

A Bacia Lusitânica (Portugal): análise estratigráfica e evolução geodinâmica

The Lusitanian Basin (Portugal): stratigraphic analysis and geodynamic evolution

Rui Paulo Bento Pena dos Reis | Nuno Lamas Pimentel | Antônio Jorge Vasconcelos Garcia

resumo

Este trabalho apresenta uma síntese interpretativa da análise estratigráfica e evolução geodinâmica da Bacia Lusitânica (Portugal) baseada nos trabalhos de pesquisa relacionados ao Projeto Atlantis. É apresentada a metodologia de trabalho e a contextualização geodinâmica regional da bacia no quadro da Europa Ocidental e do Atlântico Norte. A análise estratigráfica foi dividida em sucessivas etapas, descrevendo-se para cada uma o seu

preenchimento sedimentar, a sua paleogeografia e o seu significado na evolução da bacia. Apresentam-se também considerações acerca do magmatismo e diapirismo presentes na bacia. Na parte final, é analisada a subsidência associada à evolução da bacia, bem como os eventos de soerguimento. Nas conclusões, são apresentadas as linhas gerais da evolução tectonossedimentar da bacia no seu contexto geodinâmico regional.

Palavras-chave: Portugal | Mesozoico | Bacia Lusitânica | estratigrafia | geodinâmica

abstract

This paper presents an interpretative synthesis of the stratigraphic analysis and geodynamic evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) based on research works developed by the Atlantis Project team. After some methodological considerations, the West European and North Atlantic regional geodynamic framework is presented. The stratigraphic analysis has been divided into several successive steps, describing for each one its sedimentary infill, its paleogeography and its meaning in the basin's evolution. Some considerations on the basin's magmatism and diapirism are also presented. The final part deals with the analysis of the subsidence related to the basin's evolution, as well as to its uplift events. The conclusions present the main lines of the tectono-sedimentary evolution of the basin within its regional geodynamic framework.

(Expanded abstract available at the end of the paper).

keywords: Portugal | Mesozoic | Lusitanian Basin | stratigraphy | geodynamics

introdução

A elaboração deste trabalho decorre do desenvolvimento do Projeto Atlantis - Modelo Geológico Evolutivo para os Riftes Marinhos do Jurássico da Bacia Lusitânica, financiado pelo Centro de Pesquisas da Petrobras (Programa de Fronteiras Exploratórias) entre 2007 e 2010. No âmbito desse projeto, procedeu-se à sistematização de uma grande quantidade de dados dispersos existentes acerca da bacia, incluindo dezenas de publicações, teses e relatórios, pastas de poços com dados litológicos e de perfilagem, bem como novas observações de campo. Todo este trabalho foi desenvolvido por uma equipe conjunta luso-brasileira, baseada em três pólos universitários – Coimbra, Lisboa e Sergipe – que coligiu, qualificou e reinterpretou todo esse acervo documental.

O objectivo geral do Projecto Atlantis consistiu em consolidar o desenvolvimento de um modelo geológico para as duas sequências rifte no Triássico-Jurássico da Bacia Lusitânica em Portugal. Dentre os resultados esperados destacam-se: i) sistematização dos dados e informações de superfície e subsuperfície da Bacia Lusitânica; ii) elaboração de mapas paleogeográficos dos sistemas deposicionais dos andares compreendidos nas fases rifte, visando a análise da evolução e distribuição das litofácies potencialmente geradoras e reservatórios correlatos; iii) definição de modelos geológico-geoquímicos das acumulações relacionadas a ambientes *rifte-sag* marinhos de bacias atlânticas e iv) ampliação do conhecimento da evolução de abertura do Atlântico e suas implicações para campanhas exploratórias.

Este trabalho apresenta o essencial da análise estratigráfica efetuada a par de algumas considerações de âmbito tectonossedimentar, visando a explanação de um modelo de evolução geodinâmica da Bacia Lusitânica enquadrado no contexto regional. As questões de âmbito mais especificamente exploratório, nomeadamente a caracterização dos geradores, reservatórios e demais elementos dos sistemas petrolíferos, serão abordados em trabalho futuro de acordo com o desenvolvimento das actividades exploratórias em curso na Bacia Lusitânica.

métodos

O trabalho apresentado baseia-se em uma extensa coleta de dados de origem e natureza muito diversa,

buscando a sua sistematização e harmonização. Esses dados são oriundos das seguintes fontes: i) campanhas exploratórias realizadas na bacia, incluindo dados das pastas de poço (secções litoestratigráficas; perfis elétricos; elementos bioestratigráficos) e algumas linhas sísmicas regionais; ii) relatórios técnicos realizados para a agência estatal de petróleo; iii) trabalhos e teses de âmbito acadêmico e iv) publicações científicas nacionais e internacionais contendo dados de afloramentos (lito e bio), de poços e de sísmica, além de análises e interpretações diversas.

Com base nesta coleta e tratamento de dados, foi elaborado um novo quadro estratigráfico para a bacia (fig. 3), detalhando quadros anteriores (Witt, 1977; Wilson *et al.*, 1988; Kullberg, 2000), integrando e harmonizando sínteses parciais (Wilson *et al.*, 1990; Pena dos Reis *et al.*, 1996; Azerêdo *et al.*, 2003; Rey *et al.*, 2006;) e recebendo novos resultados à medida que os trabalhos foram se desenvolvendo (Pena dos Reis *et al.*, 2007a, 2007b, 2008, 2009).

A análise criteriosa do preenchimento sedimentar da Bacia Lusitânica permitiu abordar a questão da sequencialidade de um modo pragmático e objetivo, procurando evitar abordagens demasiadamente dependentes de modelos rígidos (Catuneanu, 2006). A sequencialidade apresentada baseia-se essencialmente no reconhecimento de grandes descontinuidades regionais com significado geodinâmico (Sequências de 1ª Ordem) e no reconhecimento de Superfícies de Inundação Máxima (SIM) e Superfícies de Regressão Máxima (SRM) no registo litoestratigráfico (Sequências de 2ª Ordem), de acordo com os conceitos de Sequência T-R (*sensu* Embry e Johannessen, 1992) e de Sequência Genética (*sensu* Galloway, 1989). O conhecimento detalhado da bacia leva a considerar que o tectonismo tenha tido uma forte influência nesta sequencialidade, preponderando sobre os fatores puramente eustáticos, pelo que se decidiu evitar um modelo de tipo determinista e a busca forçada de todos os tractos de sistema associados às curvas eustáticas. A calibração da idade dos limites de sequência foi efectuada com base em escalas bioestratigráficas resultantes de estudos detalhados de biozonação, principalmente por amonites e por foraminíferos, permitindo, de uma forma geral, atribuir idades precisas às Sequências de 2ª Ordem, tanto em afloramentos quanto em poços.

Alguns trabalhos realizados na bacia descrevem Sequências de 3ª Ordem, de controle possivelmente

eustático, recorrendo a diversas metodologias e com base em análises de detalhe para alguns intervalos estratigráficos isolados entre si (BAG, 1995; Duarte, 2004). No entanto, falta ainda uma harmonização dessa abordagem para o conjunto do preenchimento da bacia, pelo que esse assunto não será abordado neste trabalho de síntese.

A sistematização dos dados litofaciológicos e bioestratigráficos de afloramentos e de poços permitiu a elaboração de mapas paleogeográficos e de isópacas por Sequência de 2ª Ordem e não por unidade litoestratigráfica, contribuindo para uma melhor leitura das variações espaço-temporais registradas no preenchimento sedimentar e evitando as armadilhas de interpretação, por vezes associadas ao diacronismo dessas unidades. Esta abordagem criteriosa por intervalos estratigráficos bem definidos, complementada pela análise de algumas linhas sísmicas regionais e pelo conhecimento das principais estruturas de controle tectônico da bacia, permitiu a elaboração de esquemas tectonossedimentares, representativos das sucessivas etapas evolutivas da bacia ao longo do Mesozoico.

Em termos geodinâmicos, procedeu-se a uma revisão dos dados referentes ao magmatismo mesozóico na bacia, à análise das descontinuidades deposicionais e dos principais eventos de carácter erosivo e à caracterização espaço-temporal do diapirismo, introduzindo todos esses elementos também no referido quadro litoestratigráfico. As questões relacionadas à subsidência e soerguimento foram naturalmente abordadas nesta bacia com forte controle tectônico. A compreensão das relações tectonossedimentares e a sua integração na geodinâmica regional revelou-se fundamental na contribuição para decifrar as etapas evolutivas, e a elevada complexidade da bacia.

A integração de todos esses dados, análises, sínteses e interpretações, complementada pela contextualização regional da Bacia Lusitânica na evolução mesozóica do Tétis e do Atlântico, permitiu elaborar um novo modelo geológico evolutivo para a bacia. Esse modelo considera três grandes etapas geodinâmicas, dentre as quais se definem etapas menores relacionadas à evolução local da própria bacia em resposta aos controles regionais. No seu conjunto, o modelo evidencia o complexo caminho tomado pela Bacia Lusitânica desde o início do fraturamento da Pangeia no Triássico Superior até a abertura do Atlântico Norte no Cretáceo Inferior e a inversão alpina a partir do Cretáceo Superior.

contexto geodinâmico regional

A Bacia Lusitânica situa-se na Margem Ibérica do Atlântico Norte, cujo assoalhamento oceânico se iniciou no Cretáceo Inferior. No entanto, a origem desta bacia, cujos sedimentos basais datam do Triássico Superior, enraiza-se em um quadro geodinâmico bem mais antigo, iniciado com as colisões continentais paleozoicas, continuado com a abertura e fechamento do Tétis ocidental e terminado com a abertura do Atlântico Norte.

A Bacia Lusitânica constitui uma das múltiplas bacias marginais do Atlântico Norte, situada no *onshore* e no *offshore* raso português, tendo a Bacia de Peniche mais a oeste (no *offshore* profundo). Na margem conjugada norte-americana, se situam no *offshore* canadense as bacias dos Grand Banks (Jeanne D'Arc e Flemish) (Pimentel *et al.*, 1997). Todas estas bacias conjugadas foram geradas na sequência do fraturamento da Pangeia no Triássico, em uma posição paleogeográfica correspondente à antiga faixa colisional variscana (Withjack e Schlische, 2005; Miall, 2008). Consequentemente, a sua evolução mesozóica foi fortemente condicionada pela herança estrutural e litológica do embasamento Paleozóico.

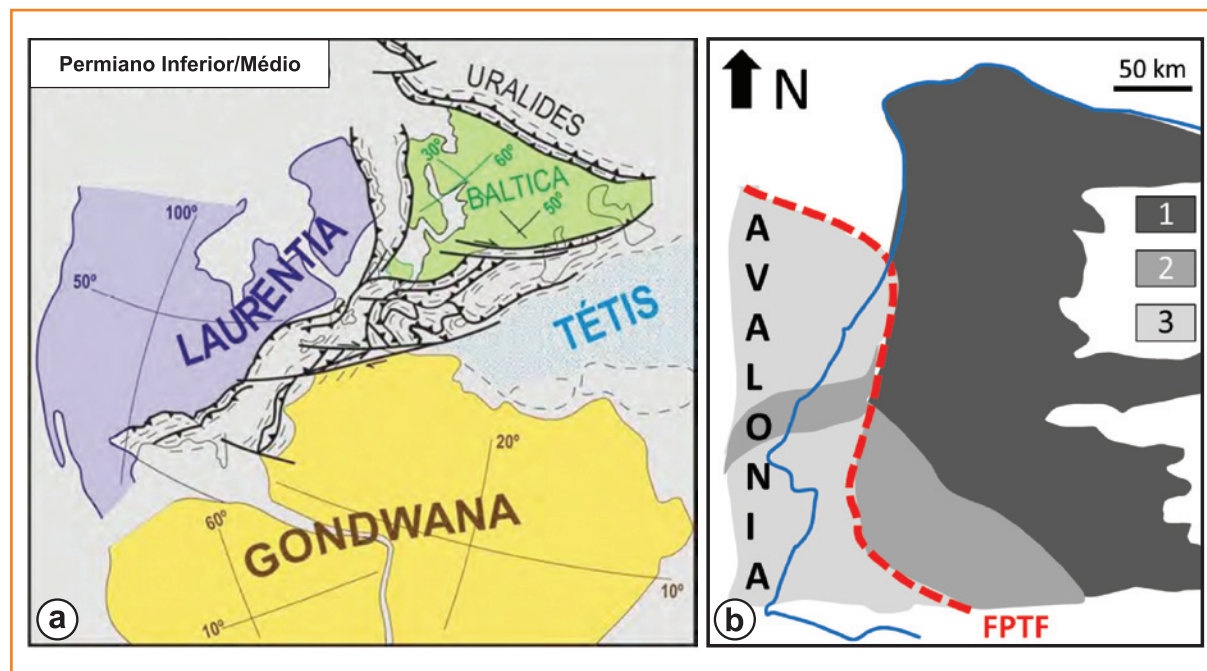
No território português, o embasamento da Bacia Lusitânica é constituído por rochas pré-cambrianas e paleozóicas do Maciço Ibérico, integrando terrenos da Zona Centro-Ibérica (ZCI), Zona de Ossa-Morena (ZOM) e Zona Sul-Portuguesa (ZSP) (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974) (fig. 1). O contato entre a ZCI e

a ZOM, orientado NNW-SSE, corresponde a uma feição crustal com mergulho para ocidente, coincidindo em parte com aquela que viria a ser a borda oriental da própria Bacia Lusitânica, entre Coimbra e Tomar. Em termos orogênicos, toda essa área do SW Ibérico foi englobada no Arco Colisional Ibero-Armoricano e deformada em regime dúctil pela Orogenia Variscana, desde o Devoniano Médio até o Carbonífero, com eixos orientados NNW (1ª fase) a NW (2ª fase) (Matte e Ribeiro, 1985; Ribeiro, 1990; Pinheiro *et al.*, 1996). No início do Permiano, já em regime frágil, a compressão tardi-variscana induziu à movimentação de feições conjugadas no bloco ibérico, NNE-SSW sinistrais (predominantes) e NNW-SSE dextrais (Ribeiro, 1990). Estas feições do embasamento viriam a ser sucessivamente reactivadas ao longo do Mesozoico, com componente vertical importante, constituindo as direções principais de movimentação e controle da evolução tectonossedimentar da Bacia Lusitânica.

Após o Permiano Inferior e em muitas regiões sujeitas a um processo de subsidência térmica, atualmente localizadas na Europa Ocidental e Central, instalou-se um novo ciclo de rifteamento do Permiano Superior-Triássico Inferior, que conduziu à fragmentação da Pangeia. Da ruptura continental e do espalhamento oceânico subsequente, resultaram, entre outros elementos, a propagação meridional do Ártico-Atlântico Norte e o avanço para oeste dos riftes do Neotétis (Ziegler e Stampfli, 2001). Já durante o Triássico, o Rife do Mar do Norte, o sulco Danopolonês e o Rife da Biscaia constituíram elementos

Figura 1
Enquadramento geodinâmico da Ibéria (círculo vermelho) no final do Paleozoico. a) Contexto regional (modificado de Matte, 1991 e de Ribeiro e Sanderson, 1996) e b) Os terrenos da Ibéria no Arco Ibero-Armoricano (modificado de Ribeiro *et al.*, 2010). 1 - Zona Centro-Ibérica; 2 - Zona de Ossa-Morena; 3 - Zona Sul-Portuguesa; FPTF - Falha de Porto - Tomar - Ferreira.

Figure 1
Geodynamic framework of Iberia (red circle) at the end of the Paleozoic. a) Regional context (modified from Matte, 1991 and Ribeiro and Sanderson, 1996) and b) Iberia terranes in the Ibero-Armorican Arch (modified from Ribeiro *et al.*, 2010). Central-Iberian Zone; 2 - Ossa-Morena Zone; 3 - South-Portuguese Zone; FPTF - Porto - Tomar - Ferreira Fault.



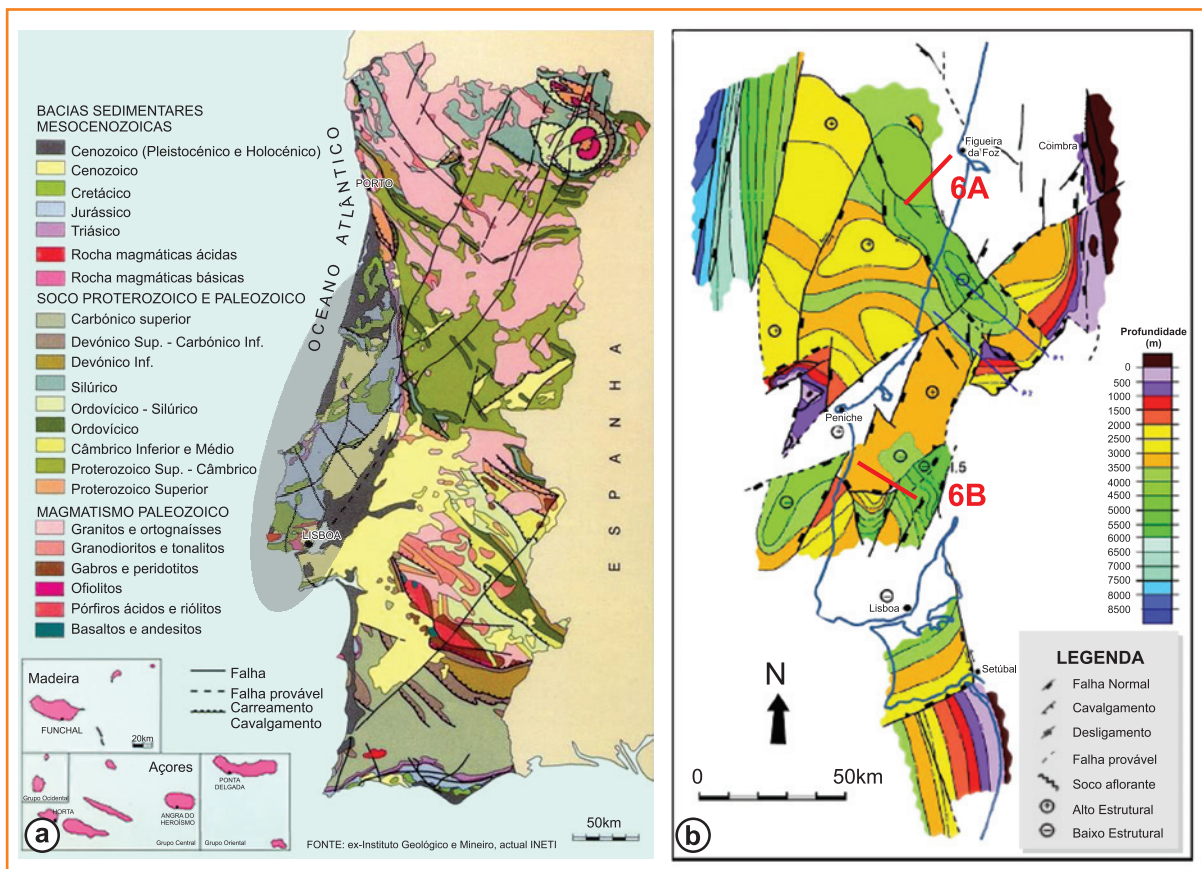


Figura 2
Arcabouço geológico e estrutural da Bacia Lusitânica.
a) Cartografia Geológica de Portugal na escala 1:1.000.000;
b) profundidades do embasamento (modificado de Ribeiro et al., 1996).
A sobrecarga cinzenta indica a área aproximada da Bacia Lusitânica.

Figure 2
Structural geological framework of the Lusitanian Basin.
a) Geological Chart of Portugal (scale 1:1.000.000);
b) depths of the basement top (modified from Ribeiro et al., 1996). The gray area represents the position of the Lusitanian Basin.

importantes de um sistema de riftes multidireccional que se desenvolveu na Europa Central e Ocidental. O desenvolvimento destes grabens, envolvendo parcialmente a reactivação das tensões dos sistemas de fraturas permo-carboníferas, viria a persistir durante o Jurássico e o Cretáceo Inferior e foi acompanhado por uma significativa distensão e correspondente adelgaçamento crustal em alguns riftes (Ziegler et al., 2001). É neste quadro que deve ser integrado o rifte que viria a originar a Bacia Lusitânica, permitindo igualmente sublinhar, neste caso, a reutilização de antigas orientações do Paleozóico, ao longo das quais se distribuíram as distensões tectónicas no Triássico Superior (fig. 2).

O final do Permiano e início do Triássico não apresentam registo geológico no território português, em resultado da erosão intensa das cadeias variscanas. Entretanto na Europa e América do Norte, se configuravam as primeiras bacias intracontinentais do *Rotliegendes* e *Zechstein*. A partir do Triássico Superior, múltiplos grabens foram gerados entre as placas americana, africana e euroasiática, promovendo a ruptura generalizada da Pangeia e o gradual desenvolvimento dos novos oceanos mesozóicos: o Tétis Alpino, a ocidente do Paleotétis e o Atlântico

Central e Norte, a oriente da placa americana (Stampfli e Borel, 2002). No Jurássico Inferior, a abertura do Tétis Alpino promoveu subsidência acentuada na região ibérica e abriu espaço para a penetração do mar tetiano para ocidente, com a invasão marinha de toda a borda ibérica e a sua ligação ao Atlântico Central no NW africano (Stampfli e Borel, 2002). Ao longo do Jurássico, a expansão do Atlântico Central entre as placas americana e africana provocou a deriva desta para leste, originando no início do Jurássico Superior o alinhamento do rifte Atlântico Central com a margem ibérica ocidental e promovendo a reorganização das bacias periatlânticas (Pinheiro et al., 1996). A partir do Cretáceo Inferior, deu-se início à oceanização do Atlântico Norte, a qual progrediu da Ibéria em direcção à Groenlândia em segmentos sucessivamente mais recentes de S para N (Driscoll et al., 1995; Rey et al., 2006).

Ao longo dos cerca de 150 Ma que durou a sua evolução, a Bacia Lusitânica percorreu um longo trajeto paleogeográfico associado à deriva continental, desde uma latitude próxima de 12° N no Triássico Superior (Turell e Pares, 1996) até uma latitude próxima de 30° no Cretáceo Superior (Ziegler, 1988), com a consequente passagem por

diferentes faixas climáticas. Este fato, aliado às próprias mudanças globais mesozóicas, teve como consequência a existência de condições climáticas variáveis ao longo daquele tempo geológico, conferindo características próprias aos sedimentos depositados em cada intervalo.

A posição da Bacia Lusitânica neste intrincado contexto paleogeográfico originou uma evolução fortemente condicionada pelos distintos controles geodinâmicos que se foram sucedendo ao longo do tempo, desde o início da sua configuração no Triássico Superior, passando por influências tetianas e atlânticas ao longo do Jurássico e Cretáceo até a inversão da bacia em regime compressivo a partir do Cretáceo Superior (Pena dos Reis e Pimentel, 2008). Portanto, o modelo evolutivo proposto procura evitar uma abordagem linear da bacia em um simples contexto de bacia de margem passiva, refletindo antes a sua complexidade geodinâmica e integrando as sucessivas etapas no contexto regional acima referido.

análise estratigráfica

A Bacia Lusitânica possui um preenchimento sedimentar com espessuras muito variáveis e superiores a 5km nas suas áreas depocêntricas (fig. 2), apresentando um registro que vai desde o Triássico Superior até o Cretáceo Superior, com taxas bastante variáveis e mais de 3km de sedimentos acumulados localmente no Jurássico Superior. Por outro lado, a complexidade estrutural da bacia, resultante da ação de múltiplas feições estruturais ao longo do Mesozóico, também induziu importantes variações espaço-temporais de fácies. Esta situação dificulta sobremaneira a representação gráfica da análise estratigráfica, tendo-se procurado ilustrar o essencial da organização dos corpos sedimentares com base na sua facilogia e nas suas articulações ao longo de um perfil aproximadamente NNE-SSW, correspondente ao sentido proximal-distal da bacia a partir do Jurássico Superior (fig. 3). No entanto, aspectos como a configuração triássica em estreitos grabens assimétricos, a rampa carbonática do Jurássico Inferior com mergulho para NW ou, até mesmo, as sub-bacias do Jurássico Superior não puderam ter a adequada representação no quadro apresentado.

Triássico Superior a Jurássico Médio

Etapa I.1 – Sequências A e B

O limite oriental da Bacia Lusitânica, que se pode reconhecer pela expressão dos depósitos basais triássicos, é essencialmente estrutural, podendo estabelecer-se que a extensão oriental das áreas de acumulação se prolongava para leste do atual limite cartográfico. Com efeito, na maior parte das situações reconhece-se o contato com o embasamento por falha, muitas vezes retocada por movimentos de compressão bastante tardios (Matos *et al.*, 2010). Todavia, em alguns afloramentos observa-se a sedimentação aluvial vermelha e pelicular em discordância angular sobre o embasamento, sugerindo uma vergência flexural para o interior da bacia a ocidente, provavelmente contra falhas meridianas que definem os limites ocidentais de semigrabens assimétricos com espessamento ocidental.

Os depósitos basais de preenchimento da Bacia Lusitânica constituem os designados Grês de Silves do Triássico Superior (Palain, 1976; Soares *et al.*, 1985). São depósitos siliciclásticos de leque aluvial mediano a distal, com uma espessura total próxima de 400m, definindo duas sequências granodecrescentes correspondentes ao início da configuração da bacia no Carniano (Formação Conraria) e sua reactivação no Noriano (Formação Castelo Viegas). A segunda sequência passa lateralmente a depósitos de *sabkha* e lagunares, com níveis evaporíticos e dolomíticos intercalados em argilas vermelhas. Os Grês de Silves correspondem, portanto, ao desenvolvimento de leques aluviais em ambiente subárido, passando distalmente a ambientes evaporíticos, predominantemente intracontinentais.

Estudos de proveniência e de paleocorrentes na borda oriental da bacia indicam aporte terrígeno de leste (Palain, 1976), desconhecendo-se a eventual extensão de aportes de oeste por inexistência de afloramentos nessa borda, bem como de evidências dessa hipotética paleodrenagem nos sedimentos conhecidos. A configuração e influência da borda ocidental da bacia são, portanto, especulativas. No seu conjunto, estes depósitos apresentam espessuras muito variáveis, parecendo preencher múltiplas sub-bacias, cuja posição exata é desconhecida (Uphoff, 2005). Estas sequências deposicionais resultaram da distensão e do fraturamento crustal, com diferenciação em blocos subsidentes, assimétricos e basculados para oeste, reutilizando as

QUADRO LITOSTRATIGRÁFICO DA BACIA LUSITÂNICA

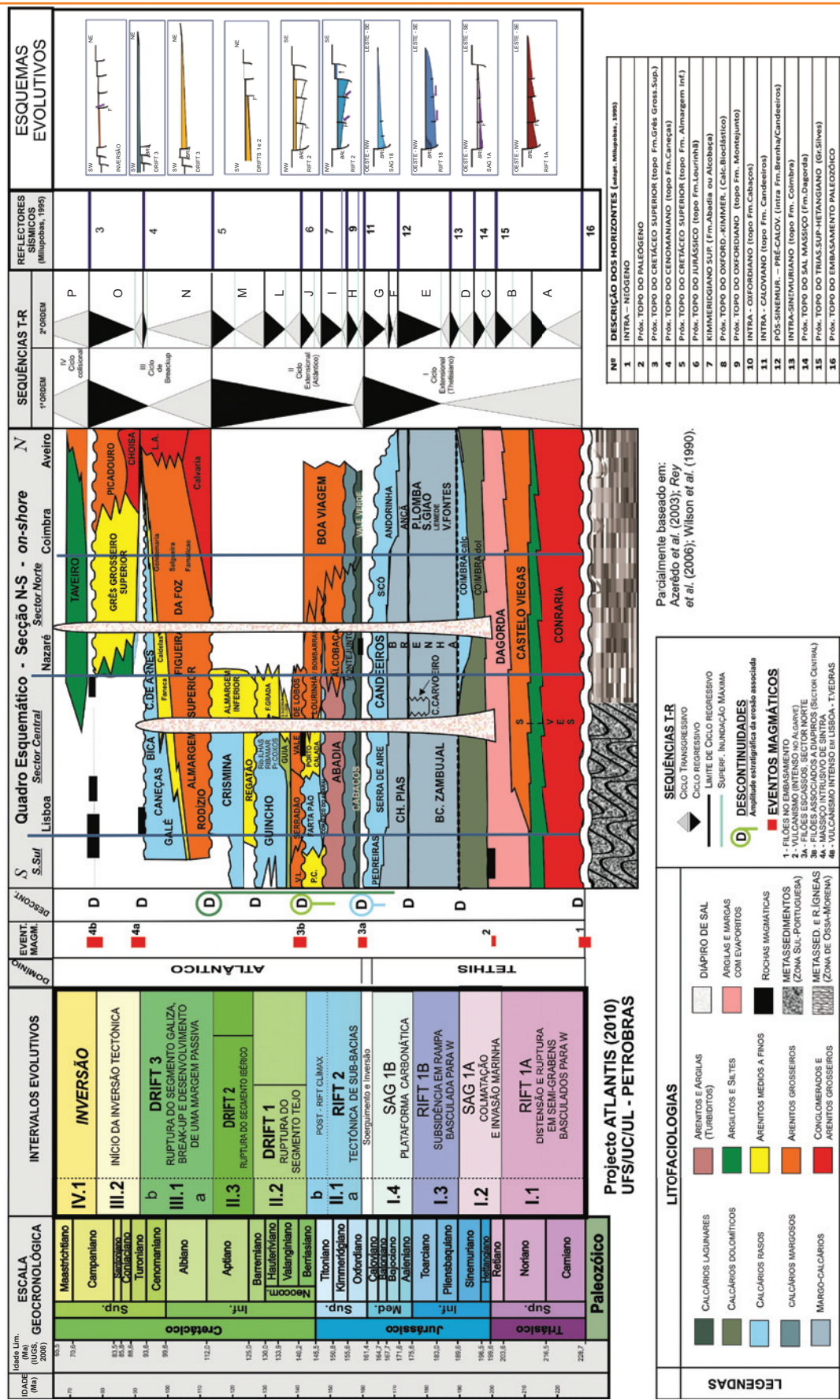


Figura 3
Quadro estratigráfico da evolução da Bacia Lusitânica.

Figure 3
Stratigraphic chart of the Lusitanian Basin.

LEGENDAS

LITOFACIOLOGIAS

- Calciários lacunares
- Calciários dolomíticos
- Calciários rasos
- Calciários margosos
- Margos-calciários
- Arenitos e argilas (turbiditos)
- Argilas e margas com evaporitos
- Arenitos médios a finos
- Arenitos grosseiros
- Conglomerados e arenitos grosseiros
- Diapiro de sal
- Argilas e margas com evaporitos
- Rochas magmáticas
- Metassedimentos (Zona Sul-Portuguesa)
- Metased. e r. ígneas (Zona de Ossa-Moreira)

SEQUÊNCIAS T.R.

- Ciclo transgressivo
- Ciclo regressivo
- Limite de ciclo regressivo
- Superf. inundação máxima
- Descontinuidades (Amplitude estratigráfica de erosão associada)
- Eventos magmáticos
- 1 - Filões no embasamento
- 2 - Vulcanismo intenso no Algarve
- 3a - Filões escassos, sector norte
- 3b - Filões escassos, sector sul
- 4a - Masso intrusivo de sintra
- 4b - Vulcanismo intenso em Lisboa - Tvedras

estruturas tardi-variscanas com orientação predominante NNE-SSW (Uphoff, 2005).

Etapa I.2 – Sequências C e D

No início do Jurássico, a sedimentação argilo- evaporítica generaliza-se na bacia, originando espessos depósitos lutíticos com abundante gesso e halita (Formação Dagorda, Hetangiano), enquanto nas bordas se depositavam arenitos finos e dolomitos lutitos micáceos e dolomitos brechoides (Formação Pereiros, cerca de 100m de espessura). A espessura destes depósitos é de difícil determinação, devido à sua plasticidade e ao diapirismo atuante na bacia. Mas em sísmica, os pacotes atribuídos à Formação Dagorda apresentam espessuras da ordem dos 500m (Rasmussen *et al.*, 1998). O ambiente deposicional denota condições subáridas, evaporíticas e euxínicas, com desenvolvimento de ambientes lagunares alimentados por aportes finos de leste (Palain, 1976).

Para o topo, aumenta a abundância de intercalações dolomíticas, passando a sedimentação predominantemente carbonática com espessura da ordem de centena de metros (Formação Coimbra, Sinemuriano) (Soares *et al.*, 1985). Nos níveis superiores, encontram-se alguns níveis margosos com potencial gerador (Formação Água de Madeiros) e, localmente, a sedimentação é calcária. Estes depósitos contêm fósseis já francamente marinhos e registram a instalação expansiva de condições marinhas rasas, com a acumulação de abundantes dolomitos e calcários, de fácies maciças e, por vezes, cavernosas e de colapso sin-sedimentar. A análise faciológica desta unidade indica uma paleogeografia de plataforma pouco inclinada, com paleobatimetrias crescentes para NW, configurando uma abertura para N em ligação com os mares tetianos boreais (fig. 4).

No seu conjunto, esta etapa traduz a atenuação da subsidência tectônica triássica, com o desenvolvimento de ambientes transicionais e, posteriormente, a colmatação e expansão/coalescência das sub-bacias fini-triássicas, resultante do afogamento generalizado e instalação de uma plataforma epicontinental rasa, com sedimentação dolomítica e com as primeiras amonitas (Mouterde *et al.*, 1979). O final da etapa é marcado por uma descontinuidade de escala bacinal, com superfícies condensadas a leste e *hardgrounds* a oeste (*ib. idem*).

Etapa I.3 - Sequência E

Sobre os depósitos carbonáticos de plataforma rasa, desenvolveram-se rapidamente depósitos margosos de

fácies profundas, com níveis ricos em matéria orgânica (Formação Vale das Fontes, Pliensbaquiano). Estas condições de mar profundo mantiveram-se na maior parte da bacia durante todo o Jurássico Inferior, com espessa sedimentação margo-calcária (cerca de 300m) (Grupo Brenha, Pliensbaquiano-Aaleniano) (Duarte e Soares, 2002; Duarte, 2004). Localmente, na região de Peniche, estas alternâncias monótonas são interrompidas e substituídas por fácies de leques submarinos, com turbiditos siliciclásticos e calciclásticos, provenientes de ocidente (Formação Cabo Carvoeiro, Toarciano) (Wright e Wilson, 1984).

Em termos paleogeográficos, mantém-se o padrão de afogamento das áreas mais subsidentes em direção a WNW, definindo-se mais claramente um sulco aberto para N com dois braços orientados NNE-SSW e WNW-ESE, com a respectiva diferenciação faciológica (fig. 4). No entanto, em termos paleobiogeográficos, denota-se agora uma influência mesogeana (de sul), a par da influência boreal (de norte).

Esta etapa marca um reinício da subsidência tectônica na bacia com um forte e generalizado basculamento para WNW, onde a sedimentação apresenta fácies mais profundas e ricas em matéria orgânica (porém, de origem continental). A existência de uma borda ocidental ativa é testemunhada pelos leques submarinos com proveniência do Bloco das Berlengas. Considera-se que a espessura de sedimentos acumulados nesta etapa possa ter sido suficiente para promover o início da movimentação dos materiais argilo- evaporíticos da Formação Dagorda, contribuindo para o controle da sedimentação no Jurássico Médio.

Etapa I.4 - Sequências F e G

O início do Aaleniano corresponde a uma descontinuidade, com hiato deposicional de cerca de 1 Ma (reconhecida pela bioestratigrafia de amonoides), registrando-se a partir de então diversos sinais de instabilidade tectônica, com figuras erosivas, *slumps* e *debris-flows* submarinos (Azerêdo, 1993). Ao longo do Jurássico Médio, assiste-se a um progressivo raseamento dos ambientes sedimentares: as fácies de rampa externa com carácter margoso (Formação Ançã e Formação Chão das Pias), existentes no Aaleniano na maior parte da bacia, dão lugar, a partir do Bajociano, a espessas fácies carbonáticas de plataforma interna que se instalam em toda a bacia (Grupo Candeeiros,

cerca de 400m de espessura) (Azerêdo, 1988). A tendência de raseamento acentua-se para o topo, com desenvolvimento generalizado de barreiras recifais e oolíticas no Caloviano. Esta etapa fortemente regressiva terminou com a passagem a ambientes transicionais ou mesmo evidências de exposição subaérea em diversos locais da bacia (Azerêdo *et al.*, 2002).

As distribuições faciológicas traduzem um claro raseamento no Jurássico Médio, relacionado ao aumento do aporte sedimentar e à diminuição do espaço de acomodação, resultando na progradação das fácies de rampa interna de E para W. Ao mesmo tempo, o sulco - que no Jurássico Inferior se abria para N - sofreu inicialmente uma atenuação, passando a configurar-se uma outra área mais profunda aberta para SW (fig. 4).

Esta etapa encerra com uma importante discordância de âmbito regional, a qual se traduz em um hiato deposicional de cerca de 3 Ma, desde o Caloviano Superior até o Oxfordiano Médio (Rocha *et al.*, 1996). Em direção às bordas da bacia, esta discordância chega mesmo a ser erosiva (atingindo níveis do Batoniano) e de caráter angular (cerca de 15°, segundo Ruget *et al.*, 1988), o que aponta para um forte controle tectônico com soerguimento e não apenas para um simples episódio eustático.

Jurássico Superior a Cretáceo Inferior

Etapa II.1a – Sequências H e I

Após a descontinuidade do topo do Caloviano, a sedimentação foi retomada no Oxfordiano Médio, com depósitos de natureza margo-calcária, por vezes betuminosos e com potencial gerador (Formação Cabaços). A presença de carófitas, algas calcárias, anidrita e brechas de colapso, a par de equinodermes, corais e amonitas em alguns níveis (Leinfelder e Wilson, 1989), aponta para condições ambientais lagunares a marinhas rasas, com fortes variações de salinidade (Azerêdo *et al.*, 2002). A distribuição faciológica evidencia uma paleogeografia que traduz o início do desenvolvimento acentuado de um sulco orientado NNE-SSW, bordejado por áreas emersas a ocidente e a oriente (fig. 4). Por outro lado, as espessuras aumentam também para SW com valores muito variáveis (desde 80m a 390m), refletindo um forte controle tectônico da subsidência e o início da configuração de sub-bacias.

No Oxfordiano Superior, a sedimentação torna-se gradualmente mais carbonática, com bancadas regulares de calcários e finos níveis margosos (Formação Montejunto, cerca de 200m a 300m). As fácies passam a ser francamente marinhas e com fortes variações paleobatimétricas, desde calcários bioclásticos rasos a NE até calcários margosos pelágicos de rampa e talude mais a SW. A NW, NE e SE, sente-se a influência das bordas da bacia com fácies lagunares e transicionais.

Na passagem para o Kimmeridgiano, a sedimentação passou a ser predominantemente terrígena, com a deposição de espessos corpos aluvio-deltaicos nos sectores proximais a NW, NE e SE (Formações Boa Viagem e Alcobaça) e leques turbidíticos nos sectores distais a SW (Formação Abadia). Estudos de proveniência apontam para a existência de aportes laterais de blocos soerguidos a leste e a oeste, a par de uma drenagem axial para SW (Wilson, 1979). As variações de espessura são muito importantes, desde 400m até cerca de 1.200m, definindo diversos depocentros e sub-bacias na parte SW da bacia (Pena dos Reis *et al.*, 1996). O final desta etapa de forte subsidência e preenchimento dá-se por raseamento e colmatação da bacia, com deposição local de fácies de barreira oolítica (Formação Amaral, cerca de 100m).

A sequência de depósitos desta etapa do Jurássico Superior traduz claramente uma reativação da bacia sedimentar após o hiato do Caloviano, ao mesmo tempo que acentua o eixo paleogeográfico NNE-SSW, incipiente no Jurássico Médio. As fácies iniciais mais rasas deram rapidamente lugar a fácies carbonáticas profundas, as quais antecederam o momento de máxima subsidência tectônica com incisão das bordas soerguidas e progradação de espessos turbiditos para as áreas depocêntricas (Pena dos Reis *et al.*, 1996). Na borda oriental existiu soerguimento, exposição e erosão da plataforma carbonática do Jurássico Médio, com desenvolvimento de olistostromas e turbiditos calciclásticos.

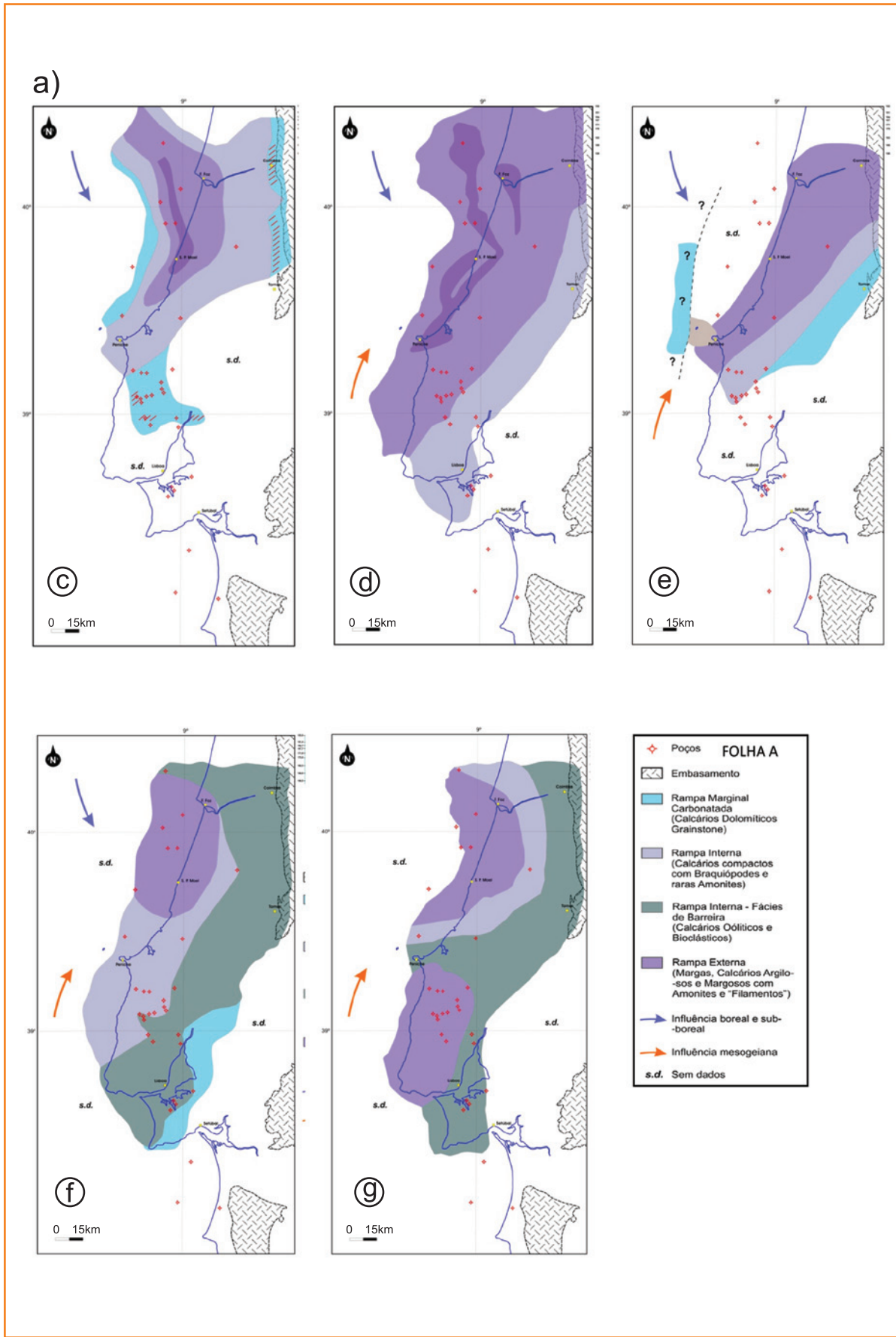
No início desta etapa, a existência de cerca de 1km de sedimentos jurássicos sobre os materiais argilo-evaporíticos da Formação Dagorda, a par da acumulação de outro tanto no Jurássico Superior, deve ter acentuado a pressão e plasticidade daqueles materiais. Tal dinâmica teria promovido o seu movimento horizontal e ascensional (ao longo das grandes fraturas regionais), controlando a subsidência diferencial na bacia e, possivelmente, até os próprios sistemas deposicionais jurássicos (Alves *et al.*, 2003, 2006; Carvalho *et al.*, 2005).

Figura 4

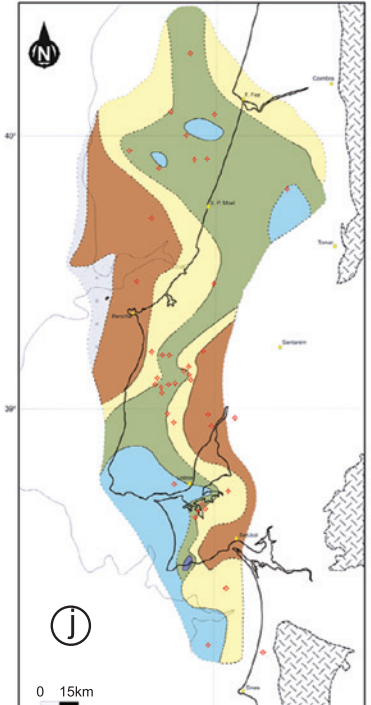
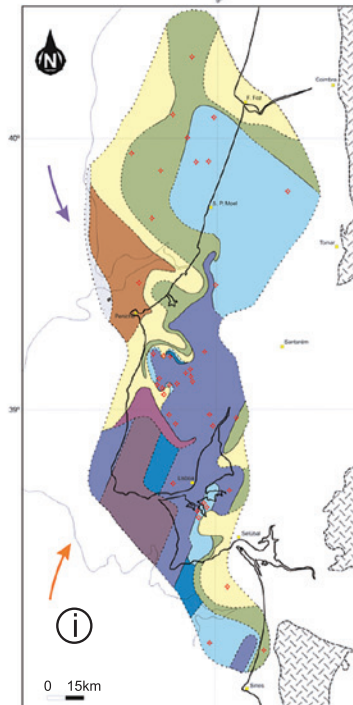
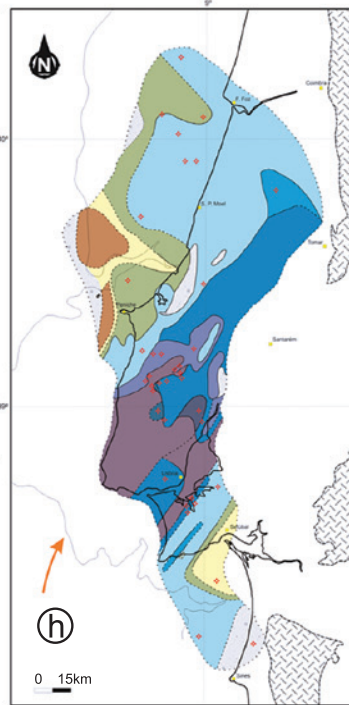
Esquemas paleogeográficos das Sequências de 2ª Ordem da Bacia Lusitânica. a) Sequências C a G, baseado em dados de poços e afloramentos, complementado pela consulta de Mouterde (1979), GPEP (1986) e Rocha *et al.*, 1996 e b) sequências H a N, baseado em dados de poços e afloramentos, modificado de BAG (1996).

Figure 4

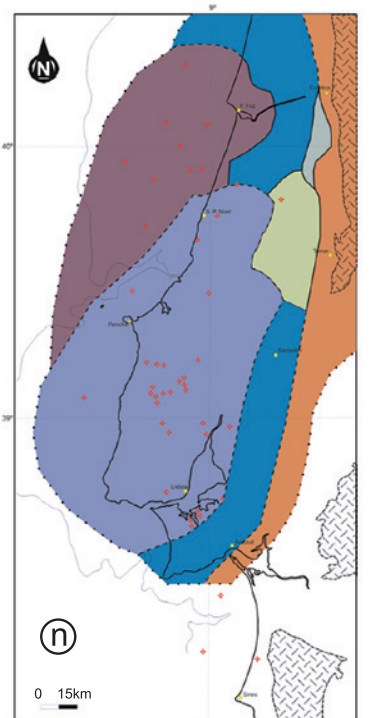
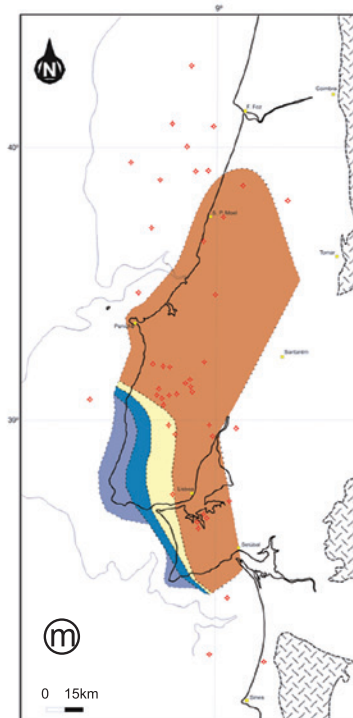
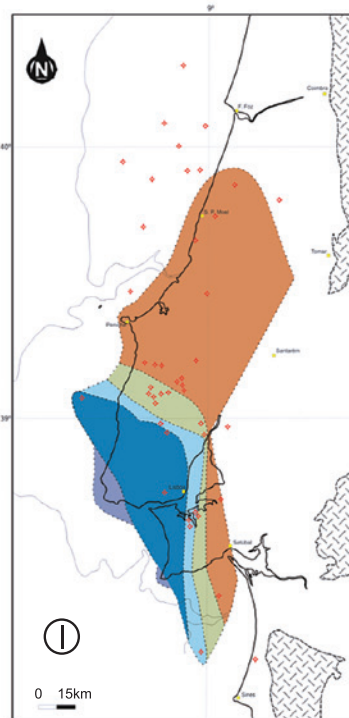
Palaeogeographic sketches for 2nd-Order Sequences at the Lusitanian Basin. a) Sequences C to G, based in well and outcrop data, complemented by data from Mouterde (1979), GPEP (1986) and Rocha *et al.* (1996) and b) sequences H to N, based in well and outcrop data, modified from BAG (1996).



b)



Adapt. Relatório BAG (1996).



Adapt. de Dinis (2008). Rev. (2006) e Relatório Milupobas (1995).

Etapa II.1b. – Sequência J

No Tithoniano, desenvolveram-se sistemas deposicionais fluviais meandriformes e flúvio-deltaicos na Bacia Lusitânica, com acumulação de corpos arenosos canalizados, intercalados em lutitos vermelhos de inundação (Formação Lourinhã) com espessuras médias da ordem de 400m (máximas de 1.100m no Bombarral). A sedimentação traduz a progradação de depósitos siliciclásticos provenientes dos bordos oriental e ocidental da bacia (onde aflorava o embasamento Paleozoico) para o seu sulco central com drenagem regional axial para SSW, passando neste momento a fácies costeiras arenosas (Formação Porto da Calada) e carbonáticas (Formação Farta Pão) (Hill, 1988) (fig. 4).

Esta progradação aluvial marca o resultado da atenuação da intensa subsidência tectónica do Jurássico Superior, promovendo a colmatação e sedimentação predominantemente continental na bacia, a qual prosseguiria até o Cretáceo Inferior.

Etapa II.2 – Sequência L

As fácies flúvio-deltaicas e transicionais do Berriasiano deram subitamente lugar a depósitos fluviais areno-conglomeráticos, localmente ravinantes e discordantes (Formação Vale de Lobos, espessura de 50m) (Rey *et al.*, 2006). Distalmente, estes depósitos fluviais passam a arenitos finos e calcários rasos (Formação Serradão, cerca de 100m). Este aporte de abundantes siliciclásticos grosseiros, provenientes do embasamento em direção ao depocentro marinho, traduz um soerguimento das bordas da bacia e um aumento da diferenciação paleogeográfica da bacia. Ao longo do Valanginiano, desenvolveram-se em condições transgressivas as fácies carbonáticas costeiras, com espessos calcários recifais na região de Lisboa (Formação Guincho). Tal como no Jurássico Superior, a bacia encontrava-se aberta e drenando para SSW (fig. 4).

Toda esta sedimentação flúvio-estuarina e marinha costeira restringiu-se aos sectores meridionais da bacia, não apresentando qualquer registo nos sectores a N da Falha Lousã-Caldas da Rainha. Esta lacuna deposicional - a par da ruptura sedimentar e forte aporte siliciclástico - indica soerguimento e exposição do sector norte da bacia, com acumulação da subsidência nos sectores central e sul.

Etapa II.3 – Sequência M

Durante o Barremiano, o sector norte da bacia continua emerso e exposto, enquanto nas áreas depocêntricas a Sul se verifica uma forte regressão traduzida em emersão e carsificação da plataforma carbonática da Formação Guincho. Esta superfície encontra-se coberta por depósitos estuarinos nas áreas depocêntricas (Formação Regatão; 50m) e fluviais na larga maioria das restantes áreas (Formação Almargem Inferior; 20m). Ao longo do Aptiano, a sedimentação carbonática generalizou-se nos sectores meridionais da bacia, por vezes com construções recifais (Formação Crismina, 80m).

Esta etapa marca uma nova reativação da bacia, com aporte terrígeno em direção às áreas depocêntricas situadas a SSW na região de Lisboa-Cascais seguida de uma transgressão marinha. Ainda assim, menos acentuada que a do Valanginiano (fig. 4).

Cretáceo Inferior a Cretáceo Superior

Etapa III.1 – Sequência N

No Aptiano terminal, a anterior sedimentação fina e carbonática é abruptamente interrompida por um forte aporte de siliciclásticos grosseiros por rios entrelaçados. Estes depósitos estão presentes na maior parte da bacia, tanto no sector sul e central (Formação Rodízio, 20m) como no sector norte (Formação Figueira da Foz), frequentemente ravinando as unidades subjacentes cretácicas e mesmo jurássicas (em especial no sector norte). Os estudos de paleocorrentes e proveniência indicam acarreios de E e de W (Rey, 1972), o que significa que o bloco de embasamento da Berlenga também terá sido soerguido e novamente sujeito a erosão, pelo menos a ocidente do sector central da bacia.

Ao longo do Albiano, a sedimentação terrígena foi dando lugar a fácies mais finas e, nas áreas mais distais a SSW, a depósitos marinhos costeiros (fig. 4). No Cenomaniano, deu-se a instalação progressiva de uma plataforma carbonática rasa de S para N, com barreiras recifais de rudistas nos sectores central e sul (Formação Costa de Arnes)

Esta etapa representa uma importante rotura de escala bacinal, com soerguimento do embasamento e de sectores invertidos da bacia, originando discordâncias erosivas e forte aporte de siliciclásticos. A evolução posterior relaciona-se à subida global do nível do mar no Cenomaniano-Turoniano (Haq *et al.*, 1988).

Etapa III.2 – Sequência O

No Turoniano, a sedimentação carbonática e recifal mostra para o topo sinais evidentes de raseamento, registrando-se em múltiplos locais da bacia emersão e carsificação generalizadas. Nos sectores sul e central da bacia, a sedimentação cessou em definitivo, registrando-se um hiato deposicional até o Paleógeno. Dessa forma, a Bacia Lusitânica ficou restrita ao sector norte, no qual se observa uma importante discordância, por vezes angular, entre os calcários recifais da Formação Costa d’Arnes e os depósitos siliciclásticos sobrejacentes de idade Campaniano, traduzindo o aporte de grandes quantidades de siliciclásticos provenientes das áreas soerguidas a leste (Grês Grosseiros Superiores), cujo teto registra uma importante quebra sedimentar com um episódio regional de intensa silicificação. A esta descontinuidade sucede um evento geodinâmico com o início de atividade magmática e diapírica, com brechas peridiapíricas, marcando o momento da extrusão subaérea dos materiais argilo-evaporíticos da Formação Dagorda.

A situação descrita indica que a descontinuidade do Cretáceo terminal corresponde a um evento de natureza essencialmente geodinâmica e não tanto eustática, tanto mais que a tendência global seria ainda positiva (Haq *et al.*, 1988).

Etapa IV.1 – Sequência P

O final do Cretáceo é marcado por um hiato deposicional na bacia, sendo soerguido todo o sector sul e central, gerando-se duas bacias continentais a NW e a SE desse relevo – as futuras bacias cenozoicas do Mondego e do Tejo. A Sul da Falha da Lousã, deu-se soerguimento e erosão generalizada com magmatismo extrusivo intenso, enquanto para NW se configurava uma nova bacia com preenchimento aluvial condicionado pelas estruturas diapíricas em extrusão.

processos geodinâmicos

Para além da análise estratigráfica do preenchimento sedimentar, foram analisados os diversos processos geodinâmicos atuantes na bacia, especificamente o seu magmatismo e a evolução do diapirismo.

magmatismo

O magmatismo mesozoico na margem ibérica ocidental tem os seus primeiros registos em intrusões

filonianas NNE-SSW de carácter alcalino, presentes nas rochas do embasamento Paleozoico (Gomes *et al.*, 1995). As datações existentes apontam para uma contemporaneidade com o início da sedimentação do Triássico Superior há cerca de 230 Ma, o que permite correlacionar estas intrusões e o início da distensão e fragmentação do Maciço Hespérico, que gerou os grabens intracontinentais triássicos com idêntica orientação.

O segundo evento magmático corresponde a intrusões e extrusões basálticas, apenas presentes no extremo sul da bacia (Sesimbra), mas bem desenvolvidas nas bacias do Alentejo e do Algarve. O carácter toleítico e as idades em torno de 200 Ma permitem correlacionar este evento e o CAMP (Central Atlantic Magmatic Province), resultante de adelgaçamento e fusão na base da litosfera continental, associado ao rifteamento intracontinental e início do espalhamento oceânico no Atlântico Central (Martins *et al.*, 2007; 2010).

O terceiro evento magmático desenvolveu-se há cerca de 140 Ma (Berriasiano) com carácter transicional em intrusões orientadas NNE-SSW, frequentemente associadas aos alinhamentos tectónicos em que afloram os diápiros da bacia. Este evento é atribuído a fusão parcial na base da litosfera continental em regime distensivo, sendo contemporâneo do início da oceanização no Atlântico Norte (Martins, 1991; Martins *et al.*, 2010). A coincidência espacial entre estes filões e os diápiros tem levado alguns autores a considerá-los “motores térmicos” da ascensão, por aquecimento e fluidização (Kullberg, 2000). No entanto, comparando-se a outras idades de reconhecida actividade diapírica, não existem evidências geológicas ou geofísicas de significativa ascensão nessa idade.

O quarto evento é de carácter alcalino (Miranda *et al.*, 2008; Martins *et al.*, 2010), tendo-se iniciado há cerca de 90 Ma (final do Turoniano) com pequenos *sills*, atribuídos a fusão mantélica, fraturamento litosférico e rápida ascensão, contemporânea da abertura da Biscaia e rotação da microplaca ibérica. O magmatismo intensificou-se há cerca de 78 Ma (Campaniano) com a instalação do maciço intrusivo de Sintra, cuja natureza grano-diorítica denota importante assimilação crustal. Este evento alcalino terminou há cerca de 72 Ma (Campaniano terminal), com intenso vulcanismo e intrusões na região de Lisboa, contemporâneo do início da colisão entre a placa africana e a microplaca ibérica.

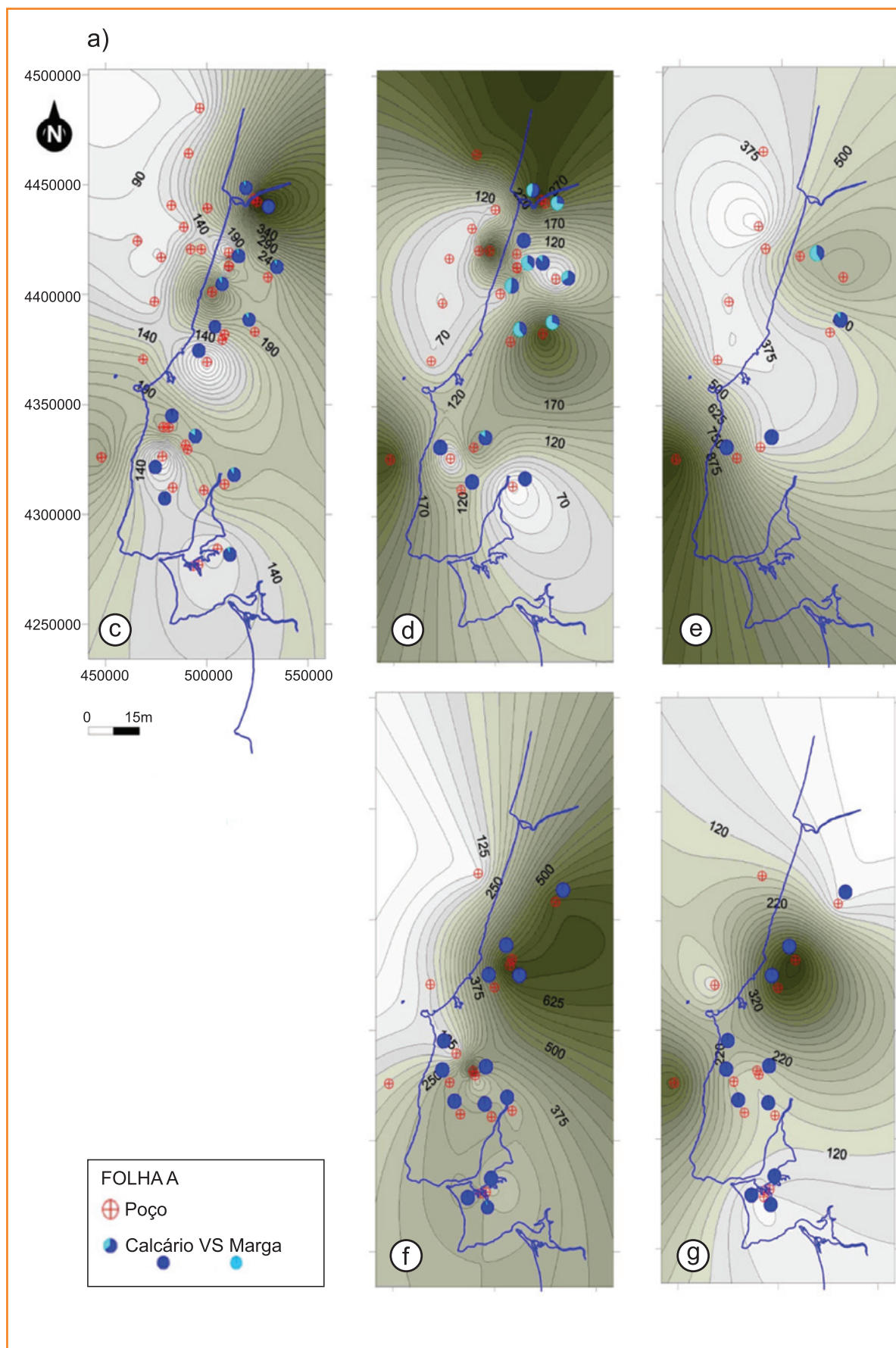
Desta breve resenha, conclui-se que os quatro eventos magmáticos da Bacia Lusitânica estão claramente associados à evolução geodinâmica regional,

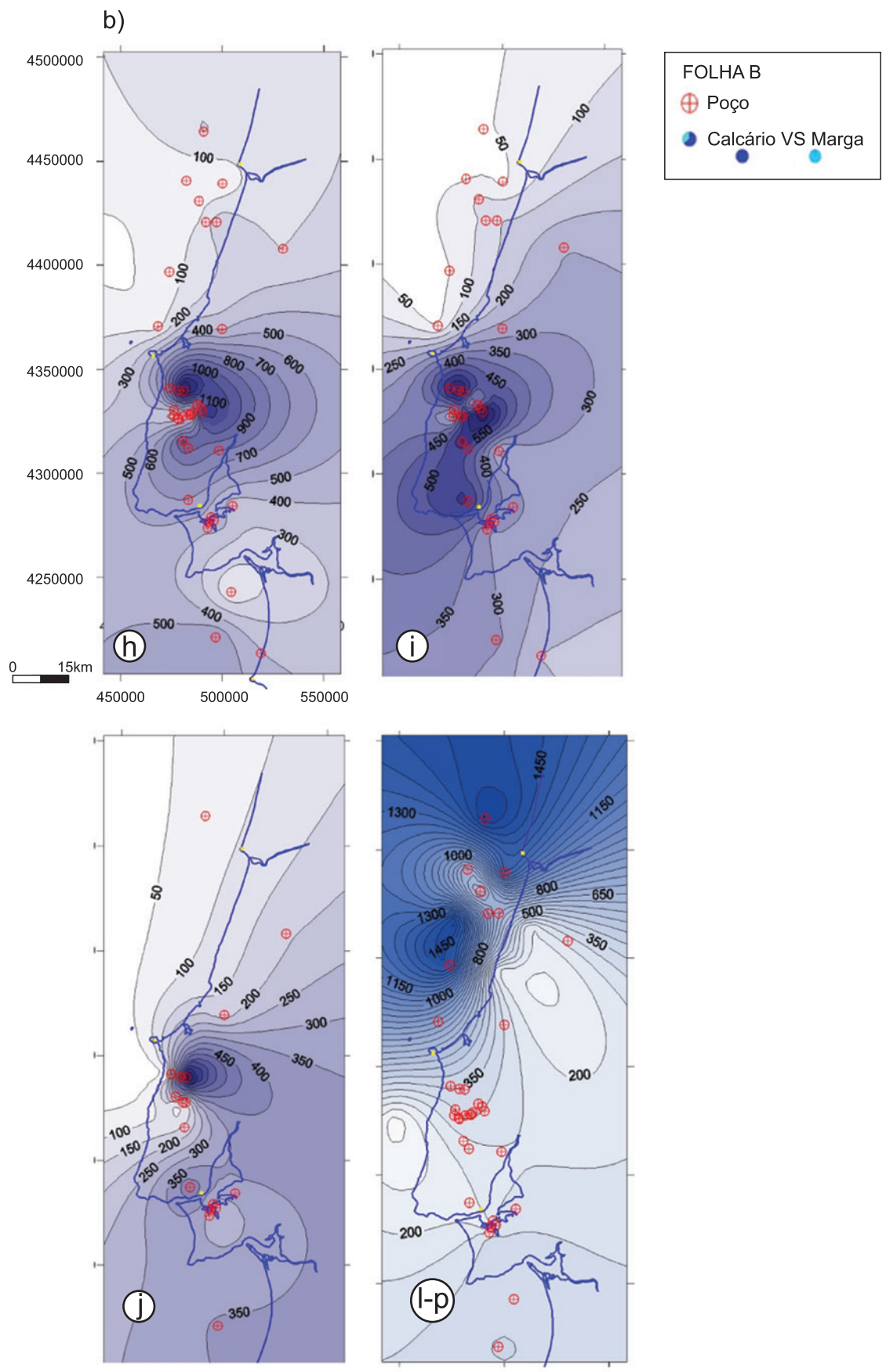
Figura 5

Isópachas das seqüências de 2ª ordem. a) Seqüências C a H e b) seqüências I, J, L e M a P.

Figure 5

Isopachs for 2nd order sequences. a) Sequences C to H and b) sequences I to L and M-P.





traduzindo e sublinhando as sucessivas etapas evolutivas da Bacia Lusitânica.

diapirismo

O diapirismo na Bacia Lusitânica está relacionado à movimentação lateral e vertical de massas argilosas da Formação Dagorda, ricas em evaporitos com halita e gesso de idade hetangiana (início do Jurássico Inferior, Sequência C). Estes materiais foram depositados em bacias intracontinentais a transicionais, desconhecendo-se a sua espessura original ou a sua variação regional, por se encontrarem quase sempre a alguns quilômetros de profundidade, excepto nas áreas onde afloram por ascensão diapírica.

Nas linhas sísmicas *onshore* (fig. 6), observa-se frequente deformação dos níveis da Formação Dagorda com importantes movimentações horizontais e variações de espessura, as quais devem ter controlado a sedimentação pelo menos a partir do Jurássico Superior (Alves *et al.*, 2005). Tal fato leva a supor que a ascensão diapírica teve seu início a

essa altura, associada à reorganização geodinâmica da bacia e à intensa subsidência então registrada. Essa ascensão deu-se, preferencialmente, ao longo de dois alinhamentos orientados NNE-SSW, devendo corresponder a direções de fraturamento tardi-variscanas, ativas ao nível do embasamento e transmitidas à cobertura sedimentar.

As massas diapíricas originaram relevos controladores da sedimentação fluvial no Cretáceo Inferior (Dinis e Pena dos Reis, 1989), atingindo a superfície com extrusão a partir do Cretáceo Superior (Pena dos Reis, 1983) em relação ao evento magmático que assinala o final da subsidência e a inversão definitiva da bacia.

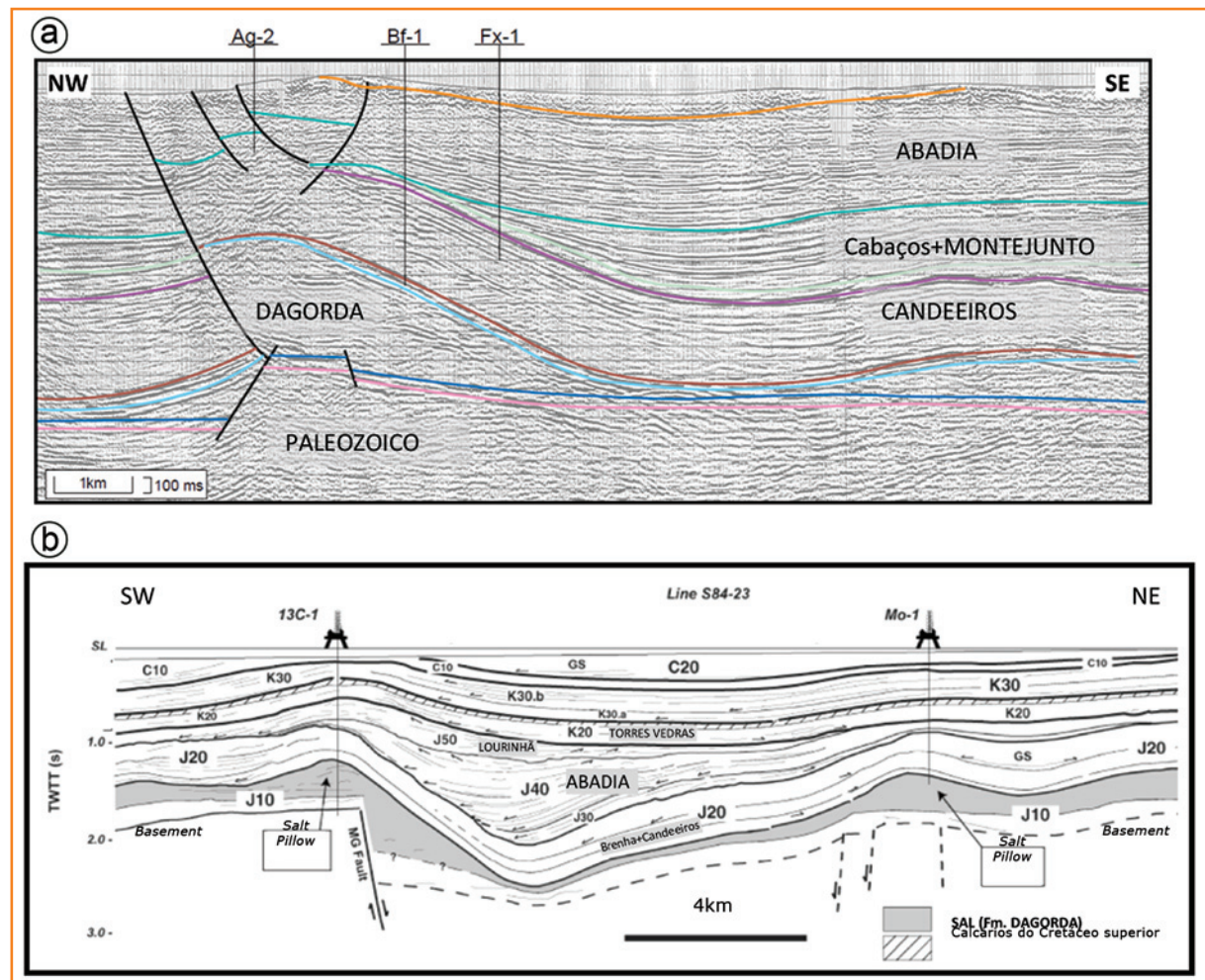
A geometria dos diápiros aflorantes indicia também a sua deformação em regime compressivo ao longo do Cenozoico (Miranda, 2009; Fernandes, 2009). A análise cartográfica sugere a existência de rejeitos levógiros em dois grandes alinhamentos diapíricos NNE-SSW: o de Caldas da Rainha a ocidente e o de Porto de Mós a oriente, com configurações de *pull-apart* na maioria das áreas de afloramento da

Figura 6

Linhas sísmicas exemplificativas das relações entre a tectónica do embasamento, as movimentações diapíricas e o controle da sedimentação no Jurássico Superior. a) Modificado de Rasmussen *et al.* (2004). b) Modificado de Alves *et al.* (2003).

Figure 6

Seismic lines representing relationships between basement tectonics, diapiric movements and sedimentation control in Late Jurassic. a) Modified from Rasmussen *et al.* (2004). b) Modified from Alves *et al.* (2003).



Formação Dagorda. Cada uma dessas bacias parecem estar afectadas por compressão orientada segundo WNW-ESE. A uma maior escala, o bloco central alongado NNE-SSW e delimitado por aqueles dois alinhamentos apresenta uma terminação em indentação compressiva no seu extremo meridional (Matacões) e também no seu extremo setentrional (Serra da Boa Viagem). Esta complexidade estrutural aponta para diferentes episódios compressivos, desde o Cretácico Superior até o Quaternário, havendo evidências de deformação neotectônica das falhas e das áreas diapíricas (Cabral, 1985).

subsidência e soerguimento

As relações geométricas entre as diferentes fases de preenchimento, bem como a articulação dos sistemas deposicionais em cada etapa em uma direção *source to sink*, registram as transformações que o nível de base sofreu ao longo do tempo, como resposta às variações da subsidência e dos episódios de soerguimento (fig. 7). O espaço criado foi, em várias etapas, determinado por oscilações do nível do mar, enquanto em outras, por movimentação tectônica de blocos.

Triásico Superior a Jurássico Médio

Triásico Superior - base do Jurássico (Sequências A, B e C)

A sedimentação foi condicionada por um sistema de grabens e hemigrabens, criados pelos movimentos das falhas lístricas e associados ao início da fragmentação continental na margem oeste ibérica. É espessa a acumulação de sedimentos clásticos em compartimentos subsidentes, atingindo, em alguns casos, valores próximos aos 600m. A geometria dos compartimentos parece apontar para uma configuração de múltiplas rampas estreitas inclinadas para oeste, terminando em falhas orientadas N-S. Assim, os depósitos mais proximais que se observam assentam geralmente sobre o embasamento através de superfícies erosivas com mergulho para ocidente, servindo de zona de transferência para os sectores mais próximos das falhas, onde as espessuras aumentam. Estão descritos dois megaciclos granodécrescentes (Palain, 1976), que resultam de episódios

fundamentais de reactivação vertical do fraturamento tardi-variscano, exprimindo, ainda, uma migração do depocentro de N (Águeda) para S (região de Coimbra).

Na fase final desta etapa, a subsidência tectônica decresceu e adquiriu um carácter essencialmente flexural, dando origem a uma geometria retrogradante com *onlap* de depósitos transgressivos sobre o embasamento. Esta sedimentação apresenta carácter evaporítico (já na Sequência B e principalmente na Sequência C) nas regiões mais centrais, bem como nos blocos abatidos junto a sobrelevações de embasamento (Palain, 1976). As espessuras registradas da sedimentação evaporítica são extremamente variáveis (fig. 5) e podem, em boa parte, explicar-se pela movimentação lateral das massas salinas durante a sedimentação das séries posteriores (Uphoff, 2005), como é o caso do Jurássico Superior.

Sinemuriano - Caloviano (Sequências D, E, F e G)

Durante o Jurássico Inferior-Médio predominou um contexto de desaceleração da subsidência tectônica e a instalação de um quadro geral com carácter distensivo em alguns episódios, porém, com predomínio de uma geometria de *sag interior*. Salienta-se a assimetria desta geometria com valores mais elevados de subsidência a W e NW, como resultado da atividade de prováveis falhas de crescimento na proximidade do limite do bloco ocidental da Berlenga nos primeiros tempos do Jurássico Inferior. Por outro lado, verifica-se raseamento a E e SE, com sedimentação pouco espessa e pouco subsidente (fig. 5). Permanece a incerteza de como se pôde ter passado de um quadro estruturado em blocos com sulcos NE-SW (Uphoff, 2005) durante o Triásico Superior a uma vergência da subsidência para NW. A causa poderá ser o *onlap* da Formação Coimbra e o afogamento generalizado de blocos tectônicos que eram mais subsidentes nas áreas setentrionais já no Triásico. Nota-se ainda a aparente instabilidade provocada pela estruturação frágil em blocos, com evidências deposicionais e bioestratigráficas no final do Toarciano e início do Aaleniano. Em interpretação de perfis sísmicos, já pode reconhecer-se o funcionamento do par sedimentação-halocinese (fig. 6).

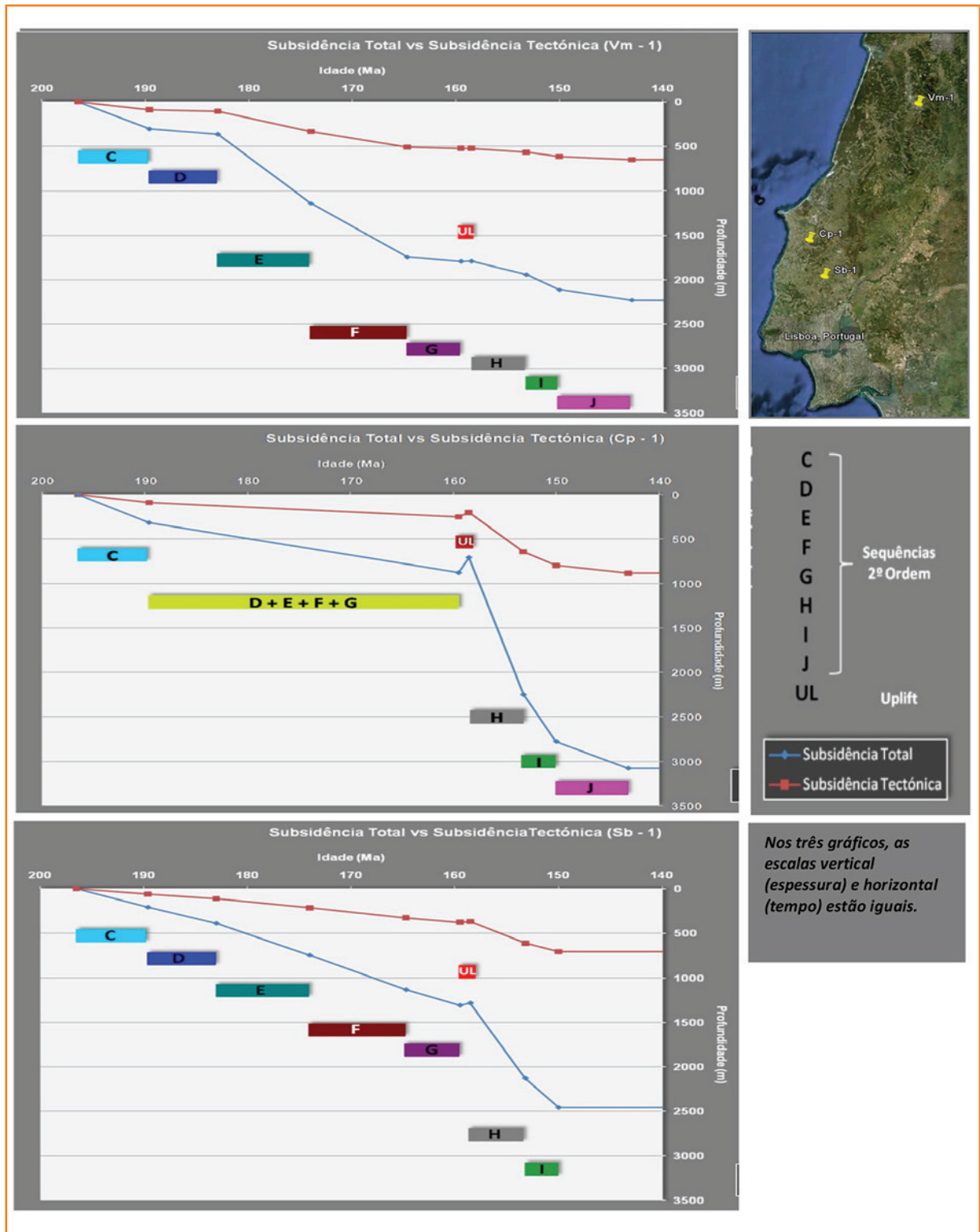
Na passagem para o Aaleniano, este evento de extrema importância estaria associado ao início de espalhamento oceânico com geração de crosta oceânica entre o NW de Marrocos - Mauritânia e o Canadá (início do Atlântico Central) e entre o N de Marrocos e o SE da Ibéria (início do Tétis Alpino), ficando a Bacia

Figura 7

Modelagem da subsidência por sequências de 2ª ordem em poços da Bacia Lusitânica, incluindo curvas de subsidência tectônica e total, modeladas em Decompac.

Figure 7

Subsidence modeling for 2nd-order sequences in Lusitanian Basin wells, including tectonic and total subsidence curves, modeled with the Decompac software.



Nos três gráficos, as escalas vertical (espessura) e horizontal (tempo) estão iguais.

Lusitânica como ramo abandonado de rifteamento. O registro sedimentar deste intervalo, aferido com detalhado controle bioestratigráfico com base em amonitas (Henriques, 1995), documenta uma lacuna na parte N da bacia (Cabo Mondego), a qual parece ampliar-se para S no Algarve e ainda mais nas bacias

do Alto Atlas (Marrocos). Este hiato *intra-Comptum* está registrado em outras bacias da Península Ibérica (Basco-Cantábrica, Asturiana e Lusitânica norte) (García-Frank *et al.*, 2008). Todavia, segundo Henriques (1995), o hiato estratigráfico verificado na Bacia Lusitânica abrange a biozona *Murchinsonae*. Esta

descontinuidade, bem documentada em várias regiões, poderia ser resultante de uma regressão forçada com descida do nível de base e incisão na rampa, resultante de um impulso tectônico com plausíveis implicações na gênese de turbiditos, todavia, não documentados. Esta atividade de estruturação tem sido designada em outras regiões como “evento Meso-Cimeriano” e relacionada ao efeito combinado do rifteamento no Domínio Alpino-Tetiano e no Mar do Norte, bem como ao início da formação de crosta oceânica no sulco do Tétis ocidental ao longo da margem marroquina.

Uma hipótese consistente para a origem deste hiato estratigráfico aponta para o possível soerguimento das bordas das margens por entumescimento térmico, associado ao início do espalhamento oceânico no sector ocidental da margem norte-africana.

A diminuição progressiva da subsidência, bem como a resultante subida do nível relativo do mar, deram origem a uma persistente sedimentação carbonatada de plataforma agitada nas zonas mais rasas e com alguns eventos bioconstruídos de dimensões importantes, isolando as fácies margo-calcárias nos sistemas mais profundos a NW, para onde convergiam alguns materiais terrígenos finos por *bypass*.

Esta fase de preenchimento Sinemuriano-Caloviano é limitada superiormente por uma descontinuidade que registra uma lacuna do Caloviano Superior até o Oxfordiano Inferior. Este episódio sugere uma descida eustática, contemporânea do soerguimento que precedeu a segunda fase de rifteamento, com uma acentuada queda do nível do mar e exposição da plataforma (Pena dos Reis *et al.*, 1992; Azerêdo *et al.*, 1998). A descontinuidade está extensivamente reconhecida na Europa e nos Andes (Hallam, 2001), tendo na Ibéria uma expressão generalizada em diferentes bacias do sector NE. Na Bacia Lusitânica, o levantamento com erosão (fig. 8) afetou os materiais pré-existentes com evidências de carstificação em alguns locais (Guéry *et al.*, 1986; Wright e Wilson, 1987 e Azerêdo *et al.*, 1998).

Jurássico Superior a Cretáceo Inferior

Oxfordiano - Berriasiano (Sequências H, I e J)

Continua a abertura do Atlântico Central (Marrocos - Mauritânia) e do Tétis Alpino (Marrocos – Ibéria W). A principal mudança é que a Bacia Lusitânica, embora

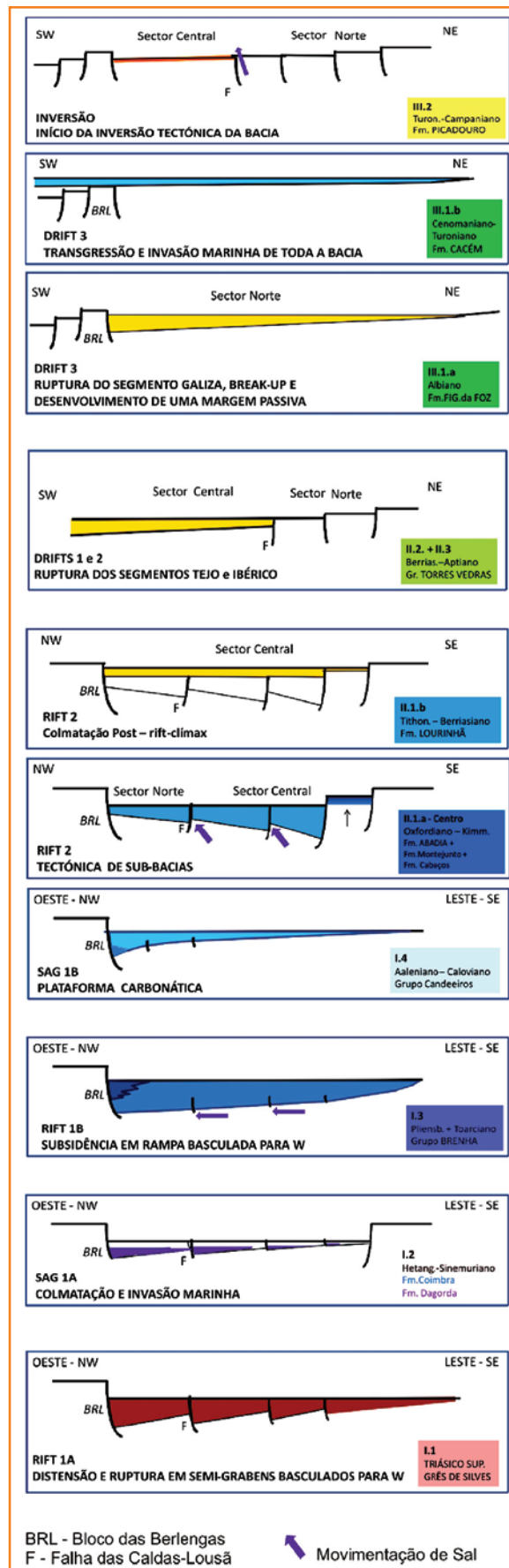


Figura 8
Esquemas conceituais da evolução geodinâmica da Bacia Lusitânica de acordo com as etapas definidas neste trabalho.

Figure 8
Conceptual schematics of the geodynamic evolution of the Lusitanian Basin according to the steps defined in this paper.

ainda como rifte intracontinental, passa a estar alinhada à orientação e rifteamento do Atlântico Central. Entretanto, nos Pirineus, desenvolve-se uma bacia de *pull-apart* entre a Ibéria e a Laurasia.

No Oxfordiano Médio, iniciou-se uma nova fase de rifteamento na Bacia Lusitânica com orientação SSW-NNE (Wilson *et al.*, 1990), com reativação das fracturas tardi-variscanas. Desenvolveram-se, então, duas grandes fossas tectônicas, separadas pelo designado alinhamento das Caldas da Rainha (Canérot *et al.*, 1995): a Fossa da Beira Litoral a N, menos subsidente e com uma orientação NNW-SSE e a Fossa da Estremadura a S, com orientação NNE-SSE e com valores acentuados da subsidência tectônica. A sedimentação iniciou-se por carbonatos em lagunas costeiras (Formação Cabaços), com graus variáveis de influência marinha (Wright, 1985). O equilíbrio eustático da bacia foi atingido pela sedimentação de carbonatos de plataforma (Formação Montejunto), apresentando acentuadas variações de fácies e de espessuras na região central, registrando, também, a definição precoce de depocentros que diferenciaram, em seguida, diferentes sub-bacias (fig. 5).

Em relação à instalação de um segmento de rifte na Planície Abissal do Tejo (Mauffret *et al.*, 1989), a atividade distensiva intensificou-se significativamente durante o Oxfordiano Superior, marcando o início do intervalo de clímax. Nesta fase, estão registrados valores de subsidência que ultrapassaram 1.600m/Ma (Pena dos Reis *et al.*, 1997). A rotação da placa ibérica com um polo localizado para oriente provocou uma distensão crustal orientada NNE-SSW ou NE-SW (Brunet, 1992), justificando a definição de diferentes sub-bacias (Arruda, Turcifal e Bombarral), com uma geometria de *pull-apart* e controladas por falhas profundas.

Na Fossa da Estremadura, a intensa subsidência tectônica em sectores geometricamente diferenciados por falhas do embasamento é acentuada pela existência de um processo ativo de tectônica salina. Com efeito, ao longo das principais falhas profundas, observa-se em sísmica um espessamento importante das massas evaporíticas, cuja dinâmica foi a causa e o efeito das elevadas taxas de sedimentação nos umbigos de subsidência (depocentros) das sub-bacias (fig. 6). Mais a norte, na Fossa da Beira Litoral com subsidência mais moderada, as condições marinhas permaneceram rasas e os depósitos apresentavam espessuras menos variáveis.

O conjunto é interrompido no final do Berriasiano por uma descontinuidade com erosão (Dinis *et al.*, 2008), que é associada a um evento distensivo na margem oeste-ibérica, antecedendo o espalhamento oceânico no sector do Tejo e marcando o início da exumação do manto e o climax do rifteamento no sector da Ibéria e da Galiza (Pinheiro *et al.*, 1992; Dean *et al.*, 2000; Reston, 2005). Esta fase de rifteamento, exprimindo sobretudo uma assinatura atlântica, vai expressar-se através de uma migração do tempo de *break-up* de S para N e do início da criação de crosta oceânica ao longo de três sectores sucessivos: sector do Tejo, sector Ibérico e sector da Galiza, cuja evolução pode ser reconhecida através do registro sedimentar Cretáceo (Dinis *et al.*, 2008).

Valanginiano - Aptiano (Sequências L e M)

Continua a expansão do Atlântico Central com propagação do estiramento e subsidência para a Bacia Lusitânica. Permanece também a abertura do Tétis Alpino, mas abranda o espalhamento entre a Ibéria e o norte de Marrocos.

A Placa Ibérica apresenta tendência para se separar da Laurasia (por via da Bacia Pirenaica) e aproximar-se da África. A sedimentação, composta por calcários e arenitos registrando essencialmente sistemas costeiros e continentais, cujo depocentro localizava-se no sector sul (Península de Lisboa), reduz-se aos sectores central e meridional da Bacia Lusitânica nesta fase (fig. 5), com valores moderados de subsidência e permanecendo, o sector norte, em soerguimento e erosão. No Barremiano, define-se uma regressão (Dinis *et al.*, 2008), a qual se associa uma descontinuidade erosiva com evidências de paleocarsificação, limitando superiormente esta sequência. À esta paragem atribui-se um soerguimento regional associado ao início do espalhamento oceânico no sector da Ibéria (Whitmarsh e Wallace, 2001; Shillington *et al.*, 2004).

Finalmente, no final do Cretáceo Inferior, dá-se a ruptura e o espalhamento oceânico ao largo da fachada atlântica ibérica, ao mesmo tempo que cessa o afastamento entre a Ibéria e norte da África, passando ambos a fazer parte da mesma placa tectônica. O Tétis Alpino liga-se agora ao Atlântico Norte mais abertamente por N. A sedimentação, que continua a registrar sistemas costeiros com eventos carbonatados e siliciclásticos (Dinis *et al.*, 2008), permanece confinada aos sectores central e meridional da bacia, com valores reduzidos de subsidência.

Cretáceo Inferior a Terciário

Aptiano – Maastrichtiano (Sequências N, O e P)

No Aptiano Superior, um novo episódio de estruturação tectônica registra o início do espalhamento oceânico no sector da Galiza e está registrado por uma descontinuidade de âmbito bacinal, sobreposta por sedimentos aluviais e fluviais. Desta idade são também reconhecidas descontinuidades em sondagens na Galiza (Sibuet *et al.*, 1978; Mauffret e Montadert, 1988; Reston, 2005; Murillas *et al.*, 1990) e em muitas bacias da Europa ocidental, dos domínios tetisianos e boreais.

Os sedimentos siliciclásticos grosseiros que cobrem esta descontinuidade assentam em clara discordância sobre níveis estratigraficamente mais baixos, geralmente do Jurássico Superior e Médio, atingindo mesmo níveis do Jurássico Inferior. A distribuição espacial da amplitude deste evento evidencia um aumento das espessuras erodidas de sul para norte, desde cerca de 500m na região de Torres Vedras até mais de 2.000m na região de Coimbra-Aveiro. Este fato traduz a existência de levantamentos significativos e crescentes para N, possivelmente associados ao entumescimento térmico antecedente do *break-up* definitivo então registrado na margem oeste ibérica.

As bacias da borda ocidental da Ibéria passam então a integrar uma configuração geodinâmica de margem passiva, fato que justifica as reduzidas taxas de sedimentação que se verificam a partir desta fase, com um máximo de cerca de 500m de sedimentos acumulados desde o final do Aptiano até o final do Cretáceo.

A partir do Cretáceo Superior, devido à rotação da Placa Africana no N da Ibéria (limite setentrional da Placa), desenvolveu-se uma extensa zona de colisão, responsável pelo início da inversão na Bacia Lusitânica. Nos Pirineus, iniciou-se o encurtamento N-S, o qual só atingiria o limite África-Ibéria no Eoceno (Atlas, Béticas, etc.). Nesta altura, o espalhamento oceânico entrou até à Groenlândia, ao mesmo tempo que o Atlântico Sul se abria entre a América do Sul e a África Ocidental.

Após um ciclo do Cretáceo Superior, que termina com sistemas siliciclásticos progradantes para W e SW, concluindo com exposição subaérea e um silcreto (Pena dos Reis, 1983), acentua-se a inversão tectônica da Bacia Lusitânica, já iniciada no Turoniano (Berthou, 1971) e conduzindo ao soerguimento

de uma faixa central, a qual irá separar duas bacias cenozoicas a partir do final do Cretáceo: a Bacia do Mondego a N e a Bacia do Tejo a S. Este soerguimento tectônico no sector sul coincide com o início da atividade vulcânica na região de Lisboa. A rede fluvial que se estabelece com drenagem para NW e N tem origem no bloco soerguido a S e é controlada pelos alinhamentos diapíricos a W (fig. 5). A paleogeografia profundamente modificada restringe a sedimentação finicretácica pouco subsidente ao sector a N da Falha Lousã-Caldas.

Cenozoico

A partir do Luteciano Médio (Eoceno), a tectônica de blocos compartimentou o embasamento herciniano e os sedimentos, que o recobriam em duas grandes fossas com eixo NE-SW: a da Mondego e a do Baixo Tejo. A sedimentação aluvial restringe-se às fossas, com drenagem axial e subsidência fraca a N e moderada a S. Com fraca acomodação, o volume significativo de sedimentos então gerados utilizou estas fossas pouco subsidentes como corredores de *by-pass* em direção ao oceano a W.

No final do Mioceno, as fases tectônicas compressivas da orogenia Bética acentuaram os grandes levantamentos do Maciço Marginal, Cordilheira Central Portuguesa, Maciço Calcário Estremenho e elevação das montanhas submarinas do Porto e de Vasco da Gama. Em sectores restritos das bacias referidas, acumularam-se sedimentos aluviais pouco espessos, que estabeleceram sistemas costeiros de configuração aluvial e estuarina e com importância volumétrica significativa.

conclusões

A análise do preenchimento sedimentar que constitui o registro geológico da Bacia Lusitânica, permite reconstituir a evolução mesozoica desta bacia no seu contexto geodinâmico regional. Essa evolução pode ser sintetizada em sucessivas etapas tectonossedimentares, nas quais os preenchimentos registram a resposta dos sistemas deposicionais aos soerguimentos e subsidências diferenciados.

A gênese da Bacia Lusitânica integra-se no contexto da evolução da Europa Ocidental, com forte

condicionamento exercido pelas fases orogênicas de colisão e deformação dúctil no Permo-Carbonífero e frágil a partir do Permiano. As consequentes suturas e fraturas viriam a condicionar a própria gênese e configuração da Bacia Lusitânica a partir do Triássico Superior no contexto global de fraturamento do Pangeia e formação de sulcos intracontinentais na Europa ocidental e Leste da América. No território português, a subsidência acentuada concentrou-se em grabens assimétricos alongados NNE-SSW, rapidamente preenchidos por depósitos siliciclásticos em condições de acentuada aridez. A colmatação deu-se no final do Triássico, já em condições de afogamento marinho raso, em *onlap* expansivo associado à coalescência paleogeográfica e deposicional dos sulcos iniciais.

O início do Jurássico foi marcado pelo incremento da subsidência e criação de espaço de acomodação não compensado pela sedimentação, em virtude da escassez de aportes das áreas envolventes, parcialmente arrasadas. Esta situação promoveu a entrada generalizada de águas marinhas e deposição de materiais carbonáticos profundos e ricos em matéria orgânica. Uma ampla área subsidente abriu-se então a W e NW, ligando-se aos mares tetianos europeus. Ao longo do Jurássico Inferior e Médio, a subsidência foi se atenuando, registrando, no entanto, alguma instabilidade tectônica, sugerindo a manutenção da atividade das estruturas do embasamento orientadas NNE-SSW, em especial na borda ocidental. O final desta etapa é marcado pelo preenchimento por materiais carbonáticos progradantes e genericamente mais rasos para o topo.

No Caloviano, o raseamento da sedimentação atingiu níveis extremos com total emersão e paleo-carstificação nos sectores marginais da bacia. Esta tendência está registrada em toda a região ibérica e também nas bacias norte-atlânticas americanas (Jeanne D'Arc), acentuada por um importante evento geodinâmico regional, em que o alinhamento da Bacia Lusitânica com o rifteamento do Atlântico Central (já em espalhamento oceânico) induziu novos condicionamentos tectônicos. Esse alinhamento provocou uma reorientação das tensões e uma reconfiguração da bacia segundo uma fossa estrutural aberta para SSW. O referido evento traduziu-se por uma importante descontinuidade e lacuna estratigráfica regional, localmente com discordância angular.

Em toda a bacia, os depósitos iniciais pós-discordância caloviana são de caráter ainda transicional e ricos em matéria orgânica. A subsidência foi então fortemente retomada e as novas áreas

depocêntricas passaram a situar-se a SSW. Nestas áreas, as sub-bacias recém-criadas apresentam um forte controle geométrico pela tectônica local, atingindo taxas de subsidência extremamente elevadas.

A análise deste evento de rifte permite considerar uma forte criação de espaço de acomodação no Oxfordiano Médio, o início da fase paroxismal no Oxfordiano Superior e o clímax no Kimmeridgiano Inferior. A fase paroxismal foi acompanhada pela movimentação vertical e rotação de blocos intrabaciais, promovendo a carsificação e erosão de níveis carbonatados marinhos do Oxfordiano nas ombreiras e o preenchimento por olistostromas e turbiditos nas áreas mais subsidentes. Para esta instabilidade tectônica, contribuiu a movimentação diapírica, induzida pela espessura sedimentar acumulada ao longo do Jurássico e que começaria a ultrapassar os 1.000m.

Ao longo do Jurássico Superior, a sedimentação foi gradualmente compensando a subsidência em atenuação, com progradação de materiais siliciclásticos turbidíticos cada vez mais rasos, passando gradualmente a costeiros e flúvio-deltaicos.

A partir do início do Cretáceo Inferior, a subsidência permaneceu moderada e a deposição passou a ser predominantemente fluvial e costeira, com sedimentação mista siliciclástica e carbonática em função da ciclicidade tectono-eustática. A análise deste preenchimento permite identificar descontinuidades deposicionais com forte aporte terrígeno grosseiro e progradante, atribuído a eventos de espalhamento oceânico na fachada ibero-atlântica em sucessivos segmentos a sul e a oeste da Bacia Lusitânica no Berriasiano e no Barremiano, respectivamente.

No final do Aptiano, a abertura do Atlântico Norte a latitudes norte-ibéricas deixou marcas fortes no registro geológico da bacia. Importantes sectores foram então soerguidos, principalmente a norte e também na parte central, com significativas espessuras de sedimentos (até 1-2km) a serem erodidos e transportados para o oceano. Os sedimentos pós-*breakup* assentam frequentemente sobre o Jurássico, com caráter fortemente erosivo, progradante e com forte carga conglomerática, proveniente também das áreas do embasamento soerguidas a leste e a oeste.

O Cretáceo Superior é marcado pela transgressão marinha cenomaniense, cobrindo a maior parte da bacia com uma unidade carbonatada e de fácies recifal. De algum modo, este evento marca o final da subsidência e o preenchimento da Bacia Lusitânica, dado que a partir do Turoniano toda a parte meridional da bacia

entra em soerguimento com exposição e carsificação, enquanto a parte setentrional registra uma sucessão estratigráfica de depósitos pouco espessos associados à inversão tectônica da bacia, que se prolongaria e se acentuaria no Cenozoico.

Em geral, considera-se que a Bacia Lusitânica apresenta uma evolução complexa e que não traduz a simples abertura de uma margem atlântica passiva. A herança paleozoica foi determinante na estruturação e configuração da bacia nas suas sucessivas etapas tectonossedimentares, bem como na localização do magmatismo e do diapirismo, contribuindo para essa complexidade. No Mesozoico, a posição geodinâmica da Ibéria entre as placas Europeia, Africana e Americana e entre o Tétis e o Atlântico também condicionou fortemente essa evolução, passando pelas seguintes situações:

- i) inicialmente integrada na faixa colisional euro-americana;
- ii) afectada pelo fraturamento permo-triássico da Europa Ocidental;
- iii) apartada do continente norte-americano em direção à Europa Ocidental, por influência e alinhamento com a abertura do Atlântico Central no Jurássico Superior;
- iv) condicionada pelo início da abertura do Atlântico Norte, por segmentos progradantes para N até a ruptura e *break-up* no final do Cretáceo Inferior e
- v) afectada pela abertura da Biscaia, pela trajetória convergente com a placa africana e pela colisão pirenaica, instaurando um regime predominantemente compressivo e promotor da inversão tectônica da bacia de margem passiva no Cretáceo terminal e Cenozoico.

Em cada uma destas situações, as paleogeografias e relações tectonossedimentares foram distintas, produzindo um complexo mosaico estratigráfico, cujo entendimento é fundamental para a predição espaço-temporal dos diversos elementos dos sistemas petrolíferos reconhecidos nesta bacia.

agradecimentos

Os autores agradecem à Petrobras pelas condições financeiras e técnico-científicas para o desenvolvimento

do Atlantis no âmbito do Programa de Fronteiras Exploratórias do Centro de Pesquisas, com especial apreço aos geólogos Adriano Viana e Gilmar Bueno. Agradece-se também aos doze bolsistas deste projeto, sediados nas universidades de Portugal (Coimbra e Lisboa) e do Brasil (Sergipe), pelo intenso trabalho produzido, bem como a diversos consultores (Tiago Alves, Ramón Salas, Ricardo Pereira, Maria Helena Henriques, Angel Corrochano, Hugo Matias, entre outros), que contribuíram para a discussão de muitos dos temas aqui abordados. Finalmente, agradece-se à Divisão de Prospecção e Exploração de Petróleo (DPEP, Portugal) pelo acesso aos seus arquivos de dados exploratórios da bacia.

referências bibliográficas

ALVES, T. M.; MANUPPELLA, G.; GAWTHORPE, R. L.; HUNT, D. W.; MONTEIRO, J. H. The depositional evolution of diapir- vs. fault-bounded rift basins: examples from the Lusitanian Basin of West Iberia. **Sedimentary Geology**, Elsevier, v. 162, Tulsa, n. 3-4, p. 273-303, 2003.

ALVES, T. M.; MOITA, C.; SANDNES, F.; CUNHA, T.; MONTEIRO, J. H.; PINHEIRO, L. Seismic stratigraphy and structure of continental slope basins: the Peniche Basin north of 38°45'N, western Iberian margin. **AAPG Bulletin**, v. 90, n. 1, p. 31-60, 2006.

AURELL, M.; ROBLES, S.; BÁDENAS, B.; ROSALES I.; QUESADA S.; MELÉNDEZ G.; GARCÍA-RAMOS J. C. Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. **Sedimentary Geology**, v. 162, Tulsa, n. 3-4, p. 239-271, 2003.

AZERÊDO, A. C. **Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica)**: análise de fácies, micropaleontologia. 1988. Tese (Doutorado). Universidade de Lisboa, Portugal, 1988.

AZERÊDO, A. C. Calcareous debris-flows as evidence for a distally steepened carbonate ramp in West-Central Portugal. **Comunicações do Serviço Geológico de Portugal**, Lisboa, t. 74, p. 57-67, 1993.

AZERÊDO, A. C.; WRIGHT, V. P.; RAMALHO, M. M. The Middle-Late Jurassic forced regression and

- disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. **Sedimentology**, v. 49, n. 6, p. 1339-1370, 2002.
- AZERÊDO, A. C.; RAMALHO, M. M.; WRIGHT, P. V. The Middle-Upper Jurassic disconformity in the Lusitanian basin, Portugal: preliminary facies analysis and evidence for paleoclimatic fluctuations. **Journal of Iberian Geology**, 1998.
- AZERÊDO, A. C.; DUARTE, L. V.; HENRIQUES, M. H.; MANUPPELLA, G. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico inferior e médio. **Cadernos de Geologia de Portugal**. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 2003.
- BERTHOUS, P. Y. **Le Crétacé supérieur de l'Estrémadure portugaise**. 472 f. 1971. Thèse en Sciences, Paris, 1971.
- CALLAPEZ, P. M. **Estratigrafia e paleobiologia do Cenomaniano – Turoniano, o significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal**. 1998. 491 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Coimbra, Portugal, 1998.
- CANÉROT, J.; REY, J.; BAPTISTA, R.; MANUPPELLA, G.; PEYBERNÉS, B. Nouvelle interpretation structurale et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le sécteur de Caldas da Raínha (Portugal). **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, série 2, t. 320, n. 6, p. 523-530, 1995.
- CATUNEANU, O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 2006. 376 p.
- DEAN, S. M.; MINSHULL, T. A.; WHITMARSH, R. B.; LOUDEN, K. E. Deep-structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: the IAM-9 transect at 40°20'N. **Journal of Geophysical Research B**, v. 105, n. 3, p. 5859-5886, 2000.
- DINIS, J.; PENA DOS REIS, R. Litostratigrafia e modelo deposicionais nos "Grés Belasianos" (Cretácico) a Leste de Leiria (Portugal Central). **Geociências, Revista da Universidade de Aveiro**, v. 4, n. 2, p. 75-96, 1989.
- DINIS, J. L.; REY, J.; CUNHA, P. P.; CALLAPEZ, P.; PENA DOS REIS, R. Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. **Cretaceous Research**, v. 29, n. 5-6, p. 772-780, 2008.
- DRISCOLL, N. W.; HOGG, J. R.; CHRISTIE-BLICK, N.; KARNER, G. D. 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. **Geological Society of London**, Special Publication, v. 90, p. 1-28, 1995.
- DUARTE, L. V.; SOARES, A. F. Litostratigrafia das séries margocalcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). **Comunicações do Instituto Geológico Mineiro**, Lisboa, v. 89, p. 115-134, 2002.
- DUARTE, L. V. The Upper Sinemurian – Upper Toarcian succession in the Peniche peninsula: lithostratigraphy and Sequence Stratigraphy. In: DUARTE, L. V.; HENRIQUES, M. H. (Eds.) **Carboniferous and Jurassic carbonate platforms of Iberia, 58-60**. Coimbra: IAS, 2004.
- FERNANDES, A. R. B. **Controle Estrutural e evolução tectónica dos diapiros salíferos na Bacia Lusitânica**. 2009. 87 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Lisboa, Faculdade de Ciências, Departamento de Geologia, 2009.
- GARCÍA-FRANK, A.; URETA, S.; MAS, R. Aalenian pulses of tectonic activity in the Iberian Basin, Spain. **Sedimentary Geology**, v. 209, n.1, p. 15-35, 2008.
- GOMES, C. R.; SOARES, A. F.; MACEDO, C. R. O significado magnetostratigráfico de filões básicos da Meseta (Trancoso-Pinhel). **Memórias**, n. 4, p. 89-90, Universidade do Porto, 1995.
- HILL, G. **The Sedimentology and Lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal**. 1988. 290 f. PhD Thesis – Open University, 1988.
- HALLAM, A. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. **Palaeogeographic Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 167, n.1-2, p. 23-37, 2001.
- HENRIQUES, M. H. Les faunes d'Ammonites de l'Aalénien portugais: composition et implications paléobiogéographiques. **Geobios**, v. 18, p. 229-235, 1995.

- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, J. M.; RIBEIRO, A.; CONDE, L. **Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares**. Escala 1:1.000.000. Memória explicativa. Instituto Geológico y Minero de España, 1974. 113 p.
- LOTZE, F. Einige Probleme der Iberischen Meseta. **Geotektonische Forschungen**, v. 6, p. 1-12, 1945. Tradução do espanhol RÍOS, J. M. Algunos problemas de la Meseta Ibérica: publicaciones extranjeras sobre geología de España, 1950.
- MARTINS, L. T. **Actividade ígnea mesozóica em Portugal, contribuição petrológica e geoquímica**. 1991. 418 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Lisboa, Portugal, 1991.
- MARTINS, L. T.; MADEIRA, J.; YOUNG, N.; MATA, J.; MUNHÁ, J. M.; KERRICH, R. Rift-related magmatism of the Central Atlantic Magmatic Province in Algarve (Southern Portugal). **Lithos**, v. 101, n. 1-2, p. 102-124, 2008.
- MARTINS, L.; MIRANDA, R.; ALVES, C.; MATA, J.; MADEIRA, J.; MUNHÁ, J.; TERRINHA, P.; YOUNG, N.; BENSALAH, K. **Mesozoic magmatism at the West Iberian Margins: timing and geochemistry**. In: CENTRAL E NORTH ATLANTIC CONJUGATE MARGINS CONFERENCE, 2., 2010. v. 3, p. 172-175.
- MATTE, P. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in the Western Europe. **Tectonophysics**, v. 196, n. 3-4, p. 309-377, 1991.
- MATTE, P.; RIBEIRO, A. Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne de Galícia: relation avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'Arc Ibéro-Armoricain. **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences**, Paris, v. 280, p. 2825-2828, 1975.
- MAUFFRET, A.; MONTADERT, L. **Seismic stratigraphy off Galicia**. Departement Geologie Dynamique, Université Pierre et Marie Curie, Paris, Franc. In: BOILLOT, G., WINTERER, E. L. *et al.* (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results, Texas, v. 103, p. 13-20, 1988.
- MATOS, V.; MIRANDA, J. P.; PINA, B.; CALHOA, A. M.; PENA DOS REIS; PIMENTEL, N. Sistemas de falhas em afloramentos do Triásico Superior na região de Coimbra. In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA, 7., 2010, Portugal. Sociedade Geológica de Portugal. **Revista Eletrônica de Ciências da Terra**, v. 11, n. 3, 2010. Geosciences On-line Journal.
- MATTE, P. Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. **Tectonophysics**, v. 196, n. 3-4, p. 309-337, 1991.
- MIALL, A. D. The Sedimentary Basins of the United States of America. In: HSU, K. J. (Ed.) **Sedimentary Basins of the World**. Amsterdam: Elsevier, 2008. v. 5. 610 p.
- MIRANDA, J. P. **Aquisição e modelação de dados gravimétricos sobre o diapiro salino de Matacães, Torres Vedras, Bacia Lusitânica**. 2009. Dissertação (Mestrado) – Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra, Portugal, 2009.
- MIRANDA, R.; VALADARES, V.; TERRINHA, P.; MATA, J.; AZEVEDO, M. R.; GASPAR, M.; KULLBERG, J. C.; RIBEIRO, C. Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. **Cretaceous Research**, v. 30, n. 3, p. 575-586, 2008.
- MOUTERDE, R.; RUGET, C.; ROCHA, R. B. Le Lias moyen et supérieur de la région de Tomar. **Comunicações do Serviço Geológico de Portugal**, v. 55, p. 55-86, Lisboa, 1971.
- MOUTERDE, R.; ROCHA, R. B.; RUGET, C.; TINTANT, H. Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. **Ciências da Terra (UNL)**, n. 5, p.29-52, 1979.
- MURILLAS, J.; MOUGENOT, D.; BOILLOT, G.; COMAS, M. C.; BANDA, E.; MAUFFRET, A. Structure and evolution of the Galicia interior basin (Atlantic western Iberian continental margin). **Tectonophysics**, v. 184, n. 3-4, p. 297-319, 1990.
- PENA DOS REIS, R. **A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico Superior-Miocénico de Portugal**. 1983. 403 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Coimbra, Portugal, 1983.
- PENA DOS REIS, R. Depositional systems and sequences in a geological setting displaying variable sedimentary geometries and controls: example of the

- Late Cretaceous, Lusitanian Basin (Central Portugal). **Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro**, v. 87, p. 63-76, 2000.
- PENA DOS REIS, R. ; PIMENTEL, N.; BUENO, G. **Curso de Campo na Bacia Lusitânica**: roteiro. 3 ed. Coimbra, 2008. 136 p.
- PENA DOS REIS, R. P.; PIMENTEL, N. L.; GARCIA, A. **Curso de Campo na Bacia Lusitânica**: roteiro. 2 ed. Coimbra, 2007a. 162 p.
- PENA DOS REIS, R. P.; PIMENTEL, N. L.; GARCIA, A. J. V. The Lusitanian basin (Portugal): a new synthetic lithostratigraphic and geodynamic chart. In: MAPG CONFERENCE, 1., 2007, Marrakesh. **Abstracts...** Marrakesh, 2007b.
- PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL, N.; GARCIA, A. **The Evolution of the Atlantic Margin of Iberia as recorded in the Lusitanian Basin (Portugal)**. In: AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS, INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, Rio de Janeiro, Search and Discovery Article, 2009.
- PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL, N. L. **The Lusitanian basin (Portugal) – Lithostratigraphic and geodynamic correlation with other Portuguese and Moroccan basins**. In: BROWN, D. (Ed.) *Sharing Ideas, Embracing Opportunities*. Canada: CNSOPB, 2008. p. 64.
- PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL, N. L. Sistemas petrolíferos no on-shore da Bacia Lusitânica, uma visão geológica integradora. In: NORONHA, F.; RIBEIRO, A. (Eds.) **Ciências geológicas, ensino, investigação e sua história**. 2010. v. 2, p. 143-156.
- PENA DOS REIS, R.; DINIS, J. L.; CUNHA, P. P.; TRINCÃO, P. Upper Jurassic Sedimentary Infill and Tectonics of the Lusitanian Basin, Western Portugal. **GeoResearch Forum**, n. 1-2, p. 377-386, Zurich, 1996.
- PIMENTEL, N.; PENA DOS REIS, R.; GARCIA, A. The Lusitanian Basin, Portugal, and its North-American counterparts. In: MAPG CONFERENCE, 1., 2007. **Abstracts...** Marrakesh, 2007. p.59.
- PINHEIRO, L. M.; WHITMARSH, R. B.; MILES, P. R. The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia, II: Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain. **Geophysical Journal International**, v. 109, n. 1, p. 106-124, 1992.
- PINHEIRO, L. M.; WILSON, R. C. L.; PENA DOS REIS, R. P.; WHITMARSH, R. B.; RIBEIRO, A. **The western Iberia Margin**: a geophysical and geological overview. In: WHITMARSH, R. B.; SAWIER, D. S.; KLAUS, A.; MASSON, D. G. (Eds.) *Proceedings of Oil Drilling Project, Scientific Results*, v. 149, p. 3-23, 1996.
- RASMUSSEN, E. S.; LOMHOLT, S.; ANDERSEN, C.; VEJBÆK, O. V. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. **Tectonophysics**, v. 300, n. 1-4, p. 199-225, 1998.
- REY, J. **Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal)**. N. S., n. 21, Lisboa, 1972. 477 p. (Memórias do Serviço Geológico de Portugal).
- RESTON, T. J. Polyphase faulting during the development of the west Galicia rifted margin. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 237, n. 3-4, p. 561-576, 2005.
- RIBEIRO, A. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: DALLMEYER, R. D.; MARTINEZ-GARCIA, E. (Eds.) **Pre-Mesozoic Geology of the Iberian Peninsula**. Berlin: Springer, 1990. p. 399-409.
- RIBEIRO, A.; SANDERSON, D. SW Iberia, transpressional orogeny in the Variscides. In: GEE, D. G.; ZEYEN, H. J. (Eds.) **Lithosphere dynamics, origin and evolution of continents**. Europrobe, Uppsala University, 1996. 138 p.
- RIBEIRO, A.; MUNHÁ, J.; FONSECA, P. E.; ARAÚJO, A.; PEDRO, J. C.; MATEUS, A.; TASSINARI, C.; MACHADO, G.; JESUS, A. Variscan ophiolite belts in the Ossa-Morena Zone (Southwest Iberia): Geological characterization and geodynamic significance. **Gondwana Research**, v. 17, n. 2-3, p. 408-421, 2010.
- RUGET, C.; THIERRY, J.; ROCHA, R. B.; DELANCE, J. H.; LAURIN, B.; MOUTERDE, R.; TINTANT, H. Stratigraphie du Dogger et crise lusitanienne dans la Serra de Candeeiros. **Ciências Terra (UNL)**, Lisboa, n. 9, p. 55-62, 1988.
- SHILLINGTON, D. J.; HOLBROOK, W. S.; TUCHOLKE, B. E.; HOPPER, J. R.; LOUDEN, K. E.; LARSEN, H. C.;

VAN AVENDONK, H. J. A.; DEEMER, S.; HALL, J. **Data report:** marine geophysical data on the Newfoundland nonvolcanic rifted margin around SCREECH transect 2. In: TUCHOLKE, B. E.; SIBUET, J. C.; KLAUS, A. (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Project, Initial Reports, 210, p. 1-36, 2004.

SIBUET, J. C.; CHARPAL, O.; MONTADERT, L.; RYAN, W. B. F. Mouvements verticaux dans la région des bancs de Galice (Atlantique nord-est), d'après les résultats du Leg 47B. **Bulletin de la Société Géologique de France**, v. 20, n. 4, p. 365-373, 1978.

SOARES, A. F.; MARQUES, J. F.; ROCHA, R. B. Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. **Memórias e Notícias**, Coimbra, v. 100, p. 41-71, 1985.

TURELL, J. D.; PARES, J. M. El Triasico de la Peninsula Ibérica, nuevos datos paleomagnéticos. **Cuadernos de Geología Iberica**, Serviço de Publicaciones da Universidad Complutense, Madrid, n. 20, p. 367-384, 1996.

UPHOFF, T. L. Subsalt (pre-Jurassic) exploration play in the northern Lusitanian Basin of Portugal. **AAPG Bulletin**, v. 89, n. 6, p. 699-714, June 2005.

WHITMARSH, R. B.; WALLACE, P. J. **The rift-to-drift development of the west Iberia nonvolcanic continental margin:** a summary and review of the contribution of Ocean Drilling program Leg 173. In: BESLIER, M. O.; WHITMARSH, R. B.; WALLACE, P. J.; GIRARDEAU, J. (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results, 173, p. 1-36, 2001.

WITHJACK, M. O.; SCHLISCHE, R. W. A review of tectonic events on the passive margins of eastern North America. In: POST, P. (Ed.) **Petroleum Systems of Divergent Continental Margin Basins**, 2005.

WITHJACK, M. O.; SCHLISCHE, R. W. **A review of tectonic events on the passive margins of eastern North America.** In: POST, P. (Ed.) **Petroleum Systems of Divergent Continental Margin Basins.** Trabalho apresentado em 25th Research Conference, Houston, p. 203-235, 2005.

WILSON, R. C. L. A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. **Ciências da Terra (UNL)**, n. 5, p. 53-85, 1979.

WILSON, R. C. L. Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. **Revista da Sociedade de Geologia da Espanha**, v. 1, n. 3-4, p. 393-407, 1988.

WITT, W. G. **Stratigraphy of the Lusitanian Basin.** Lisbon, Portugal: Shell Prospex Portuguesa, 1977. Unpublished report. In: PETROLEUM POTENCIAL OF PORTUGAL, GPEP, 1986.

WRIGHT, V. P.; WILSON, R. C. L. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. **Journal of Sedimentology and Petrology**, Tulsa, v. 54, n. 2, p. 394-412, 1984.

ZIEGLER, P. A. **Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys.** Tulsa: AAPG, 1988. 198 p. (AAPG Memoir, 43).

expanded abstract

The analysis of the sedimentary infill of the Lusitanian Basin allows the reconstruction of its Mesozoic evolution within a Western-European geodynamic context. That evolution may be summarized in successive tectono-sedimentary steps, during which the infills record the response of the depositional systems to time and space differentiated subsidences and uplifts.

The genesis of the Lusitanian Basin may be integrated in the Late Paleozoic evolution of Western Europe, with a strong influence of the Carboniferous to Permian orogenic phases of collision and ductile deformation and Permian brittle fracture. Those sutures and fractures would condition the origin and configuration of the Lusitanian Basin since the Late Triassic, in the global context of the Pangaea break-up and intra-continental troughs in Western Europe and East America. In Western Iberia, strong subsidence concentrated in asymmetric NNE-SSW-trending grabens, rapidly filled by alluvial-fan siliciclastic deposits passing to sabkha evaporite clays and salts, under arid climatic conditions. At the end of the Triassic, the basin became filled-up, due to a shallow marine tethyan ingression, with expansive onlap associated to paleogeographic coalescence of the initial troughs.

The beginning of the Jurassic was marked by increased subsidence and accommodation space, not compensated by sedimentation, due to the scarcity of inputs from the surrounding areas, already largely eroded. This situation promoted a generalized marine ingression and deposition of deep-sea carbonates, rich in organic matter. A large subsiding ramp had developed by then, deepening towards W and NW and connecting itself to the tethyan European seas. Throughout the Early and Middle Jurassic, the subsidence was been attenuated, with some tectonic instability, suggesting the activity of NNE-SSW-trending basement structures, especially on the western border of the basin. A prograding and shallowing-up carbonate fill-up marks the end of this mainly marine and carbonate evolutionary step.

The Callovian is marked by strong shallowing and even emersion with paleo-karstification at the borders of the basin. This event is present in all Iberia and also in the North-Atlantic American basins, possibly related to the alignment of the Central Atlantic ocean-spreading with the Western Iberian facade

and the Lusitanian Basin rifting. This geodynamic re-organization promoted a regional unconformity and the re-orientation of the subsiding trough towards NNE-SSW.

The initial post-unconformity deposits are mainly transitional and rich in organic matter. Intense subsidence started again in Oxfordian, with depocenter areas located to the SSW, strongly controlled by basement structures. Maximum subsidence and accommodation space, associated to the rift climax, were attained in the Lower Kimmeridgian. Uplift and intra-basinal block rotation promoted karstification and erosion of Oxfordian carbonates in the rift-shoulders. This instability may have been contemporary to important diapiric vertical movements, considering an over 1.000m thick overburden of the Triassic salt, by then.

Towards the end of the Jurassic, sedimentation gradually compensated subsidence and siliciclastic turbidites prograded into the basin, passing to coastal and fluvio-deltaic deposits in Tithonian times.

During the Early Cretaceous, subsidence was low and sedimentation was mainly fluvial and coastal, with alternating and mixed siliciclastics and carbonates, associated to local and global eustatic cycles. Some strong coarse-grained prograding siliciclastics mark basinal ruptures, related to the ocean-spreading events at the Iberian Atlantic facade, to the SW of the Lusitanian Basin, in Berriasian (with transitional magmatic intrusions underlining this event) and Barremian times.

The opening of the North Atlantic west of Iberia at Late Aptian times, introduced a strong geological record in the basin, with important uplifts (up to 2km in the northern sectors), intense erosion and coarse post-breakup conglomerates being carried towards SW. The Late Cretaceous is marked by a Cenomanian transgression, covering the basin with reefal carbonates, representing the end of the basin's subsidence and infill. Since the Turonian, emersion became predominant in the southern sectors and thin sediments in the northern sectors register the beginning of the tectonic inversion history of the basin. Piercing of the thick Mesozoic cover by diapiric bodies and by alkaline volcanics was also attained by then. The tectonic inversion of the basin would continue and even accentuate during the Tertiary, associated to the alpine collisions.

The Lusitanian Basin presents a complex evolution which should not be assigned strictly to the opening of a passive Atlantic margin. Paleozoic

inheritance was crucial on the structural evolution of the basin, defining sub-basins and depocenter axes, magmatic events and diapiric movements. Mesozoic geodynamic location of the basin between European, African and North-American plates, as well as between the Tethys and the

Atlantic oceans, also contributed to this complexity. The understanding of this mosaic, involving rapidly changing paleogeographies and tectono-sedimentary relationships, is crucial to deal with the petroleum system elements, recognized and active in the basin, and to predict its articulation in space and time.

autores



Rui Paulo Bento Pena dos Reis
Universidade de Coimbra
Faculdade de Ciências e Tecnologia
Departamento de Ciências da Terra

penareis@dct.uc.pt

Rui Paulo Bento Pena dos Reis nasceu em Assentis-Torres Novas em 15 de junho de 1952. Pela Universidade de Coimbra licenciou-se em Geologia em 1976, doutorou-se em Estratigrafia em 1984 e fez a agregação em 2001. Desde 1977 lecciona e desde 1984 supervisiona projetos de mestrado, de doutoramento e de pós-doutoramento em Estratigrafia, Sedimentologia e Geologia de Petróleo no Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra. Especialista em estratigrafia e análise de bacias, é autor ou coautor de um grande número de capítulos de livros e artigos científicos, fundamentalmente relacionados à Estratigrafia de Sequências e Análise de Sistemas Petrolíferos em Bacias Atlânticas. Desde 1992, coordena projectos exploratórios de I&D com a indústria.



Nuno Lamas Pimentel
Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Geologia

Pimentel@fc.ul.pt

Nuno Lamas Pimentel é nascido em Lisboa em 1963. Obteve a Graduação em Geologia e Doutorado em Estratigrafia e Sedimentologia pela Universidade de Lisboa em 1997, sendo docente desta universidade desde 1987. Colaborou em diversos projetos de pesquisa na área sedimentar em Portugal e no Brasil desde 2000. Foi membro coordenador do Projeto Atlantis (2007-2010) e actualmente do Projeto Sagres, ambos para o Centro de Pesquisas da Petrobras. Co-organizou a “II Conjugate Margins Conference, Lisbon-2010” e diversos Cursos de Campo na Bacia Lusitânica para a Petrobras a partir de 2006.



Antônio Jorge Vasconcelos Garcia

Universidade Federal de Sergipe
NUPEG – Petrobras/UFS/FAPESE
Núcleo de Geologia – NUGEO

garciaageo@hotmail.com

Antônio Jorge Vasconcelos Garcia nasceu em 18 de abril de 1956 em Belém. Graduiu-se geólogo em 1978 pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul, concluiu mestrado em Geociências em 1982 pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul e doutorou-se em Geociências em 1992 pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Pós-Doutorado pela Universidade de Uppsala, Suécia, em 1996. Especialização em Gestão da Qualidade, com ênfase na Gestão de Equipes Multidisciplinares, em 1999 pela UNISINOS. Iniciou carreira docente em 1983 atuando como professor de graduação e pós-graduação da Universidade Federal de Ouro Preto, atuando no Programa de Mestrado em Geologia de Reservatório. Em 2006, transferiu-se para a Universidade Federal de Sergipe, colaborando com a implantação do Curso de Geologia e coordenando projetos para a Petrobras voltados para a Caracterização Multiescalar de Reservatórios e Análise de Bacias. Atualmente, desenvolve pesquisa aplicada focando a caracterização multiescalar de reservatórios em rochas carbonáticas envolvendo estudos de afloramentos análogos e a formação de recursos humanos.