

roteiros geológicos

Guia de Campo da Bacia Lusitânica, Portugal

Field trip guide of the Lusitânica Basin, Portugal

Nuno Lamas Pimentel | Rui Paulo Bento Pena dos Reis | Gilmar Vital Bueno

resumo

A Bacia Lusitânica localiza-se na margem ocidental da Placa Ibérica e pertence a uma família de bacias marginais criadas durante o processo de rifteamento do Atlântico Norte iniciado no final do Triássico e que se conclui no Aptiano com a implantação da dorsal oceânica entre a Ibéria e a Terra Nova. Possui cerca de 5km de espessura máxima de sedimentos e sua porção terrestre estende-se por 320km na direção norte-sul e 180km na leste-oeste.

Geralmente, as seções riftes encontram-se a grandes profundidades, o que dificulta a interpretação da arquitetura bacinal, bem como a compreensão do seu preenchimento e processos deformadores, causando impacto negativo na prospectividade

da seção sinrifte. A condução de geocientistas a bacias rifte aflorantes lhes amplia a percepção dos eventos tectonossedimentares típicos deste particular ambiente distensivo. A Bacia Lusitânica se insere neste contexto pela excelência da qualidade dos seus afloramentos, representativos da sua evolução polifásica e que permitem um estudo comparativo a ambientes de outras bacias atlânticas.

No roteiro, são visitados afloramentos que permitem interpretações tanto da escala sísmica quanto ao nível de reservatório e cobrem um amplo espectro evolutivo em Margem Atlântica Portuguesa, envolvendo fases distensivas associadas a uma tectônica halocinética, seguidas por uma compressão, que afetam um preenchimento ora carbonático ora siliciclástico.

abstract

The Lusitanian Basin is located on the western margin of the Iberian plate and belongs to a family of marginal basins which came about during the rifting of the North Atlantic that started at the end of the Triassic and it ends in the Aptian with the formation of mid-ocean ridges between Iberia and Newfoundland. It has about 5km of maximum sediment thickness and its ground portion extends for 320km north-south and 180km in the east-west.

Generally, such rift sections are at great depths and this makes the interpretation of the basin architecture as well as the understanding of its completion and deforming processes very difficult, which impacts negatively on the prospectivity of the sin-rift section. The field trip of the geoscientists to the rift basins outcropping widens their perception of events typical of this particular tectono-sedimentary extensional environment. The Lusitanian Basin is included in this context because of the excellent quality of its outcrops, representing the polyphase evolution enabling a comparative study of the environments of other Atlantic basins.

The field trip itinerary included visits to outcrops that enable both the interpretations of the seismic scale as well as the reservoir level covering a broad spectrum of the evolution of the Portuguese Atlantic Margin, involving distensive phases associated with a tectonic halokinetic, followed by compression, which sometimes affect the filling which can be either carbonate or siliciclastic.

introdução

A Bacia Lusitânica expõe em numerosos locais as diversas unidades litoestratigráficas que compõem o registro sedimentar da sua evolução, com mais de 5.000m de espessura máxima acumulada ao longo de mais de 150 Ma. Essa exposição acentuada deve-se a sua intensa deformação tectônica, associada à inversão da bacia no Cretáceo terminal e Terciário e, também, ao diapirismo perfurante.

O roteiro da Bacia Lusitânica aqui apresentado traduz o resultado acumulado de diversos Cursos de Campo realizados pelos autores para a Petrobras entre 2004 e 2010 (Garcia *et al.*, 2004; Pena dos Reis e Pimentel, 2006; Pena dos Reis *et al.*, 2007; Pena dos Reis *et al.*, 2008; Pena dos Reis e Pimentel, 2010). No decorrer desses cursos foi possível seleccionar os melhores afloramentos, cuja exposição, evidências, significado e interpretação poderão trazer maior riqueza a quem os observa. Naturalmente, a distribuição estratigráfica não é uniforme, privilegiando as etapas em que os acontecimentos registrados têm maior significado evolutivo, incluindo as fases de maior subsidência, as descontinuidades e os eventos diapíricos. A localização geográfica é heterogênea, especialmente os afloramentos com melhores condições de exposição, concentrados ao longo das arribas litorais existentes entre Coimbra e Lisboa.

Em seu conjunto, estamos certos de que a Bacia Lusitânica tem um elevado potencial para observação, análise e conceptualização da evolução tectonossedimentar de bacias atlânticas, constituindo assim uma bacia-escola com elevado potencial para treinamento de acadêmicos e profissionais (Pena dos Reis *et al.*, 2008; Pena dos Reis, 2008). Sendo assim, convidamos os geólogos e geofísicos com perfil exploracionista para conhecer esta bacia nas suas múltiplas vertentes científicas, técnicas, paisagísticas e humanas, usufruindo da proximidade cultural que nos une de um lado a outro do Atlântico.

enquadramento geológico

A Bacia Lusitânica evoluiu ao longo do Mesozoico, desenvolvendo-se com uma história longa e complexa sobre um substrato pré-câmbrico e Paleozoico. A bacia foi palco de um espesso preenchimento sedimentar,

atingindo mais de 5km e, posteriormente, dando lugar à instalação de bacias terciárias em alguns dos seus sectores. Deste modo, justifica-se apresentar um panorama geral mais amplo (estratigráfico e geográfico) do contexto geológico da Bacia Lusitânica, já que alguns elementos dos sistemas petrolíferos nela presentes e intervenientes englobam rochas de outras idades, como sejam níveis geradores do Paleozoico ou reservatórios do Cenozoico.

bacias paleozoicas

Ao longo da evolução paleozoica do território português predominou a sedimentação siliciclástica marinha, porém, havendo, localmente e em episódios, condições para a acumulação de quantidades significativas de matéria orgânica (Uphoff, 2005). No entanto, a espessa acumulação de sedimentos, acentuada pela intensa estruturação resultante da orogenia Varisca, produziu uma maturação elevada e geralmente superior à desejável. Na Zona Centro-Ibérica (ZCI) (Lotze, 1945) (fig. 1), o início do Silúrico foi marcado por um aumento da profundidade do mar epicontinental, promovendo sedimentação terrígena fina em ambiente redutor, incluindo pelitos negros graptolíticos ricos em matéria orgânica, passando gradualmente a fácies areníticas de ambientes mais rasos. Após os calcários e turbiditos do Devónico Inferior, surge uma lacuna do registo geológico até o Carbonífero Superior. A esta altura, pequenas bacias continentais intramontanhosas preservaram sedimentos flúvio-lacustres, por vezes carbonosos, ricos em matéria orgânica vegetal (Domingos *et al.*, 1983).

Também na Zona de Ossa-Morena (ZOM), o Silúrico Inferior é marcado por sedimentação muito condensada, com pelitos negros ricos em graptólitos. Após a sedimentação menos profunda do Silúrico e Devónico, com instabilidade e vulcanismo no Carbonífero Inferior, desenvolveram-se pequenas bacias intramontanhosas com ocorrências de acumulações de carvão no Carbonífero Superior.

Na Zona Sul-Portuguesa (ZSP), a sedimentação paleozoica está registrada a partir do final do Silúrico, marcada por frequente instabilidade e acumulação de materiais siliciclásticos imaturos, com níveis carbonatados e siliciosos associados à actividade vulcânica. A partir do Carbonífero, a compressão gerou uma ampla bacia de *foreland* preenchida por turbiditos clásticos, os quais apresentam por vezes fácies escuras e com preservação de matéria orgânica. Portanto, as ocorrências de xistos negros

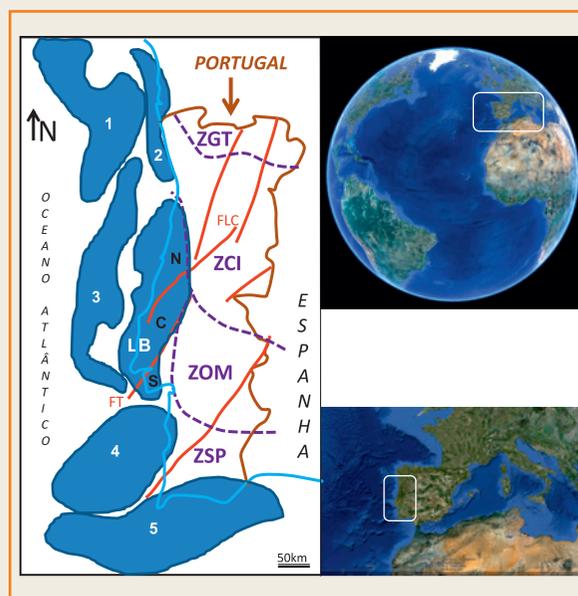


Figura 1

Esquema da situação da Bacia Lusitânica no contexto das bacias mesozoicas portuguesas e seu embasamento Paleozoico. LB - Bacia Lusitânica; N - sector norte; C - sector central; S - sector sul. FLC - Falha Lousã-Caldas e FT - Falha do Tejo. 1) Bacia da Galiza; 2) Bacia do Porto; 3) Bacia de Peniche; 4) Bacia do Alentejo; 5) Bacia do Algarve. ZSP - Zona Sul-Portuguesa; ZOM - Zona de Ossa-Morena; ZCI - Zona Centro-Ibérica e ZGT - Zona Galaico-Transmontana.

marinhos do Silúrico e de carvões continentais do Carbonífero, em ambos os casos apenas na ZCI e ZOM e a par de alguns níveis interessantes na ZSP, merecem, referência.

bacias mesozoicas

A evolução mesozoica da Ibéria está marcada pela fracturação da Pangeia e pela influência de dois oceanos: o Tétis a leste e o Atlântico a oeste e sul. No território português, estão definidas duas orlas mesozoicas, separadas por cerca de 200km: uma entre Aveiro e Setúbal, relacionada à Bacia Lusitânica e outra entre Sagres e Vila Real de Santo António, relacionada à Bacia do Algarve. Entre ambas, 50km a sul de Setúbal, encontram-se alguns afloramentos da Bacia do Alentejo. Estas orlas, presentes no *onshore*, prolongam-se para *offshore*, onde as três bacias se estendem para áreas mais afastadas da costa e com maiores batimetrias.

A Bacia Lusitânica é a mais bem estudada, devido à sua proximidade aos centros de investigação e à excelente qualidade dos afloramentos, bem como devido ao seu elevado interesse do ponto de vista científico e económico (Azerêdo *et al.*, 2003; Rey *et al.*, 2006).

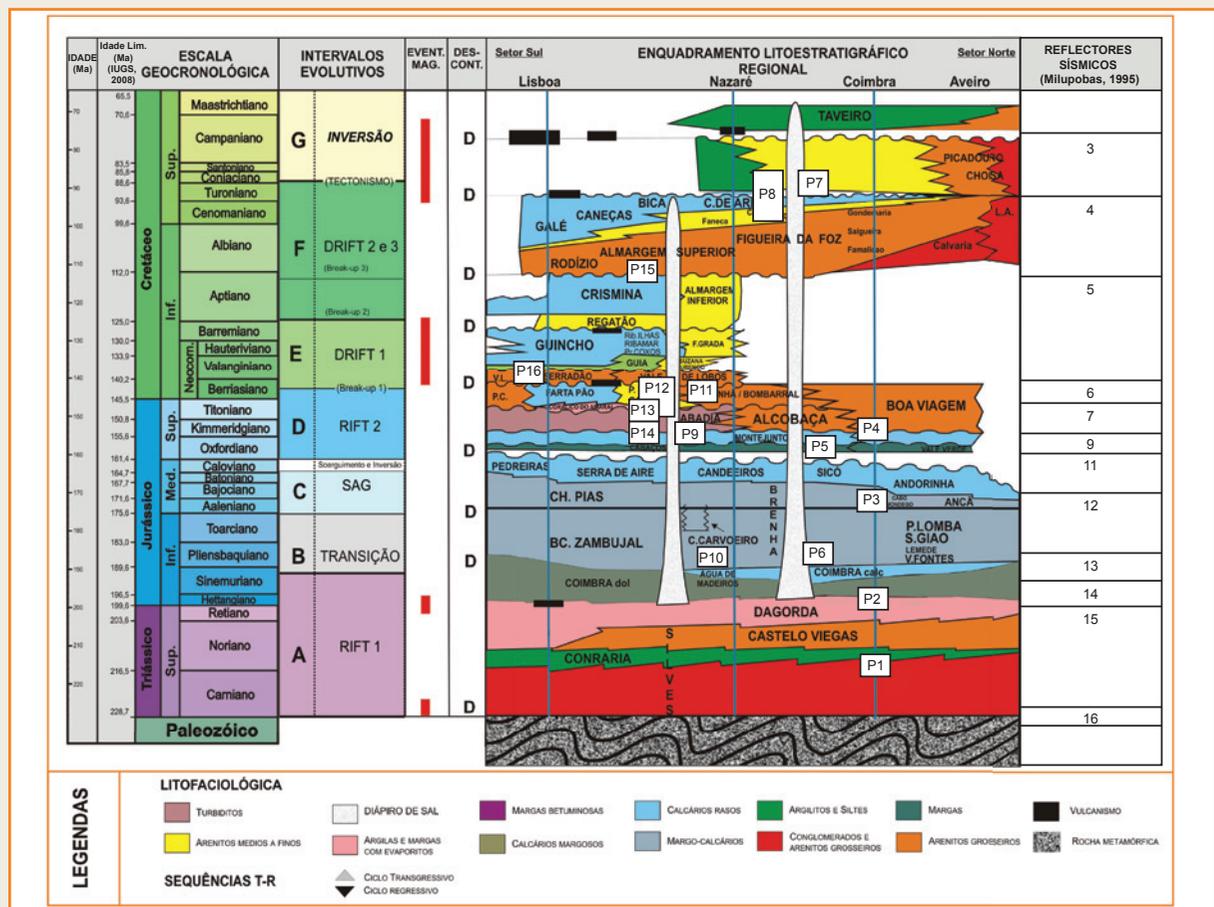
No registo Mesozoico da Bacia Lusitânica identificam-se cinco grandes etapas de enchimento que possuem uma clara correspondência com as fases de estruturação do Atlântico (fig. 2). Estão representadas pelas seguintes sequências limitadas por discordâncias (UBS - unconformity bounded sequences) (Wilson *et al.*, 1990; Pena dos Reis *et al.*, 1992): UBS1) Triássico Superior - Caloviano (Intervalo I.1-4); UBS2)

Figure 1

Sketch of the position of the Lusitanian Basin in the framework of the Portuguese Mesozoic basins and its Paleozoic basement. LB - Lusitanian Basin; N - North Sector; C - Central Sector; S - South Sector; FLC - Lousã-Caldas Fault; FT - Tejo Fault; 1) Galiza Basin; 2) Porto Basin; 3) Peniche Basin; 4) Alentejo Basin and 5) Algarve Basin. ZPS - South Portuguese Zone; ZOM - Ossa-Morena Zone; ZCI - Central-Iberian Zone and ZGT - Galicia-Transmontana Zone.

Figura 2
Quadro de posicionamento litoestratigráfico dos 16 pontos de observação.

Figure 2
Lithostratigraphic chart for the 16 observation points.



Oxfordiano – Berriasiano (Intervalo II.1); UBS3) Valanginiano – Aptiano Inferior (Intervalo II.2+II.3); UBS4) Aptiano Superior - Campaniano Inferior (Intervalo III) e UBS5) Campaniano Superior – Maastrichtiano (Intervalo IV). No enchimento Terciário foram diferenciadas várias outras UBS (UBS 6 até UBS 13; Cunha, 1992). A sua estruturação inicial data do Triássico Superior, e está relacionada à fracturação da Pangeia, a que se sucedeu a formação de sulcos intracontinentais, progressivamente invadidos pelo mar tetiseano. Esta etapa promoveu a acumulação de depósitos siliciclásticos (Grupo Silves) (Palain, 1976), seguidos de depósitos argilosos com importantes massas de halita e gesso, apresentando para o topo argilas negras lagunares (Formação Dagorda - Hetangiano), já evidenciando a provável comunicação com o Tétis. Os primeiros níveis francamente marinhos são de idade Sinemuriano, com calcáriosossilíferos e dolomitos (Formação Coimbra).

Durante a abertura, persistiram as influências marinhas, configurando uma rampa inclinada para NW, traduzindo-se na acumulação de uma espessa sequência margo-calcária, com alguns níveis registrando maior profundidade e ricos em matéria

orgânica (Grupo Brenha - Pliensbaquiano-Aaleniano) (Duarte, 1998; 2004; 2006). Seguiu-se em progradação uma sequência carbonatada mais rasa e tendencialmente regressiva e de colmatção, com deposição de calcários oolíticos e fácies de barreira (Grupo Candeeiros - Bajociano-Batoniano) (Azeredo *et al.*, 2003).

O final do Jurássico Médio foi marcado por um importante evento à escala bacinal e regional, com regressão acentuada e associada ao soergimento diferenciado, incluindo exposição subaérea e até erosão de parte das sequências marinhas anteriormente depositadas. Este segundo episódio de rifte na Bacia Lusitânica resultou de uma importante reorganização geodinâmica e na reabertura da bacia para sudoeste (Pena dos Reis *et al.*, 1995). O retorno das condições marinhas foi feito gradualmente. De início, com condições lagunares restritas propícias à acumulação de matéria orgânica (Formação Cabaços - Oxfordiano Inferior) e, posteriormente, com condições marinhas por vezes profundas e redutoras (Formação Montejunto - Oxfordiano Superior). A subsidência atingiu o seu auge, sendo particularmente intensa em distintas sub-bacias de transtensão no sector central com a acumulação de turbiditos profundos,

por vezes ricos em matéria orgânica (Formação Abadia - Kimeridgiano) (Pena dos Reis *et al.*, 1999) (Projecto Milupobas, 1996). A progressiva colmatação da bacia, que se prolongou até o Berriasiano, foi notada através da progradação de depósitos transitórios e fluviais (Formação Lourinhã - Titoniano) (Hill, 1988; Bernardes, 1992).

No Cretáceo Inferior, deu-se a ruptura continental e a gênese de crosta oceânica atlântica em três segmentos marcados por outras descontinuidades (Rey *et al.*, 2006). A sedimentação correlativa consiste em acarreios siliciclásticos grossos, que passam distalmente a arenitos finos e calcários rasos, com alternâncias prográdantes e retrogradantes em função da expressão eustática regional (grupos Torres Vedras e Almargem - Berriasiano-Albiano). O início do Cretáceo Superior foi marcado por uma importante tendência transgressiva regional, traduzindo-se em uma expansão dos carbonatos, incluindo fácies recifais e algumas fácies mais protegidas e confinadas com maiores teores em matéria orgânica (Grupo Cacém - Cenomaniano-Turoniano). No Cretáceo terminal, deu-se a emersão generalizada da Bacia Lusitânica, com excepção de alguns sectores litorais a norte (Cunha e Pena dos Reis, 1995; Pena dos Reis, 2000; Dinis *et al.*, 2008). Nesta fase, ocorrem episódios importantes de vulcanismo intrusivo e extrusivo, bem como de extrusão diapírica.

A Bacia do Algarve evidencia algum paralelismo geológico com a Bacia Lusitânica, diferindo principalmente pelo carácter de bordadura dos depósitos presentes no *onshore* (fig. 1). Reconhece-se a mesma sequência Triássico Superior - Jurássico Médio, embora sem os níveis profundos e ricos em matéria orgânica identificados na Bacia Lusitânica. A sequência Jurássico Superior - Cretáceo está menos bem representada e igualmente sem fácies profundas dignas de registo.

A Bacia do Alentejo apenas apresenta em *onshore* alguns afloramentos na região entre Santiago do Cacém e Sines (fig. 1), com bom registo geológico do Triássico Superior e Jurássico Inferior e escassa representação do Jurássico Médio a Cretáceo. Essencialmente, os traços gerais são idênticos aos reconhecidos na Bacia Lusitânica e na Bacia do Algarve, porém, com menores espessuras e com predomínio de fácies de bordadura.

bacias cenozoicas

Durante o Mesozoico e parte do Cenozoico, as estruturas com direcção NE-SW e NNE-SSW tiveram

um comportamento distensivo. Todavia, já a partir do final do Cretáceo, principalmente durante a Orogenia Bética, o bordo ocidental da Placa Ibérica sofreu uma deformação compressiva, que teve como principal consequência a progressiva inversão do eixo central da bacia, soerguendo e exumando, em particular, as espessas séries do Mesozoico.

Inicia-se a inversão da Bacia Lusitânica e das orlas em geral, com continentalização da sedimentação e definição de áreas emersas ou mesmo em erosão. No entanto, alguns sectores permaneceram em subsidência, permitindo o enchimento com sedimentos essencialmente terrígenos desde o Paleogênico até o final do Neogênico, dando origem às bacias cenozoicas do Tejo e do Mondego na região anteriormente ocupada pela Bacia Lusitânica. A acumulação sedimentar nestas bacias atingiu espessuras importantes (muitas centenas de metros), com o predomínio da alternância de areias e argilas (Pais e Legoínha, 2004).

Além da acumulação sedimentar terciária nas orlas, também considera-se a intensa erosão sofrida pelas áreas interiores emersas e em generalizado soerguimento. Esta erosão gerou abundantes sedimentos que foram carreados em direcção ao mar, colmatando depressões ou transitando para as áreas actualmente imersas ao largo da costa portuguesa. Desta forma, presume-se a existência de espessos depósitos siliciclásticos terciários no *offshore* ao longo das costas ocidental e meridional portuguesas.

descrição dos pontos de observação

As paisagens herdadas mostram de forma bastante eloquente uma evolução complexa e, não raro, difícil de decifrar, pois nos remetem ao desaparecimento de um antigo oceano (o Tétis), sobre cujos braços e estruturas nasceu um novo oceano (o Atlântico).

A viagem seguirá o trajecto anunciado a seguir, o qual foi preparado após a selecção dentre as inúmeras possibilidades possíveis, devido a abundância de excelentes exposições. Procurou-se fornecer aos participantes informações essenciais para um bom entendimento dos afloramentos e seu significado na evolução da bacia. Em cada parada os geocientistas poderão se situar no intervalo geodinâmico que compõe a evolução da margem atlântica da placa Ibérica ao longo dos últimos 150 Ma, desde seu início no Triássico Superior até a inversão tectónica no Cretáceo Superior (fig. 3 e tabela 1)

Tabela 1

Síntese dos principais aspectos a observar nos 16 pontos descritos no contexto evolutivo da Bacia Lusitânica.

Table 1

Synthesis of the main aspects to be observed in each of the 16 observation points in the Lusitanian Basin's geodynamic framework.

ETAPA	PARADA	OBSERVAÇÃO
INVERSÃO	P7 – Paredes de Vitória P8 – Nazaré	Fm. Grês Grosseiros Superiores: Siliciclásticos fluviais em discordância angular sobre calcários da Fm. Costa D'Arnes; impregnação de óleo; deformação diapírica. Fm. Grês Grosseiros Superiores: Sequência de raseamento associada ao início da inversão, com siliciclásticos costeiros sobre calcários da Fm. Costa D'Arnes; deformação diapírica e vulcanismo.
DRIFTE 3	P8 e P15 – Nazaré e Paredes de Vitória	Formação Figueira da Foz e Almargem Superior: Siliciclásticos grosseiros relacionados com a superfície de <i>break-up</i> do Aptiano Superior.
DRIFTE 2	P15 – Guincho	Grupo Torres Vedras: Siliciclásticos flúvio-estuarinos e sequências marinhas rasas.
DRIFTE 1	P16 – Cabo Espichel	Grupo Torres Vedras: Siliciclásticos flúvio-estuarinos em ruptura sedimentar sobre sequência marinha rasa jurássica.
RIFTE 2	P11 – Paimogo P12 – Santa Cruz P13 - Montejunto P9 – São Martinho do Porto P4 – Cabo Mondego Sul P14 – Torres Vedras P5 – Pedrogão	Formação Lourinhã: Siliciclásticos flúvio-deltaicos progradantes. Formação Abadia: Sequência de raseamento com turbiditos rasos e incisão de canhão submarino grosseiro, passando a fácies flúvio-deltaicas da Fm Lourinhã; deformação diapírica. Formação Abadia: Turbiditos do <i>rift-climax</i> , com níveis grosseiros de desmantelamento de <i>rift-shoulders</i> e conglomerados de canhões incisos. Formação Montejunto e Formação Alcobaça: Progradação de siliciclásticos alúvio-deltaicos sobre calcários costeiros; deformação progressiva em flanco de diapiro. Formação Vale Verde, Montejunto e Boa Viagem: Discordância sobre o Jurássico Médio; gerador Oxfordiano; sequência de raseamento com calcários costeiros e arenitos fluviais. Formação Cabaços e Montejunto: Seep de óleo Oxfordiano em calcários fracturados do Oxfordiano. Formação Cabaços: Discordância sobre o Jurássico Médio; sedimentação carbonática rasa com microbiólitos e argilas negras (gerador Oxfordiano).
SAG 1B	P3 – Cabo Mondego Norte	Grupo Brenha: Série margo-calcária de rampa homoclinal instável, com pendor para W; GSSP do Bajociano.
RIFTE 1B	P10 – Peniche	Grupo Brenha: Preenchimento margo-calcário de rampa homoclinal com pendor para W; rocha geradora Pliensbáquiana; níveis calciclásticos provenientes de W.
SAG 1A	P6 – São Pedro de Moel P2 – Coimbra S	Formação Água de Madeiros: Membro calcário-margoso crono-equivalente distal da Fm. Coimbra; rocha geradora Sinemuriana. Formação Dagorda e Formação Coimbra: Argilas laguno-evaporíticas cobertas em <i>onlap</i> por níveis dolomíticos costeiros rasos.
Rifte 1A	P1 – Coimbra N	Grupo Grés de Silves: Preenchimento siliciclástico dos grabens intra-continentais no Triásico Superior

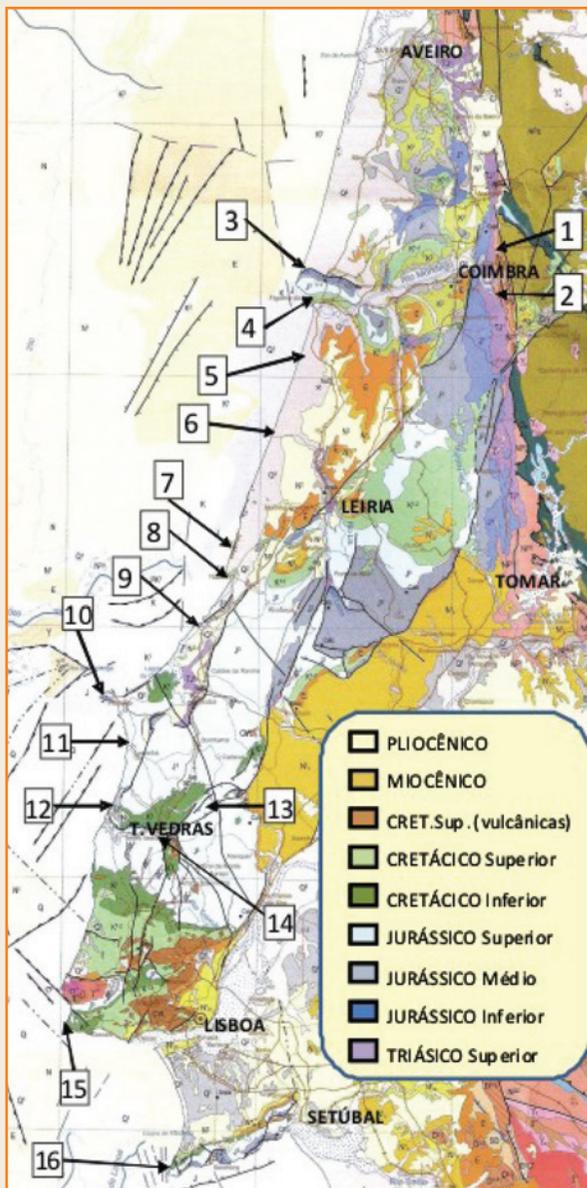


Figura 3 - Mapa de Localização dos 16 pontos de observação descritos neste Guia de Campo.

Figure 3 - Location map for the 16 observation points described in this Field-Guide.

PONTO 1 – COIMBRA NORTE:

Fácies de leque aluvial mediano a distal do Triássico Superior.

Localização: descida da EN 17 para o Rio Mondego, junto ao hipermercado.

Coordenadas: 40°11'23"N, 8°24'03"W.

Descrição: os afloramentos deste ponto, genericamente orientados NE-SW e com subida na sequência estratigráfica nesse sentido, expõem níveis deposicionais correspondentes aos Termos A1, A2 e B1 de Palain (1976). Os níveis basais são constituídos por areias grossas vermelhas, correspondendo ao topo do Termo A1. A passagem para os depósitos do Termo A2

é marcada pela ocorrência de frequentes depósitos de alagamento, mais finos e com cimentação carbonatada, apresentando colorações vermelho/verde/cinza, marmoreadas e laminadas. Na parte central deste termo, encontram-se alguns níveis claros e mais fortemente carbonatados, retomando depois o predomínio de pelitos marmoreados (fig. 4). As alternâncias destes níveis pelíticos com níveis arenosos vermelhos, cada vez mais frequentes e mais espessos, marcam a transição para o Termo B1. Os depósitos deste termo apresentam uma tendência granocrescente à escala decamétrica, com o aparecimento de níveis conglomeráticos gradualmente mais espessos e grossos, culminando em um nível conglomerático muito grosso e com a presença notória de clastos graníticos decimétricos no topo dos afloramentos mais a SW.

Contexto: a articulação sequencial observada neste corte traduz a existência inicial de um ambiente aluvial, com uma tendência de alagamento predominante desse ambiente e, posteriormente, com um aumento dos períodos de emersão com a instalação de uma rede aluvial não-canalizada e com energia crescente (Pimentel e Pena dos Reis, 2006).

PONTO 2 – COIMBRA SUL

Argilas da Formação Dagorda (Hetangiano), com níveis ricos em matéria orgânica junto ao contacto com a Formação Coimbra (Sinemuriano).

Localização: Hotel D. Luís e cruzamento dos Carvalhais na subida da IC2 para o sul de Coimbra.

Coordenadas: 40°11'07"N; 8°25'53"W.

Figura 4

Fácies de leque aluvial mediano a distal em Coimbra Norte. Notar as alternâncias de cores correspondentes a períodos de exposição e imersão rasa.

Figure 4

Median to distal alluvial fan facies at Coimbra North. Alternating colorations correspond to alternating exposure and shallow lacustrine immersion periods.



Descrição: as fácies em observação pertencem à Formação Dagorda, de idade Hetangiano. Esta unidade é constituída essencialmente por evaporitos e argilas, passando progressivamente a espessos níveis argilosos com intercalações dolomíticas. Os níveis evaporíticos incluem halita e gesso, não sendo conhecidos sais potássicos. O conjunto tem uma espessura variável, estimada em várias centenas de metros em alguns blocos definidos por alinhamentos estruturais.

Na região de Coimbra, próximo ao bordo oriental da bacia, esta formação é essencialmente argilosa e com raros evaporitos, composta por argilas vermelhas na base e mais acinzentadas para o topo, onde ocorrem por vezes níveis ricos em matéria orgânica. Estes níveis mais escuros precedem intercalações dolomíticas cada vez mais frequentes, as quais marcam a passagem aos dolomitos da Formação Coimbra (fig. 5).

Contexto: Esta sequência deposicional traduz um progressivo afogamento de ambientes de *sabkha* por

ingressões marinhas lagunares a costeiras rasas na passagem do Hetangiano para o Sinemuriano.

PONTO 3 – CABO MONDEGO NORTE

Níveis margo-calcários e GSSP do Aaleniano-Bajociano.

Localização: 5km a NW da Figueira da Foz, na estrada de Quiaios para o Cabo Mondego.

Coordenadas: 40°11'57"N, 8°54'12"W.

Descrição: este perfil de referência exhibe uma espessa série de alternâncias de margas e calcários acinzentados, com cerca de 500m de espessura, corespondentes à Formação Cabo Mondego (Toarciano Superior-Caloviano) (fig. 6).

Contexto: Este episódio de sedimentação bastante monótona representa um sistema deposicional marinho típico de plataforma externa, onde abundam associações de amonites ricas e diversificadas, que incluem normalmente espécies-índice que definem unidades bioestratigráficas. As associações

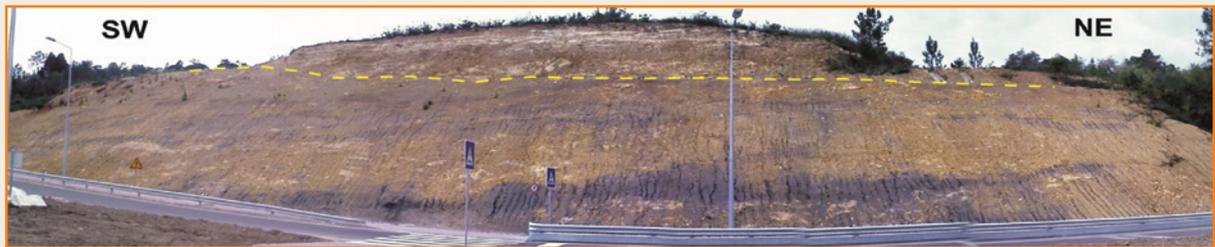


Figura 5 - Depósitos do topo da Formação Dagorda em Coimbra Sul, constituídos por argilas negras e intercalações dolomíticas junto ao contacto com a Formação Coimbra (linha amarela) constituída por dolomitos em bancadas.

Figure 5 - Top layers of the Dagorda Formation, with dark clays and dolomitic layers close to the contact (yellow line) with the dolomitic packages of the Coimbra Formation.

Figura 6

Vista geral das bancadas margo-calcárias do Bajociano em Cabo Mondego Norte, evidenciando a sua ritmicidade em sequências de raseamento.

Figure 6

Bajocian rhythmic marly limestones in shallowing-upward sequences at Cabo Mondego North.





Figura 7
 Detalhe das fácies margo-
 calcárias no local do GSSP
 Aaleniano-Bajociano (linha
 amarela).

Figure 7
 Detail of marly limestones
 at the Aalenian-Bajocian
 GSSP (yellow line).

de amonites, os nanofósseis calcários e a inversão magnetoestratigráfica fundamentaram o estabelecimento formal do GSSP (*Global Standard Stratotype Point*) do Bajociano (Pavia e Enay, 1997) (fig. 7). Devido a sua relevância estratigráfica, o perfil está classificado como Monumento Natural desde outubro de 2007.

O principal objectivo deste ponto é identificar os diferentes bioeventos reconhecidos ao longo da passagem Aaleniano-Bajociano. Neles, incluem-se variações faunísticas significativas nas associações de microfósseis (amonoides), microfósseis (foraminíferos bentônicos) e nanofósseis (nanoplâncton calcário), com valor bioestratigráfico, nomeadamente no contexto da calibragem de escalas zonais baseadas em diferentes grupos fósseis.

Tais bioeventos, temporalmente referidos a um perfil que permite correlações em escala global, assumem um interesse maior na calibragem de escalas bioestratigráficas baseadas em distintos grupos fósseis, em particular na interpretação de sondagens de bacias sedimentares de idade jurássica com potencial em hidrocarbonetos, como tal, a Bacia Lusitânica.

PONTO 4 – CABO MONDEGO SUL

Descontinuidade Caloviano-Oxfordiano e sequência deposicional do Jurássico Superior.

Localização: 4km a NW da Figueira da Foz, na arriba litoral a oeste da fábrica de cimento.

Coordenadas: 40°10'58''N, 8°54'27''W.

Descrição-Contexto: neste afloramento costeiro, observa-se uma espessa secção estratigráfica do Jurássico Superior (largas centenas de metros), assentado em discordância sobre os sedimentos margo-calcários do Jurássico Médio (Fm. do Cabo Mondego). Uma observação de pormenor permite detalhar os depósitos associados a esta discordância, bem como ao progressivo desenvolvimento do rifteamento até o seu clímax, iniciado no Oxfordiano Superior.

Junto à fábrica de cimento, a sucessão do Jurássico Médio termina com calcários oolíticos e recifais, indicando raseamento da plataforma e apresentando indícios de exposição subaérea no topo (fig. 8). A sucessão do Jurássico Superior começa com 200m de sedimentos marginais com episódios lacustres e marinhos rasos, ricos em matéria orgânica carbonosa

Figura 8
 Vista da descontinuidade
 entre o Caloviano e o
 Oxfordiano no Cabo
 Mondego Sul (linha
 amarela), com calcários
 recifais cobertos por níveis
 margosos lagunares, ricos
 em carvão; a seta indica a
 localização da figura 9.

Figure 8
 Unconformity between the
 Callovian and Oxfordian
 (yellow line), with reefal
 limestones covered by
 lagoonal marls, coal rich;
 the arrow points to the
 location of figure 9.



Figura 9

Detalhe dos níveis lagunares ricos em matéria orgânica da Formação Valverde no Cabo Mondego Sul.

Figure 9

Detail of the lagoonal deposits with high organic content of the Vale Verde Formation, at Cabo Mondego South.



(fig. 9) da Formação de Vale Verde (Oxfordiano Médio, equivalente da Formação Cabaços ao sul). Seguidamente, as Camadas com *Pholadomya proteii* (Oxfordiano Superior) apresentam calcários biomicríticos com bivalves, depositados em ambientes rasos em uma baía aberta para SW, os quais representam o equivalente à Formação de Montejunto nas áreas marginais da bacia, presente mais a sul. Por fim, os arenitos da Boa Viagem correspondem a ambientes

sublitorais e litorais, com episódios de tempestades devido a canais fluviais implantados em um sistema flúvio-deltaico (fig. 9a).

O traço essencial do registro sedimentar da fase de rifteamento é a substituição da sedimentação carbonatada, representada pelas Camadas com *Pholadomya proteii* por uma de natureza siliciclástica, devido a progradação de um sistema aluvial procedente de E e NE.

Figura 9a

Passagem das unidades carbonatadas do Oxfordiano Superior (CPP - Camadas com *Pholadomya proteii*) do lado N para as unidades siliciclásticas do Kimmeridgiano Inferior (ABV – Arenitos de Boa Viagem) no Cabo Mondego Sul.

Figura 9a

Transition from the upper Oxfordian carbonate units (CPP – Beds with *Pholadomya proteii*) at the north side to the lower Kimmeridgian siliciclastic units (ABV – Boa Viagem Sandstones) at Cabo Mondego South.





Figura 10
 Detalhe da descontinuidade entre o Caloviano e o Oxfordiano (setas amarelas) na Praia de Pedrogão, evidenciando o seu carácter irregular e marcas de exposição subaérea.

Figure 10
 Detail of the unconformity between the Callovian and Oxfordian (yellow arrows) at Pedrogão Beach, showing its irregular shape and sub-aerial exposure features.

PONTO 5 – PEDROGÃO

Descontinuidade regional entre o Jurássico Médio e o início da sucessão do Jurássico Superior.

Localização: Praia do Pedrogão, 20km a NW de Leiria.

Coordenadas: 39°55'00"N; 8° 57'19" W.

Descrição: o limite inferior da Formação de Vale Verde (Oxfordiano Inferior) é uma importante descontinuidade sedimentar, na qual sobre os sedimentos margo-calcários com amonites do Caloviano Superior (zona *Athleta*) se encontram calcários ricos em ostracodos e carófitas, bem como raros níveis com fauna de meio marinho restrito (fig. 10).

Segue-se uma intercalação de margas e calcários margosos, ocorrendo localmente margas ligníticas (particularmente na base) e calcários fossilíferos/biolásticos, por vezes ferruginosos, pontualmente limitados por superfícies ferruginosas ou fendas de dissecação nos planos de estratificação. Para o tecto, predominam calcários fossilíferos e calcários margosos, com algumas intercalações de níveis margosos e níveis com laminação microbiana frequentemente limitados por fendas de dissecação (fig. 11).

O topo da sucessão é caracterizado pela ocorrência de calcarenitos e calcários fossilíferos, crescentemente intercalados por níveis com laminação microbiana e menos frequentes calcários margosos. A repetição de níveis muito fossilíferos e/ou bioturbados e níveis com características de exposição subaérea bem desenvolvidas, em particular as fendas de dissecação (polígonos bem desenvolvidos), permite concluir a presença de sedimentos frequentemente expostos e inundados (Azerêdo e Cabral, 2004).

Contexto: o afloramento da Praia do Pedrogão constitui uma sucessão de depósitos com excelente exposição da descontinuidade entre o Jurássico Médio e o Jurássico Superior, constituindo registro da fase inicial do segundo episódio de *rifting*.

As características observáveis sugerem deposição em lagos e lagunas costeiras, com alimentação por águas marinhas através de aquíferos marinhos e durante tempestades (Wright e Wilson, 1985; Azerêdo e Wright, 2004).



Figura 11 - Detalhe dos níveis microbiano-algais da Formação Cabaços na Praia de Pedrogão.

Figure 11 - Detail of the microbial-algal mats of the Cabaços Formation at Pedrogão beach.

PONTO 6 – SÃO PEDRO DE MOEL

Sucessão margo-calcária do Jurássico Inferior com intervalos ricos em matéria orgânica.

Localização: Praia da Pedra Lisa, 2km a sul de São Pedro de Moel.

Coordenadas: 39° 44'27''N; 09°02'23''W.

Descrição-Contexto: Nas arribas das praias para sul de São Pedro de Moel, aflora uma espessa série margo-calcária que pertence ao intervalo Sinemuriano – Pliensbaquiano (Duarte e Soares, 2002). Esta região é um importante sector para a definição de reconstituições paleogeográficas para o início do Jurássico Inferior, devido à boa exposição e expressão litológica de fácies anóxicas ricas em matéria orgânica que pertencem a este intervalo estratigráfico

A Formação de Coimbra aflora nas falésias adjacentes ao Farol de S. Pedro de Moel (Penedo da Saudade) e é constituída por uma sucessão calcária com cerca de 70m de espessura. A Formação de Água de Madeiros assenta em paraconformidade sobre a Formação de Coimbra e só é definida nas zonas mais ocidentais e distais da bacia, onde está subdividida em dois membros observáveis na Praia da Pedra Lisa (fig. 12): i) Mb. da Polvoeira (50m), constituído por uma série margo-calcária de alternâncias de bancadas de calcário e níveis de margas laminadas, por vezes betuminosas com concreções piritosas e fragmentos carbonosos e ii) Mb. Praia da Pedra Lisa (8m), caracterizado por uma série predominantemente calcária, com calcários compactos e microesparíticos dispostos em bancadas decimétricas a centimétricas.

O Membro Polvoeira da Formação Água de Madeiros depositou-se no decurso de uma tendência transgressiva, com a superfície de inundação máxima próxima ao topo, onde ocorrem os níveis com matéria orgânica mais abundante e COT até 10%.

Na Praia da Pedra Lisa, observa-se ainda o contacto com os níveis margo-calcários da Formação de Vale

das Fontes de idade já Pliensbaquiano, os quais vão se tornando progressivamente mais argilosos e betuminosos para sul em direcção à Praia da Pedra do Ouro.

PONTO 7 – PAREDES DE VITÓRIA

Sucessão do Cretáceo Superior, deformada e com impregnações de hidrocarbonetos em flanco de diápiro.

Localização: Praia de Paredes de Vitória, 2km a norte da Nazaré.

Coordenadas: 39°41'28''N; 09°03'20''W.

Descrição: o afloramento da Praia de Paredes de Vitória apresenta o seguinte ordenamento global das unidades:

a) Margas de Dagorda do Triássico Superior, presentes no núcleo do diápiro, incluindo argilas, níveis gipsíferos e dolomitas brechificadas. A intensa deformação mecânica dos sedimentos impede uma avaliação da sua espessura e ordenamento estratigráfico;

b) Formação da Figueira da Foz (Dinis, 1999), observável apenas em parte, já que se apresenta fracturada e parcialmente coberta por depósitos de vertente. Em seu conjunto, consiste em uma sucessão continental com arenitos grossos localmente impregnados com hidrocarbonetos;

c) Formação Carbonatada do Cenomaniano (Soares, 1980), composta por calcários bioclásticos fortemente recristalizados. A reduzida espessura que apresenta (8-10m) resulta de um intenso estiramento mecânico associado ao empolamento do diápiro.

d) brecha com elementos e cimento carbonatados, com aspecto caótico e com massas discretas e remobilizadas de natureza piritosa. A brecha apresenta geometria em cunha com aumento da espessura para sudoeste (máximo visível da ordem de 8-10m) em afastamento ao diápiro, sugerindo um depósito de encosta;

e) descontinuidade superiormente sublinhada por blocos de lutitos piritosos acinzentados, coberta em visível discordância angular por uma unidade de arenitos grossos de origem fluvial (fig. 13). Estes

Figura 12

Fácies margosas ricas em matéria orgânica da Formação Água de Madeiros a sul de São Pedro de Moel, no limite (linha amarela) entre os Membros Polvoeira e Praia da Pedra Lisa.

Figure 12

Marly organic-rich facies of the Água de Madeiros Formation to the south of São Pedro de Moel, at the limit between the Polvoeira and Pedra Lisa Members (yellow line).





Figura 13 - Detalhe da descontinuidade que separa a brecha calcária cenomaniana e os Grés Grossos Superiores em discordância angular no extremo sul da Praia de Paredes de Vitória. Esta superfície apresenta frequentemente manchas de hidrocarbonetos ao longo de fissuras.

Figure 13 - Detail of the angular unconformity between the Cenomanian breccia and the Senonian sandstones, where frequently oil-seeps may be observed.

arenitos integram os chamados Grés Grossos Superiores, que neste local apresentam uma espessura reduzida pela erosão decorrente do empolamento diapírico (Pena dos Reis, 2000);

f) toda a sucessão descrita está sobreposta por sedimentos siliciclásticos fluviais, integrando duas unidades estratificadas de idade Maastrichtiano (Formação de Taveiro) e Eocênico Superior (Arenitos de Feligueira Grande), respectivamente (Pena dos Reis, 1983).

Contexto: forte deformação dos estratos produzida pela cíclica ascensão diapírica.

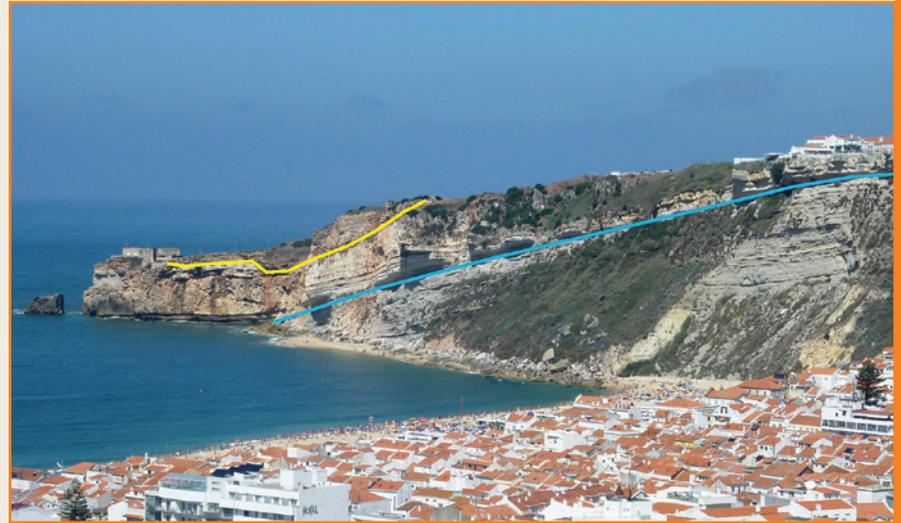


Figura 14

Vista geral do promontório da Nazaré, evidenciando o limite entre as formações Figueira da Foz e Carbonatada (linha azul) e a base dos níveis de paleo-carso brechificados (linha amarela).

PONTO 8 – NAZARÉ

Sucessão do Cretáceo Superior com registro do início da inversão, actividade vulcânica e diapírica.

Localização: Praia do Norte, junto ao Farol da Nazaré.

Coordenadas: 39°36'24"N, 09°05'03"W.

Descrição: na secção visitada reconhecem-se as seguintes formações (fig. 14):

a) Formação da Figueira da Foz: constitui a metade inferior da falésia, com uma sucessão continental na base e de transição no tecto, traduzindo uma tendência geral retrogradante e transgressiva;

b) Formação Carbonatada: de idade Cenomaniano, é composta no topo por calcários bioclásticos com intercalações métricas de níveis com rudistas e *grains-tones*, traduzindo uma zona submareal de um sistema plataforma-laguna de baixa energia, situado atrás de uma barreira construída por rudistas;

c) Formação Arenitos de Lousões (fig. 15): está separada da Fm. Carbonatada por um nível de brechas

Figure 14

Overview of the Nazaré promontory, showing the limit between the Figueira da Foz Formation and the Carbonated Formation (blue line), as well as the base of the brecciated paleo-carso layers (yellow line).



Figura 15

Vista de detalhe da Formação Arenitos de Lousões na Praia Norte da Nazaré, evidenciando a transição entre os dois membros (linha amarela) e marcas de paleo-carso (setas azuis).

Figure 15

Detail view of the Arenitos de Lousões Formation, showing the transition between the two Members (yellow line) and paleo-carso features (blue arrows).

de dissolução, seguindo-se um Membro Inferior carbonatado (6m). Este membro e a Formação Carbonatada subjacente encontram-se intensamente carsificados, incluindo brechas de dissolução, cavidades e fissuras (Corrochano *et al.*, 1998). No membro superior (5m), observam-se arenitos amarelos de grão grosso e com estruturas de colapso, que têm sido associadas a paleossimitos e a abatimentos de origem cársica;

d) Formação Grés Grossos Superiores: 4m a 5m de arenitos brancos depositados em uma planície costeira por um sistema fluvial de baixa sinuosidade que fluía para W (Pena dos Reis, 1983; 2000);

e) complexo vulcânico: cobrindo os arenitos anteriores, encontram-se basaltos olivínicos, com geometrias filonianas e estratiformes que se correlacionam com o Complexo Basáltico de Lisboa;

f) Formação Conglomerados do Sítio da Nazare: consiste em uma orla de leques aluviais coalescentes que respondem às mudanças paleogeográficas originadas pela actividade vulcânica, a halocinese e a reactivação da Falha de Nazaré.

Contexto: O conjunto de unidades observáveis neste local pertence ao Cretáceo Superior e regista os episódios sedimentares relacionados aos eventos geodinâmicos ocorridos no Atlântico Norte, em contexto de margem passiva e com início da emersão e inversão da bacia.

PONTO 9 – SÃO MARTINHO DO PORTO

Sucessão do Jurássico Superior e efeitos da deformação diapírica.

Localização: Ponta do Farol de São Martinho do Porto.

Coordenadas: 39°30'50"N, 09°08'27"W.

Descrição: a povoação de São Martinho do Porto situa-se no bordo ocidental do vale tifônico, que se estende cerca de 5km para o interior, com um comprimento próximo de 40km na direcção NNE-SSW. O flanco ocidental do diápiro, com o encosto tectónico das argilas salíferas da Formação Dagorda aos

calcários do Jurássico Superior em camadas fortemente inclinadas para oeste, pode ser observado à escala do afloramento, na base da rampa para o porto de pesca. As argilas apresentam numerosos veios entrecruzados de gesso fibroso, sendo difícil definir a atitude das respectivas camadas. Do Alto do Facho podemos ter uma perspectiva geral do flanco ocidental olhando para as arribas a sul. É notória a diminuição da inclinação com o afastamento a bordo do diápiro, passando de cerca de 60° para cerca de 20° em apenas 1km (fig. 16). A leste, distingue-se no horizonte o flanco oposto do diápiro, no qual a estrutura é totalmente similar, configurando uma disposição simétrica em leque, associada à ascensão do material Triássico e empolamento das camadas do Jurássico Superior.

Nas arribas a NW de São Martinho do Porto é possível observar o registro sedimentar do *rifting* do Jurássico Superior, em posição cronoequivalente do ponto Cabo Mondego Sul, mas em posição paleogeográfica mais distal (fig. 17). A observação inicia-se atravessando o túnel localizado no porto de pesca, permitindo analisar as Camadas com *Pholadomya proteei* do Oxfordiano Superior, com calcários rasos de planície mareal e lagunas costeiras restritas associadas à movimentação diapírica (Guéry, 1984). Seguem-se calcários lacustres com intercalações siliciclásticas de leque aluvial distal, coroados por um nível marinho transgressivo. A progradação acentua-se então drasticamente com a entrada massiva de siliciclásticos grossos, correspondentes à fase paroxismal do rifte no Kimmeridgiano Inferior (Bernardes *et al.*, 1991). Observam-se sucessivos ciclos granocrescentes de lago – *fan-delta*, com lutitos e arenitos arcósicos provenientes de oeste. Estes depósitos apresentam quatro centenas de metros de espessura, correspondendo à Formação Alcobaça e equivalente à Formação Boa Viagem (mais a norte) e Abadia (mais a sul).

Na Praia dos Salgados, cerca de 3.5km mais a norte, uma bancada oncolítica marca o final do

Figura 16

Vista geral das arribas a sul de São Martinho do Porto, mostrando a deformação progressiva da sequência do Jurássico Superior, com mergulhos crescentes em direcção à intrusão diapírica localizada a leste (à esquerda da figura).

Figure 16

Overview of the cliffs south of São Martinho do Porto, showing progressive deformation of the Upper Jurassic sequence, with increasing dips toward the diapiric intrusion to the east (left side of the figure).





Figura 17
 Vista geral das arribas a norte de São Martinho do Porto, mostrando a sequência deposicional progradante do Jurássico Superior, com calcários marinhos, margas lacustres e arenitos flúvio-deltaicos. O acentuado mergulho para W deve-se à intrusão diapírica localizada a leste (à direita da figura).

Figure 17
 Overview of the cliffs North of São Martinho do Porto, showing the prograding upper Jurassic sequence, with marine limestones, lacustrine marls and fluvio-deltaic sandstones. The high dip to the west is due to the diapiric intrusion to the east (right side of the figure).

clímax da subsidência e a consequente estabilização da sedimentação, sendo correlacionável com a unidade “Corálico do Amaral”, amplamente presente na bacia (Pena dos Reis *et al.*, 1992).

PONTO 10 – PENICHE

Sequência do Jurássico Inferior, desde o Sinemuriano até o Toarciano, com níveis ricos em matéria orgânica.

Localização: litoral norte da península de Peniche.

Coordenadas: 39°22’09’’N, 09°22’41’’W.

Descrição: a seguinte sucessão litoestratigráfica pode ser observada nas arribas do lado N da península de Peniche, de norte para sul (Duarte, 2004; 2006):

a) Formação de Coimbra, com calcários dolomíticos bioclásticos, observável na Ponta da Papôa;

b) Formação de Água de Madeiros (50m), com calcários bioclásticos (braquiópodes e bivalves) e intercalações margosas centimétricas, observável no extremo leste da Praia Norte;

c) Formação de Vale das Fontes (100m), com alternâncias de margas e calcários, evidenciando tendência transgressiva, observável na Praia Norte (fig. 18). Na parte superior, níveis betuminosos apresentam elevados valores de TOC, constituindo uma das principais rochas geradoras da bacia (Oliveira, 2007);

d) Formação de Lemedede (30m), com alternâncias de calcários e margas centimétricas, bioturbados e ricos em fauna nectônica (belemnites e amonites);



Figura 18 - Vista geral das arribas da Praia Norte de Peniche, mostrando em primeiro plano as margas com níveis betuminosos da Formação de Vale das Fontes e em segundo plano os calcários margosos da Formação Lemedede.

Figure 18 - Overview of the cliffs North Peniche Beach, showing on first plan the bituminous shaly marls of the Vale das Fontes Formation and in second plan the marly limestones of the Lemedede Formation.

e) Formação Cabo Carvoeiro (> 300m), com margas e intercalações de calcários ressedimentados, crescentemente abundantes para o topo (fig. 19).

Esta sucessão traduz o desenvolvimento de três sequências de segunda ordem, separadas por descontinuidades regionais e reconhecidas em outros lugares da bacia, embora com expressão variável em função da posição paleogeográfica (Duarte, 2004).

Figura 19

Vista geral da Formação Cabo Carvoeiro junto ao farol de Peniche com a Nau dos Corvos à esquerda, evidenciando as geometrias associadas aos lóbulos calciclásticos submarinos.

Figure 19

Overview of the Cabo Carvoeiro Formation close to the Peniche lighthouse, with the Nau dos Corvos rock to the left, showing the geometries related with the calciclastic submarine lobes.



Contexto: a península de Peniche constitui o afloramento mais ocidental do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica, correspondendo a parte de um bloco NE-SW soerguido pela inversão terciária. Nesta península, aflora uma sequência contínua com 450m de extensão, abrangendo cerca de 20 Ma desde o início do Sinemuriano até o topo do Toarciano. A calibração bioestratigráfica está baseada em amonites e nanoplâncton, com outros grupos também representados e estudados (Duarte, 2004, 2006 e Oliveira, 2007).

PONTO 11 – PAIMOGO

Fácies flúvio-deltaicas da Formação da Lourinhã (Jurássico Superior).

Localização: arriba litoral a N da Praia da Areia Branca, 5km a NW da Lourinhã.

Coordenadas: 39°17'14"N, 9°20'26"W.

Descrição: na base do Forte de Paimogo, podemos observar a passagem do Mb. Praia Azul (de planície deltaica) ao Mb. Porto Novo (de fácies fluvial). As camadas que afloram ao longo da rampa que desce do forte para o porto de pesca, mostram-nos o predomínio de sedimentos silto-argilosos de tonalidades acinzentadas e com preservação de matéria orgânica. Alguns níveis contêm pequenos ostreídeos, indicadores de ambientes salobros. Em direcção a sul, observa-se a passagem gradual para ambientes de planície deltaica, frequentemente exposta e oxidada. Esta evolução é acompanhada pelo progressivo incremento de níveis arenosos pouco espessos e de geometria tabular extensa, com estruturas plano-paralelas, laminação fina e pequenas *ripples*, correspondentes a *crevasse-splay* de canais distributários deltaicos. A frequência e espessura das intercalações arenosas aumenta para o topo, com estratificações oblíquas, feixes entrecruzados e figuras acanaladas, indicadoras da instalação de canais

distributários mais importantes e incisivos. Observa-se também a presença de geometrias sigmoidais, correspondentes a *point-bars* nas margens côncavas de rios meandriformes. Outros aspectos presentes nestes depósitos de canal são as figuras de carga características de ambientes fluvio-deltaicos (*load-casts* e figuras convolutas), os *lag-deposits* grossos, por vezes com intraclastos calcitréticos e a presença de fragmentos de carvão. Nas fácies mais finas, é frequente a bioturbação e a laminação ondulada (*wavy, flaser* e *climbing ripples*).

Contexto: este amplo afloramento que se estende desde o Forte de Paimogo até a Praia da Areia Branca (extensão de 2km e espessura sedimentar superior a 100m) permite reconhecer as fácies e geometrias dos corpos deposicionais de ambiente flúvio-deltaico da Formação da Lourinhã (Hill, 1998) (fig. 20).

PONTO 12 - SANTA CRUZ

Sequência do Jurássico Superior, com passagem da Formação Abadia à Formação Lourinhã.

Localização: desde a Praia de Santa Cruz até a Praia Azul.

Coordenadas: 39°08'02"N, 9°23'00"W.

Descrição-Contexto: na Praia de Santa Cruz, a secção do Jurássico Superior encontra-se fortemente inclinada para sul, como resultado da intrusão diapírica das Margas da Dagorda (fig. 21). Ao longo da falésia e em contacto estrutural com a parede do diápiro, ocorrem alguns metros de um carbonato escuro com um mergulho elevado, muito semelhante à Formação de Montejunto (Oxfordiano Superior). Uma nova falha separa estas litologias da Formação de Abadia, estratigraficamente mais alta e representada por cerca de 200m de espessura.



Figura 20

Vista geral das arribas a sul do Forte de Paimogo, expondo os níveis siliciclásticos fluviais do Membro Porto Novo da Formação Lourinhã, com amplos canais arenosos meandri-formes intercalados em argilas vermelhas de planície de inundação.

Figure 20

Overview of the cliffs south of Paimogo, exposing siliciclastic fluvial layers of the Porto Novo Member of the Lourinhã Formation, with large sandy meandering channels intercalated in flood plain red clays.

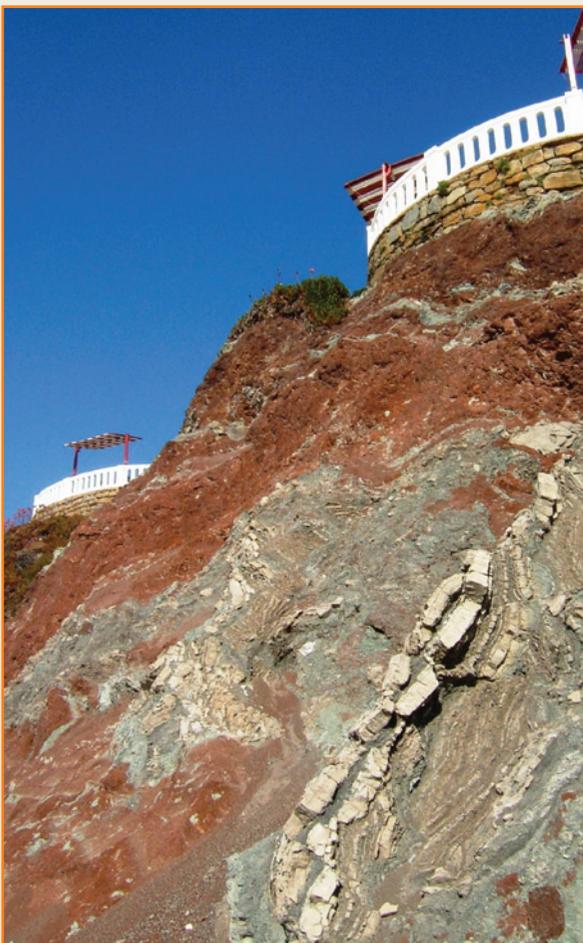


Figura 21 - Detalhe da Formação Dagorda na intrusão diapírica de Santa Cruz, evidenciando intensa deformação interna dos níveis dolomíticos intercalados nas argilas vermelhas.

Figure 21 - Detail of the Dagorda Formation at the diapiric intrusion of Santa Cruz, showing intense deformation of the dolomitic layers intercalated in red clays.

A Formação Abadia consiste em margas cinzentas-escuras de águas profundas e arenitos turbidíticos, truncados localmente por uma fácies de cânham em Santa Cruz. No afloramento com cerca de 20m de espessura (fig. 22), podem ser reconhecidos *foresets* e marcas de fundo, indicando transporte de materiais grossos do embasamento para sudeste. A sucessão seguinte evidencia uma crescente influência continental e uma diminuição da profundidade para o topo da formação, com estratificações *hummocky* bem visíveis.

A partir da Praia Formosa, passa-se ao Membro Amoreira (espessura de 170m) (fig. 23). Na parte inferior da unidade ocorrem espessos corpos arenosos (até 10m) pobres em estruturas de tracção e fortemente arcósicos, com elementos heterométricos e ricos em



Figura 22 - Depósitos grossos de cânham submarino constituintes do Penedo do Guincho em Santa Cruz com fortes mergulhos para SW (linha branca = discordância basal).

Figure 22 - Coarse submarine canyon deposits at the Guincho Rock in Santa Cruz dipping to the SW (white line = basal unconformity).

Figura 23

Vista das arribas a sul de Santa Cruz, mostrando as camadas do início da Formação Lourinhã intensamente deformadas junto ao contacto com a intrusão diapírica (à esquerda da figura).

Figure 23

Overview of the cliffs south of Santa Cruz, showing the first levels of the Lourinhã Formation highly deformed close to the contact with the diapiric intrusion (to the left of the figure).



feldspatos róseos e calhaus graníticos. Para o tecto, intercalados nos corpos arenosos, ocorrem camadas vermelhas silto-argilosas com crostas carbonáticas pedogênicas, conotadas com pluviosidade sazonal e aridez pronunciada, indicando maior influência continental. Os sedimentos dos níveis terminais são dominados por estruturas canalizadas com feixes oblíquos, sugerindo condições inteiramente fluviais, com afinidades de alta sinuosidade com registro frequente de acreção lateral.

A partir do final da praia, passa-se gradualmente aos depósitos fluviais do Membro Porto Novo, o qual apresenta uma espessura de 50m aflorante ao longo da costa, seguindo-se o Membro Praia Azul na praia do mesmo nome.

PONTO 13 – SERRA DE MONTEJUNTO

Sub-bacias e depósitos associados a hipersubsidência no Jurássico Superior.

Localização: acesso ao topo da Serra de Montejunto.

Coordenadas: 39°10'12"N, 09°05'07"W.

Descrição: próximo de Vila Verde dos Francos, na entrada para o Convento da Visitação (39°09'54"N; 09°06'33"W), são observáveis níveis de lutitos e arenitos castanhos, interpretados como turbiditos médios a distais que reflectem o início da progradação sobre as fácies de bacia características de uma sedimentação profunda. Cerca de 200m a SW, identificam-se possantes níveis de brechas calcárias, olistólitos calcários e alguns níveis de siliciclásticos interpretados como depósitos de escarpa instável, em condições de máxima subsidência, correspondentes ao clímax do rifte. Observam-se, ainda,

clastos com evidências da carsificação das fácies de plataforma bioconstruída, testemunhando a sua exposição. Para SE, a sedimentação pelágica margosa continua, ao passo que no sentido do bordo, dominam os arenitos e conglomerados associados a um sistema de canhão-leque submarino e planície.

Contexto: a Serra de Montejunto permite observar os aspectos estruturais e deposicionais relacionados ao segundo rifte da Bacia Lusitânica no Jurássico Superior. Três sub-bacias hipersubsidentes (Arruda, Bombarral e Turcifal) acumularam mais de 2.000m de turbiditos predominantemente siliciclásticos, apenas durante o rifte-clímax no Oxfordiano Superior (Formação Abadia). Os limites estruturais dessas sub-bacias são ainda observáveis na paisagem, embora a inversão tectónica terciária lhes tenha conferido morfologia muito distinta da original.

Em termos deposicionais, é possível observar traços importantes do soerguimento da plataforma carbonática, associado ao rifte-clímax do Oxfordiano Superior. Esse evento promoveu o desmantelamento de calcários da Fm. Montejunto, presentes como olistólitos nas encostas ocidentais da serra (fig. 24).

PONTO 14 – TORRES VEDRAS

Oil-seeps em calcários fracturados do Oxfordiano.

Localização: Pedreira 2km a SE de Torres Vedras.

Coordenadas: 39°05'09"N, 9°14'39"W.

Descrição: este afloramento apresenta a frente de uma exploração abandonada de calcários na Formação Montejunto de idade Oxfordiano Superior (fig. 25).



Figura 24

Vista geral do flanco ocidental da Serra de Montejunto, com contacto cavalgante (linha amarela) entre as formações de Montejunto (à direita) e Abadia (à esquerda), observando-se nesta alguns olistólitos métricos, resultantes do dismantelamento da plataforma carbonática exposta no rift-shoulder (setas vermelhas).

Figure 24

Overview of the western flank of the Montejunto mountain, with the inverse contact (yellow line) between the Montejunto (to the right) and Abadia (to the left) formations, showing some large olistoliths resulting from the erosion of the carbonate platform on the rift-shoulder (red arrows).

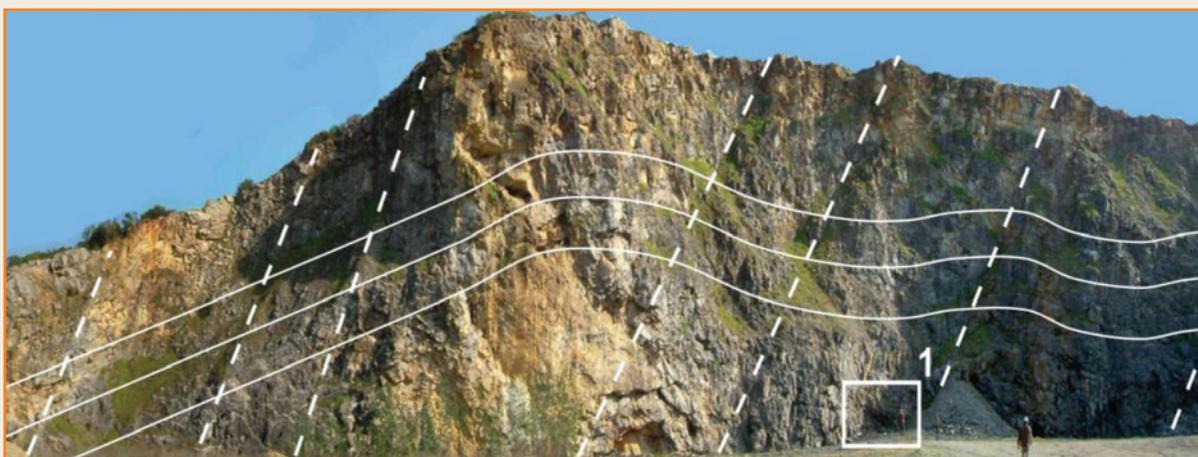


Figura 25

Vista geral da pedra abandonada de Torres Vedras, evidenciando a intensa fracturação das camadas calcárias da Formação de Montejunto (o quadrado branco assinala a localização da figura 26).

Figure 25

Overview of the abandoned quarry of Torres Vedras, showing intense fracturation of the Montejunto Formation limestones (white square shows the position of figure 26).

Neste afloramento, apesar de não se terem reconhecido níveis com COT elevados, observam-se *oil-seeps* de hidrocarbonetos ao longo de fissuras nos calcários (fig. 26). Estes encontram-se bastante fracturados, em virtude de se localizarem na imediata periferia de uma estrutura diapírica (Diápiro de Matacães).

O estudo deste óleo revelou uma assinatura geoquímica característica de rocha geradora depositada em ambiente carbonático anóxico marinho, idêntica a extractos dos calcários negros e betuminosos da

Formação Cabaços, sugerindo migração secundária para níveis fracturados da própria formação (Spigolon et al., 2010).

Além das ocorrências observáveis nesta pedreira, encontram-se assinaladas diversas outras na Carta Geológica 1:50.000 desta região, registrando-se a execução de diversas sondagens exploratórias nas proximidades, frequentemente com indícios de hidrocarbonetos, tanto nos calcários das Formações de Cabaços e Montejunto

Figura 26

Detalhe de *oil-seep* em uma fenda em calcários; a assinatura geoquímica aponta para origem na Formação Cabaços imediatamente subjacente.

Figure 26

Detail of the *oil-seep* along a fracture on upper Jurassic limestones; the geochemical signature points to a provenance from the underlying Cabaços Formation.



como nos depósitos siliciclásticos da Fm. Abadia e Fm. Lourinhã.

Contexto: são calcários lagunares a marinho raso que registram o início da invasão marinha no pré-rifte do Jurássico Superior.

PONTO 15 – CASCAIS

Sequências transicionais e discontinuidades do Cretáceo Inferior.

Localização: litoral 5km a NW de Cascais.

Coordenadas: 38°43'20''N, 09°28'40''W.

Descrição: a observação inicia-se cerca de 200m a sul do Forte da Crismina (fig. 27) em calcários de plataforma interna com rudistas e dasicladáceas (Fm. Guincho), indicando a proximidade de uma construção recifal em abandono por raseamento eustático. Estes calcários apresentam uma superfície de topo irregular, resultante de emersão e paleocarsificação, posteriormente coberta por argilas margosas e dolomíticas, depositadas em ambiente lagunar (Fm. Regatão). Esta discontinuidade corresponde à ruptura do Barremiano e representa, portanto, limite de sequência de 2ª Ordem, com importante significado geodinâmico.

Estes depósitos lagunares passam gradualmente a depósitos claramente marinhos, com um padrão transgressivo que culmina em calcários recifais que suportam o forte (Fm. Crismina). Segue-se uma pequena sequência regressiva, com calcários margosos contendo abundantes orbitolinídeos e terminando em margas argilosas. Esta sequência T-R de 2ª Ordem, com cerca de 60m de espessura, representa cerca de 10 Ma.

A praia arenosa a norte do Forte da Crismina (fig. 28) apresenta uma nova sequência T-R, marcada por uma abrupta regressão e forte acarreio de siliciclásticos grossos com múltiplos canais e barras (Fm. Rodízio). Esta superfície de acentuado contraste litológico representa a assinatura do *break-up* do Aptiano terminal, relacionado à ruptura do Sector da Galiza do Atlântico Norte. À escala da bacia, este evento é marcado por soerguimentos importantes e erosão de centenas ou até milhares de metros, com depósitos do Aptiano assentes directamente sobre depósitos carbonáticos marinhos do Jurássico Médio ou mesmo Inferior, reflectindo uma mudança dramática da história de subsidência e levantamento da bacia.



Figura 27
Vista geral das arribas a NW de Cascais, expondo a sucessão do Hauteriviano ao Aptiano.

Figure 27
Overview of the cliffs NW of Cascais, exposing the Hauterivian to Aptian succession.



Figura 28
Vista geral das arribas a NW de Cascais, expondo a sucessão do Aptiano ao Albiano.

Figure 28
Overview of the cliffs NW of Cascais, exposing the Aptian to Albian succession.

Contexto: o Cretáceo Inferior corresponde às últimas centenas de metros do preenchimento sedimentar da Bacia Lusitânica, com a área depocêntrica situada na região de Cascais. Esta secção mostra uma sequência deposicional contínua desde o Barremiano até o Albiano, passando por duas das principais descontinuidades basinais do Cretáceo Inferior.

PONTO 16 – CABO ESPICHEL

Deformação alpina e sequência deposicional do Cretáceo Inferior.

Localização: extremo ocidental da Cadeia da Arrábida, 30km a sul de Lisboa.

Coordenadas: 38°25'13''N, 09°12'54''W.

Descrição: as unidades do Jurássico Superior (Titoniano) correspondem a calcários e margas com raras intercalações arenosas, depositados em meio marinho confinado. São equivalentes laterais de fácies siliciclásticas presentes mais a oriente, de onde são provenientes. O contacto entre o Jurássico e o Cretáceo situa-se na Praia dos Lagosteiros (fig. 29), em cuja vertente sul podem ser observadas as pistas



Figura 29
Vista geral da Praia dos Lagosteiros e do Cabo Espichel, com as camadas calcárias do Jurássico Superior com pegadas de dinossáuro (seta amarela) fortemente inclinadas para norte.

Figure 29
Overview of the Lagosteiros Beach and Espichel Cape, with Upper Jurassic limestones containing dinosaur tracks (yellow arrow), dipping to the north.

Figura 30

Vista geral das arribas a norte do Cabo Espichel, com indicação das formações do Berriasiano a Hauteriviano: 1) Porto da Calada; 2) Vale de Lobos; 3) Guia e 4) Maceira.

Figure 30

Overview of the cliffs north of the Espichel Cape, showing Berriasian to Hauterivian sequence: 1) Porto da Calada, 2) Vale de Lobos, 3) Guia and 4) Maceira formations.



de pegadas de dinossauros que originaram a lenda da Nossa Senhora do Cabo. As unidades do Cretáceo Inferior (Berriasiano-Hauteriviano) encontram-se em concordância com as anteriores, correspondendo a depósitos siliciclásticos arenoconglomeráticos de fácies fluvial, transitando para fácies margosas e carbonatadas oolíticas e recifais (fig. 30).

Contexto: no extremo ocidental da Cadeia da Arrábida, encontra-se a Plataforma do Cabo Espichel, correspondente a uma superfície de abrasão marinha talhada a cotas próximas de 130m em calcários do Jurássico Superior fortemente inclinados.

A inclinação diminui para norte, desde 70° junto ao farol até 25° na Praia dos Lagosteiros (fig. 29). Esta geometria em “pescoço de cisne” é atribuída à existência de um importante acidente subvertical a sul, com orientação E-W. Esta falha teria funcionado como normal durante o Mesozoico e reversa após a inversão terciária, com o bloco a sul funcionando como contra-forte, originando a respectiva *fault-propagation fold* para norte. Ainda assim, esta extremidade da cadeia constitui o sector menos invertido da Cadeia da Arrábida, acentuando-se a inversão em direcção a leste, onde culmina no dúplex da Serra de São Luís.

agradecimentos

Gostaríamos de agradecer ao Prof. Antônio Garcia da Universidade Federal de Sergipe (UFS), nosso parceiro desde a primeira hora, na colaboração com a Petrobras em terrenos lusitanos. Agradecemos igualmente às dezenas de geólogos e geofísicos que em quatro edições do curso nos visitaram, sempre nos trazendo importantes questionamentos e idéias a explorar. Finalmente,

agradecemos à Petrobras pela iniciativa de ter promovido e valorizado os Cursos de Campo na Bacia Lusitânica, bem como pela sua presença continuada em Portugal desde 2006, pelo que tal tem significado de apoio ao conhecimento geológico desta bacia.

referências bibliográficas

AZERÊDO, A. C.; CABRAL, M. C. Bio-sedimentary signatures of high-frequency salinity/subaerial exposure changes: Examples from the Oxfordian of Portugal, Cabaços Formation. **Rivista Italiana di Paleontologia**, v. 110, n. 1, p. 231-238, 2004.

AZERÊDO, A.; WRIGHT, V. P. Multi-scale signatures and events in carbonate systems (Middle to early Upper Jurassic, Lusitanian Basin). In: DUARTE, L. V.; HENRIQUES, M. H. (Eds.) Carboniferous and Jurassic carbonate platforms of Iberia. Coimbra: IAS, 2004. p. 75-91. Originally presented in INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS MEETING, 23., 2004. Field Trip Guidebook. **Proceedings...** Coimbra, 2004.

AZERÊDO, A.C.; DUARTE, L. V.; HENRIQUES, M. H.; MANUPPELLA, G. Da dinâmica continental no Triássico aos mares do Jurássico inferior e médio. **Cadernos de Geologia de Portugal**. Lisboa: Instituto Geológico e Mineiro, 2003.

BERNARDES, C. A. **A sedimentação durante o Jurássico Superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana):** modelos deposicionais e arquitectura sequencial. 1992. 261 f. Tese (Doutorado) – Universidade de Aveiro, Portugal, 1992.

BERNARDES, C. A.; CORROCHANO, A.; PENA DOS REIS, R. Evolução do sistema de deltas entrançados do Jurássico superior de S. Martinho do Porto, Bacia Lusitânica: arquitetura sequencial e controlos sedimentares. **Comunicações Serviço Geológico de Portugal**, t. 77, p. 77-88, 1991.

CUNHA, P. P.; PENA DOS REIS, R. Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. **Cretaceous Research**, v. 16, n. 2-3, p. 155-170, Apr. 1995.

DINIS, J. M. L. **Estratigrafia e sedimentologia da Formação de Figueira da Foz - Aptiano a Cenomaniano do sector norte da Bacia Lusitânica**. 1999. 381 f. 3 anexos. Tese (Doutorado) – Universidade de Coimbra, Portugal, 1999.

DINIS, J.; PENA DOS REIS, R. Litostratigrafia e modelo deposicionais nos "Grés Belasianos" Cretácico a Leste de Leiria, Portugal Central. **Geociências, Revista Universidade 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.

DOMINGOS, L.; FREIRE, J.; SILVA, F.; GONÇALVES, F.; PERERA, E.; RIBEIRO, A. The structure of intra-montane Upper Carboniferous Basins in Portugal. In: SOUSA, L.; OLIVEIRA, T. (Eds.) **The Carboniferous of Portugal**. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, n. 29, p.187-194, 1983. (Memórias do Serviço Geológico de Portugal).

DUARTE, L. V.; SOARES, A. F. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). **Comunicações do Instituto Geológico Mineiro**, t. 89, p. 115-134, Lisboa, 2002.

DUARTE, L. V. O Liásico superior de Peniche: Modelos de sedimentação autogenética versus alogénica. In: OLIVEIRA, J.; DIAS, R. (Eds.) **Livro guia das excursões do quinto congresso nacional de geologia**. Lisboa: IGM, p. 21-25, 1998.

DUARTE, L. V. Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin, Portugal. **Ciências da Terra (UNL)**, n. 16, p. 17-23, 2006.

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**. Coimbra: IAS, 2004. p. 58-60. Originally presented in INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS MEETING, 23., 2004. Field Trip Guidebook. **Proceedings...** Coimbra, 2004.

GUÉRY, F. **Evolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estrémadure, Secteur de Caldas da Rainha-Montejuento)**. 1984. 478 f. Thèse (Doctorat) – Université de Lyon, France, 1984.

GARCIA, A. J. V.; PIMENTEL, N. L. V.; REIS, R. P.; SILVA, L. T. **Roteiro estratigráfico e petrológico da Bacia Lusitânica**: enfoque petrolífero. Portugal: Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 2004. 89 p. Saída de campo com delegação técnica da Petrobras de 20 a 24 de Setembro de 2004.

HILL, G. **The Sedimentology and Lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal**. 1988. 290 f. PhD Thesis – Open University, 1988.

LOTZE, F. Einige Probleme der Iberischen Meseta. **Geotektonische Forschungen**, v. 6, n. 1-12, 1945. Tradução do espanhol J. M. Rios. Algunos problemas de la Meseta Ibérica. Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, v. 41-58, 1950.

OLIVEIRA, L. V. **Biostratigrafia de nanofósseis e estratigrafia química do Pliensbaquiano – Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal)**. 2007. 2 v. Tese (Doutorado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Rio Grande do Sul, Brasil, 2007.

PAIS, J.; LEGOINHA, P. Pre-Meeting field trip A4: cycles and sedimentary events in the Cenozoic of the Setúbal peninsula (Lower Tagus Basin). Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia. In: INTERNATIONAL ASSOCIATION OF SEDIMENTOLOGISTS MEETING 23., 2004, Coimbra. Field trip guidebook. **Proceedings...** Coimbra, 2004. v. 2. p. 55-72.

PALAIN, C. **Une série détritico terrigène**: Les "gres de Silves": trias et lias inférieur du Portugal. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal, n. 25,

- 1976, 377 p. (Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal).
- PAVIA, G.; ENAY, R. Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary. **Episodes**, Ottawa, v. 20, n. 1, p. 16-22, 1997.
- 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**, t. 87, p. 63-76, 2000.
- PENA DOS REIS, R. O papel do conceito de analogia na exploração de hidrocarbonetos: exemplos da Bacia Lusitânica. Portugal: Universidade de Coimbra, **Memórias e Notícias**, v. 3, p. 223-229, 2008. Conferência internacional: as Geociências no Desenvolvimento das comunidades lusófonas.
- PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL N. **Curso de Campo na Bacia Lusitânica, Portugal**: roteiro. Coimbra, 2006. 88 p.
- 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**. Portugal: APG, 2010. v. 2, p. 143-156.
- PENA DOS REIS, R. P.; CUNHA, P. P.; BARBOSA, B.; ANTUNES, M. T.; PAIS, J. Excursion B: mainly continental miocene and pliocene deposits from Lower Tagus and Mondego basins. **Ciências da Terra (UNL)**, n. 2, Lisboa, p.37-56, 1992.
- PENA DOS REIS, R.; TRINCÃO, P.; CUNHA, P.; DINIS, J. **Estratigrafia sequencial e biostratigrafia do Jurássico Superior da Bacia Lusitânica**. 1995. 188 p. Relatório. Arquivo do EX-GPEP.
- PENA DOS REIS, R.; DINIS, J.; CUNHA, P. P.; TRINCÃO, P. R. Upper Jurassic Sedimentary Infill and Tectonics of the Lusitanian Basin, Western Portugal. **GeoResearch Forum**, Transtec Publications, Switzerland, v. 1-2, p. 377-386, 1996.
- PENA DOS REIS, R.; CUNHA, P.P.; DINIS, J.; TRINCÃO, P. R. Geologic evolution of Lusitanian Basin during Late Jurassic (Portugal). In: HALL, R. L.; SMITH, P. L. (Eds.) **Advances in Jurassic Research. GeoResearch Forum**, Transtec Publications, Zurich, v. 6, p. 345-356, 1999
- PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL, N.; GARCIA, A. **Curso de Campo na Bacia Lusitânica**: roteiro. 2 ed. Coimbra, 2007. 162 p.
- PENA DOS REIS, R.; PIMENTEL, N.; BUENO, G. **Terceiro curso de Campo na Bacia Lusitânica**: roteiro. 3 ed. Coimbra, 2008. 136 p.
- PIMENTEL, N.; PENA DOS REIS, R. Depósitos triásicos de Coimbra, novas observações e interpretação tectono-sedimentar. In: CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA, 7., 2006, Évora, Portugal. **Anais...** Évora, Portugal: SGP, 2006. v. 1. p.133-134.
- SOARES, A. F. A Formação Carbonatada cenomanoturoniana na região do Baixo Mondego. **Comunicações do Serviço Geológico de Portugal**, t. 66, p. 99-109, 1980.
- PROJETO MILUPOBAS. **The first and second rifting phases of the Lusitanian Basin**: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Final Report, 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.
- WILSON, R. C. L.; HISCOTT, R. N.; WILLIS, M. G.; GRADSTEIN, F. M. **The Lusitanian basin of west-central Portugal**: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphy, and subsidence history. Tulsa: AAPG, 1990. p. 341-361. (AAPG Memoir, 46).
- WRIGHT, V. P.; WILSON, R. C. L. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 54, n. 2, p. 394-412, 1984.

autores



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.



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

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.



Gilmar Vital Bueno
Centro de Pesquisas da Petrobras - Cenpes
Geologia Estrutural e Geotectônica

gilmarvb@petrobras.com.br

Gilmar Vital Bueno nasceu em Porto Alegre em 17 de maio de 1957, graduou-se em Geologia em 1984 pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Mestre em Geologia pela Universidade Federal de Ouro Preto em 1987 e, Doutor em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul em 2001. Geólogo da Petróleo Brasileiro a partir de 1987. Atuou como intérprete de exploração em várias bacias brasileiras, entre as quais, Santos, Pelotas, Recôncavo, Tucano e Jatobá, tendo sido gerente de interpretação nas duas últimas. Coordenador de vários projetos regionais em bacias rifte no Brasil e em Portugal. Geólogo Senior, Consultor Técnico e atualmente é Gestor da Rede de Estudos Geotectônicos do Centro de Pesquisas da Petrobras no Rio de Janeiro.

