. J. (2008) – Litostratigrafia do Jurássico Inferior da região de S. Pedro de Moel (Bacia Lusitânica). In: Callapez, P. M., Rocha, R. B., Marques, J. F., Cunha, L. S. & Dinis, P. M. (Eds.), *A Terra, Conflitos e Ordem. Homenagem ao Professor Ferreira Soares*, MMGUC, 175-185.
- DUARTE, L. V., SILVA, R. L., OLIVEIRA, L. C. V., COMAS-RENGIFO, M. J. e SILVA, F., 2010. Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon distribution and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geol. Acta* 8 (3), 325-340.
- DUARTE, L. V. e SOARES, A. F., 1993. Eventos de natureza tempestítica e turbidítica no Toarciano inferior da Bacia Lusitaniana (Sector Norte). *Cad. Geografia, Fac. Let. Univ. Coimbra* 12, 89-95.
- DUARTE, L. V. e SOARES, A. F., 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Com. Inst. Geol. Mineiro* 89, 115-134.
- DUARTE, L. V. (Coord.), WRIGHT, V. P., FERNANDEZ-LOPEZ, S., ELMI, S., KRAUTTER, M., AZERÊDO, A. C., HENRIQUES, M. H., RODRIGUES, R. e PERILLI, N., 2004b. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In: Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (Eds.), *Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia*. 23rd IAS Meet. Sedimentology, Field Trip Guide Book I, 45-71, Coimbra.
- EDMUNDS, M., VARAH, M. e BENTLEY, A., 2003. The ammonite biostratigraphy of the Lower Lias «Armatum Bed» (Upper Sinemurian-Lower Pliensbachian) at St Peter's Field, Radstock, Somerset. *Proc. Geolog. Assoc.* 114, 65-96, London.
- ELLIS, P. M., 1984. Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian Basin, Portugal, and their subsurface counterparts in the Nova Scotia Shelf. Tese de Doutoramento, Open University, 193 p., Milton Keynes.

- ELLIS, P. M., WILSON, R. C. e LEINFELDER, R. R., 1990. Controls on Upper Jurassic carbonate buildup development in the Lusitanian Basin, Portugal. In: M. E. Tucker *et al.* (Eds.): Carbonate platforms. Facies, Sequences and Evolution. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 9, 169-202.
- ELMI, S., 2006. Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). Vol. Jurassica 4, 5-16.
- ELMI, S., DUARTE, L., MOUTERDE, R., ROCHA, R. B. e SOARES, A. F., 2005. The Peniche section (Portugal). Candidate to the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP). Toarcian Working Group Field Trip Meeting, CIGA & CG, 51 p.
- ELMI, S., GABILLY, J., MOUTERDE, R., RULLEAU, L. e ROCHA, R. B., 1994. L'étage Toarcien de l'Europe et de la Téthys, divisions et corrélations. Geobios, M. Sp. 17, 149-159.
- ELMI, S., GOY, G., MOUTERDE, R., RIVAS, P. e ROCHA, R., 1989. Correlaciones biostratigráficas en el Toarciense de la Península Ibérica. Cuad. Geol. Iberica 13 (1), 265-277.
- ELMI, S., MANGOLD, Ch., MOUTERDE, R. e RUGET, Ch., 1969. Révision de l'étage Bathonien au Cap Mondego (Portugal). Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. 54 (2), 439-450.
- ELMI, S., MOUTERDE, R., ROCHA, R. B. e RULLEAU, L., 2007. Une succession de référence pour le Toarcien Moyen et Supérieur: les «Margas calcárias de S. Gião» dans les environs de Cantanhede (sous-bassin nord lusitanien, Portugal). Ciências Terra (UNL) 16, 113-133.
- ELMI, S.[†], ROCHA, R. B., DUARTE, L. V., MOUTERDE, R.[†], CABRAL, M. C., COMAS-RENGIFO, M. J., GÓMEZ, J. J., GOY, A., HESSELBO, S. P., JENKYN, H. C., LITTLER, K., MAILLIOT, S., MATTIOLI, E., OLIVEIRA, L. C. V., OSETE, M. L., PERILLI, N., PINTO, S., PITTET, B., RUGET, Ch. e SUAN, G., 2010. Formal proposal for the Toarcian GSSP in the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal). Simp. Homm. S. Elmi, 2 p., Lyon.
- ELMI, S., ROCHA, R. e MOUTERDE, R., 1988. Sédimentation pélagique et encroûtements cryptalgaires: les calcaires grumeleux du Carixien portugais. Ciências Terra (UNL) 9, 69-90.
- ESCASO, F., ORTEGA, F., DANTAS, P., MALAFAIA, E., PIMENTEL, N. L., PEREDA-SUPERBIOLA, X., SANZ, J. L., KULLBERG, J. C., KULLBERG, M. C. e BARRIGA, F., 2007. New evidence of shared dinosaur across Upper Jurassic Proto-North Atlantic: Stegosaurus from Portugal. Naturwissenschaften 94(5), 367-374.
- FABRIÉS, J., LORAND, J.-P. e BODINIER, J.-L., 1998. Petrogenetic evolution of orogenic lherzolite massifs in the central and western Pyrenees. Tectonophysics 292 (1-2), 145-167.
- FERNANDES, A. R., 2009. Controlo estrutural e evolução tectónica dos diapiros salíferos na Bacia Lusitânica. Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa, 87 p.
- FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., DUARTE, L. V. e HENRIQUES, M. H., 2000. Ammonites from lumpy limestones in the Lower Pliensbachian of Portugal: taphonomic analysis and palaeoenvironmental implications. Rev. Soc. Geol. España 13 (1), 3-15, Madrid.
- FERNANDEZ-LOPEZ, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R., ROCHA, R. e SADKI, D., 1988. Le Bajocien inférieur du Cap Mondego (Portugal). Essai de biozonation. In: Rocha, R. B. & Soares, A. F. (Eds.), 2nd Int. Symp. Jur. Strat. I, 301-313, Lisboa.

- FERNANDEZ-LOPEZ, S., PAVIA, G., ERBA, E., GUIOMAR, M., HENRIQUES, M. H., LANZA, R., MANGOLD, Ch., OLIVERO, D. e TIRABOSCHI, D., 2009a. Formal proposal for the Bathonian GSSP (Middle Jurassic) in the Ravin du Bès Section (Bas-Auran, SE France). *Swiss J. Geosci.* 102, 271-295, Basel.
- FERNANDEZ-LOPEZ, S., PAVIA, G., ERBA, E., GUIOMAR, M., HENRIQUES, M. H., LANZA, R., MANGOLD, Ch., MORTON, N., OLIVERO, D. e TIRABOSCHI, D., 2009b. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Bathonian Stage (Middle Jurassic), Ravin du Bès Section, SE France). *Episodes* 32 (4), 222-248.
- FERREIRA, M. P. e MACEDO, C. R., 1977. Actividade Basáltica Pérmico-Liássica no Território Português. *Mem. Notícias, Univ. Coimbra* 83, 40-72.
- , 1979. Actividade magmática durante o Mesozóico: I – Achega para a datação K-Ar das rochas filonianas básicas intrusivas na Zona Centro-Ibérica (Portugal). *Mem. Notícias, Univ. Coimbra* 87, 29-49.
- , 1983. Igneous rocks in the diapiric areas of the western portuguese border: the K-Ar ages and settings of the upper Jurassic suite. *Mem. Notícias, Univ. Coimbra* 96, 159-181.
- FISCHER, J. C. e PALAIN, C., 1971. Nouvelles observations sédimentologiques et paleobiologiques sur l'Hettangien du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal* 55, 105-132.
- FUEGENSCHUH, B., FROITZHEIM, N. e BOILLLOT, G., 1998. Cooling history of granulite samples from the ocean-continent transition of the Galicia margin: implication for rifting. *Terra Nova* 10 (2), 96-100.
- GAHR, M. E., 2002. Palökologie des Makrobenthos aus dem Unter-Toarc SW-Europas. *Beringeria* 31, 204 p.
- GAUMET, F., GARCIA, J. P., DROMART, G. e SAMBERT, G., 1996. Contrôle stratigraphique des faciès, géometries et profiles de dépôt de la plate-forme carbonatée bourguignonne au Bathonien-Callovien. *Bull. Soc. Géol. France* 167 (3), 409-421.
- GELDMACHER, J., HOERNLE, K., KLÜGEL, A., BOGAARD, P., WOMBACHER, F. e BERNING, B., 2006. Origin and geochemical evolution of the Madeira-Tore Rise (eastern North Atlantic). *Journal of Geophysical Research* 111, B9, B09206.
- GEOFFROY, L., CALLOT, J.-P., AUBOURG, C. e MOREIRA, M., 2002. Magnetic and plagioclase linear fabric discrepancy in dykes: a new way to define the flow vector using magnetic foliation. *Terra Nova* 14 (3), 183-190.
- GOMES, C., SOARES, A. F., MACEDO, C. R., 1995. O significado magnetostratigráfico de filões básicos da Meseta (Trancoso-Pinhel). IV Congr. Nac. Geologia, *Mem. Museu Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto* 4, 89-90.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. e SMITH, A., 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge Univ. Press, 589 p.
- GRAMBAST-FESSARD, N. e RAMALHO, M. M., 1985. Charophytes du Jurassique supérieur du Portugal. *Rev. Micropal.* 28, 58-66.
- GRANGE, M., SCHÄRER, U., COMEN, G. e GIRARDEAU, J., 2008. First alkaline magmatism during Ibéria – Newfoundland rifting. *Terra Nova* 20, 494-503.

- GUÉRY, F., 1984. Évolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estremadure, secteur de Caldas da Rainha, Montejunto). Thèse Univ. Claude Bernard, 478 p., Lyon.
- GUÉRY, F., MARQUES, B., ATROPS, F., ELLIS, P., ELLWOOD, P., WILSON, R. C., RAMALHO, M. e ROCHA, R. B. (Coord.) 1987. Trip B- Structural control of sedimentation during Upper Jurassic Meridional region of Portuguese West-basin, the Jurassic halocinesis on the Portuguese margin. 2nd Int. Symp. Jur. Strat., 71+42 p., Lisboa.
- GUÉRY, F., MONTENAT, C. e VACHARD, D. 1986. Évolution tectono-sédimentaire du bassin portugais au Mésozoïque suivant la transversale de Peniche (Estrémadure). Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine 10, 83-94.
- GUBLER, E., KAHLE, H.-G., KLINGELÉ, E., MÜLLER, St. e OLIVIER, R., 1981. Recent Crustal Movements in Switzerland and their Geophysical Interpretation. Tectonophysics, 71, 125-152.
- HALLAM, A. 1971. Facies analysis of the Lias in West Central Portugal. N. Jb. Geol. Abh. 139 (2), 226-265.
- , 1988. A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revision Exxon curve. 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, 261-273.
- , 1992. Phanerozoic Sea-Level Changes. Columbia Univ. Press, 255 p., Cambridge.
- HAMILTON, G., 1977. Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. Eclog. Geol. Helv. 70 (2), 575-597.
- , 1979. Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. Eclog. Geol. Helv. 72 (1), 1-17.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. e VAIL, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science 235, 1156-1167.
- , 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.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, Th., DE GRACIANSKY, P. C. e VAIL, P. R., 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphy framework of European Basins. Jurassic chronostratigraphy. In: Graciansky, P. C., Hardenbol, J., Jacquin, Th. & Vail, P. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Sp. Publ. 60, 3-13.
- HENRIQUES, M. H., 1992. Biostratigrafia e paleontologia (Ammonoidea) do Aaleniano em Portugal (Sector setentrional da Bacia Lusitaniana). Tese de Doutoramento, Dep. Ciências Terra Univ. Coimbra, 301 p.
- , 2000. Aalenian of the Zambujal de Alcaria section (Central Lusitanian Basin, Portugal). GeoResearch Forum 6, 85-94.
- HENRIQUES, M. H., GARDIN, S., GOMES, C. R., SOARES, A. F., ROCHA, R. B., MARQUES, J. F., LAPA, M. R. e MONTENEGRO, J. D., 1994. The Aalenian-Bajocian boundary at Cabo Mondego (Portugal). Miscellanea, Serv. Geol. Nazionale 5, 63-77.

- HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R. e ROCHA, R. B., 1985. Ammonites du Bajocien inférieur d'Ançã (Note préliminaire). *Mem. Notícias* 100, 99-120.
- HENRY, B. e LE GOFF, M., 1995. Application de l'extension bivariate de la statistique Fisher aux donnés d'anisotropie de susceptibilité magnétique: intégration des incertitudes de mesure sur l'orientation des directions principales. *C. R. Acad. Sci. Paris* 320, série IIa, 1037-1042.
- HESSELBO, S. P., JENKYN, H. C., DUARTE, L. V. e OLIVEIRA, L. C. V., 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth Planet. Sc. Letters*, 253, 455-470.
- HILL, G., 1988. The Sedimentology and Lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal. Tese de Doutoramento, Open Univ., 290 p., Milton Keynes.
- , 1989. Distal alluvial fan sediments from the Upper Jurassic of Portugal: controls on their cyclicity and channel formation. *J. Geol. Soc. London* 146, 539-555.
- HISCOTT, R. N., WILSON, R. C., GRADSTEIN, F. M., PUJALTE, V., GARCIA-MONDÉJAR, J., BOUDREAU, R. R. e WISHART, H. A., 1990. Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. *AAPG Bull.* 74 (1), 60-76.
- HOERNLE, K., ZHANG, Y.-S. e GRAHAM, D., 1995. Seismic and geochemical evidence for large scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe. *Nature* 374, 34-39.
- HOFFMAN, A. W., 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. *Treatise on Geochemistry*, vol. 2, 61-101.
- JACQUIN, T. e DE GRACIANSKY, P. C., 1998. Transgressive-regressive (second order) facies cycles: the effects of tectonoeustasy In: Graciansky, P. C., Hardenbol, J., Jacquin, Th. & Vail, P. (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. *SEPM Sp. Publ.* 60, 445-466.
- JUAREZ, M. T., LOWRIE, W., OSETE, M. L. e MELENDEZ, G., 1998. Evidence of widespread Cretaceous remagnetization in the Iberian Range and its relation with the rotation of Iberia. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 729-743.
- KAENEL, E. e BERGEN, J. A., 1993. New Early and Middle Jurassic coccolith taxa and biostratigraphy from the eastern proto-Atlantic (Morocco, Portugal and DSDP Site 547 B). *Eclogae Geol. Helv.* 86 (3), 861-907.
- KAENEL, E., BERGEN, J. A. e PERCH-NIELSEN, K., 1996. Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of western Europe. *Compilation of recent studies and calibration of bioevents*. *Bull. Soc. Geol. France* 167, 1, 15-28.
- KAISER, E., 1914. Der Eläolithsyenitlakkolith der Serra de Monchique im südlichen Portugal. *N. J. Min. Geol. Paläont.*, 39, 225-268.
- KENNEDY, W. J., 1985. Integrated macrobiostratigraphy of the Albian to basal Santonian. *Publ. Palaeont. Inst. Univ. Uppsala*, sp. vol. 5, 91-108.
- KULLBERG, J. C., 1991. Análise da deformação associada à tectónica distensiva de idade jurássica, na bordadura oriental da bacia Lusitaniana (pedreira da Britaltos). *Prov. Apt. Ped. Cap. Cien., Univ. Nova Lisboa*, 47 p.

- , 2000. Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana. Tese de Doutoramento, Univ. Nova Lisboa, 361 p.
- KULLBERG, J. C., MOUTERDE, R. e ROCHA, R., 1997. Réinterprétation de l'histoire stratigraphique et tectonique de la structure de Serra de El-Rei (Portugal). *Cahiers Univ. Catho. Lyon* 10, 191-208.
- KULLBERG, J. C., OLORIZ, F., MARQUES, B., CAETANO, P. e ROCHA, R. B., 2001. Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). *Sedim. Geology* 139, 49-70.
- KULLBERG, J. C., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., REY, J., TERRINHA, P., CALLAPEZ, P. e MARTINS, L., 2006a. A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P & Kullberg, J. C., *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, 317-368.
- KULLBERG, J. C., TERRINHA, P., PAIS, J., REIS, R. P. e LEGOINHA, P., 2006b. Arrábida e Sintra: dois exemplos de tectónica pós-rifting da Bacia Lusitaniana. In: Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P & Kullberg, J. C., *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, 369-395.
- KULLBERG, M. C., 1983-85. Controlo estrutural na instalação do Maciço de Sintra. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, XXIV, 219-223, Lisboa.
- KULLBERG, M. C. e KULLBERG, J. C., 2000. Tectónica da Região de Sintra. In: *Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida*, Mem. Geociências, Univ. Lisboa, 2, 1-34.
- KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C. e TERRINHA, P., 2000. Tectónica da Cadeia da Arrábida. In: *Tectónica das regiões de Sintra e Arrábida*, Mem. Geociências, Univ. Lisboa 2, 35-84.
- KUMAR, S., WESNOUSKY, S. G., ROCKWELL, T. K., BRIGGS, R. W., THAKUR, V. C. e JAYANGONDAPE-RUMAL, R., 2006. Paleoseismic evidence of great surface rupture earthquakes along the Indian Himalaya. *J. Geophysical Research*, 111, B03304.
- LAPPARENT, A. F. de e ZBYSZEWSKI, G., 1957. Les dinosauriens du Portugal. *Mém. Serv. Géol. Portugal* 2, 1-63.
- LARSEN, P.-H., 1988. Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Jour. Struct. Geol.* 10 (1), 3-8.
- LAUNEAU, P. e ROBIN, P.-Y. F., 1996. Fabric analysis using the intercept method. *Tectonophysics* 267, 91-119.
- LAUVERJAT, J., 1982. Le Crétacé Supérieur dans le Nord du Bassin Occidental Portugais. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. P. et M. Curie, 717 p., Paris.
- LE BAS, M. J., LEMAITRE, R. W., STRECKEISEN, A. e ZANETTIN, B., 1986. A chemical classification of volcanic-rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745-750.
- LEMAITRE, R.W., (Ed.), STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M. J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMERE, J., SABINE, P. A., SCHMID, R., SORENS-SEN, H. e WOOLLEY, A. R., 2002. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommend. IUGS Subcomm. Systematics Igneous Rocks*. Cambridge Univ. Press, 252 p.
- LEINFELDER, R. R., 1986. Facies, Stratigraphy and Paleogeographic Analysis of Upper? Kimmeridgian to Upper Portlandian Sediments in the Environs of Arruda dos Vinhos, Estremadura, Portugal. *Münchener Geowiss. Abhandl.* 7, 1-215.

- , 1987. Formation and Significance of Black Pebbles from the Ota Limestone (Upper Jurassic, Portugal). *Facies* 17, 159-170.
- , 1993. A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic succession of the Central Lusitanian Basin, Portugal. *Profil* 5, 119-140.
- LEINFELDER, R. R. e WILSON, R. C. L., 1989. Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin. *Geol. Rundschau* 78 (1), 81-104.
- LOCKLEY, M. G., MEYER, C. e SANTOS, V., 1994. Trackway evidence for a herd of juvenile sauropods from the late Jurassic of Portugal. *Gaia* 10, 27-35.
- LOCKLEY, M. G. e SANTOS, V. F., 1993. A preliminary report on sauropod trackways from the Avelino site, Sesimbra region, Upper Jurassic, Portugal. *Gaia* 6, 38-42.
- LOMHOLT, S., RASMUSSEN, E., ANDERSEN, C., VEJBÆK, O. V., MADSEN, L. e STEINHARDY, H., 1996. Seismic interpretation and mapping of the Lusitanian Basin, Portugal. Final Report, Proj. MILU-POBAS, Contract n° J0U2-CT94-0348, GEUS, Copenhagen.
- MACDONALD, G. A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. In: Coats, R. R., Hay, R. L., Anderson, C. A. (Eds.), *Studies in volcanology: a memoir in honour of Howel Williams*. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 116, 477-522.
- MACINTYRE, R. M. e BERGER, G. W., 1982. A note on the geochronology of the Iberian alkaline province, *Lithos* 15, 133-136.
- MAHMOUDI, A., 1991. Quelques intrusions alcalines et basiques du Cretacé superieur au Portugal. Thèse Doctorat, Univ. Nancy I.
- MANGOLD, C., 1970. *Morphoceratidae (Ammonitina – Perisphinctaceae) bathoniens du Jura méridional, de la Nièvre et du Portugal*. *Geobios* 3 (1), 43-130.
- , 1990. Le Bathonien du Cap Mondego (N. de Figueira da Foz, Portugal). *Biochronologie et corrélations*. *Cahiers Univ. Cath. Lyon, Sér. Sciences* 4, 89-105.
- MANUPPELLA, G., 1998., *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 27-C, Vila Nova de Ourém*. *Inst. Geol. Min., Lisboa*.
- , 1999. *Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 27-A, Torres Novas*. *Inst. Geol. Min., Lisboa*.
- MANUPPELLA, G. (Coord.), ANTUNES, M. T., ALMEIDA, C. A. C., AZERÊDO, A. C., BARBOSA, B., CARDOSO, J. L., CRISPIM, J. A., DUARTE, L. V., HENRIQUES, M. H., MARTINS, L. T., RAMALHO, M. M., SANTOS, V. e TERRINHA, P., 2000. *Carta Geológica de Portugal, na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 27-A, Vila Nova de Ourém*. *Inst. Geol. Min., 2ª ed., 156 p., Lisboa*.
- MANUPPELLA, G. e AZERÊDO, A. C., 1996. Contribuição para o conhecimento da geologia da região de Sesimbra. *Comun. Inst. Geol. Min.* 82, 37-50.
- MANUPPELLA, G. e MOREIRA, J. C. B., 1974. Calcários e dolomitos da Serra dos Candeeiros – 1ª parte (Geologia e caracterização química das formações aflorantes). *Est. Notas Trab. S. F. M.* 23, 5-34.

- MANUPPELLA, G., ANTUNES, M. T., PAIS, J., RAMALHO, M. M. e REY, J., 1994. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000, folha 38-B, Setúbal. Inst. Geol. Min., Lisboa.
- MANUPPELLA, G., ANTUNES, M. T., PAIS, J., RAMALHO, M. M. e REY, J., 1999. Notícia explicativa da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, folha 38-B, Setúbal. Inst. Geol. Min., 1-143, Lisboa.
- MANUPPELLA, G., MOREIRA, J. C., COSTA, J. R. e CRISPIM, J. A., 1985. Calcários e dolomitos do Maciço Calcário Estremenho. Est. Notas Trab. S. F. M. 27, 3-48.
- MANUPPELLA, G., PAIS, J., LEGOINHA, P., REY, J., RAMALHO, M. M., LEINFELDER, R., ANTUNES, M. T., DIAS, R. P., BAPTISTA, R., CARDOSO, J. L., e FERREIRA, O. V., 1994. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000, Folha 38-B, Setúbal. Inst. Geol. Min., Lisboa.
- MARQUES, B., OLORIZ, F., CAETANO, P. S., ROCHA, R. B. e KULLBERG, J. C., 1992. Upper Jurassic of the Alcobaca Region. Stratigraphic Contributions. Com. Serv. Geol. Portugal 78 (1), 63-69.
- MARQUES, B., OLORIZ, F. e RODRIGUEZ-TOVAR, F., 1991. Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous. Examples from the south of Iberia. Bull. Soc. Géol. France 162 (6), 1109-1124.
- MARTIN, T. e KREBS, B. (Eds.), 2000. Guimarota – A Jurassic Ecosystem. Pfeil, 155 p., München.
- MARTINS, J. M., 2007. Séries marinhas internas do Jurássico Médio de Condeixa-Sicó-Alvaiázere: sedimentologia, micropaleontologia e correlação com o Maciço Calcário Estremenho. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 499 p.
- MARTINS, J. M., 2008. Litostratigrafia das séries de meio marinho interno da região de Condeixa-Sicó-Alvaiázere (Portugal). Comun. Geol. 95, 27-49.
- MARTINS, L. T., 1991. Actividade Ígnea Mesozóica em Portugal (Contribuição petrológica e geoquímica). Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 418 p.
- , 1999. Cretaceous Alkaline Magmatism in Algarve Littoral (South Portugal): a Basanite-Lamprophyre rock suite. Geolines 9, 84-91.
- MARTINS, L., MADEIRA, J., YUBI, N., MUNHÁ, J., MATA, J. e KERRICH, R., 2008. Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, Southern Portugal. Lithos 101(1-2), 102-124.
- MÁRTON, E., ABRANCHES, M. C. e PAIS, J., 2004. Iberia in the Cretaceous: new paleomagnetic results from Portugal. Journal of Geodynamics 38 (2), 209-221.
- MATEUS, O., 2006. Late Jurassic dinosaurs from the Morrison Formation (USA), the Lourinhã and Alcobaca Formations (Portugal), and the Tendaguru beds (Tanzania): a comparison. New Mexico Mus. Nat. Hist. & Science Bull. 36, 223-231.
- MATEUS, O. e MILAN, J., 2010. First records of crocodile and pterosaur tracks in the Upper Jurassic of Portugal. New Mexico Mus. Nat. Hist. & Science Bull. 51, 83-87.
- MATEUS, O., WALÉN, A. e ANTUNES, M. T., 2006. The large theropod fauna of the Lourinhã Formation (Portugal) and its similarity to the Morrison Formation, with a description of a new species of *Allosaurus*. New Mexico Mus. Nat. Hist. & Science Bull. 36, 123-129.
- MATTON, G. e JÉBRAK, M., 2009. The Cretaceous Peri-Atlantic Alkaline Pulse (PAAP): Deep mantle plume origin or shallow lithospheric break-up? Tectonophysics, 469, pp. 1-12.

- MAUFFRET, A., BOILLOT, G., AUXIÉTRE, J. L. e DUNAND, J.-P., 1978. Évolution structurale de la marge continentale au Nord-Ouest de la péninsule ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, 7^{ème} sér., XX (4), 375-388.
- MAUFFRET, A., MOUGENOT, D., MILES, P. R. e MALOT, J. A., 1989. Cenozoic deformation and Mesozoic abandoned spreading center in the Tagus Abyssal Plain (west of Portugal): results of a multi-channel seismic survey. *Can. Jour. Earth Sci.* 26 (6), 1101-1123.
- MENDES, F., 1968. Contribution a l'étude géochronologique, par la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal, *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciên. Lisboa*, 11(1), 3-150.
- MERLE, R., SCHÄRER, U., CORNEN, G. e GIRARDEAU, J., 2006 – Cretaceous seamounts along the continent-ocean transition of the Iberian Margin: U-Pb ages and Pb-Sr-Hf isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4950-4976.
- MERLE, R., JOURDAN, F., MARZOLI, A., RENNE, P. R., GRANGE, M. e GIRARDEAU, J., 2009. Evidence of multi-phase Cretaceous to Quaternary alkaline magmatism on Tore-Madeira Rise and neighbouring seamounts from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. *Journal of the Geological Society* 166 (5), 879-894.
- MEYER, C. A., LOCKLEY, M. G., ROBINSON, J. W. e SANTOS, V. F., 1994. A comparison of well-preserved sauropod tracks from the Late Jurassic of Portugal and the western United States: evidence and implications. *Gaia* 10, 57-64.
- MIALL, A. D., 1990. Principles of sedimentary basin analysis. Springer-Verlag 2nd ed., 668 p., New York.
- MIRANDA, R., MATA, J., TERRINHA, P. e AZEVÊDO, M. R., 2009b. Isotopic and trace element constraints on the source of the Late Cretaceous alkaline magmatism of the West Iberian Margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (13), A885.
- MIRANDA, R., MATA, J., TERRINHA, P., AZEVÊDO, M. R., CHADWICK, J., LOURENÇO, N. e MOREIRA, M., 2010. Caracterização geoquímica do monte submarino de Fontanelas, Margem Oeste Ibérica. *Memórias nº 14, X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, XVI Semana de Geoquímica*, p. 80.
- MIRANDA, R., VALADARES, V., TERRINHA, P., MATA, J., AZEVEDO, M. R., GASPAR, M., KULLBERG, J. C., NOGUEIRA, C. R., RIBEIRO, C., e MONTEIRO, J. F., 2006. Novos dados geocronológicos e geoquímicos de intrusões tardi-Cretácicas alcalinas da Margem Oeste Ibérica. *Resumos, VII Cong. Nac. Geol., Universidade de Évora*.
- MIRANDA, R., VALADARES, V., TERRINHA, P., MATA, J., AZEVÊDO, M. R., GASPAR, M., KULLBERG, J. C. e RIBEIRO, C., 2009a. Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Res.* 30, 575-586.
- MOITA, C., 1996. Caracterização estrutural do «offshore» da Bacia Lusitânica – entre Aveiro e a Nazaré. *Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa*, 138 p.
- MONTENAT, C., GUÉRY, F., JAMET, M. e BERTHOU, P., 1988. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In: Boillot, G. *et al.*, *Proc. O.D.P., Sci. Res.* 103, 757-775.

- MOREAU, M. G., BERTHOU, J. Y. e MALOD, J.-A., 1997. New paleomagnetic data from the Algarve (Portugal): fast rotation of Ibéria between the Hauteverian and the Aptian, Earth and Planetary Science Letters 146, 689-701.
- MONTIGNY, R., AZAMBRE, B., ROSSY, M. e THUIZAT, R., 1986. Kr-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian Peninsula. Tectonophysics 129, 257-273.
- MOUGENOT, D., 1980-81. Une phase de compression au Crétacé terminal à l'Ouest du Portugal : quelques arguments. Bol. Soc. Geol. Port., XXII, Homenagem ao Prof. C. Teixeira. 233-239, Lisboa.
- MOUGENOT, D., 1989. Geologia da Margem Portuguesa, Instituto Hidrográfico Portugal, 259 p.
- MOUGENOT, D., MONTEIRO, J. H., DUPEUBLE, P. A. e MALOD, J. A., 1979. La marge continentale sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. Ciências Terra (UNL) 5, 223-246.
- MOUTERDE, R., 1955. Le Lias de Peniche. Com. Serv. Geol. Portugal 36, 87-115, Lisboa.
- , 1964-65. Le Lias de Peniche (suite, bibliographie). Com. Serv. Geol. Portugal 48, 53-59, Lisboa.
- , 1967a. Le Lias moyen de S. Pedro de Muel (Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal 52, 185-208.
- , 1967b. Le Lias du Portugal. Vue d'ensemble et division en zones. Com. Serv. Geol. Portugal 52, 209-226.
- MOUTERDE, R., DOMMERGUES, J. L. e ROCHA, R. B., 1983. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. II - Carixien. Ciências Terra (UNL) 7, 187-254.
- MOUTERDE, R., DOMMERGUES, J. L., MEISTER, C. e ROCHA, R. B., 2007. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. IIIa - Domérien (Ammonites). Ciências Terra (UNL) 16, 67-111.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R. B., RUGET, C. e TINTANT, H., 1972. Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. Bol. Soc. Geol. Portugal 18 (1), 73-104.
- MOUTERDE, R. e ROCHA, R. B., 1981. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. I - Lias inférieur. Ciências Terra (UNL) 6, 49-76.
- , 1983. Le Lias de la Région de Rio de Couros. Bol. Soc. Geol. Portugal 22, 209-220.
- MOUTERDE, R. e ROCHA, R., 1988. Essai de biozonation du Domérien portugais. Ciências Terra (UNL) 9, 63-68.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R. B. e RUGET, C., 1971. Le Lias moyen et supérieur de la région de Tomar. Com. Serv. Geol. Portugal 55, 55-86.
- , 1978. Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha). Com. Serv. Geol. Portugal, 63, 83-104.
- , 1980. Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha) (parties 2 à 4). Com. Serv. Geol. Portugal 66, 79-97.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R. B., RUGET, C. e TINTANT, H., 1979. Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. Ciências Terra (UNL) 5, 29-52.
- MOUTERDE, R., RUGET, Ch. e ALMEIDA, F. M., 1964-65. Coupe du Lias au Sud de Condeixa. Comun. Serv. Geol. Portugal 48, 61-91.
- MOUTERDE, R., RUGET, C. e TINTANT, H., 1973. Le passage Oxfordien-Kimméridgien au Portugal (régions de Torres Vedras et du Montejunto). C. R. Acad. Sc. Paris, sér. D, 277, 2645-2648.

- MURILLAS, J., MOUGENOT, D., BOILLOT, G., COMAS, M. C., BANDA, E. e MAUFFRET, A., 1990. Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics* 184, 297-319.
- Murphy, M. A. & Salvador, A., 1999. International Stratigraphic Guide – an abridged version. *Episodes* 22 (4), 255-271.
- NOGUEIRA, C. R., 2008. Fluxo magmático em diques do Cortejo Radial de Mafra (sector NW), Bacia Lusitânica, Portugal. Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa, 172p.
- NOGUEIRA, C. R., MOREIRA, M. e TERRINHA, P., 2008. Integrated fabric analysis (magnetic and petrographic) for magma flow determination of the Mafra radial dyke swarm (Portugal). *Geophysical Research Abstracts*, EGU2008, 10, A-10708.
- NOGUEIRA, C. R., TERRINHA, P. e MOREIRA, M., 2009. Accessing to magma flow direction in dykes from vesicle shapes and orientations. *Geophysical Research Abstracts*, EGU2009, 11, 13369.
- N’ZABA-MAKAYA, O., ANDREU, B., BRUNEL, F., MOUTERDE, R., REY, J. e ROCHA, R. B. (2003) – Biostratigraphie et paléoécologie des peuplements d’ostracodes dans le Domérien du Bassin Lusitanien, Portugal. *Ciências Terra (UNL)* 15, 21-44.
- OLIVEIRA, L. C. V., DUARTE, L. V., LEMOS, V. B., COMAS-RENGIFO, M. J. e PERILLI, N., 2007. Bioestratigrafia de nanofósseis calcários e correlação com as zonas de amonites do Pliensbaquiano-Toarciano basal (Jurássico inferior) de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). In: Carvalho, I. S. et al. (Eds.), *Paleontologia: Cenários de Vida*. Proc. XIX Congr. Brasil. Paleont., 411-420, Búzios.
- OLIVEIRA, L. C. V., RODRIGUES, R., DUARTE, L. V. e LEMOS, V., 2006. Avaliação do potencial gerador de petróleo e interpretação paleoambiental com base em biomarcadores e isótopos estáveis do carbono da seção Pliensbaquiano-Toarciano inferior (Jurássico inferior) da região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Bol. Geociênc. Petrobras* 14 (2), 207-234.
- OLIVET, J. L., BONNIN, J., BEUZART, P. e AUZENDE, J. M., 1984. Cinématique de l’Atlantique Nord et Central, CNEXO 108, Plouzané.
- PALÁCIOS, T., 1985. Petrologia do Complexo Vulcânico de Lisboa. Tese de Doutoramento, Univ. Lisboa, 290 p.
- 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., Lisboa.
- PALME, H. e O’NEIL, H. St. C., 2004. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. *Treatise on Geochemistry*, vol. 2, 1-38.
- PEREIRA, R., FEIST, M. e AZERÊDO, A. C., 2003. New charophytes from the Upper Jurassic of the Lusitanian Basin, Portugal. *Journal Micropal.* 22, 113-126.
- PERILLI, N. e DUARTE, L. V., 2003. Dating of the Toarcian succession from the Lusitanian Basin based on calcareous nannofossil. *Ciências Terra (UNL) esp. V*, CD-ROM, A122-A125.
- PERILLI, N. e DUARTE, L. V., 2006. Toarcian nannobiohorizons from the Lusitanian Basin (Portugal) and their calibration against ammonite zones. *Riv. Ital. Paleont. Strat.* 112, 417-434.

- PHELPS, M., 1985. A refined ammonite biostratigraphy for the Middle and Upper Carixian (Ibex and Davoei zones, Lower Jurassic) in North-West Europe and stratigraphical details of the Carixian-Domerian boundary. *Geobios* 18, 321-362.
- PINHEIRO, L. M., WILSON, R. C. L., REIS, R. P., WHITMARSH, R. B. e RIBEIRO, A., 1996. The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. In: Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A. & Masson, D. G. (Eds.), *Proc. Ocean Drilling Program Sc. Res.* 149, 3-23.
- PREGO, A., 2008. A Brecha da Arrábida: perspectiva transdisciplinar de um georrecurso extinto. *Dissertação de Mestrado, Fac. Ciências Tecn., Univ. Nova Lisboa*, 287 p.
- RAMALHO, M. L., 2007. A Geologia no Ensino Secundário: a utilização dos princípios fundamentais de Estratigrafia. *Dissertação de Mestrado, Fac. Ciências Tec., Univ. Nova Lisboa*, 231 p.
- RAMALHO, M. M., 1971. Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N.S. 19, 1-212.
- , 1981. Note préliminaire sur les microfaciès du Jurassique supérieur portugais. *Com. Serv. Geol. Portugal* 67, 41-45.
- RAMALHO, M. M. e REY, J., 1973. Etat des connaissances actuelles sur le Jurassique terminal et le Crétacé basal du Portugal. *Mém. B.R.G.M.* 86, 265-273.
- RAMALHO, M. M., REY, J., ZBYSZEWSKI, G., ALVES, C. M., ALMEIDA, F. M., COSTA, C. e KULLBERG, M. C., 1981. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. *Notícia explicativa da folha 34-C Cascais. Serv. Geol. Portugal*, 1-87, Lisboa.
- RASMUSSEN, E. S., LOMHOLT, S., ANDERSEN, C. e VEJBÆK, O. V., 1998. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics* 300, 199-225.
- RAVNÅS, R., WINDELSTAD, J., MELLERE, D., NØTTVEDT, A., SJØBLUM, T. S., STEEL, R. J. e WILSON, R. C. L., 1997. A marine Late Jurassic syn-rift succession in the Lusitanian Basin, western Portugal – tectonic significance of stratigraphic signature. *Sedim. Geol.* 114, 237-266.
- REIS, R. P. e CUNHA, P. P., 1989. A definição litostratigráfica do Grupo do Buçaco na região de Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Com. Serv. Geol. Port.* 75, 99-109.
- REIS, R. P., CARROCHANO, A., BERNARDES, C. A., CUNHA, P. P. e DINIS, J. L., 1992. O Meso-Cenozóico da Margem Atlântica Portuguesa. *III Congr. Geológico España y VIII Congr. Latinoamericano Geologia, Excursiones*, 115-118.
- REIS, R. P., DINIS, J. L., CUNHA, P. P. e TRINCÃO, P., 1996. Upper Jurassic Sedimentary Infill and Tectonics of the Lusitanian Basin (Western Portugal). *GeoRes. Forum* 1-2, 377-386.
- REY, J., 1972. Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S. 21, 477 p.
- , 1979. Le Crétacé inférieur de la marge atlantique portugaise: Biostratigraphie, organization séquentielle, évolution paléogéographique. *Ciências Terra (UNL)* 5, 97-121.

- , 1982. Dynamique et paléoenvironnements du Bassin Mésozoïque d'Estremadura (Portugal), au Crétacé inférieur. *Cretaceous Res.* 3, 103-111.
- , 1992. Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal* 78 (2), 103-124.
- , 1993a. Les unités lithostratigraphiques du groupe de Torres Vedras (Estremadura, Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal* 79, 75-85.
- , 1993b. Stratigraphie séquentielle sur une plate-forme à sédimentation mixte : exemple du Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien. *Com. Serv. Geol. Portugal* 79, 87-97.
- , 1994. La stratigraphie séquentielle: concepts, problèmes, perspectives. *Geobios*, M. Sp. 17 (2), 537-548.
- , 1999. Lower Cretaceous Depositional Sequences in the Cascais Area. *European Palaeont. Assoc. Workshop, Field trip A*, 57 p.
- , 2006. Stratigraphie séquentielle et séquences de dépôt dans le Crétacé inférieur du Bassin Lusitanien. *Ciências Terra (UNL) esp.* 6, 1-120, Lisboa.
- REY, J., BILOTTE, M. e PEYBERNES, B., 1977. Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien d'Estremadura (Portugal). *Geobios* 10 (3), 369-393.
- REY, J., BONNET, L., BRUNEL, F., RUGET, C., CUBAYNES, R., MOUTERDE, R. e ROCHA, R. B., 2000. Comparaison des associations de Foraminifères dans le Domérien des Bassins Aquitain (France) et Lusitanien (Portugal). *Geobios* 33 (2), 135-144.
- REY, J., CAETANO, P., CALLAPEZ, P. M. e DINIS, J. L., 2009. Le Crétacé du Bassin Lusitanien. Livre-guide de l'excursion du Groupe Français du Crétacé, Assoc. Géol. Sud Ouest, 1-100, Lisbonne.
- REY, J. e CUGNY, P., 1977. Ecoséquences et paléoenvironnements de l'Albien du Portugal. *Bol. Soc. Hist. Nat. Toulouse* 113, 374-386.
- REY, J. e DINIS, J. L., 2004. Shallow marine to fluvial Lower Cretaceous of central Portugal: sedimentology, cycles and controls. 23rd IAS Met. Sediment. Field Trip Guide Book, 2, 7-35, Coimbra.
- RIBEIRO, A., 2002. Soft plate and impact tectonics. Springer-Verlag, 324 p., Berlin.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. e MONTEIRO, J. H., 1979. Introduction à la Géologie Générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, 114 p., Lisboa.
- RIBEIRO, A., CATARINO, F. M., DAVEAU, S., KULLBERG, J. C., KULLBERG, M. C., PAIS, J., REY, J., ROCHA, R. B., SOARES, A. F. e TERRINHA P., 2008. Anotações à edição *fac-simile* do livro «Essai sur la tectonique de la Chaîne de l'Arrabida». In Rocha, R. B., Pais, J., Kullberg, J. C. & Ribeiro, M. L. (Eds.), *Paul Choffat na Geologia Portuguesa*, II, 81-118.
- RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C., MANUPPELLA, G. e PHIPPS, S., 1990. A review of Alpine Tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics* 184, 357-366.
- RIBEIRO, A., SILVA, J. B., CABRAL, J., DIAS, R., FONSECA, P., KULLBERG, M. C., TERRINHA, P. e KULLBERG, J. C., 1996. Tectonics of the Lusitanian Basin. Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract n° JOU-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL; 126 p., Lisboa.

- ROCHA, R. B., 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências Terra (UNL)* 2, 1-178.
- , (Ed.), 2007. The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP). Intern. Subcommission Jurassic Stratigraphy, 66 p., Lisboa.
- ROCHA, R. B., HENRIQUES, M. H., SOARES, A. F., MOUTERDE, R., CALOO, B., RUGET, C. e FERNANDEZ-LOPEZ, S., 1990. The Cabo Mondego section as a possible Bajocian boundary stratotype. *Mem. Desc. Carta Geol. Italia* 40, 49-60.
- ROCHA, R. B., MANUPPELLA, G., MOUTERDE, R., RUGET, C. e ZBYSZEWSKI, G., 1981. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 19-C, Figueira da Foz. *Serv. Geol. Portugal*, 1-126, Lisboa.
- ROCHA, R. B. (Coord.), MARQUES, B. L., KULLBERG, J. C., CAETANO, P. C., LOPES, C., SOARES, A. F., DUARTE, L. V., MARQUES, J. F. e GOMES, C. R., 1996. The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report C. E. C. Proj. MILUPOBAS, 4 vol., Lisboa.
- ROCHA, R. B., MARQUES, J. F. e SOARES, A. F., 1989. Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalénien). *Cahiers Univ. Cath. Lyon, Sér. Sciences* 4, 121-125.
- ROCHA, R. B., MOUTERDE, R., SOARES, A. F. e ELMÍ, S., 1987. Excursion A- Biostratigraphie et évolution séquentielle du Bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger. 2nd Int. Symp. Jur. Strat., 1-84, Lisboa.
- ROCHA, R. B. e SOARES, A. F., 1984. Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. *Mem. Notícias, Univ. Coimbra* 97, 133-142.
- ROCK, N. M. S., 1982. The Late Cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance, *Lithos*, 15, 111-131.
- ROLLINSON, H., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Pearson Prentice Hall, Harlow, 352 p.
- ROMÁN-BERDIEL, T., E. L. PUEYO-MORER, e A. M. CASAS-SAINZ, 1995. Granite emplacement during contemporary shortening and normal faulting: Structural and magnetic study of the Veiga massif (NW Spain), *J. Struct. Geol.* 17(12), 1689-1706.
- ROSENBAUM, G., LISTER, G. e DUBOZ, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during the Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117-129.
- ROSSET, J., MOUTERDE, R. e ROCHA, R., 1975. Structure du Jurassique sur les feuilles de Coimbra sud et de Figueiró dos Vinhos au 50000^{ème} depuis Cernache jusqu'à Serra de Mouro. *Bol. Soc. Geol. Portugal* 19 (3), 103-115.
- RUGET-PERROT, C., 1961. Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. Bajocien. Bathonien, Callovien et Lusitanien. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, N. S. 7, 1-197.
- RUGET, C., 1985. Les Foraminifères (Nodosariidés) du Lias de l'Europe occidentale. *Docum. Lab. Géol. Lyon* 94, 1-294.

- RUGET, C., THIERRY, J., ROCHA, R. B., DELANCE, J. H., LAURIN, B., MOUTERDE, R. e TINTANT, H., 1988. Stratigraphie du Dogger et crise lusitanienne dans la Serra de Candeeiros. *Ciências Terra (UNL)* 9, 55-62.
- SANTOS, V. F., 2008. Pegadas de dinossáurios de Portugal. Museu Nacional de História Natural, 124p., Lisboa.
- SANTOS, A. R., 1973. Estudo geológico e geoquímico do maciço de Monchique. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Lisboa* 13 (2), 143-251.
- SAPORTA, G., 1894. Flore fossile du Portugal. Nouvelles contributions à la flore fossile mésozoïque (accompagné d'une notice stratigraphique par P. Choffat). *Mem. Dir. Trav. Geol. Portugal*, 288 p., Lisboa.
- SAUVAGE, H. E., 1897-1898. Vertébrés fossiles du Portugal. Contribution à l'étude des poissons et des reptiles du Jurassique et du Crétacé. *Direction Trav. Géol. Portugal*, 47 p.
- SCHNEIDER, S., FURSICH, F. T. e WERNER, W., 2009. Sr-isotope stratigraphy of the Upper Jurassic of central Portugal (Lusitanian Basin) based on oyster shells. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* 98, 1949-1970.
- SCHOTT, W. e STAESCHE, K. 1957. Über den Jura in der weiteren Umgebung von Coimbra. *Geol. Jb* 74, 531-538.
- SEIFERT, H., 1958. Anticlinal Norte de Candeeiros. *Comp. Petr. Port. (CPP)*, Relat. Inédito, 25 p., Lisboa.
- , 1963. Beiträge zur geologie der Serra da Arrábida in Portugal. *Geol. Jahrb.* 81, 277-344.
- SERRALHEIRO, A., 1978. Contribuição para a actualização do conhecimento do Complexo Vulcânico de Lisboa. Estudo complementar das provas de dissertação de doutoramento, Dep. Geol. F.C.U.L.
- SHEN, Y. e FORSYTH, D., 1995. Geochemical constraints on initial and final depths of melting beneath mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.* 100, 2211-2237.
- SIBUET, J. C., 1988. Marges passives de l'Atlantique Nord-Est: estimation des paleocontraintes lors du rifting. *Bull. Soc. Géol. France*, 8^{ème} sér., 4 (4), 515-528.
- SIBUET, J. C. e RYAN, W. B. F., 1979. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U. S. Gov. Print. Off. 76, 897-909.
- SIBUET, J. C., SRIVASTAVA, S. e MANATSCHAL, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. *Journal of Geophysical Research* 112(6), 84-106.
- SIBUET, J. C., SRIVASTAVA, S. e SPAKMAN, W., 2004. Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research* 109 (8), 104.
- SILVA, F., DUARTE, L. V., OLIVEIRA, L. C., RODRIGUES, R., COMAS-RENGIFO, M. J., 2007. Caracterização do Carbono Orgânico Total e pirólise Rock-Eval no intervalo Sinemuriano superior – Pliensbaquiano do sector norte da Bacia Lusitânica (Portugal). *Actas VI Congr. Ibér. Geoquímica*, 564-567, Vila Real.

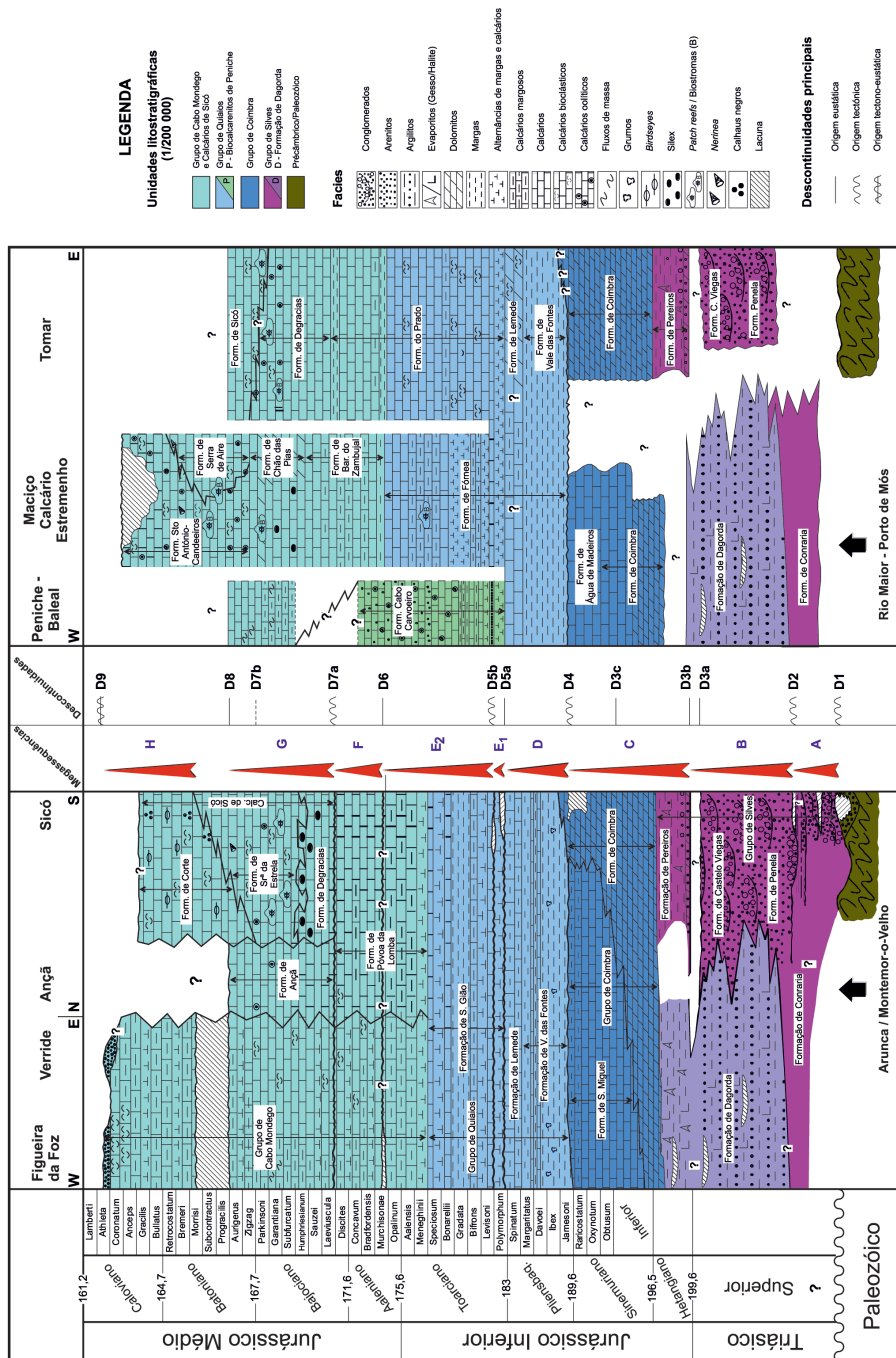
- SOARES, A. F., 1966. Estudo das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do Rio Mondego). Mem. Notícias, Univ. Coimbra 62, 343 p.
- , 1968a. Estudo da distribuição dos Ostreídeos do Cretácico superior (Cenomaniano superior e Turoniano inferior) na região entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (Margem direita do Rio Mondego). Rev. Ciênc. Geol., Lab. Min. Geol. Univ. Lourenço Marques, A 1, 55-72.
- , 1968b. Contribution à l'étude de la distribution des échinides du Crétacé supérieur du Portugal. Les échinides de la région entre Sargento-Mor et Montemor-o-Velho. Mem. Notícias, Univ. Coimbra 64, 1-20.
- , 1972. Contribuição para o estudo do Cretácico em Portugal (o Cretácico superior da Costa de Arnes). Mem. Notícias, Univ. Coimbra 74, 1-56.
- , 1980. A «Formação Carbonatada» na região do Baixo-Mondego. Com. Serv. Geol. Portugal 66, 99-109.
- SOARES, A. F. e DUARTE, L. V., 1997. Tectonic and eustatic signatures in the Lower and Middle Jurassic of the Lusitanian Basin. Comun. IV Congreso Jurasico España, 111-114, Alcañiz.
- SOARES, A. F., LAPA, M. L. e MARQUES, J. F., 1986. Contribuição para o conhecimento da litologia das unidades meso-cenozóicas da Bacia Lusitaniana a Norte do «acidente» da Nazaré (subzona setentrional). Mem. Notícias, Univ. Coimbra 102, 23-41.
- SOARES, A. F., MARQUES, J. F. e CALLAPEZ, P., 2010. O Grupo de Silves (Coimbra-Penela). In: Neiva, J. M. C., Ribeiro, A., Victor, L. M., Noronha, F. & Ramalho, M. M. (Eds.), Ciências geológicas – Ensino, Investigação e sua História. APG e SGP, 397-404.
- SOARES, A. F., MARQUES, J. F. e ROCHA, R. B., 1985. Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. Mem. Notícias, Univ. Coimbra 100, 41-71.
- SOARES, A. F., MARQUES, J. F., SEQUEIRA, A. D. e colaboradores, 2007. Carta geológica de Portugal, na escala 1/50 000. Notícia explicativa da Folha 19-D, Coimbra-Lousã. INETI, 1-71, Lisboa.
- SOARES, A. F. e REIS, R. P., 1980. Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-jurássicas na região do Baixo Mondego. In: Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro, I, Cent. Est. Geogr. Univ. Lisboa, 183-202.
- SOARES, A. F. e ROCHA, R. B., 1984. Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. Mem. Notícias, Univ. Coimbra 97, 133-143.
- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L. V., CARAPITO, M. C. e KULLBERG, J., 1988. Essai d'interprétation dynamique de la paléogéographie du bassin lusitanien (secteur nord) depuis le Trias jusqu'au Dogger. III Col. Estr. Paleog. Jurásico España 94-96, Logroño.
- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L. V., CARAPITO, M. C. e KULLBERG, J., 1990. Évolution sédimentaire du secteur nord-lusitanien du Trias au Callovien. MEGS 6, 6th Meet. Eur. Geol. Soc., Lisboa.
- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMI, S., HENRIQUES, M. H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L. V., CARAPITO, M. C. e KULLBERG, J., 1993. Le sous-bassin nord-lusita-

- nien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un «rift avorté». C. R. Acad. Sci. Paris II, 317, 1659-1666.
- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., MARQUES, B., DUARTE, L. V., MARQUES, J., HENRIQUES, M. H. e KULLBERG, J. C., 1993a. Contribution to the sedimentary organization of the Lusitanian Basin (Triassic to Malm). In: Morton, N. & Boyd, D. (Eds.), Abstracts Arkell Int. Symp. Jurassic Geol., 2 p., London.
- SOPEÑA, A., LÓPEZ, J., ARCHE, A., PÉREZ-ARLUCEA, M., RAMOS, A., VIRGILI, C. e HERNANDO, S., 1988. Permian and Triassic Rift Basins of the Iberian Peninsula. In: Manspeizer, W. (Ed.), Triassic-Jurassic Rifting. Continental breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and passive margins. Devel. Geotectonics 22 (B), 757-782.
- SOSA, F. L. P. de, 1897. Subsídios para o estudo dos calcários do distrito de Lisboa. Sep. Rev. Engenharia Militar 9, 270-279.
- SRIVASTAVA, S. P., ROEST, W. R., KOVACKS, L. C., OAKLEY, G., LEVESQUE, S., VERHOEF, J., e MACNAB, R., 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Tectonophysics 184, 229-260.
- SRIVASTAVA, S. P., SIBUET, J.-C., CANDE, S., ROEST, W. R. e REID, I. D., 2000. Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. Earth Plan. Sc. Lett. 182, 61-76.
- SRIVASTAVA, S. P., SIBUET, J.-C. e MANATSCHAL, G., 2005. Magnetic anomalies across the transitional crust of the passive conjugate margins of the North Atlantic: Iberian Abyssal Plain/Northern Newfoundland Basin. Abstracts AGU 2005 Fall Meet. T43B, 1389.
- STAPEL, G., CLOETINGH, S. e PRONK, B., 1996. Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (western Iberian margin). Tectonophysics 266, 493-507.
- STORETVEDT, K. M., MOGSTAD, H., ABRANCHES, M. C., MITCHELL, J. G. e SERRALHEIRO, A., 1987. Paleomagnetism and isotopic age data from Upper Cretaceous igneous rocks of W Portugal; geological correlation and plate tectonic aspects. Geophys. J. R. astr. Soc., 88, 241-263.
- SUAN, G., PITTET, B., BOUR, I., MATTIOLI, E., DUARTE, L. V. e MAILLIOT, S., 2008. Duration of the Early Toarcian carbon isotope excursion deduced from spectral analysis: consequence for its possible causes. Earth Planet. Sc. Letters, 267, 666-679.
- TANKARD, A. J. e BALKWILL, H., 1988. Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Ocean and Passive Margins. AAPG Memoir 46, 757-786.
- TANKARD, A. J. e WELSINK, H. J., 1988. Extensional tectonics, structural styles and stratigraphy of the Mesozoic Grand Banks of Newfoundland. In: Manspeizer, W. (Ed.), Triassic-Jurassic Rifting. Continental breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and passive margins. Devel. Geotectonics 22 (A), 129-165.
- TEIXEIRA, C., 1946. Fósseis de «Estheria» no Retiano dos arredores de Coimbra. Rev. Broteria, Sér. Ciên. Nat. 15 (42), 139-142.
- , 1948. Flora mesozóica portuguesa. Parte I. Mem. Serv. Geol. Portugal, 1-119, Lisboa.

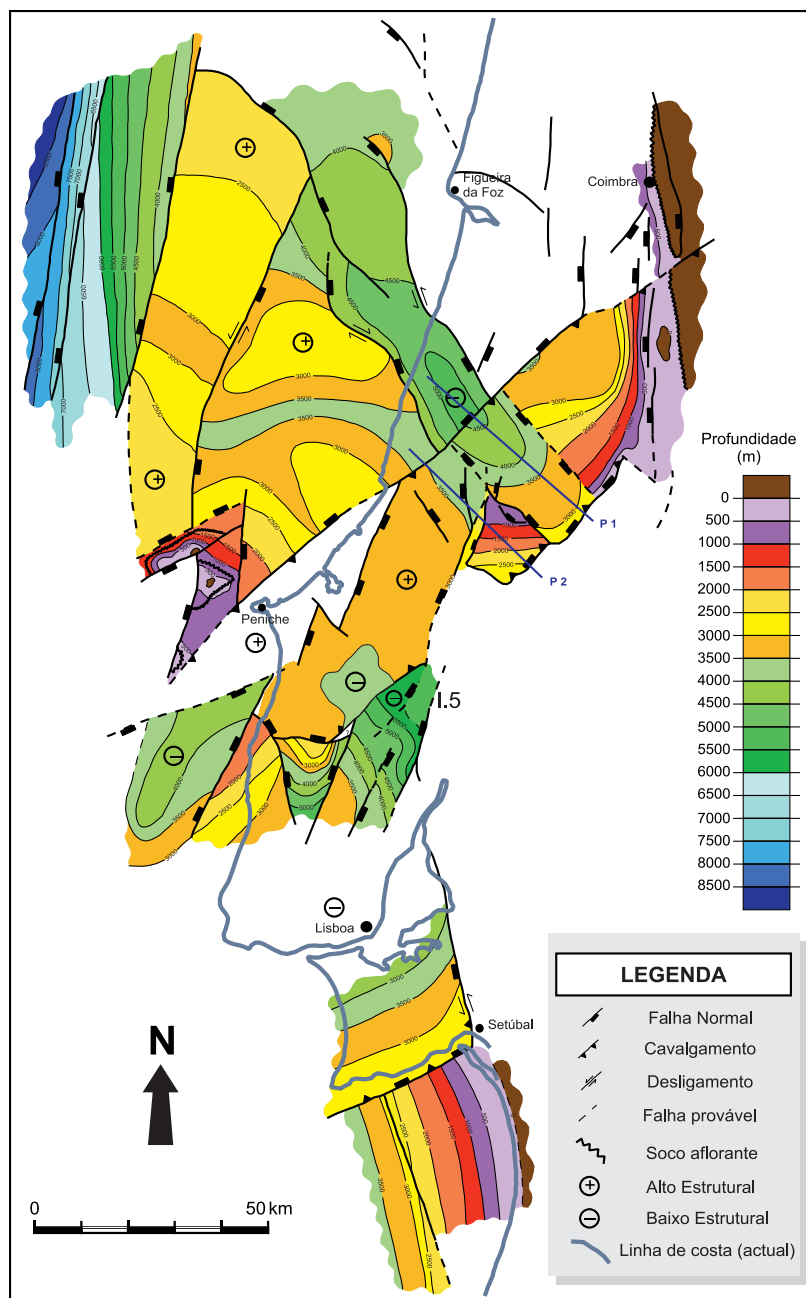
- TEIXEIRA, C. e ZBYSZEWSKI, G., 1968. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 23-C, Leiria. Serv. Geol. Portugal, Lisboa.
- TERRINHA, P., 1998. Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. Tese de Doutoramento, Univ. London, 430 p.
- TERRINHA, P., CASAS-SAINZ, A., PUEYO, E. L., KULLBERG, J. C., ARANGUREN, A., KULLBERG, M. C., SESÉ, J., AZEVEDO, M. R. e RILLO, C. (*in prep.*). Geometry and emplacement of the Sintra Igneous Complex (West Iberia Margin) from structural, gravity and magnetic fabric data.
- TERRINHA, P., ARANGUREN, A., KULLBERG, M. C., PUEYO, E., KULLBERG, J. C., CASAS SAINZ, A. M. e RILLO, C., 2003. Complexo ígneo de Sintra – um modelo de instalação constrangido por novos dados de gravimetria e ASM. Ciências da Terra (UNL), n.º esp. V, CD-ROM. D96-D100.
- TERRINHA, P., DIAS, R. P., RIBEIRO, A. e CABRAL, J., 1999. The Portimão Fault, Algarve Basin, South Portugal, Com. Inst. Geol. e Mineiro 86, 107-120.
- TERRINHA, P., KULLBERG, J. C., KULLBERG, M. C., MOITA, C. e RIBEIRO, A., 1996. Thin skinned and thick skinned sub-basin development, bidimensional extension and self-indentation in the Lusitanian Basin, West Portugal. 2º Conf. Anual G.G.E.T./S.G.P. 17-20, Lisboa.
- TERRINHA, P. e RIBEIRO, A., 1995. Tectonics of the Algarve Basin, south Portugal. Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências Univ. Porto 4, 321-325.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, A., SILVA, J. B., DIAS, R., FONSECA, P., KULLBERG, J. C. e MOITA, C., 1995. Tectonic Evolution of the Lusitanian Basin: Variscan heritage and early inversion. EUG VII, Terra Nova 7, 278, Abstract, Strasbourg.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, C., KULLBERG, J. C., LOPES, C., ROCHA, R. e RIBEIRO, A., 2001. Fases compressivas de curta duração durante a fase extensiva mesozóica da Bacia Algarvia: a causa da interrupção da comunicação marinha ao longo da ponta SW da Península Ibérica no Jurássico. Proceed. 3º Simp. Margem Ibérica Atlântica, 187-188, Faro.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, C., KULLBERG, J. C., LOPES, C., ROCHA, R. e RIBEIRO, A., 2002. Short-lived compressive episodes during Mesozoic rift tectonics in the Algarve Basin, South Portugal: the cause of interruption of marine communication around the SW corner of Iberia in the Jurassic. J. Geology 110 (1), 101-113.
- TRINCÃO, P. R., 1990. Esporos e polenes do Cretácio inferior (Berriasiano-Aptiano) de Portugal: paleontologia e biostratigrafia. Tese de Doutoramento, Univ. Nova Lisboa, 313 p.
- VALADARES, V., 2004. O Complexo Alcalino de Monchique – novos dados de cartografia, geoquímica e geocronologia. Dissertação de Mestrado, Univ. Lisboa, 171 p.
- VANNEY, R. N. e MOUGENOT, D., 1981. La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique. Mem. Serv. Geol. Portugal, N.S. 28, 1-154, Lisboa.
- VANNEY, J. R. e MOUGENOT, D., 1990. Un canyon sous-marin du type «gouf»: le canhão da Nazaré (Portugal). Oceanologica Acta 13(1), 1-14.
- WAGNER, R. H., SOUSA, M. J. e SILVA, F. G., 1983. Stratigraphy and fossil flora of the Upper Stephanian C of Buçaco, North of Coimbra. In: Sousa, M. J. (Ed.), Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula, 127-156, Porto.

- WATKINSON, M., 1989. Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in other North Atlantic margin basins. Tese de Doutoramento, Open University, 390 p., Milton Keynes.
- WERNICKE, B. e BURCHFIEL, B. C., 1982. Modes of extension tectonics. *Journal Struct. Geology* 4, 105-115.
- WHITMARSH, R. B. e MILES, P., 1995. Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40°30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *J. Geophys. Res.* 100, 3789-3806.
- WILSON, R. C. L., 1988. Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. *Rev. Soc. Geol. España* 1 (3-4), 393-407.
- WILSON, R. C. L., ALLAN, D., ELLIS, P. M., ELLWOOD, P., KITSON, D. C., SKELTON, P. W. e WRIGHT, V. P., 1983. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin, Portugal. *Pointers to other Margin Basins*. Open University, Milton Keynes.
- WILSON, R. C. L., HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. e GRADSTEIN, F. M., 1989. The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History. In: Tankard, A. J. & Balkwill, H. (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. AAPG Memoir 46, 341-361.
- WILSON, R. C. L. e LEINFELDER, R. R., 1990. Third order sequences stacking pattern in an Upper Jurassic rift-basin fill, West Central Portugal. *Liverpool Sequence Strat. Conference*, 256-261.
- WILSON, R. C. L., SAWYER, D. S., WHITMARSH, R. B., ZERONG, J. e CARBONNELL, J., 1996. Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberian Abyssal Plain. *Proc. ODP, Sc. Results*, 149, 617-633, College Station.
- WITHJACK, M. O. e CALLAWAY, S., 2000. Active Normal Faulting Beneath a Salt Layer: An Experimental Study of Deformation Patterns in the Cover Sequence. *AAPG Bull.* 84 (5), 627-651.
- WRIGHT, V. P., 1985. Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal. In: Toomey, D. F. & Nitecki, M. H. (Eds.), *Palaeoalgology: Contemporary Research and Applications*, Springer-Verlag, 330-341, New York.
- WRIGHT, V. P. e WILSON, R. C. L., 1982. The Toarcian-Aalenian at Peniche, Portugal – A field guide with detailed sedimentological logs. *Dep. Earth Sciences, Open University* 16 p., Milton Keynes.
- WRIGHT, V. P. e WILSON, R. C. L., 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journ. Sed. Petrol.* 54 (2), 394-412.
- WRIGHT, V. P. e WILSON, R. C. L., 1987. A Terra Rossa-like paleosol complex from the Upper Jurassic of Portugal. *Sedimentology*, 34 (2), 259-273.
- ZBYSZEWSKI, G., 1959. Étude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal* 3, 184 p., Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G. e ALMEIDA, F. M., 1960. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50 000. *Notícia explicativa da folha 26-D, Caldas da Rainha*. *Serv. Geol. Portugal*, 1-56, Lisboa.

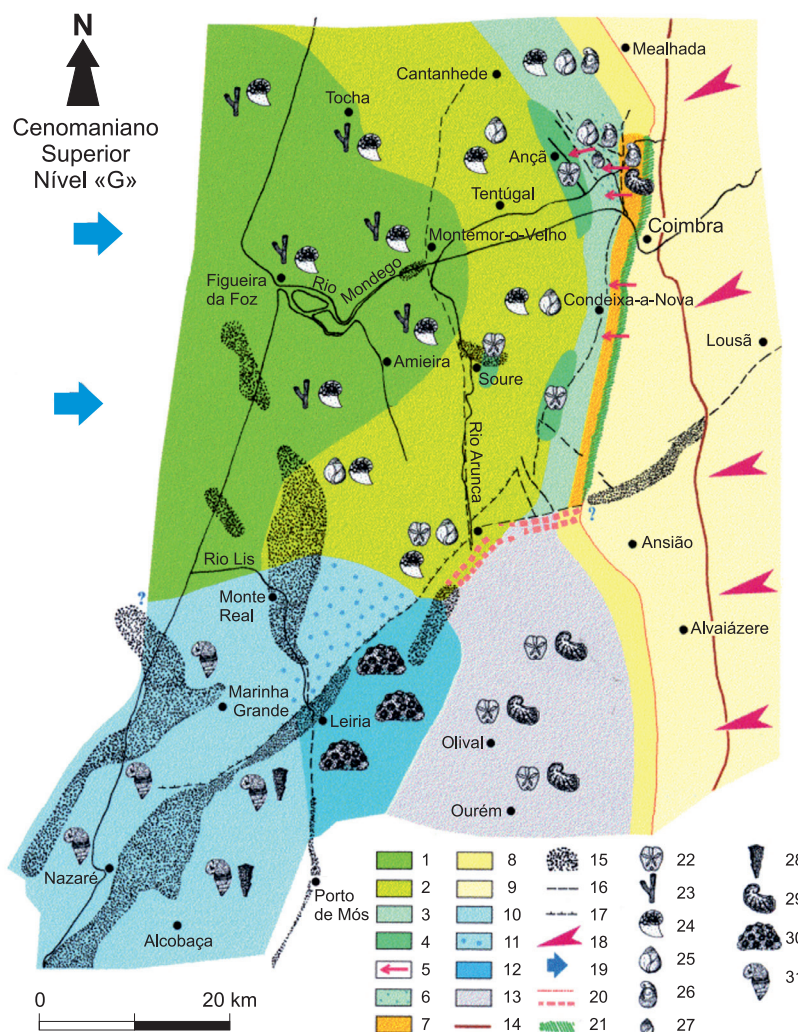
- ZBYSZEWSKI, G., FERREIRA, O. V., MANUPPELLA e ASSUNÇÃO, C. T., 1965. Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 38-B, Setúbal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 134 p.
- ZBYSZEWSKI, G., MANUPPELLA, G., FERREIRA, O. V., MOUTERDE, R., RUGET-PERROT, C. e ASSUNÇÃO, C. T., 1974. Carta geológica de Portugal na escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 27-A, Vila Nova de Ourém. *Serv. Geol. Portugal*, 1-82, Lisboa.
- ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO D'ALMEIDA, F. e TORRE DE ASSUNÇÃO, C., 1955. Notícia explicativa da Carta geológica de Portugal, 1/50 000 Folha 30-C, Torres Vedras. *Serv. Geol. Portugal*, 33 p.
- ZIEGLER, P. A., 1988. Post-Hercynian plate reorganization in the Tethys and Arctic-North Atlantic domains. In Manspeizer, W. (Ed.), *Triassic-Jurassic Rifting. Continental breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and passive margins*. Elsevier, *Devel. Geotectonics* 22, Part B, 711-755, Amsterdam.



Unidades litostratigráficas dos sectores setentrional e central da Bacia Lusitaniana, no intervalo Triásico-Jurássico Médio (Caloviano Sup.). Figura da pág. 206 neste volume.



Mapa de contorno estrutural da Bacia Lusitaniana (geometria actual do topo do soco) (Ribeiro *et al.*, 1996). Figura da pág. 267 neste volume.



Paleogeografia do Cenomaniano Sup. (nível G). 1- domínio externo, sublitoral a circalitoral, com sedimentação carbonatada e povoamentos de corais ahermatípicos; 2- plataforma interna, sublitoral a sublitoral superior, com sedimentação margosa e vascoceratídeos abundantes; 3- planície litoral com sedimentação margo-arenosa; 4- faixa sublitoral com povoamentos densos de hemiasterídeos; 5- canais de maré; 6- planície litoral com sedimentação areno-margosa e calcária; 7- lagunas com ostreídeos e exogiriníneos; 8- domínio litoral a supralitoral, areno-calcário, micáceo; 9- planície aluvial passando a planície litoral com sedimentação arenosa micácea; 10- complexo de altos fundos com patch reefs de caprinulídeos; 11- domínio de fore-reef; 12- complexo recifal com biohermes coralinos e areias peri-recifais no andar sublitoral superior; 13- laguna com exogiriníneos e hemiasterídeos; 14- bordo ocidental do Maciço Hespérico; para reconhecimento dos restantes elementos da legenda consultar a figura da página 311, neste volume.