



Livro de roteiros das excursões do XI Congresso Nacional de Geologia

«Geociências e Desafios Globais»

16 a 20 de julho de 2023

Coordenadores da edição:

Eric Font

Pedro A. Dinis

Fernando C. Lopes

Patrocinadores



Entidades apoiantes



CÂMARA MUNICIPAL
COIMBRA



Coimbra, 2023



Livro de roteiros das excursões do XI
Congresso Nacional de Geologia

«Geociências e Desafios Globais»

16 a 20 de julho de 2023

Eric Font

Pedro A. Dinis

Fernando C. Lopes

Coimbra, 2023

Nota editorial:

Título: Livro de Roteiros das Excursões do 11º Congresso Nacional de Geologia
"Geociências e Desafios Globais"

Coordenadores da edição: Eric Font, Pedro A. Dinis, Fernando C. Lopes
(Universidade de Coimbra)

Edição: Universidade de Coimbra. Faculdade de Ciências e Tecnologia.
Departamento de Ciências da Terra

Capa: Soleira de Lomba dos Pianos, São João das Lampas, Sintra (fotografia de E.
Font)

ISBN: 978-989-98914-9-4

Índice:

Minas abandonadas do Norte de Portugal: legado mineiro e sustentabilidade	1
O Jurássico de Peniche: da evolução sedimentológica às mudanças bióticas e abióticas do planeta	23
Estratigrafia e Paleontologia do Cretácico do Baixo Mondego: revisitando contextos científicos e educativos	55
Rochas e Paisagens do aspirante Geoparque Oeste	93
Projeto Geoparque Atlântico – um compêndio com mais de 600 milhões de anos de geodiversidade	114

Minas abandonadas do Norte de Portugal: legado mineiro e sustentabilidade

Organizadores: **P. Santos (1)**, **A. Lima (1)**, **F. Noronha (1)**, **H. Sant’Ovaia (1)**, **M. Anjos Ribeiro (1)**, **J. Espinha Marques (1)**, **J. Ribeiro (2)**, **D. Flores* (1)**

(1) *Instituto de Ciências da Terra, Departamento de Geociências Ambiente e Ordenamento do Território, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, Rua do campo Alegre s/n 4169-007 Porto, Portugal*

(2) *Universidade de Coimbra, Instituto Dom Luiz, Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra, Portugal*

*Autor correspondente: dflores@fc.up.pt

1. Introdução

O Norte de Portugal é rico em recursos minerais metálicos e não metálicos, cuja exploração mineira no passado produziu um grande volume de resíduos mineiros. Esses resíduos constituem um passivo ambiental com potenciais impactos no ar, na água subterrânea e superficial, bem como nos solos das áreas envolventes. Estes impactos têm sido objeto de monitorização e de vários estudos de caráter multidisciplinar no âmbito dos projetos de investigação científica SHS, Aureole, CoalMine e Ecoal, destacando-se a caracterização geoquímica das escombrelas, bem como dos solos e das águas das envolventes mineiras.

Nesta visita propõe-se observar os impactos ambientais dos seguintes complexos mineiros abandonados: minas de carvão de São Pedro da Cova (Gondomar), mina de antimónio e ouro de Ribeiro da Serra (Gondomar) e de tungsténio e estanho de Regoufe (Arouca).

2. Locais de Observação

Paragem 1: Mina de São Pedro da Cova

A mina de carvão de São Pedro da Cova está localizada em Gondomar, a cerca de 10 km da cidade do Porto. Foi uma das mais relevantes minas da Bacia Carbonífera do Douro, onde se explorou antracite A (ISO 11760, 2006) entre 1795 e 1972. Como parte do seu legado junto à mina permanecem um conjunto de infraestruturas mineiras, antigos escritórios, oficinas, lavarias e estruturas de apoio, bem como uma extensa escombrela que ocupa uma área aproximada de 28000 m². No ano de 2005, esta escombrela entrou em combustão, na sequência de ignição causada por incêndios florestais que se propagaram na área, mantendo-se em combustão até aos dias de hoje (Fig. 1).

No âmbito de teses de doutoramento, mestrado e vários projetos de investigação científica, desenvolveram-se vários estudos nesta área. Efetuou-se a caracterização dos materiais depositados na escombrela (afetados e não afetados por autocombustão), minerais neoformados na superfície e dos produtos gasosos da combustão (Ribeiro *et al.*, 2010, 2011, 2012, 2014).

O projeto de investigação científica, ECOAL, permitiu a monitorização remota e contínua das emissões de gases e da temperatura de combustão dos materiais desta escombrela, utilizando tecnologia de deteção de fibra ótica. Foram detetadas temperaturas de combustão próximas de 100°C à superfície e 200°C a 10 cm de profundidade, estimando-se que pudessem ser ainda superiores em profundidade.



Fig. 1. Escombreira da mina de carvão de São Pedro da Cova em autocombustão (esquerda) e pormenor de alguns dos minerais de neoformação gerados, sal amoníaco e enxofre (direita)

Entre 2018 e 2022, no âmbito do projeto CoalMine, foi realizada a monitorização ambiental da área mineira, que focou no acompanhamento da variação da temperatura e variação altimétrica da escombreira, na monitorização da descarga de efluentes mineiros resultantes da drenagem de galerias mineiras, bem como dos solos da envolvente da mina (Teodoro *et al.*, 2021). Foram também realizados estudos hidropedológicos na escombreira, nomeadamente, o estudo da evolução dos horizontes do solo nos materiais afetados e não afetados por autocombustão, a caracterização da condutividade hidráulica não saturada, assim como a sua caracterização geoquímica e dos seus lixiviados e a caracterização mineralógica (Espinha Marques *et al.*, 2021). Foram também estudados os solos da envolvente da mina de São Pedro da Cova, com vista à caracterização dos impactes ambientais causados pela mina e respetiva escombreira em autocombustão, bem como os potenciais efeitos na saúde humana (Santos *et al.*, 2023a, b). Os efluentes mineiros, que drenam nas galerias da mina foram caracterizados geoquimicamente, em termos de propriedades físico-químicas e da sua adequação para rega (Mansilha *et al.* 2021).

Enquadramento Geológico

A mina de São Pedro da Cova localiza-se na Bacia Carbonífera do Douro, que mostra a mais importante sequência do Carbonífero em Portugal, estendendo-se com um alinhamento NW–SE, ao longo de aproximadamente 53 km, com uma espessura variável de 30 a 250 m (Lemos de Sousa & Wagner, 1983; Pinto de Jesus., 2019), estendendo-se desde São Pedro de Fins até Janarde.

Esta sequência com carvão foi depositada ao longo de corredores de cisalhamento, nas fases tardias a pós-orogénicas da orogenia Varisca, e bordejam o flanco Ocidental de uma megaestrutura geológica, o Anticlinal de Valongo. Esta estrutura estende-se ao longo de 90 km, correspondendo a uma dobra antiforma com orientação NW-SE. Formou-se na primeira fase de deformação Varisca (D1), apresenta uma sequência Paleozoica de natureza metassedimentar, com idades compreendidas entre o Pré-Câmbrico e o Carbonífero, na qual as rochas mais antigas estão no núcleo e cujos flancos são assimétricos (Fig. 2) (Medeiros *et al.*, 1980).

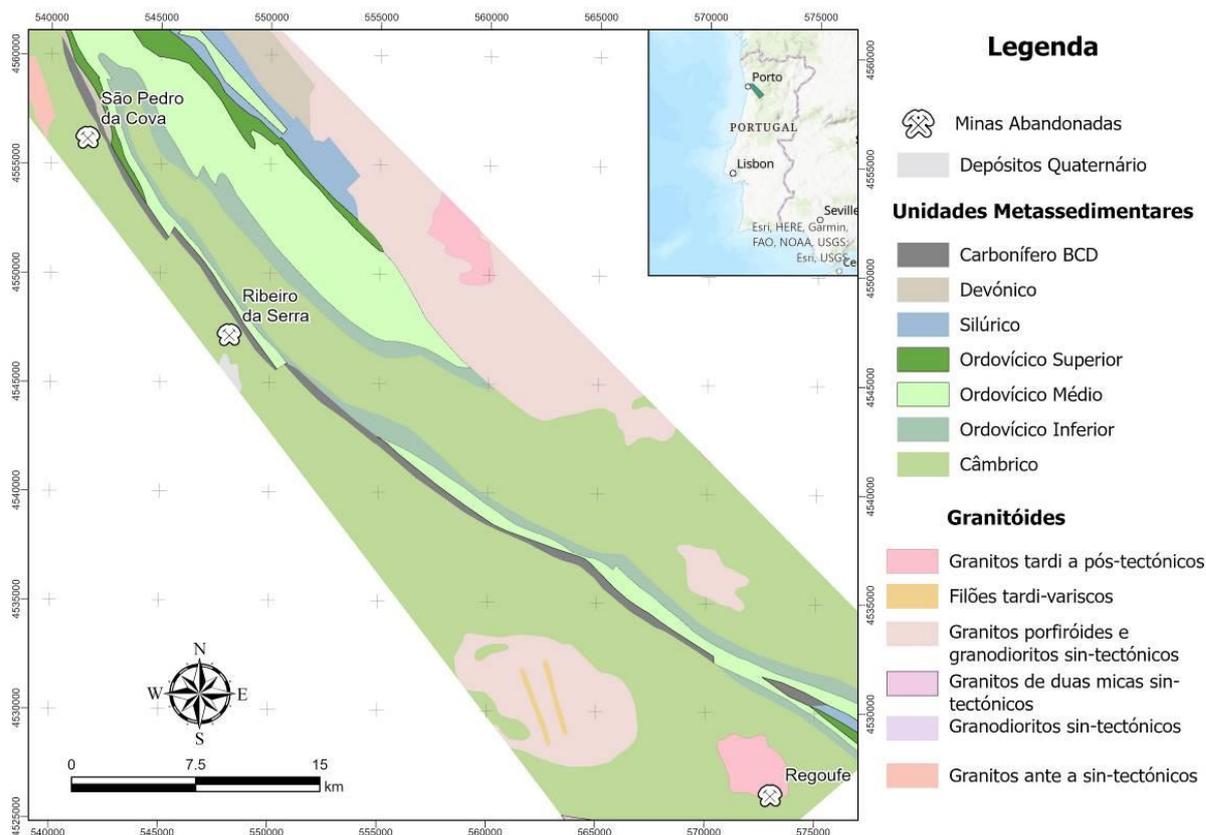


Fig. 2. Enquadramento geológico das minas a visitar na saída de campo, São Pedro da Cova, Ribeiro da Serra e Regoufe.

Monitorização da escombreira

Ao longo dos anos foram realizadas diferentes abordagens de monitorização da escombreira de São Pedro da Cova e das áreas envolventes. Entre 2019 e 2021, foram determinadas medições de temperatura com recurso a um sensor de infravermelho térmico a bordo de um veículo aéreo não tripulado (VANT) e complementadas com medições de campo (Teodoro *et al.*, 2021). Para avaliar as variações altimétricas, para cada voo foi gerado um modelo digital de elevação considerando um sensor multiespectral também a bordo do VANT. Estes estudos permitiram a identificação de uma área com aproximadamente 200 m², perto da base da escombreira onde a autocombustão está ainda ativa, atingindo temperaturas de superfície superiores a 50°C (Fig. 3).

A análise LULC (*Land Use Land Cover*) e NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) permitiu concluir que só existia desenvolvimento de vegetação nas áreas que apresentam temperaturas mais baixas, não permitindo a sua fixação na proximidade de combustão ativa. A presença de vegetação contribuiu para minimizar a erosão do solo na escombreira, ajudando o seu processo de estabilização. Observou-se ainda a existência de uma tendência de diminuição dos valores altimétricos determinados sobre a escombreira, corroborando a hipótese de que, à medida que a autocombustão decorre, o volume de material depositado na escombreira pode estar a diminuir (Teodoro *et al.*, 2021).

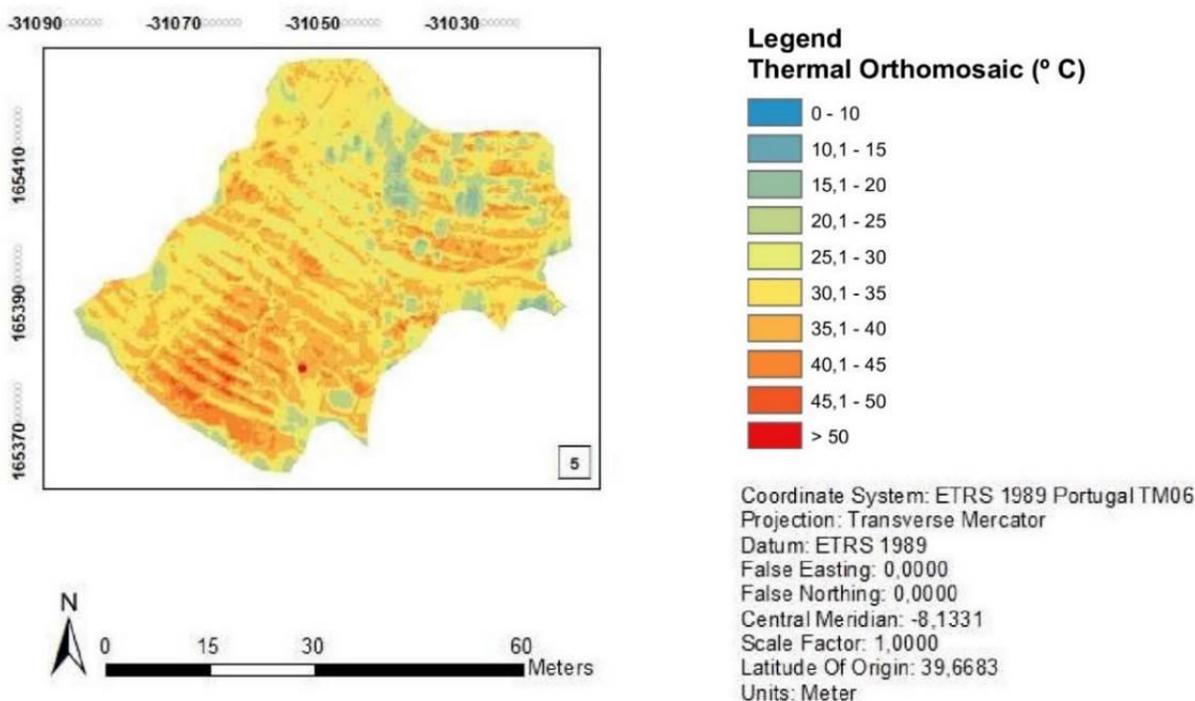


Fig. 3. Ortomosaico térmico (° C) realizados durante as campanhas de monitorização da escombreira em novembro de 2020 (adaptado de Teodoro et al., 2021).

Avaliação hidropedológica dos Tecnessolos da escombreira e análise de lixiviados

Estudos hidropedológicos realizados em dois Tecnessolos distintos da escombreira de São Pedro da Cova permitiram comparar o perfil do solo com evolução pedológica normal com o perfil do solo afetado por autocombustão (Espinha Marques *et. al.*, 2021). O estudo visou identificar condições contrastantes relativamente a vários fatores que controlam a lixiviação de elementos potencialmente tóxicos (EPTs) e hidrocarbonetos aromáticos policíclicos (HAPs), designadamente, a evolução pedológica (desenvolvimento dos horizontes do solo), a sua composição geoquímica e mineralógica, bem como a condutividade hidráulica não saturada. A lixiviação de contaminantes foi também avaliada por meio do teste de lixiviação de campo proposto pelo U. S. Geological Survey para resíduos mineiros (Hageman, 2007).

Observou-se que a combustão, a que esteve sujeita uma parte da escombreira, alterou as condições de evolução pedológica, sendo que no Tecnessolo que sofreu uma evolução pedológica normal, a cobertura vegetal gerou um horizonte O e dois horizontes minerais: um horizonte A (com acumulação incipiente de matéria orgânica humificada) e um horizonte C. Por outro lado, a autocombustão eliminou a diferenciação pedológica normal, especialmente a acumulação de matéria orgânica humificada, tendo desenvolvido três horizontes minerais (designados por C1, C2 e C3), em consequência do gradiente de temperatura que ocorreu no perfil do solo.

A geoquímica e a mineralogia dos resíduos de carvão depositados na escombreira foram também afetadas pela autocombustão. A composição geoquímica dos três horizontes afetados pela combustão revelou uma distribuição dos elementos dependente da temperatura, com um aumento dos teores de Al e As com a profundidade. Foram, também, observados importantes contrastes na mineralogia induzidos pela autocombustão: o Tecnessolo afetado por autocombustão é caracterizado por minerais

argilosos com maior capacidade de troca iónica e maior superfície específica (illite e esmectite) e por sulfatos de ordem estrutural mais baixa (jarosites e alunites), traduzindo-se numa maior suscetibilidade à lixiviação (Espinha Marques *et al.*, 2021).

A condutividade hidráulica não saturada (K_i) medida no Tecossolo com pedogénese normal foi de cerca de 10^{-3} cm/s, ao longo de todo o perfil do solo. Pelo contrário, a influência da autocombustão resultou numa maior variabilidade de valores K_i em função do grau de influência da temperatura, tendo sido medidos valores de K_i entre 10^{-4} cm/s e 10^{-2} cm/s.

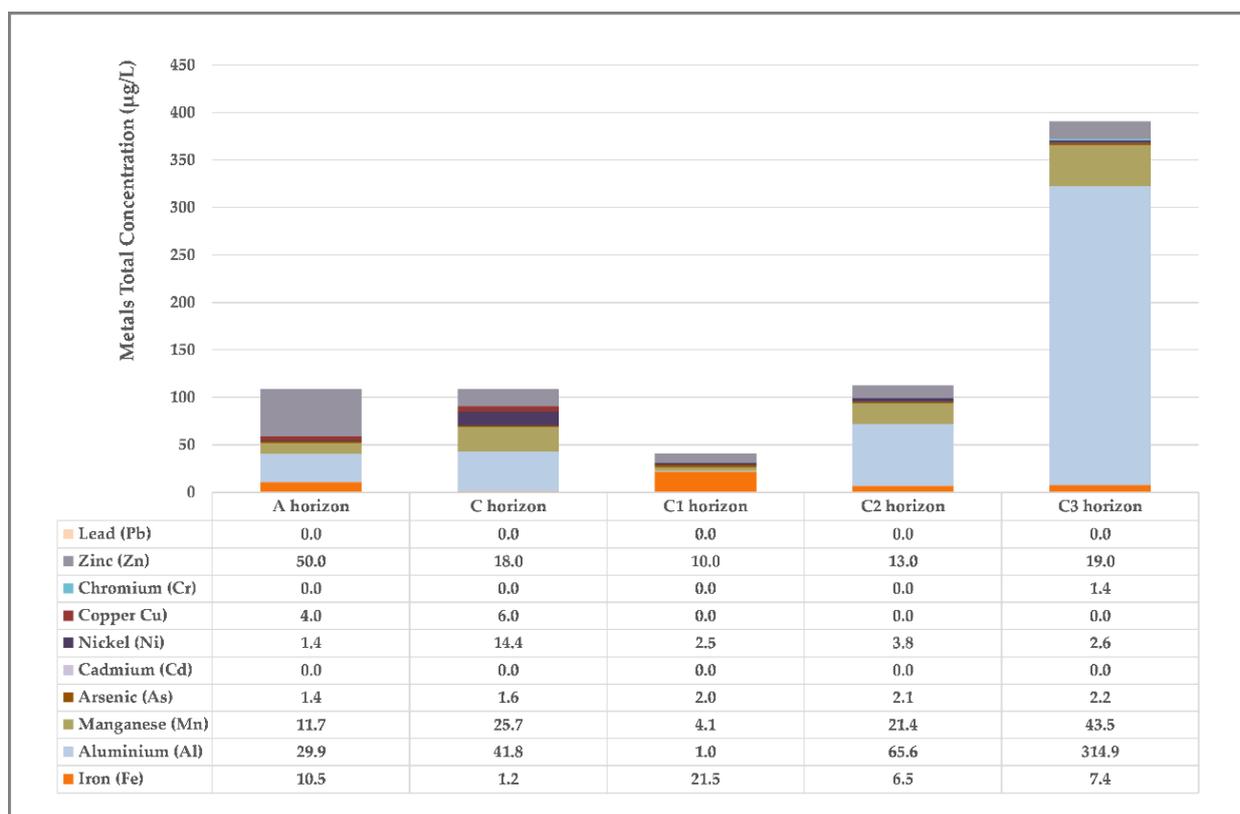


Fig. 4. Concentração de EPTs e Fe nos lixiviados da escombreira da mina de São Pedro da Cova (Espinha Marques *et al.* 2021).

A autocombustão condicionou também a lixiviação de EPTs e HAPs. No Tecossolo afetado pela autocombustão, a lixiviação de Al, Mn e Zn aumentou com a profundidade, demonstrando alguma dependência da temperatura. Os EPTs mais abundantes identificados nos resíduos mineiros foram o Cr, As e Pb, enquanto nos lixiviados, prevaleceram o Zn e o Mn (Fig. 4).

Os lixiviados da escombreira afetados pela autocombustão mostraram maior concentração e variedade de HAPs na parte inferior do perfil do solo (horizonte C3), devido à temperatura mais elevada de combustão, bem como ao efeito da lixiviação do material sobrejacente (horizontes C1 e C2). Os resultados analíticos revelaram também que, no horizonte C3, os HAPs de massa molecular mais elevada são dominantes.

Assinatura geoquímica e contaminação dos solos da envolvente mineira

Santos *et al.* (2023a) caracterizaram as alterações físico-químicas e geoquímicas nos solos que rodeiam a escombreira da mina de carvão de São Pedro da Cova, destacando-se a complexidade das fontes de EPTs e HAPs que podem coexistir, particularmente neste caso em que a mina é contígua à área urbana. Verificou-se que os solos da área envolvente à escombreira de carvão da mina de São Pedro da Cova constituíam um sistema complexo, onde uma combinação de diferentes fontes naturais e de contaminação antrópica contribuíram para a sua assinatura geoquímica final.

As amostras de solo recolhidas ao longo das zonas de escorrência, que drenam ativamente a partir da escombreira mineira não se apresentaram significativamente ácidas. A distribuição espacial do pH determinado no solo indicava que a escombreira de São Pedro da Cova não promove uma drenagem ácida significativa para os solos circundantes. Çelebi *et al.* (2023) observaram que as escombreiras mineiras da Bacia Carbonífera do Douro eram

moderadamente capazes de gerar drenagem mineira ácida, e que o potencial gerador de ácidos em escombreiras afetadas por autocombustão era ainda menor, o que pode justificar os valores de pH determinados nos solos da envolvente da escombreira de São Pedro da Cova.

No entanto, estes solos não são adequados para a agricultura, uma vez que apresentaram concentrações elevadas de vários elementos vestigiais, particularmente Sb, Ba, U, As, V, Be, Cr, Mo, Pb e Se, que excedem os limites propostos para contaminação de solos contaminados em áreas agrícolas (em áreas ambientalmente sensíveis), de 1,0 mg/kg (Sb), 210,0 mg/kg (Ba), 1,9 mg/kg (U), 11,0 mg/kg (As), 86,0 mg/kg (V), 2,5 mg/kg (Be), 67,0 mg/kg (Cr), 2,0 mg/kg (Mo), 45,0 mg/kg (Pb) e 1,2 mg/kg (Se), respetivamente (APA, 2019). As concentrações registadas nestes solos em As, Cs, e Sb eram também significativamente mais elevadas do que os solos superficiais europeus (Salminen *et al.*, 2005) e solos mundiais (Kabata-Pendias, 2011). Outros elementos vestigiais como Mo, Be, Cu, Pb, Zn, Sn, Th, e U, estavam também presentes em concentrações médias mais elevadas.

Por outro lado, verificou-se que as concentrações mais elevadas de EPTs registadas nos solos não pareciam estar associadas diretamente à mina de carvão, uma vez que não estão localizadas ao longo da área de escorrência da escombreira de resíduos ou da sua bacia de drenagem, mas sim a montante, devendo-se a outras fontes (Santos *et al.*, 2023a)

A aplicação de técnicas de análise multivariada permitiu agrupar os elementos com base nas suas semelhanças, em combinação com a distribuição espacial dos diferentes elementos usando algoritmos geoestatísticos permitiram a identificação das possíveis fontes de EPTs nestes solos (Fig. 5).

A distribuição espacial de Cu, Pb, Zn, Cd, e Sn tendia a concentrar-se preferencialmente em áreas urbanas localizadas no topo da colina a ocidente, a montante da escombreira. Neste caso, as correlações elementares sugeriam que as fontes pudessem ter origens antropogénicas relacionadas com contaminação urbana. O As, Mo e Cr para além de terem demonstrado uma boa correlação estatística, eram espacialmente associados. As suas concentrações mais elevadas localizavam-se a montante dos resíduos mineiros depositados na escombreira, seguindo as orientações litológicas e estruturais regionais NW-SE, apontando para uma natureza pedogenética relacionada com as concentrações de background naturalmente elevadas destes elementos na região do anticlinal de Valongo.

A distribuição espacial destacou ainda duas áreas distintas enriquecidas em As, apontando para outras fontes sub-dominantes de As nos solos. A primeira fonte estava localizada a aproximadamente 250 m da escombreira, ao longo da área de drenagem, e apesar de não mostrar uma clara correlação espacial com outros EPTs, estava associada espacialmente com S e Se, apontando para um efeito de lixiviação a partir dos resíduos da escombreira. A segunda área enriquecida em As sobrepunha-se à zona urbana, a montante da escombreira, associada espacialmente a outros EPTs como Co, Ni, Pb, Zn, Cu, e Cd, apontando para uma fonte de contaminação antropogénica urbana.

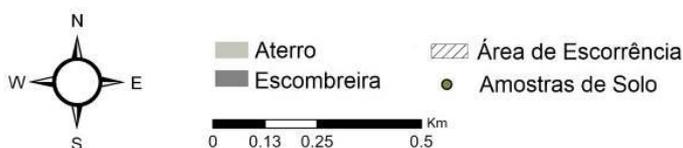
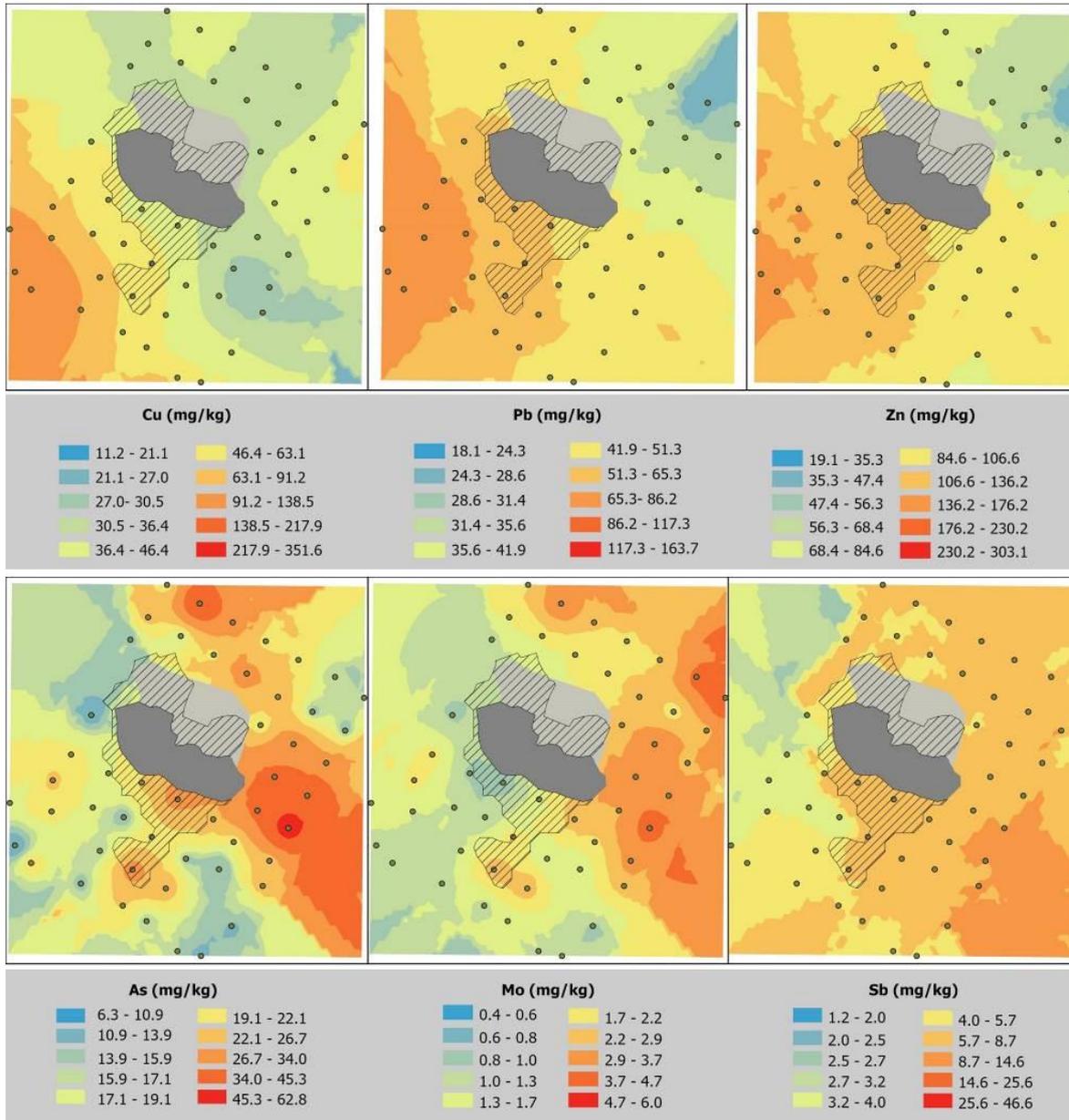


Fig. 5. Distribuição espacial de Cu, Pb, Zn, As, Mo e Sb nos solos da envolvente da Mina de São Pedro da Cova, inferido por Ordinary Kriging.

Verificou-se ainda, que concentrações mais elevadas de U, Th, Ba, Be, e Ta se sobrepunham espacialmente sendo principalmente distribuídas ao longo de unidades carboníferas compostas por conglomerados, arcoses, xistos carbonosos e carvões (Medeiros *et. al.*, 1980), apontando para uma fonte litogénica.

Estudos recentes (Santos *et al.*, 2023 b) avaliaram os riscos ecológicos e para a saúde humana associados à exposição a EPTs no solo em redor desta mina de carvão abandonada. O índice de risco ecológico potencial determinado para estes solos tendo por base valores de *background* regional, apresentaram risco ecológico baixo para 90% das amostras, apenas cinco pontos de amostragem que não estão localizadas perto das zonas de escorrência ou drenagem da escombreira apresentaram risco ecológico moderado, sugerindo que a escombreira não promove um risco ecológico significativo.

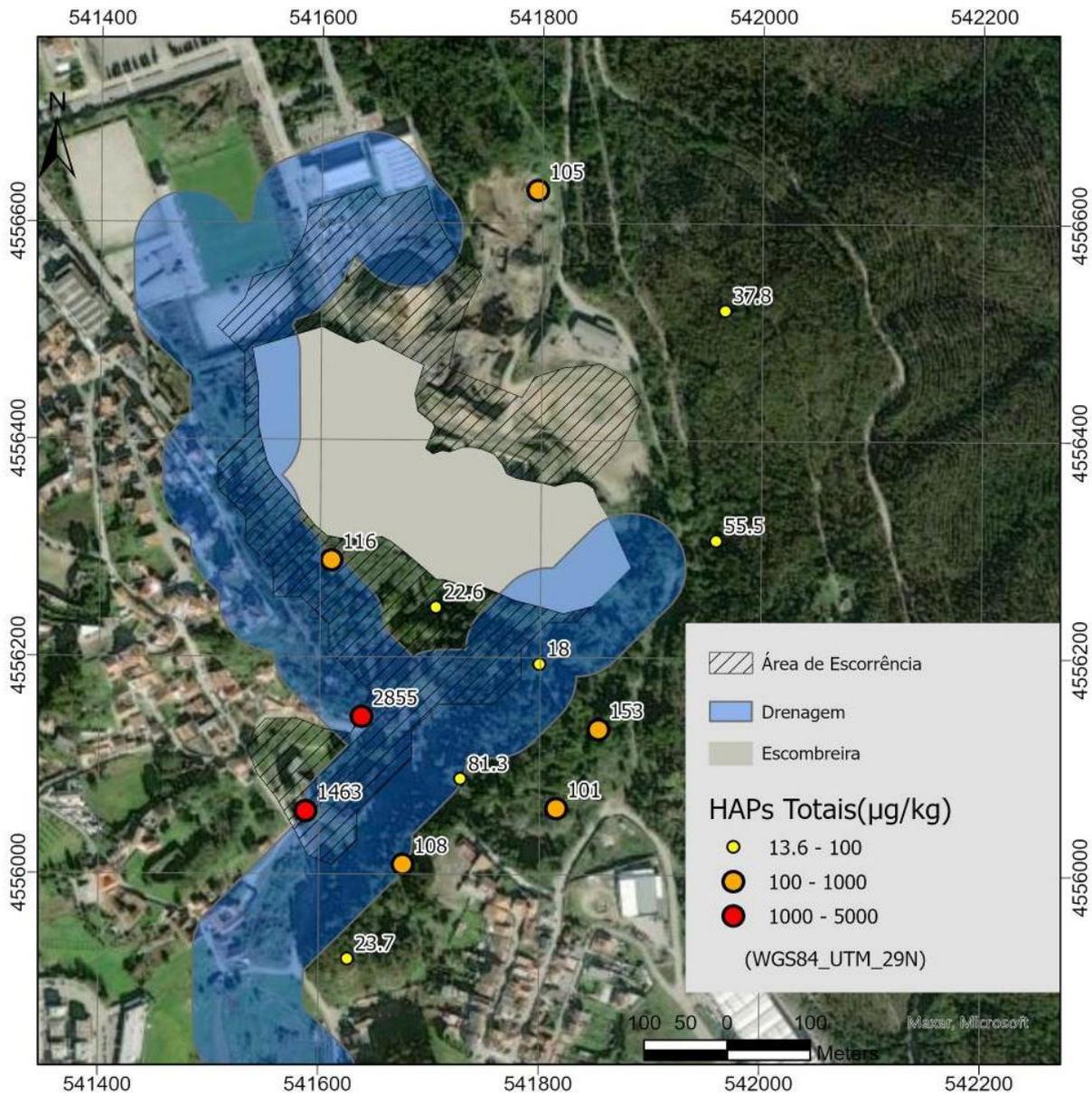


Fig. 6. Distribuição espacial da soma dos 16 HAPs prioritários analisados nos solos da envolvente da escombreira de São Pedro da Cova (adaptado de Santos *et al.*, 2023a).

Relativamente ao risco carcinogénico, o índice de risco (HI) da exposição total resultante da ingestão, inalação e contacto dérmico para os EPTs considerados, sugeriu que não existe risco potencial para a saúde humana para crianças ou adultos nos solos estudados. O risco carcinogénico total determinado para os EPTs estudados, tanto para crianças como para adultos estava dentro do intervalo tolerável de acordo com os dados regulamentares.

Procedeu-se ainda à identificação e caracterização dos contaminantes orgânicos presentes nos solos próximos da escombreira em autocombustão (Santos *et al.*, 2013a), verificando-se que as zonas de escorrência superficial contígua à escombreira apresentaram concentrações elevadas dos 16 HAPs considerados prioritários pela USEPA (*United States Environmental Protection Agency*) (Fig. 6). Duas amostras apresentaram concentrações acima dos valores de referência portugueses para solos contaminados (APA, 2019). As elevadas concentrações de HAPs de elevada massa molecular em duas amostras podem ser relevantes, uma vez que as substâncias encontradas, tais como benzo[a]antraceno, benzo[b]fluoranteno, benzo[a]pireno, e benzo[k]fluoranteno, são carcinogénicas (IARC, 2010), portanto poderão ter implicações ecológicas e para a saúde humana. A predominância de HAPs de maior massa molecular tendia a aumentar particularmente ao longo das zonas de drenagem e escorrência da escombreira, apontando para uma origem pirogénica destes HAPs, possivelmente relacionados com a autocombustão que tem vindo a ocorrer desde 2005 na escombreira. Os rácios entre diferentes HAPs permitiram identificar combustão de carvão ou biomassa como fonte.

Monitorização hidrogeoquímica dos efluentes mineiros

Entre 2017 e 2019 foram monitorizados periodicamente os efluentes de duas galerias de drenagem mineira, assim como no Ribeiro de Silveirinhos a montante e a jusante (Fig. 7) dos pontos de descarga dos efluentes mineiros, tendo sido realizada a respetiva caracterização hidrogeoquímica e determinada a sua aptidão para a irrigação (Mansilha *et al.*, 2021). Foram analisadas amostras de água no que respeita a iões maiores e menores e à concentrações de elementos vestigiais (nomeadamente, EPTs). Foram testados 46 parâmetros de qualidade da água e propostos índices (o índice de qualidade da água, o índice de contaminação, e também o índice de toxicidade de elementos traço) com base em grupos específicos de parâmetros físico-químicos, para monitorização dos efluentes das minas bem como da água superficial. Concluiu-se que as galerias mineiras não drenavam efluentes ácidos, sendo que a água era de média a alta salinidade, com pH quase neutro. No entanto, as águas classificavam-se como impróprias para rega, de acordo com as normas internacionais de qualidade da água para rega, propostas pela Organização das Nações Unidas para a Alimentação e Agricultura (FAO - *Food and Agriculture Organization*), com Fe, Mn, K, Mg e HCO₃ a ultrapassarem as concentrações permitidas. Foram detetados HAPs carcinogénicos em baixas concentrações.



Fig. 7. Aspeto geral do Ribeiro de Silveirinhos a jusante da descarga dos efluentes de drenagem da mina de São Pedro da Cova.

Paragem 2: Minas de Ribeiro da Serra

A área da mina de Ribeiro da Serra fica localizada a norte da freguesia de Medas, no município de Gondomar, aproximadamente a 30 km da cidade do Porto.

Esta mina faz parte do distrito auro-antimonífero Dúrico-Beirão, conhecido como o segundo maior produtor de ouro em Portugal (Couto, 1993; Noronha *et al.*, 2000), encontrando-se localizada no flanco ocidental do Anticlinal de Valongo.

As primeiras explorações de antimónio (Sb), frequentemente auríferas foram descobertas em 1807, contudo foram exploradas apenas a partir de 1858. Neste período, a exploração de Sb desenvolveu-se em Ribeiro da Serra, Tapada e Montalto, sendo que o período áureo destas minas decorreu entre 1880-1890, quando chegaram a empregar centenas de funcionários. A mina de Ribeiro da Serra, compreendia as concessões de Ribeiro da Serra e Fontinha, estimando-se que em 1883 possuíam já 1700m de galerias subterrâneas e 300 m em poços (Carvalho, 1964). As minas de Ribeiro da Serra e Fontinha compreenderam duas concessões contíguas ligadas por um túnel (Carvalho, 1964, 1969).

A Mina de Ribeiro da Serra, foi em tempos, uma das mais importantes minas de Sb do distrito mineiro auro-antimonífero Dúrico-Beirão. A maior produção ocorreu em 1884 e foi de 1437 t de minério. A qualidade dos concentrados era boa, normalmente acima de 5% de Sb. O processamento do minério envolvia britagem primária e secundária, seguida de escolha manual e ustulação. Foram utilizadas temperaturas intermédias entre volatilização e fusão para produzir os concentrados, produzindo “Antimonium crudum” em cadinhos ou fornos de reverbero (Carvalho, 1969; e Fiuza *et al.*, 2023). Relatórios antigos indicam teores médios de Au de 12 g/t na ganga do minério de Sb (Carvalho, 1969).

No processamento de Au foram utilizadas as tradicionais técnicas de concentração por amálgama com mercúrio (Hg), no entanto não ultrapassavam os 50% de rentabilidade (Carvalho, 1969).

Julga-se que a entrada de países asiáticos no mercado tenha causado uma crise mundial na exploração de Sb, conduzindo ao encerramento das minas existentes no distrito mineiro no início do século XX (Couto, 1993). Como parte do passivo ambiental remanescente na Mina de Ribeiro da Serra, podemos encontrar as antigas ruínas das instalações mineiras, bem como duas escombrelas onde se depositam os resíduos de processamento do minério. Junto aos trabalhos mineiros pode encontrar-se a escombreira principal contígua às antigas instalações mineiras, localizadas no flanco direito do vale de drenagem. A jusante ao longo deste vale, pode encontrar-se a uma segunda escombreira onde é possível encontrar alguns resíduos resultantes de processos de ustulação (Fig. 8).

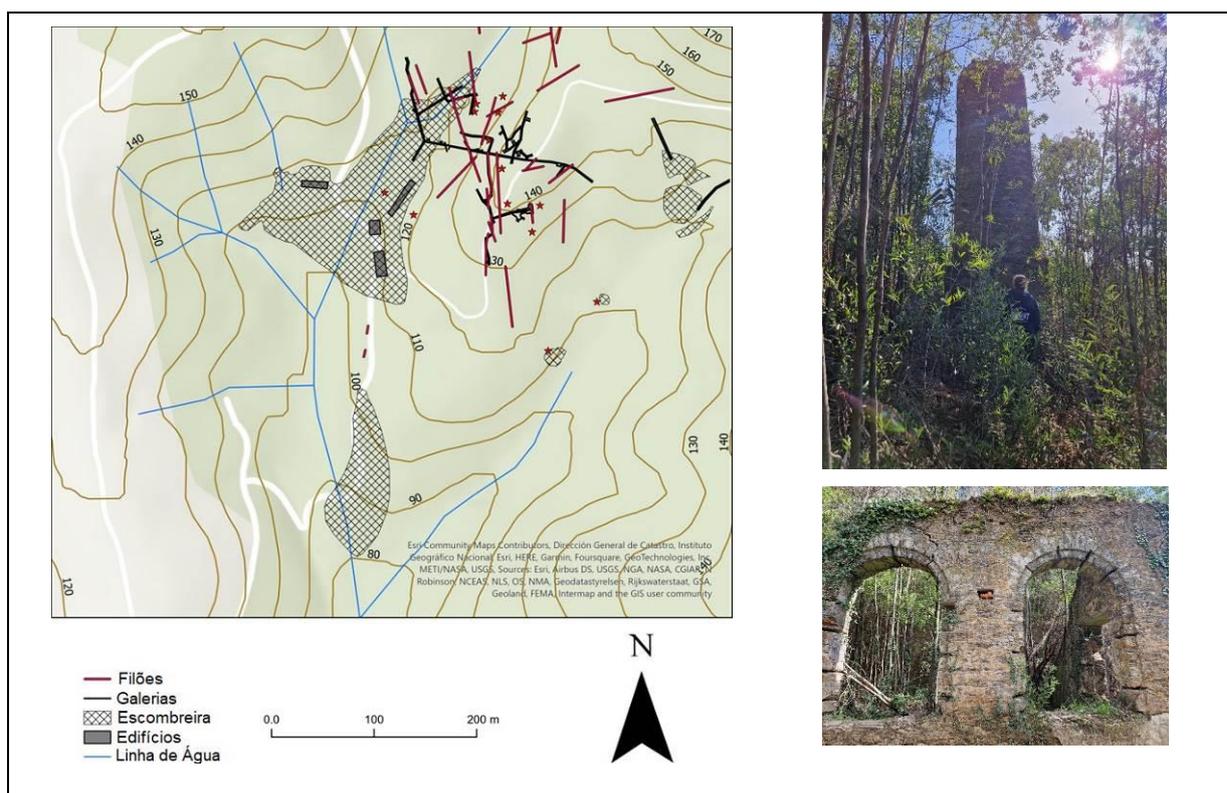


Fig. 8. Imagem à esquerda: Enquadramento geral da Mina de Ribeiro da Serra, com localização dos principais trabalhos mineiros, edifícios e escombrelas; Imagens à direita: aspetos das ruínas de alguns edifícios da mina na atualidade.

Enquadramento Geológico

Nas minas do Ribeiro da Serra e Fontinha a concentração média de Sb metálico variava entre 5 e 10%. O quartzo aurífero que preenchia os filões possuía uma concentração média de 7 g/t. Os principais filões explorados foram o César e o Ferreira Cardoso (Fig. 9). Os filões secundários explorados foram Alvorinhas, Precioso e Esperança. O grupo de veios dos Ladrões continham alguma mineralização apenas nos filões Gaveta. Ribeiro da Serra desenvolveu-se ao longo de 1700 m de galerias distribuídos por 5 níveis e um poço circular principal com 120 m de profundidade. A exploração decorreu até aos 100 m de profundidade, sendo que a cerca dos 70 m verificava-se um decréscimo na mineralização (Carvalho, 1964; 1969). Em Ribeiro da Serra os filões mineralizados encontram-se encaixados em alternâncias de pelitos, arenitos quártzicos e vaques do Complexo Xisto-Grauváquico (Couto, 1993). Na Mina de Ribeiro da Serra os filões têm uma direção preferencial N-S. De acordo com Couto (1993), o

preenchimento mais precoce dos filões mineralizados, corresponde a uma brecha constituída por elementos do encaixante (xistos e quartzitos), com preenchimentos posteriores de quartzo branco lenticular, cuja possança raramente ultrapassa os 15 a 20 cm. O filão principal, com direção N10°E, inclina 20° a 60° para W, designado por filão César é praticamente normal à estratificação dos xistos e concordante com a xistosidade principal. A direção do filão principal, N10°E, está relacionada com o cisalhamento direito associado à deformação pós-Estefaniana (Couto, 1993).

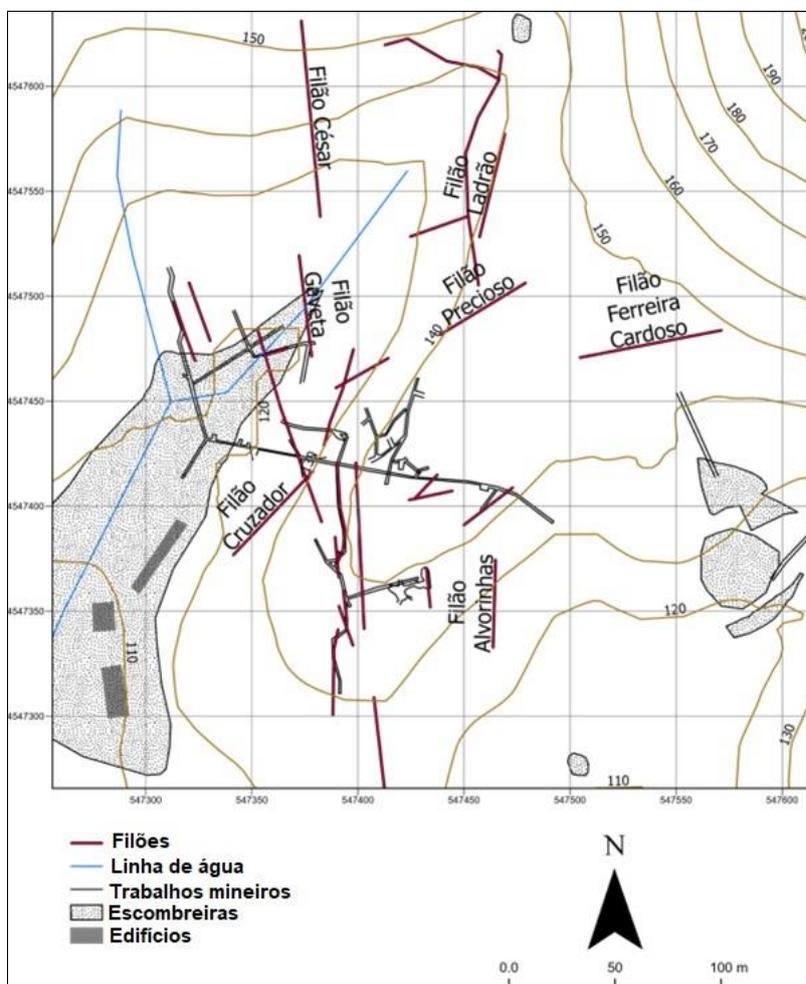


Fig. 9. Principais trabalhos mineiros e filões mineralizados explorados na Mina de Ribeiro da Serra.

Da mineralogia presente nos filões de Ribeiro da Serra, Couto (1993) salientou abundante pirite, bertierite e estibina, rara arsenopirite, marcassite, dolomite, anquerite e carbonatos indeterminados, bem como minerais vestigiais calcopirite, aurostibite, ouro e antimónio nativos.

Estudo preliminar dos impactes ambientais nos solos da envolvente da mina

De entre os principais impactes observados na mina de Ribeiro da Serra pode-se destacar a alteração geomorfológica e paisagística geradas pelas escombrelas onde se depositaram os estéreis da atividade mineira, bem como os resíduos de processamento e beneficiação do minério, ricos em Pb e Hg (este último provavelmente resultante dos processos de amalgamação para recuperação do ouro). Do passivo

ambiental fazem também parte algumas ruínas dos edifícios de apoio à atividade, que podem ser considerados património industrial. Esta área está afastada do centro urbano, em ambiente essencialmente florestal, e por esse motivo existe um certo nível de reabilitação paisagística natural, que resultou da passagem do tempo, tornando as escombrelas praticamente indistinguíveis na paisagem (Fig. 10). A sua localização foi detetada com recurso a georreferenciação de mapas antigos, tendo sido posteriormente validadas no terreno em visitas de reconhecimento, realizadas pelo projeto Aureole, em 2020.



Fig. 10. Aspeto geral das escombrelas na Mina de Ribeiro da Serra, que em grande parte se encontram cobertas por vegetação e integradas na paisagem dificultando a sua identificação.

Desde 2021, no âmbito do projeto de investigação científica SHS – *Soil Health Surrounding former mining áreas: characterization, risk analysis and intervention*, equipas da Faculdade de Ciências e da Faculdade de Engenharia da Universidade do Porto, têm estudado os solos da envolvente da mina de Ribeiro da Serra com o objetivo de inferir o impacte que a atividade mineira tem sobre os solos da sua envolvente.

Estudos conduzidos por Fiuza *et al.*, (2023) procederam à caracterização física, química e ambiental de um conjunto de amostras selecionadas ao longo da linha de drenagem a jusante da escombrela, concluindo que o solo desta região é ácido, não sendo adequado para a agricultura devido ao seu baixo teor de matéria orgânica. Concluiu, ainda, que a lixiviação natural produzia soluções ligeiramente ácidas, no entanto só existia potencial de geração de ácido numa minoria de amostras. De acordo com este estudo, que caracterizou um conjunto de amostras recorrendo a um equipamento portátil de Fluorescência de Raios X, apenas o As e Sb excederam sempre os valores de referência propostos pela

APA (2019), enquanto todos os outros (Cu, Mo, Sn e Zn) ocorreram sempre em concentrações mais baixas.

Paralelamente, no âmbito de uma dissertação de mestrado em realização na Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, e com vista à caracterização da contaminação por Hg na envolvente da mina, foram realizadas análises de 54 amostras selecionadas a partir de uma grelha regular de solos previamente elaborada no âmbito do projeto Aureole. As amostras foram analisadas por ICP-MS para determinação da composição multielementar e por espectrometria de absorção atômica para determinação da concentração de Hg. A seleção de amostras visou uma distribuição espacial homogênea, representativa de amostras de solo sobre as áreas definidas como escombreira de resíduos mineiros, bem como a montante em áreas não afetadas pela atividade mineira e a jusante ao longo do vale e da linha de água que sofrem efeitos diretos da escorrência e lixiviação de materiais a partir das escombreiras.

Verificou-se que as concentrações de EPTs determinadas nos solos da envolvente da mina podiam ser muito variáveis: As (14,8-1431 mg/kg), Hg (0,02-20,8 mg/kg), Zn (11,1-95,3 mg/kg), Cu (9,20-60,0 mg/kg), Cr (44,0-113 mg/kg), Ni (4,90-43,0 mg/kg), Pb (12,3-449 mg/kg), Cd (0,02-0,22 mg/kg) e Co (0,6-16,6 mg/kg). Os solos em Ribeiro da Serra apresentavam um enriquecimento nos valores máximos detetados que podem ser, no caso do As, 130 vezes superiores ao valor de referência para solos contaminados, proposto pela Agência Portuguesa do Ambiente (APA, 2019), atingindo concentrações máximas 533 vezes superior ao valor de referência no caso do Sb, e 83 vezes superior no caso do Hg.

A determinação do Fator de Enriquecimento nestas amostras salientou que mais de 20% das amostras de solo estudadas continham um enriquecimento moderado em Co, As, Cd e Sb, mais de 10% das amostras revelaram um enriquecimento moderado em Cu, bem como um enriquecimento significativo em Pb, 9% das amostras revelaram um enriquecimento moderado em Zn, e 6% das amostras denotaram um enriquecimento significativo em Co, 7% um enriquecimento muito alto e significativo em As e um enriquecimento significativo em Sb. Salientando-se um enriquecimento extremamente elevado de Hg em 2% das amostras, de As em 4% das amostras e Sb em 16% das amostras de solo estudadas.

Da análise de distribuição espacial dos principais PTEs (Fig. 11) verificou-se que a maior concentração de teores de Pb e Hg determinados nos solos se sobrepunha espacialmente à escombreira mineira e ao longo do vale de drenagem dos respetivos depósitos de resíduos mineiros. As concentrações de As e Sb, para além de se sobreporem à área anteriormente referida, também possuíam uma área anómala posicionada a N da escombreira, a montante da mina e respetivas escombreiras, numa área onde são identificados filões mineralizados, fazendo supor um enriquecimento pedogenético natural dos solos que cobrem o jazigo mineral nesta região.

A estatística multivariada salientou associações distintas entre Pb, As e Sb, entre Sb e As e entre Hg, Ag e Pb de correlação moderada a forte. Estas associações fazem supor origens distintas para estes contaminantes nos solos, devendo-se possivelmente a lixiviações a partir de gangas e resíduos mineiros presentes na escombreira, ao enriquecimento natural em Sb-As por processos pedogenéticos a partir de rochas mineralizadas, e por lixiviação de resíduos resultantes do processamento de Au por amalgamação.

Atualmente estão a ser desenvolvidos ensaios de extração sequencial para melhorar a compreensão do modo de ocorrência, mobilidade e biodisponibilidade de Hg presente nos solos.

Na área envolvente da mina de Ribeiro da Serra não existem cursos de água permanentes e por esse motivo não foi possível proceder à monitorização da contaminação das linhas de água superficiais.

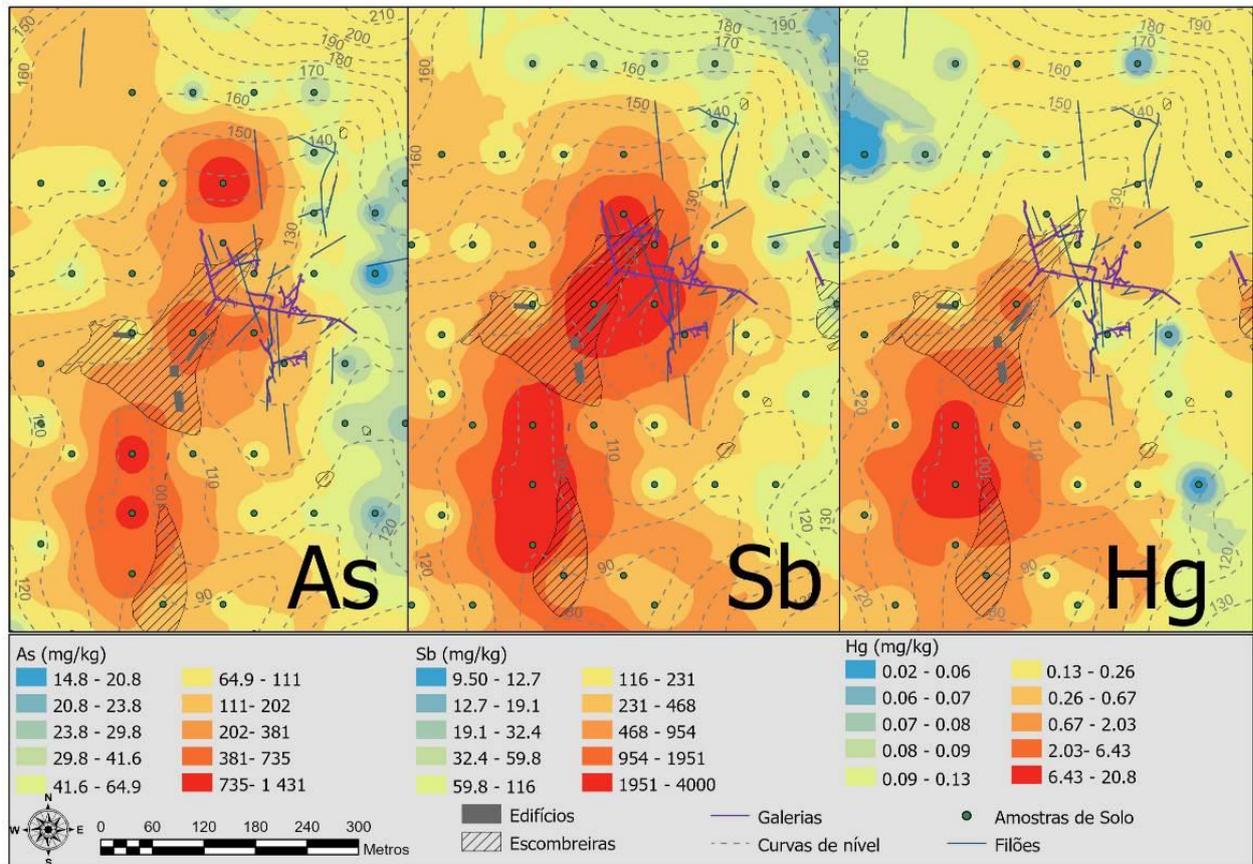


Fig. 11. Distribuição espacial das concentrações de As, Sb e Hg na envolvente da Mina de Ribeiro da Serra, obtido por IDW (Inverse Distance Weighted).

Paragem 3: Mina de Regoufe

As Minas de Regoufe ficam localizadas na União das freguesias de Covelo de Paivó e Janarde, concelho de Arouca, a cerca de 50 km da cidade do Porto.

O complexo mineiro de Regoufe, também designado como Mina da Poça da Cadela, foi descoberto no início do século XX, no âmbito da corrida a matérias-primas aquando da Primeira Guerra Mundial, mas foi durante a Segunda Guerra Mundial que sofreu um grande desenvolvimento e aumento na exploração criando oportunidades de riqueza e desenvolvimento na região (Silva, 2011). Estima-se que entre 1935 e 1951 foram extraídas cerca de 639 000 toneladas de minério tal e qual para produção de concentrados de volframite e de cassiterite. A principal empresa de exploração de W-Sn em Regoufe foi a Companhia Portuguesa de Minas constituída em 1941 (de capitais e administração britânica). A data de encerramento destas minas é incerta, no entanto julga-se que possa ter ocorrido em meados dos anos 70 do século passado. Após o encerramento das minas permaneceram no local as ruínas das infraestruturas de apoio, dispostas nas vertentes de um vale por onde corre uma pequena linha de água que inclui efluentes de drenagem de galerias mineiras. A Norte e Nordeste podem identificar-se as instalações técnicas e administrativas, e diversas construções espalhadas pela encosta e destinadas a

oficinas, central elétrica, armazéns, entre outras. A Oeste localizava-se a área residencial, o bairro mineiro, bem como as instalações de apoio, sanitários, associações, mercearia e uma pequena cavaleriça (Fig. 12).

Espalhados ao longo da encosta podemos encontrar várias escombrelas de resíduos de processamento mineiro, bem como as galerias, acessos e poços de ventilação. Em Regoufe, os principais impactos estão relacionados com as escombrelas, devido à presença de abundante arsenopirite, que nunca sofreram qualquer tipo de intervenção, representando uma eventual fonte de poluentes para o ambiente circundante.



Fig. 12. Vista geral da Mina de Regoufe, em primeiro plano a escombreira de finos e ao fundo as instalações de apoio à mina.

Enquadramento geológico

A Mina de Regoufe localiza-se ao longo do bordo Sudeste de uma intrusão subcircular do plutão granítico de Regoufe, de geometria ligeiramente alongada segundo uma direção NW-SE, com cerca de 6 km² (Fig. 13). No plutão ocorrem diferentes fácies graníticas (Vriend *et al.*, 1985; Sant’Ovaia *et al.*, 2023): (i) um granito albitico-moscovitico de grão médio, a Norte e Este, que passa a (ii) granito duas micas porfiróide com turmalina – “Granito de Regoufe” (no sector Oeste e Sul) através de uma (iii) zona de transição mineralógica não uniforme.

O plutão de Regoufe, está intruído em metassedimentos do Neoproterozóico-Câmbrico pertencentes ao Grupo das Beiras, do Complexo Xisto-Grauváquico (Carrington da Costa, 1950; Teixeira, 1955). Próximo da mina, o Grupo das Beiras consiste em alternâncias finas de rochas semi-pelíticas (metapelitos, metasiltitos e arenitos quártzicos) com rochas pelíticas subordinadas. A datação Rb-Sr permitiu a sua datação, dando-lhe uma idade aproximada de 280 ± 8 Ma (Pinto *et al.*, 1987).

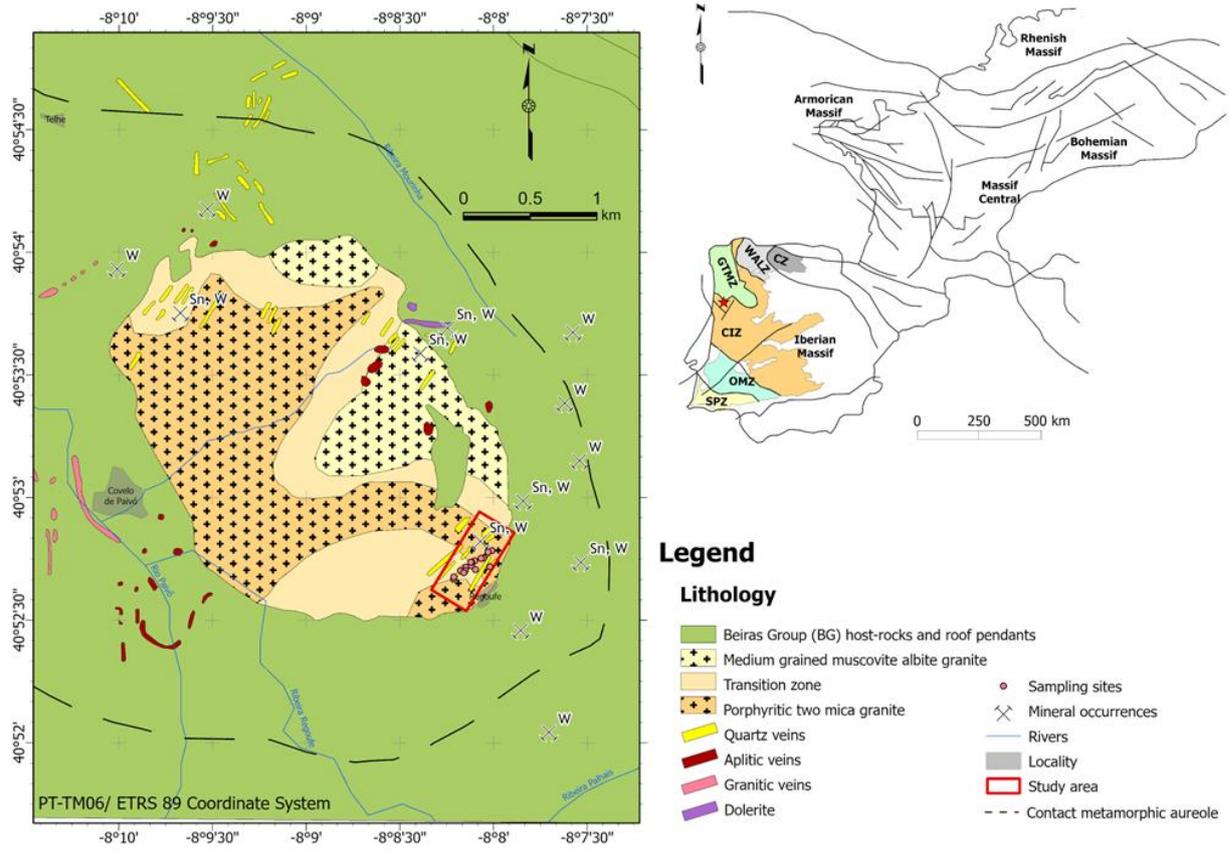


Fig. 13. Enquadramento geológico da área de estudo modificado de Vriend et al. (1985). “CZ: Zona Cantábrica, WALZ: Zona Oeste-Astúrico-Leonesa, GTMZ: Zona Galiza Trás-os-Montes, CIZ: Zona Centro Ibérica, OMZ: Zona de Ossa Morena, SPZ: zona Sul Portuguesa (adaptado de Farias et al., 1987; Julivert et al., 1974)” (adaptado de Sant’Ovaia et al., 2023).

Os pelitos foram transformados em xistos e filitos durante o metamorfismo regional de baixo grau (Valle Aguado et al., 2005), com uma foliação penetrativa (S1) paralela à estratificação (S0). As foliações S0 e S1 são verticais, com uma orientação WNW-ESE a NW-SE e apresentam microdobramentos centimétricos de eixo vertical e clivagem de crenulação paralela ao plano axial, com orientação NW-SE (Sant’Ovaia et al., 2023).

Estima-se que o depósito de W-Sn de Regoufe tenha sido gerado, nas fases mais tardias da intrusão granítica, por ação de processos hidrotermais que conduziram à precipitação de minérios de W-Sn em veios de quartzo (Pereira et al., 2007; Van Gaans et al., 1995; Sant’Ovaia et al., 2023). Os veios mineralizados variam entre 10 e 20 cm de espessura com uma direção média de N30° a N45°, a cortar o granito de Regoufe. Estes veios contêm volframite, cassiterite, arsenopirite, e pequenas quantidades de pirite, esfalerite, apatite e berilo (Sant’Ovaia et al., 2023).

Impactes sobre os solos da envolvente

No âmbito do Projeto SHS – “Soil health surrounding former mining areas: characterization, risk analysis, and intervention” foram caracterizados os principais impactes da atividade mineira nos solos, plantas e águas da envolvente, nomeadamente no que se refere ao conteúdo em EPTs. Foram amostrados 19

pontos preferencialmente distribuídos ao longo do vale de drenagem da mina e respetivos taludes, com vista à caracterização geoquímica e do comportamento magnético dos solos e resíduos mineiros. Observou-se uma variabilidade muito significativa nas concentrações dos EPT nos solos, As (421->10000 mg/kg), Mn (567-1133 mg/kg), Zn (84,5-504,5 mg/kg), Cu (2,6-87,4 mg/kg), Cr (3,0-22,0 mg/kg), Ni (3,3-19,3 mg/kg), Pb (13,1-1977,4 mg/kg), Cd (0,1-12,0 mg/kg) e Co (0,3-6,4 mg/kg). A amostra que apresentou a maior concentração global de valores de EPT localizou-se junto à lavaria (R5) e apenas uma amostra que foi colhida junto à área de drenagem dos efluentes mineiros reportou valores As e Mn mais elevados (R16).

Na mina de Regoufe os solos foram avaliados com recurso a vários índices de contaminação, como o grau modificado de contaminação (*mCd*), o índice de geoacumulação e o índice de risco ecológico potencial (Sant'Ovaia *et al.*, 2023). Estes índices permitem avaliar o grau de contaminação dos principais EPT nos solos, baseando-se em comparações entre as concentrações de EPT medidas nos solos, face às concentrações desses elementos estimadas no background geoquímico dos solos regionais ou em valores de referência preestabelecidos.

Globalmente, os índices *mCd* apontaram para um grau de contaminação muito elevado a ultra-elevado quando considerados valores de referência para solos mundiais. Os pontos de amostragem que apresentaram maiores níveis de contaminação foram aqueles que se encontravam mais próximos e na área de drenagem da instalação da lavaria (R5) e próximos do ponto de descarga de efluentes mineiros (R16), enquanto os valores mais baixos foram registados na área de escombreira de finos e respetivos trilhos pedonais (Fig. 14) (Sant'Ovaia *et al.*, 2023).

A determinação do índice de geoacumulação permitiu classificar o enriquecimento em EPTs da seguinte forma: As > Cd > Pb > Zn > Mn > Cu > Ni > Cr, sendo mais preocupantes as concentrações de As, Cd, Pb e Zn nos solos, com a maioria das amostras classificadas como moderada a altamente contaminadas com estes elementos. O índice de risco ecológico potencial classificou estes solos como elevado risco ecológico (RI = 3076,3), essencialmente devido ao contributo das elevadas concentrações de As e Cd (Sant'Ovaia *et al.*, 2023).

Estudos de bioacumulação destacaram que os níveis de EPTs nas plantas da envolvente mineira, registaram valores mais baixos do que no solo. A presença dos EPT no solo pode ocorrer maioritariamente numa fração não solúvel e, portanto, parcialmente imobilizada por absorção pelas plantas, ou a capacidade de bioacumulação pode ser reduzida em relação aos níveis presentes no solo. Ao analisar o As e Pb, que não são elementos naturalmente presentes nas plantas, constatou-se a sua bioacumulação, e tendia a ser globalmente mais elevada nos locais mais contaminados. Foi observado um comportamento de bioacumulação diferente nos órgãos das plantas, sendo que o As e Pb surgiam em concentrações mais elevadas nas raízes, enquanto os outros elementos se concentravam geralmente nas flores, traduzindo-se, numa menor capacidade de translocação de As e Pb dentro da planta (Sant'Ovaia *et al.*, 2023).

Os resultados obtidos por Sant'Ovaia *et al.* (2023) são consistentes com estudos anteriores realizados por Durães *et al.* (2021), que estudaram a geoquímica de solos e águas na envolvente da área mineira de Regoufe, concluindo que cerca de 67% das amostras de solo superficial apresentaram um grau de contaminação elevado a ultra-elevado (de acordo com o índice *mCd*). Consideraram o As e o Cd como EPTs de maior preocupação devido à sua toxicidade inerente e à sua elevada mobilidade.

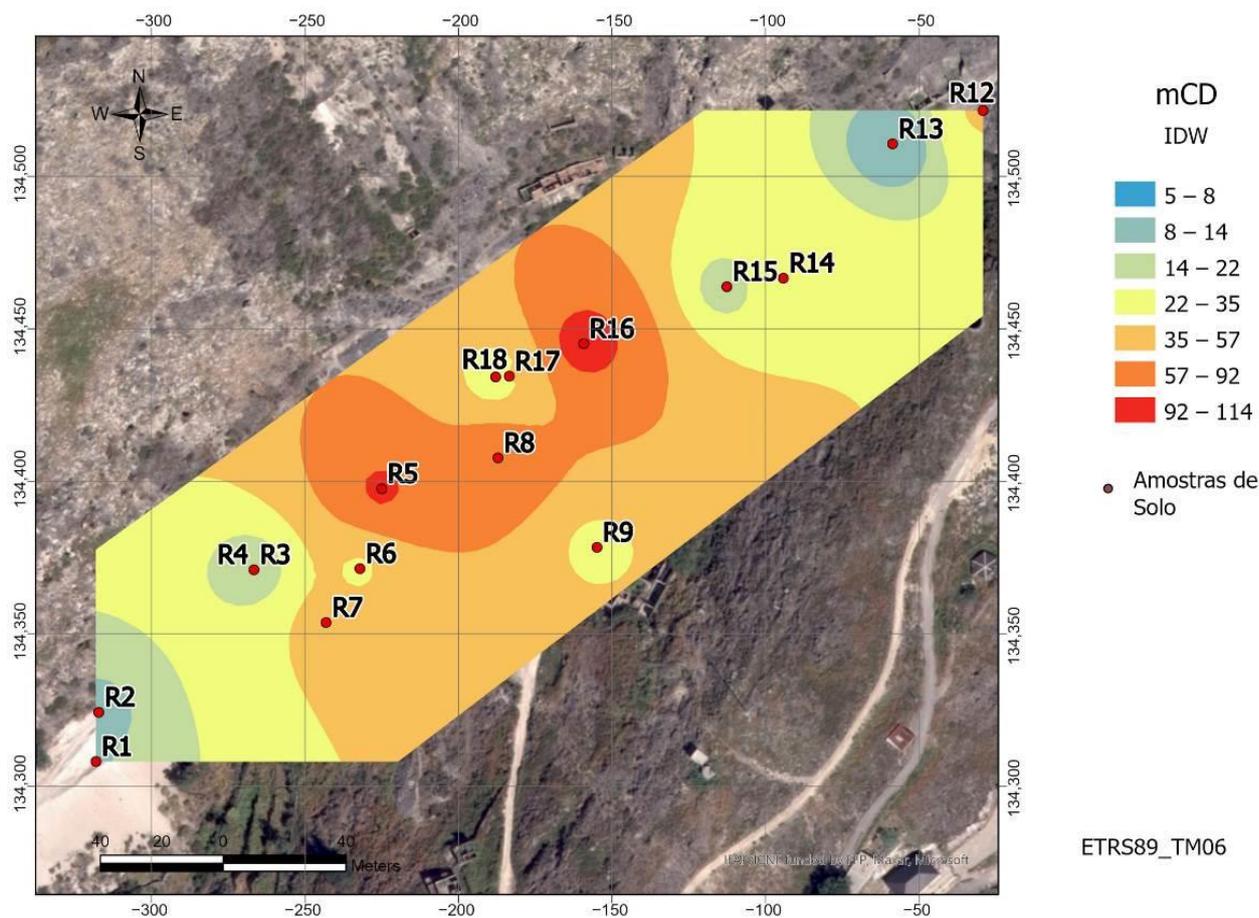


Fig. 14. Distribuição espacial do índice mCd index (modified Contamination degree) na Mina de Regoufe, inferido por IDW (Inverse Distance Weighting) (adaptado de Sant’Ovaia et al., 2023).

Sant’Ovaia et al. (2023) determinaram, ainda, a suscetibilidade magnética das amostras de solos recolhidas na Mina de Regoufe e verificaram que estas possuem diferentes comportamentos magnéticos justificáveis por fontes naturais, nomeadamente minerais resultantes da meteorização de rochas graníticas e metassedimentares e consequentes processos de pedogénese. No entanto foi, ainda, considerada uma fonte antropogénica nos solos junto à antiga instalação de lavaria, uma vez que foram encontradas esférulas magnéticas, com uma típica magnetite de multidomínio e/ou de domínio simples estável. Estas esférulas, consideradas como partículas tecnogénicas, resultam provavelmente de um aumento de temperatura induzido por algum processo tecnológico (por exemplo, uma forja) e que poderá estar relacionado com a atividade mineira e ou processamento de minério.

Impactes sobre as águas

Sant’Ovaia et al. (2023) estudaram 3 pontos de água ao longo do vale de drenagem da mina, incluindo águas de drenagem mineira e águas que sofreram percolação através das escombrelas e que poderão estar a ser aproveitadas para rega. Foram medidos valores de pH da água entre 5,7 (P1) e 6,0 (P2 e P3), bem como valores de condutividade elétrica de cerca de 25 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (refletindo a baixa mineralização

destas águas). O teor de iões maiores era semelhante em todas as amostras, as quais revelaram fácies hidrogeoquímica cloretada-sódica (comum em águas que circulam em ambientes graníticos).

Quanto à qualidade da água, o conteúdo de EPTs nas amostras de águas superficiais e subterrâneas era semelhante e relativamente baixo. A concentração de As constituiu uma exceção, com concentrações entre 71,8 e 238,5 µg/L, muito acima do valor da diretriz da Organização Mundial de Saúde (OMS) e do valor paramétrico europeu para água potável de 10 µg/L (Directive (EU) 2020/2184; WHO. 2022).

Tabela 1. Parâmetros físico-químicos determinados em águas na região da Mina de Regoufe (Sant’Ovaia *et al.*, 2023).

Amostras de Água	Temperatura (°C)	pH	Condutividade Elétrica (µS/cm)	Catiões (mg/L)		Aniões (mg/L)				
				Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻
P1	22	6.0	24	2.84	0.35	1.01	0.32	4.17	2.21	2.63
P2	21	5.7	26	2.72	0.35	1.08	0.30	3.92	2.21	3.36
P3	22	6.0	26	3.05	1.03	0.84	0.24	4.63	2.21	2.13

Tabela 2. Concentração de Fe, Mn, As, Cd, Cu e Al presente em pontos de água colhidos na Mina de Regoufe (Sant’Ovaia *et al.*, 2023).

Amostras de Água	Fe	Mn	As	Cd	Cu	Al
P1	131.0	2.7	238.5	4.1	15.2	8.2
P2	63.2	10.0	190.5	3.2	3.1	38.9
P3	15.2	8.2	71.8	1.1	a.l.d.	15.1

(todos os valores em µg/L; a.l.d. — abaixo do limite de deteção 1 µg/L Cu).

Estes resultados são compatíveis com o observado em estudos anteriores de Durães *et al.* (2021) que concluíram que a quantidade de EPTs em águas superficiais em redor da mina eram baixas, e substancialmente abaixo dos níveis admissíveis para águas de rega, embora o As e Cd pudessem ultrapassar pontualmente os padrões de água potável.

Agradecimentos: Este trabalho foi financiado pelos projetos: **SHS**: Soil health surrounding former mining areas: characterization, risk analysis, and intervention, NORTE-45-2020-75 – SISTEMA DE APOIO À INVESTIGAÇÃO CIENTÍFICA E TECNOLÓGICA – “PROJETOS ESTRUTURADOS DE I&D&I” – HORIZONTE EUROPA, Ref. NORTE-01-0145-FEDER-000056; pelo projeto **CoalMine** com a ref. POCI-01-0145-FEDER-030138, 02-SAICT-2017 e por financiamento FEDER através do programa COMPETE 2020, pelo Projeto **AUREOLE** ERA/MIN/0005/2018, financiado pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia e finalmente pelo Projeto **ECOAL** — MGT — SOE3/P2/P714, Ecological Management of Coal Waste Piles in Combustion, SUDOE—Interreg IV. Este trabalho está enquadrado nas atividades do GI3 do ICT (UIDB/04683/2020 e UIDP/04683/2020).

Referências

- APA. (2019). Solos Contaminados—Guia Técnico, Valores de Referência Para o Solo. Agência Portuguesa do Ambiente. Lisboa, Portugal, 73 pp.
- Carvalho, A. (1969). Minas de Antimónio e Ouro de Gondomar. Estudos, Notas E Trabalhos; Instituto Geológico e Mineiro, Fasc. 1/2. Lisboa, Portugal.
- Çelebi, E.E. & Ribeiro, J. (2023). Prediction of Acid Production Potential of Self-Combusted Coal Mining Wastes from Douro Coalfield (Portugal) with Integration of Mineralogical and Chemical Data. *International Journal of Coal Geology*, 265, 104152.
- Couto, H. (1993). As Mineralizações de Sb-Au da Região Dúrico-Beirã. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, Porto, Portugal, 607 pp.
- Correia, P., Šimůnek, Z., Sá, A.A. & Flores, D. (2018). A New Late Pennsylvanian Floral Assemblage from the Douro Basin, Portugal. *Geological Journal*, 53, 2507-2531.
- Pinto de Jesus, A.P. (2019). Carboniferous Intermontane Basins of Portugal. In ; Oliveira, J. & Quesada, C. (eds.) *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach.*; Springer Nature Switzerland AG: Cham, Switzerland. Vol. 2, 402–408.
- Lemos de Sousa, M.J.L. & Wagner, R.H. (1983) General Description of the Terrestrial Carboniferous Basins in Portugal and History of Investigations. In Lemos de Sousa, M.J. & Oliveira, J.T., (eds). *The Carboniferous of Portugal: Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal, Direcção-Geral de Geologia e Minas: Lisboa, Portugal* 1983, 117–126.
- Directive (EU) 2020/2184 of the European Parliament and of the Council of 16 December 2020 on the Quality of Water Intended for Human Consumption. Available online: <http://data.europa.eu/eli/dir/2020/2184/oj> (accessed on 10 of April 2023).
- Durães, N., Portela, L., Sousa, S., Patinha, C. & Ferreira da Silva, E. (2021). Environmental Impact Assessment in the Former Mining Area of Regoufe (Arouca, Portugal): Contributions to Future Remediation Measures. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 18, 3:1180.
- Espinha Marques, J., Martins, V., Santos, P., Ribeiro, J., Mansilha, C., Melo, A., Rocha, F. & Flores, D. (2021). Changes Induced by Self-Burning in Technosols from a Coal Mine Waste Pile: A Hydropedological Approach. *Geosciences*, 11, 5:195.
- Fiúza, A., Futuro, A., Gois, J., Dinis, M. L., Vila, C., Carvalho, S. & Fernandes, A. (2023). The Legacy of Potential Environmental Soil Contamination in an Antimony Mining Heritage Area. *Minerals* 13, 2:257.
- Hageman, P.L. (2007). U.S. Geological Survey field leach test for assessing water reactivity and leaching potential of mine wastes, soils, and other geologic and environmental materials. U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 5, chap. D3, 14 pp.
- IARC. (2010). Some Non-Heterocyclic Polycyclic Aromatic Hydrocarbons and Some Related Exposures. In *Monographs on the Evaluation of Carcinogenic Risks to Humans*; International Agency for Research on Cancer: Lyon, France, Vol. 92.
- ISO 11760. (2005). Classification of Coals, 1st ed. International Organization for Standardization, Geneva, Switzerland, 9 pp.
- Kabata-Pendias, A. (2011). Trace Elements in Soils and Plants, 4th ed. Taylor & Francis Group: Boca Raton, FL, USA; London, UK, New York, NY, USA, 2011.
- Mansilha, C.; Melo, A.; Flores, D.; Ribeiro, J.; Ramalheira Rocha, J.; Martins, V.; Santos, P. & Espinha Marques, J. (2021). Irrigation with Coal Mining Effluents: Sustainability and Water Quality Considerations (São Pedro Da Cova, North Portugal). *Water*, 13, 16:2157.
- Medeiros, A.; Pereira, E. & Moreira, A. (1980). Notícia Explicativa Da Folha 9-D Penafiel Da Carta Geológica de Portugal à Escala 1:50 000. Serviços Geológicos de Portugal: Lisboa, Portugal, 1980.
- Noronha, F.; Cathelineau, M.; Boiron, M.C.; Banks, D.; Dória, A.; Ribeiro, M.A.; Nogueira, P. & Guedes, A. (2000). A three-stage fluid flow model for Variscan gold metallogenesis in northern Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*, 71, 209–224.

- Pereira, E.; Rodrigues, J.; Gonçalves, L.S.M.; Moreira, A. & Silva, A.F. (2007). Notícia Explicativa da Folha 13D (Oliveira de Azeméis), Carta Geológica de Portugal Na escala 1:50.000; Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação: Lisboa, Portugal, 55 pp.
- Pinto, M.C.S.; Martín, C.C. & Ibarrola, E.; Castañón, L.G.C.; Portugal-Ferreira & M.R. (1987). Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In *Geología de los Granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico Libro Homenaje a L.C. García de Figuerola*; Editorial Rueda: Madrid, Spain.
- Ribeiro, J.; Ferreira da Silva, E. & Flores, D. (2010). Burning of Coal Waste Piles from Douro Coalfield (Portugal): Petrological, Geochemical and Mineralogical Characterization. *International Journal of Coal Geology*. 81, 359–372.
- Ribeiro, J.; Ferreira da Silva, E.; de Jesus, A.P. & Flores, D. (2011). Petrographic and Geochemical Characterization of Coal Waste Piles from Douro Coalfield (NW Portugal). *International Journal of Coal Geology* 87, 226–236.
- Ribeiro, J.; Sant’Ovaia, H.; Gomes, C.; Ward, C. & Flores, D. (2014). Mineralogy and Magnetic Parameters of Materials Resulting from the Mining and Consumption of Coal from the Douro Coalfield, Northwest Portugal. In *Coal and Peat Fires: A Global Perspective*; Elsevier Inc.: Amsterdam, The Netherlands, Volume 3, pp. 494–508.
- Ribeiro, J.; Silva, T.; Mendonça Filho, J.G. & Flores, D. (2012). Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (HAPs) in Burning and Non-Burning Coal Waste Piles. *Journal of Hazardous Materials*. 199–200, 105–110.
- Salminen, R. (Ed.), Batista, M. J., Bidovec, M., Demetriades, A., De Vivo, B., De Vos, W., Duris, M., Gilucis, A., Gregorauskiene, V. & Halamic et al. (2005). *Geochemical Atlas of Europe. Part 1: Background Information, Methodology and Maps*; Geological Survey of Finland, Finland.
- Sant’Ovaia, H, Cruz, C., Guedes, A., Ribeiro, H., Santos, P., Pereira, S., Espinha Marques, J., Ribeiro, M. A., Mansilha, C., Martins, H. C. B & et al. (2023). "Contamination Fingerprints in an Inactive W (Sn) Mine: The Regoufe Mine Study Case (Northern Portugal). *Minerals*, 13, 4: 497.
- Santos, P.; Espinha Marques, J.; Ribeiro, J.; Mansilha, C.; Melo, A.; Fonseca, R.; Sant’Ovaia, H. & Flores, D. (2023 a). Geochemistry of Soils from the Surrounding Area of a Coal Mine Waste Pile Affected by Self-Burning (Northern Portugal). *Minerals*, 13, 1:28.
- Santos, P., Ribeiro, J., Espinha Marques, J. & Flores, D. (2023 b). Environmental and Health Risk Assessment of Soil Adjacent to a Self-Burning Waste Pile from an Abandoned Coal Mine in Northern Portugal. *Environments* 10, 3: 53.
- Silva, J. M. L. (2011). *Volfro! Esboço de uma teoria geral do “rush” mineiro: O caso de Arouca*. Associação de Defesa do Património Arouquense. Tese Mestrado em Antropologia, Universidade Nova de Lisboa, 556 pp.
- Stout, S.A. (2008) Emsbo-Mattingly, S.D. Concentration and character of HAPs and other hydrocarbons in coals of varying rank— Implications for environmental studies of soils and sediments containing particulate coal. *Organic Geochemistry*. 39, 801–819.
- Teodoro, A.; Santos, P.; Espinha Marques, J.; Ribeiro, J.; Mansilha, C.; Melo, A.; Duarte, L.; Rodrigues De Almeida, C. & Flores, D. (2021). An Integrated Multi-Approach to Environmental Monitoring of a Self-Burning Coal Waste Pile: The São Pedro Da Cova Mine (Porto, Portugal) Study Case. *Environments*, 8, 6:48.
- Valle Aguado, B.; Azevedo, M.R.; Schaltegger, U.; Martínez Catalán, J.R. & Nolan, J. (2005). U-Pb zircon and monazite of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in central northern Portugal. *Lithos*, 82, 169–184.
- Van Gaans, P.; Vriend, S. & Poorter, R. (1995). Hydrothermal processes and shifting element association patterns in the W—Sn enriched granite of Regoufe, Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*., 55, 203–222.
- Vriend, S.P.; Oosterom, M.G.; Bussink, R.W. & Jansen, J.B.H. (1985) Trace element behaviour in the W-Sn granite of Regoufe, Portugal. *Journal of Geochemical Exploration*., 23, 13–25.
- WHO World Health Organization. (2022). *Guidelines for Drinking-Water Quality: Fourth Edition Incorporating the first and second Addenda*. WHO: Geneva, Switzerland, ISBN 978-92-4-004506-4.

O Jurássico de Peniche: da evolução sedimentológica às mudanças bióticas e abióticas do planeta

Organizadores: Luís V. Duarte* (1), Ricardo L. Silva (2), João Barata (1) & Rute Coimbra (3)

(1) MARE, Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Portugal

(2) Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ambiente, Terra, e Recursos, Winnipeg, Manitoba, Canadá

(3) GeoBioTec, Departamento de Geociências, Universidade de Aveiro, Portugal

*Autor correspondente: lduarte@dct.uc.pt

1. Introdução

Peniche mostra a melhor e mais significativa sucessão do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal) (Duarte & Soares, 2002; Duarte, 2004), constituindo uma das secções mais emblemáticas desta série à escala mundial (Fig. 1). A começar no estratotipo global do limite Pliensbaquiano – Toarciano, definido na Ponta do Trovão e com tudo o que isso significa no panorama da estratigrafia à escala global (Rocha *et al.*, 2016; Duarte *et al.*, 2017). Esta sucessão sedimentar, enquadrada num espaço paisagístico singular da costa portuguesa, tem sido foco de intensa atividade científica com vista ao conhecimento dos diversos ambientes marinhos responsáveis pela sucessão carbonatada aqui registada. Além de tudo isto, a geologia de Peniche regista, também, e de forma exemplar, um dos eventos mais significativos da história do Planeta: o evento anóxico oceânico do Toarciano inferior (EAO-T), que se associa a uma perturbação do ciclo do CO₂ e a uma importante extinção em massa (Evento Jenkyns; e.g., Jenkyns, 1988; Hesselbo *et al.*, 2007; Reolid *et al.*, 2020). Acrescem os registos de natureza orgânica do Pliensbaquiano, com toda a importância no contexto deposicional e na análise dos sistemas petrolíferos da Bacia Lusitânica.

Nesta visita, ao longo da península de Peniche, serão observados os pontos centrais da evolução sedimentar jurássica e discutidos os seus mecanismos genéticos, incluindo na perspetiva global, acima enunciada. Numa sucessão datada do Sinemuriano à base do Jurássico Médio (Aaleniano?), são propostos seis pontos de observação (Fig. 2), envolvendo temáticas que intersejam as novidades mais recentes em diferentes domínios da Estratigrafia, Paleontologia, Sedimentologia e Análise de Bacias. A sucessão de paragens é feita respeitando o Princípio da Sobreposição, desde a porção mais basal, observada na Papôa, até aos terrenos jurássicos mais recentes da parte mais meridional da península. Na paragem 1 – Papôa, é apresentada a transição entre as formações de Coimbra e de Água de Madeiros, a maior descontinuidade sedimentar observada em toda a sucessão estratigráfica, que testemunha uma importante inundação marinha datada do Sinemuriano terminal, bem como o limite Sinemuriano-Pliensbaquiano; na Paragem 2 – Portinho da Areia do Norte é discutida a problemática das ditas “fácies grumosas” do Pliensbaquiano inferior, únicas no contexto sedimentar português e sem grandes análogos no panorama sedimentológico; na Paragem 3 – Portinho da Areia do Norte, sobrepondo-se ao enchimento grumoso, aflora em Peniche uma das unidades marinhas mais ricas em matéria orgânica de todo o Mesozoico português, onde será discutida toda a problemática sedimentar, geoquímica e biológica desta sedimentação; a Paragem 4 – Ponta do Trovão é dedicada ao estratotipo do limite Pliensbaquiano-Toarciano, uma referência estratigráfica à escala global, registada na Formação de Lemedo; na Paragem 5 – Praia do Abalo, é apresentado todo o registo sedimentar turbidítico do Toarciano inferior, que sugere que o maciço granítico da Berlenga teria sido já uma ilha há cerca de 182 milhões de anos. Coincidentemente, este intervalo regista um conjunto assinalável de evidências

bióticas e abióticas associadas ao Evento Jenkyns e que tornam Peniche como mais um lugar de referência internacional; Paragem 6 – Remédios ao Carreiro de Joannes, onde será discutida a variabilidade sedimentar associada ao topo da Formação (Fm) do Cabo Carvoeiro, materializada por fácies carbonatadas siliciclásticas, uma unidade que se diferencia no contexto da Bacia Lusitânica.

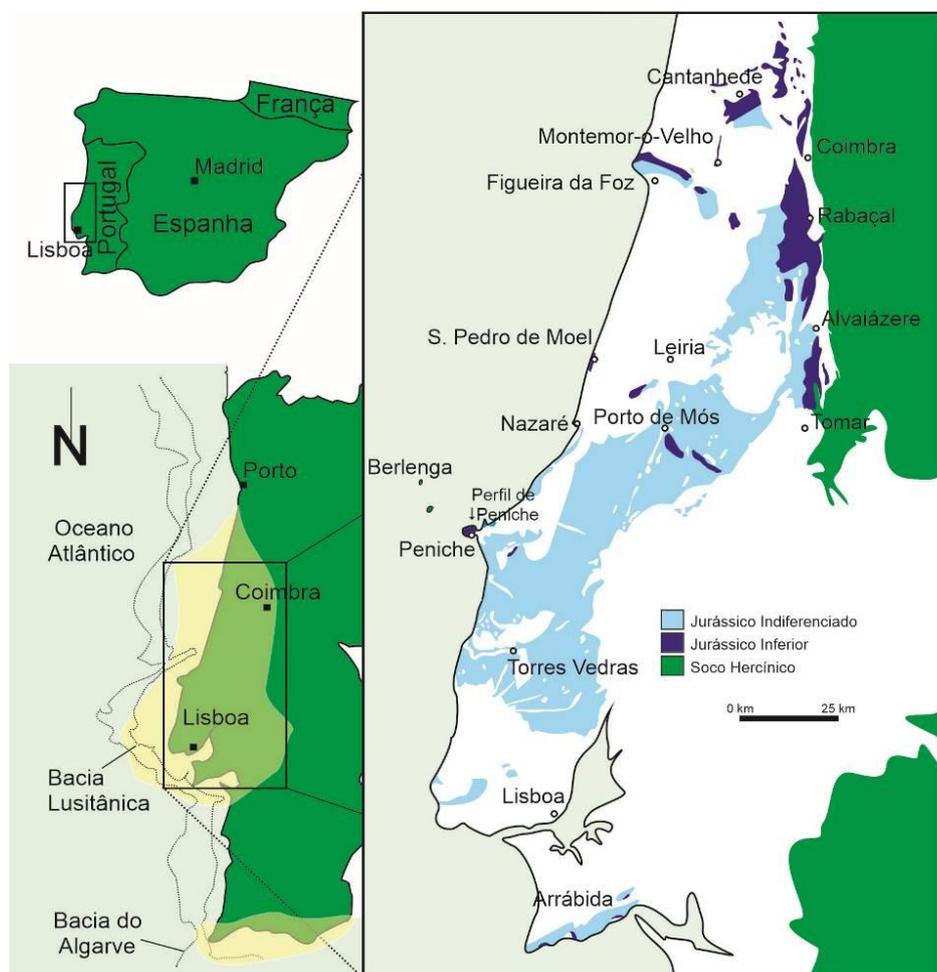


Fig. 1. Mapa geológico simplificado do Jurássico Inferior carbonatado da Bacia Lusitânica, ilustrando a localização de Peniche, bem como de alguns outros locais de referência (adaptado de Silva et al., 2011).

2. Contexto geológico

O Jurássico Inferior está particularmente bem representado na Bacia Lusitânica (BL) (Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2013), cujo enchimento se inicia com uma forte expressão siliciclástica de origem aluvial, datada da parte média a superior do Triásico (Grupo de Silves; Soares *et al.*, 2012; Vilas Boas *et al.*, 2021; referências aí incluídas). A base do Jurássico marca a primeira incursão marinha na bacia, através de sedimentos carbonatados, de natureza dolomítica, mas com forte contribuição arenosa e lutítica, de origem continental, características faciológicas que se mantêm até ao final do Hetangiano no seu bordo mais oriental (Fm de Pereiros). Lateralmente, na porção mais ocidental da BL, observa-se um enchimento argilo-evaporítico, representado pela Fm de Dagorda. Com uma relação geométrica complexa, mas de variação lateral de fácies, estas duas unidades são sobrepostas pela Fm de Coimbra (Dimuccio *et al.*, 2016; Duarte *et al.*, 2022), unidade do Sinemuriano que marca o início de uma sedimentação carbonatada que se vai manter em toda a bacia até ao final do Jurássico Médio (Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2014). Com forte expressão dolomítica em todo o setor oriental da bacia, a Fm

de Coimbra é mais calcária no seu setor ocidental, onde passa verticalmente à Fm de Água de Madeiros (Fig. 3). A primeira unidade margo-calcária de toda a sequência, particularmente rica em matéria orgânica, sendo datada do Sinemuriano superior – base do Pliensbaquiano através de fósseis de amonites (Fig. 3, 4; Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010). A generalização da sedimentação margo-calcária, hemipelágica, a toda a bacia, dá-se a partir da base do Pliensbaquiano, através das formações de Vale das Fontes e de Lemedo, unidades que se diferenciam por critérios faciológicos, estratonómicos e fossilíferos (ver, por exemplo, Duarte *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2011, 2015; Coimbra & Duarte, 2020). A base do Toarciano é marcada por uma importante fase transgressiva e por uma diferenciação deposicional polarizada nos setores mais meridionais da BL, onde se destacam Tomar e Peniche (Fig. 1). Definem-se, assim, as formações de S. Gião, Prado e Cabo Carvoeiro (Fig. 3, 4C-D). As duas últimas unidades, bem como a Fm de Póvoa da Lomba, prolongam-se pela parte inferior do Jurássico Médio (ver Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2001, 2004; Barata *et al.*, 2021). Algumas destas formações, tal como o plasmado em Duarte & Soares (2002) subdividem-se em vários membros, formais (casos das formações de Água de Madeiros e de S. Gião) e informais (formações de Vale das Fontes e do Cabo Carvoeiro).

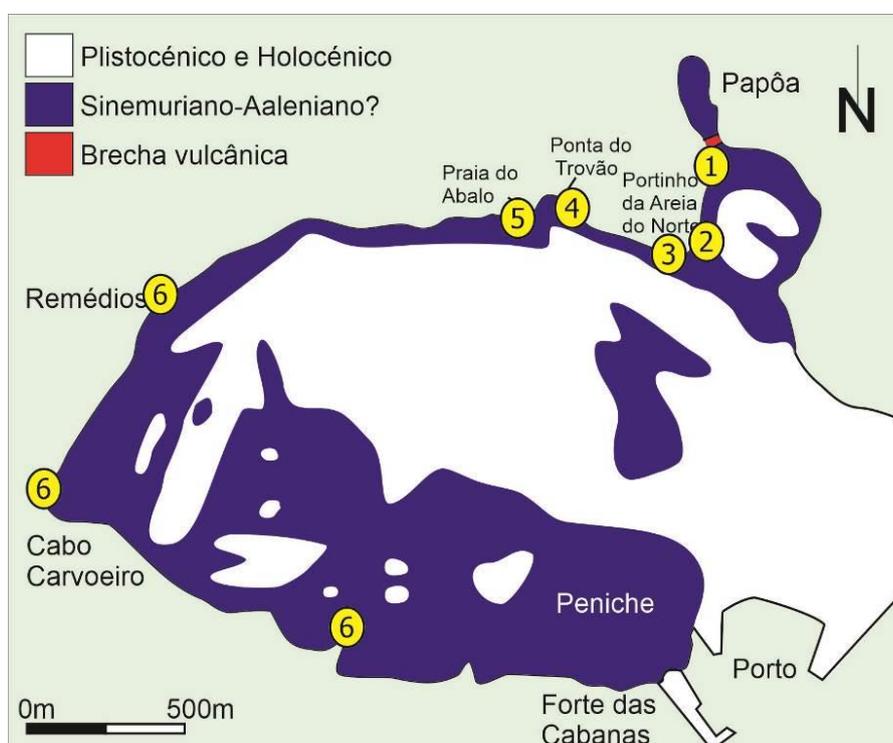


Fig. 2. Mapa geológico simplificado da Península de Peniche com a localização das diferentes paragens (1-6, ver texto). Baseado em Camarate França *et al.* (1960).

O perfil de Peniche

A sucessão sedimentar do Jurássico Inferior de Peniche insere-se no setor sudoeste da Bacia Lusitânica, apresentando mais de 450 metros de espessura de sedimentos carbonatados (Fig. 1; Mouterde, 1955; Duarte, 2004, 2007; Duarte *et al.*, 2017). A sucessão é composta por vários litótipos que abrangem essencialmente margas, localmente ricas em matéria orgânica e diferentes tipos de calcário, entre margosos, micríticos, bioclásticos, oolíticos e gresosos. Mais raramente, ocorrem grés e microconglomerados de cimento carbonatado. Neste enchimento, que se observa em todo o perímetro

da Península de Peniche, definem-se as formações de Coimbra, Água de Madeiros (inclui os membros de Polvoeira e Praia da Pedra Lisa), Vale das Fontes [inclui os membros Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (MCUP), Margas e calcários grumosos (MCG) e Margo-calcários com níveis betuminosos (MCNB)], Lemedo e Cabo Carvoeiro [inclui os membros Cabo Carvoeiro 1 (CC1) a Cabo Carvoeiro 5 (CC5)]. As últimas três formações têm os seus perfis-tipo em Peniche, encontrando-se formalizadas em Duarte & Soares (2002) (Fig. 5). Grande parte da sucessão sedimentar é paleontologicamente muito rica e diversificada em fósseis de organismos nectónicos (amonites e belemnites) e bentónicos (braquiópodes, bivalves, gastrópodes, crinóides, equinodermes e corais solitários) e vários tipos de icnofósseis. O registo de amonites entre as cronozonas Raricostatum (Sinemuriano superior) e Gradata (Toarciano médio) permite um zonamento biostratigráfico detalhado, por vezes à escala da subzona (Fig. 5; e.g., Mouterde, 1955; Phelps, 1985; Dommergues, 1987; Mouterde *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2011; Paredes *et al.*, 2013a; Duarte *et al.*, 2018). Paralelamente aos fósseis de amonites, definem-se parcialmente para o perfil de Peniche, quadros biostratigráficos de nanofósseis calcários (Ferreira *et al.*, 2019) e de dinoflagelados (Correia *et al.*, 2018).

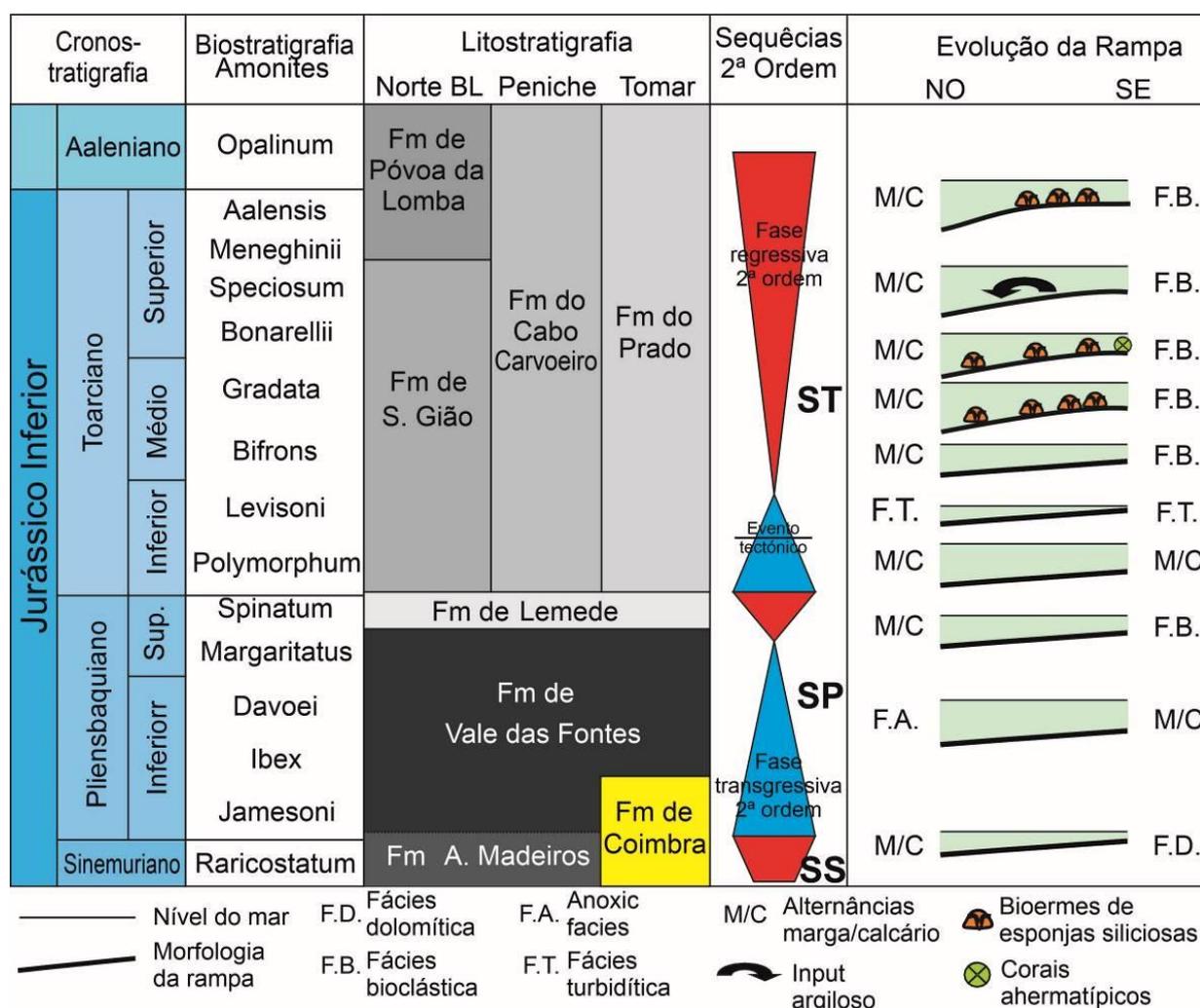


Fig. 3. Quadro estratigráfico do Sinemuriano superior–Aaleniano inferior nos principais setores da BL (modificado de Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2015).

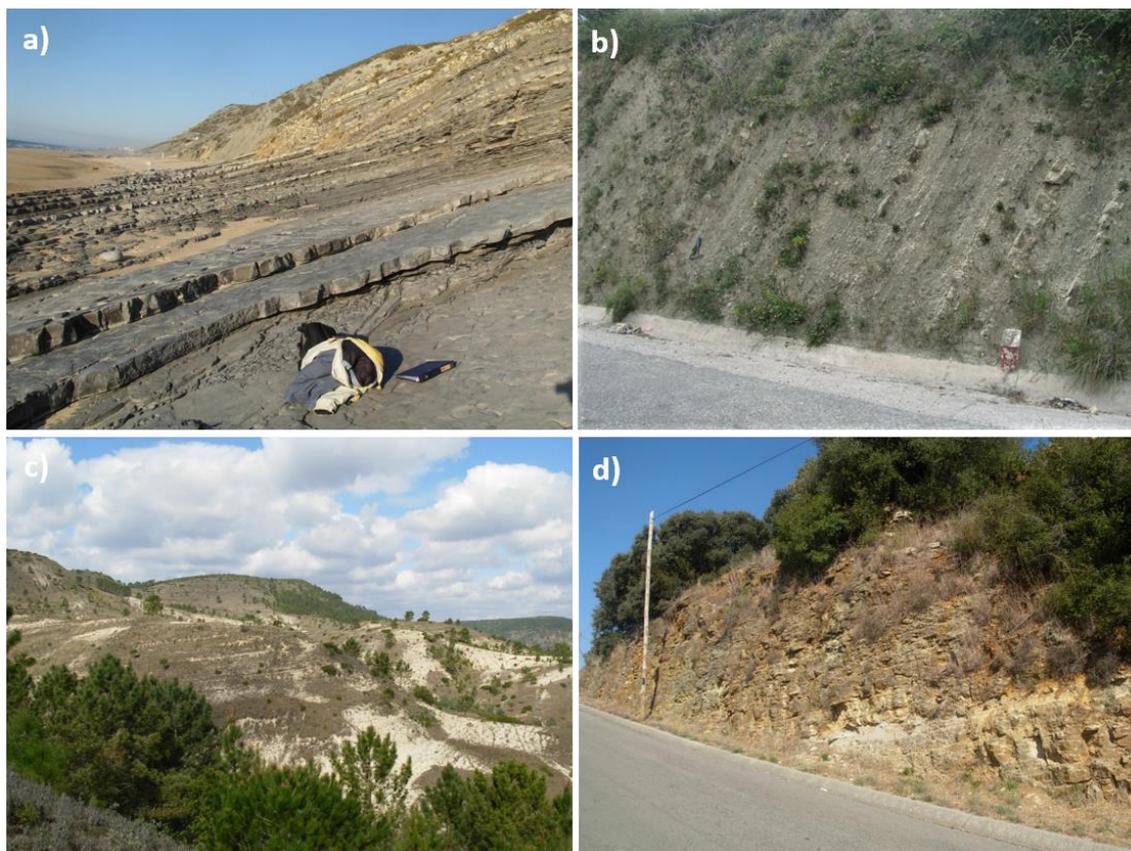


Fig. 4. Aspectos das diversas unidades carbonatadas do Jurássico Inferior noutras posições da BL; a) Mb de Polvoeira em S. Pedro de Moel; b) Fm de Vale das Fontes na região de Figueira da Foz; c) Fm de S. Gião na região de Rabaçal; d) Fm do Prado na região de Tomar.

3. Locais de observação

Paragem 1: Papôa - Do Sinemuriano ao Pliensbaquiano, evidências estratigráficas e evolução paleoambiental¹

Observa-se neste local a transição entre as formações de Coimbra e de Água de Madeiros, numa das descontinuidades sedimentares mais marcantes de toda a BL (Fig. 5, 6, 7A). Embora sem elementos biostratigráficos, a Fm de Coimbra corresponde à unidade mais antiga observada em Peniche, sendo datada do Sinemuriano (e.g., Dimuccio *et al.*, 2016; Duarte *et al.*, 2022). Neste local, é composta por uma sucessão de calcários micríticos, bioclásticos, oncolíticos e oolíticos, com raras intercalações de níveis margosos. Alguns níveis mostram-se extremamente bioturbados (concretamente de *Thalassinoides*) ou ricos em fósseis de bivalves e de gastrópodes. Em Peniche apenas são observados os últimos 50 m de espessura desta unidade, com a sua porção terminal a ser materializada por um intra-oosparito/grainstone (Fig. 7B). A Fm de Água de Madeiros é composta na base pelo Mb de Polvoeira (Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010), que consiste, neste local, numa alternância marga-calcário, particularmente bioclástica na sua base, mais margosa e rica em matéria orgânica no topo (Fig. 7C-D). Com cerca de 9 m de espessura, esta unidade é muito fossilífera, em especial na sua parte mais basal,

¹ Luís V. Duarte

com fósseis de organismos bentónicos (sobretudo bivalves e braquiópdes; Fig. 7D), onde se destacam, por exemplo, os géneros *Gryphaea*, *Pseudopecten*, *Liostrea*, *Pholadomya*, *Tetrarhynchia*, *Cincta*, *Piarorhynchia* e *Zeilleria* (Paredes et al., 2013a; 2013b). O registo bentónico é ainda acompanhado pela associação dos icnogéneros *Diplocraterion*, *Thalassinoides* e *Rhizocorallium* (Fig. 8A). Ocorrem ainda fósseis de organismos nectónicos, amonites e belemnites., mas de um modo menos frequente. A ocorrência dos últimos exemplares de echioceratídeos (género *Paltechioceras*) na parte mais basal da unidade (Fig. 8B), permite identificar neste membro da Fm de Água de Madeiros o limite Sinemuriano – Pliensbaquiano (entre as cronozonas *Raricostatum* e *Jamesoni*), embora os fósseis de amonites que identificam a base deste último Andar sejam raros.

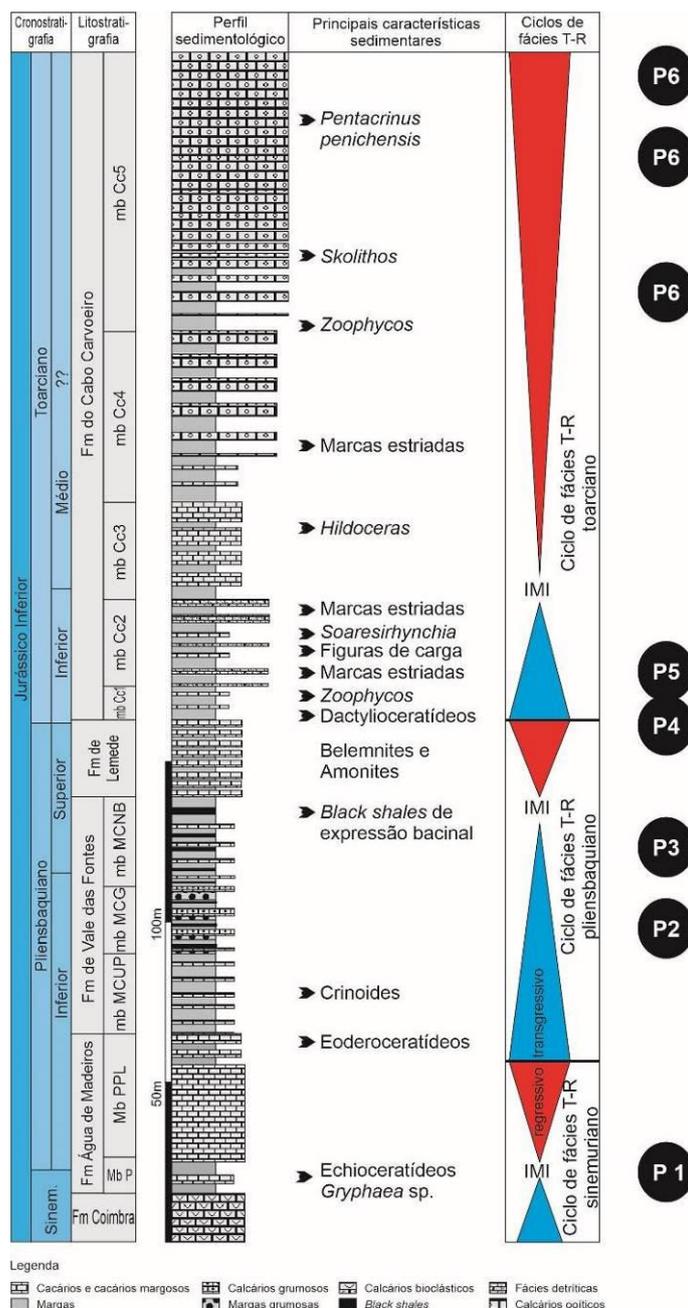


Fig. 5. Log estratigráfico da sucessão jurássica [Sinemuriano – Aaleniano (?)] registada ao longo da Península de Peniche: cronostratigrafia, litostratigrafia, estratigrafia sequencial (ciclos transgressivos (T)–regressivos (R) de 2ª ordem), principais características sedimentares e respetivos pontos de observação (P1 a P6) (adaptado e modificado de Duarte, 2007; Duarte et al., 2017). Para as diversas siglas ver texto.



Fig. 6. Limite entre as formações de Coimbra e de Água de Madeiros patente no setor norte da península de Peniche. De notar a importante descontinuidade sedimentar entre estas duas unidades.

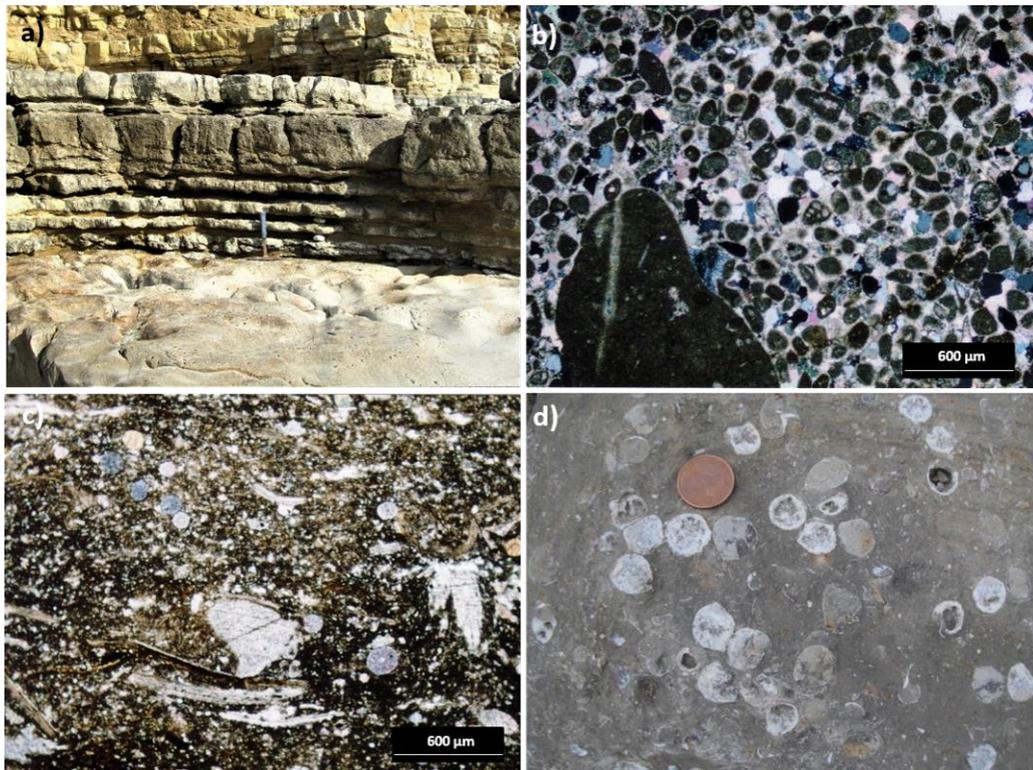


Fig. 7. Aspectos faciológicos das formações de Coimbra e de Água de Madeiros aflorantes na porção norte da Península de Peniche; a) Limite entre as duas formações, ilustrando a variabilidade estratonomica da base do Mb de Polvoeira, e o tipo de sequencialidade; b) Intra-oosparito/grainstone, microfácies do topo da Fm de Coimbra; c) Biomicrio/wackestone, particularmente rico em fragmentos de equinodermes, microfácies característica das litologias calcárias do Mb de Polvoeira; d) Acumulação de rinconelídeos em fácies rica em matéria orgânica do topo do Mb de Polvoeira.

O Mb de Praia da Pedra Lisa, que se sobrepõe ao Mb de Polvoeira, é predominantemente calcário, sobretudo de natureza micrítica e, localmente, bioclástica (Fig. 5, 8C). O registo de macrofauna fóssil é raro em grande parte da unidade. As porções mais bioclásticas, observadas no topo do membro, mostram uma associação de icnofósseis muito idêntica à da unidade anterior, a que se juntam os icnogéneros *Spongliomorpha*, *Asterosoma* e *Chondrites* (ver Neto de Carvalho & Rodrigues, 2007). Devido à forte fraturação, estima-se uma espessura um pouco acima dos 40 m para este membro da Fm de Água de Madeiros (Fig. 8C). A mudança para a base da Fm de Vale das Fontes é feita através de uma sucessão margo-calcária, bastante irregular em termos estratónómicos, facto devido á ocorrência de *Thalassinoides* (Fig. 8D). Esta sucessão é bastante fossilífera, com fósseis de braquiópodes, bivalves, crinoides, gastrópodes, amonites e belemnites, sendo representada pelo mb Margo-calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*, datada ainda da Cronozona de Jamesoni.

Em termos de evolução paleoambiental, tal como é documentado na Figura 5, todo o Mb de Polvoeira ilustra uma sequência transgressiva, bem visível na estratonomia, materializada pelo aumento da fração margosa (consequente diminuição da fração carbonatada), enriquecimento de matéria orgânica [valores de Carbono Orgânico Total (COT) em torno dos 3%; Duarte *et al.*, 2010; Poças Ribeiro *et al.*, 2013] e diminuição da componente bioclástica. O retorno à sedimentação carbonatada, registada no Mb de Praia da Pedra Lisa testemunha uma fase regressiva do sistema, coincidente com a parte terminal da sequência ou ciclo de 2ª ordem de idade sinemuriana (SP in Fig. 5; ver Duarte *et al.*, 2010). Neste quadro deposicional, e por comparação com outros locais da BL, a descontinuidade basal da Fm de Água de Madeiros deverá testemunhar um importante hiato deposicional.

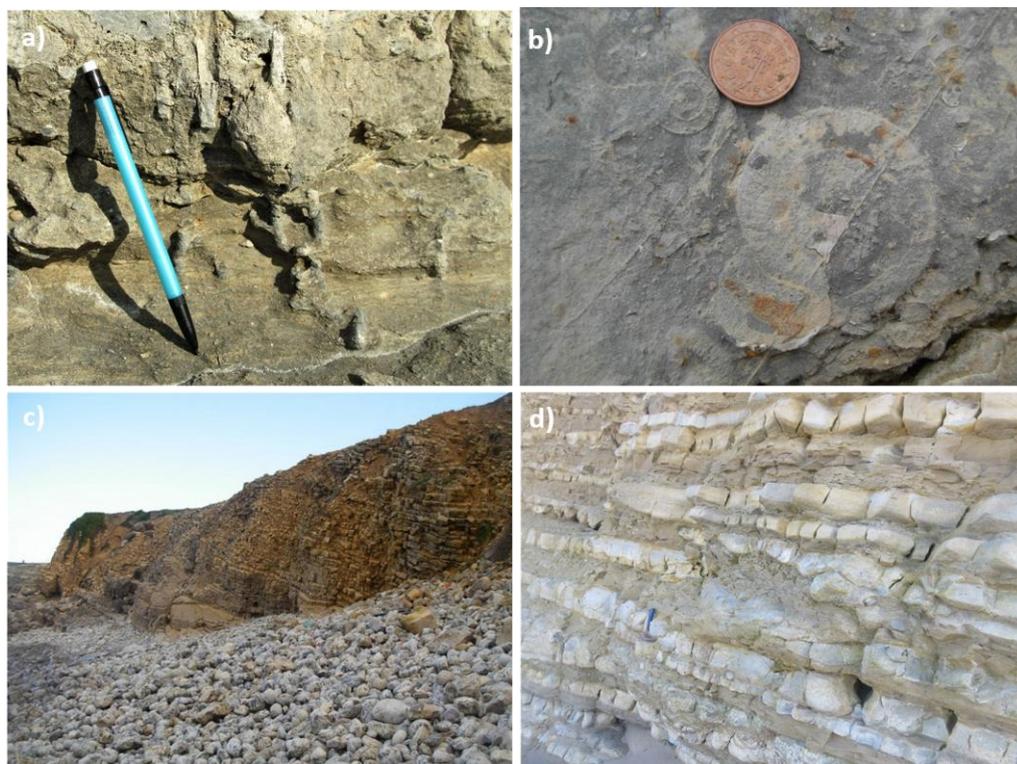


Fig. 8. Aspetos faciológicos das formações de Água de Madeiros e da base de Vale das Fontes, aflorantes na porção norte da Península de Peniche; a) Registo de *Diplocraterion* sp. na parte basal do Mb de Polvoeira, associado à porção mais bentónica da sucessão; b) Ocorrência de *Paltechioceras* sp. na porção mais basal do Mb de Polvoeira, marcando o topo da Cronozona *Raricostatium*; c) Sucessão carbonatada da parte intermédia do Mb de Praia da Pedra Lisa; d) Alternâncias margo-calcário da parte basal do mb MCUP, evidenciando-se a irregularidade estratónómica desta porção da Fm de Vale das Fontes.

Paragem 2: Portinho da Areia do Norte: Decifrando as fácies grumosas do Pliensbaquiano inferior de Peniche²

Entre a grande variedade de fácies carbonatadas, algumas são caracterizadas pela presença de elementos líticos de variados tamanhos, formas, estruturas, cor e também com diferentes designações, tais como nódulos, concreções, grumos, oncólitos, e oóides, todos eles encaixados numa matriz carbonatada homogénea (e.g., Bender *et al.*, 1970; Coimbra *et al.*, 2009; Elmi *et al.*, 1988; Flügel, 2009; Jenkyns, 1974; Posilović *et al.*, 2016; Zatoń *et al.*, 2011). É o caso dos calcários grumosos (“calcaire grumeleaux”, sensu Dommergues *et al.*, 1981), uma fácies muito particular e restrita no contexto do Jurássico Inferior da BL (Dommergues *et al.*, 1981; Elmi *et al.*, 1988; Fernández-López *et al.*, 2000). À semelhança de outros locais da porção mais ocidental da BL, o perfil de Peniche (Fig. 9) mostra exemplos atípicos que engloba alternâncias de margas e calcários grumosos, constituindo o membro informal MCUP da Fm. de Vale das Fontes (Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010).

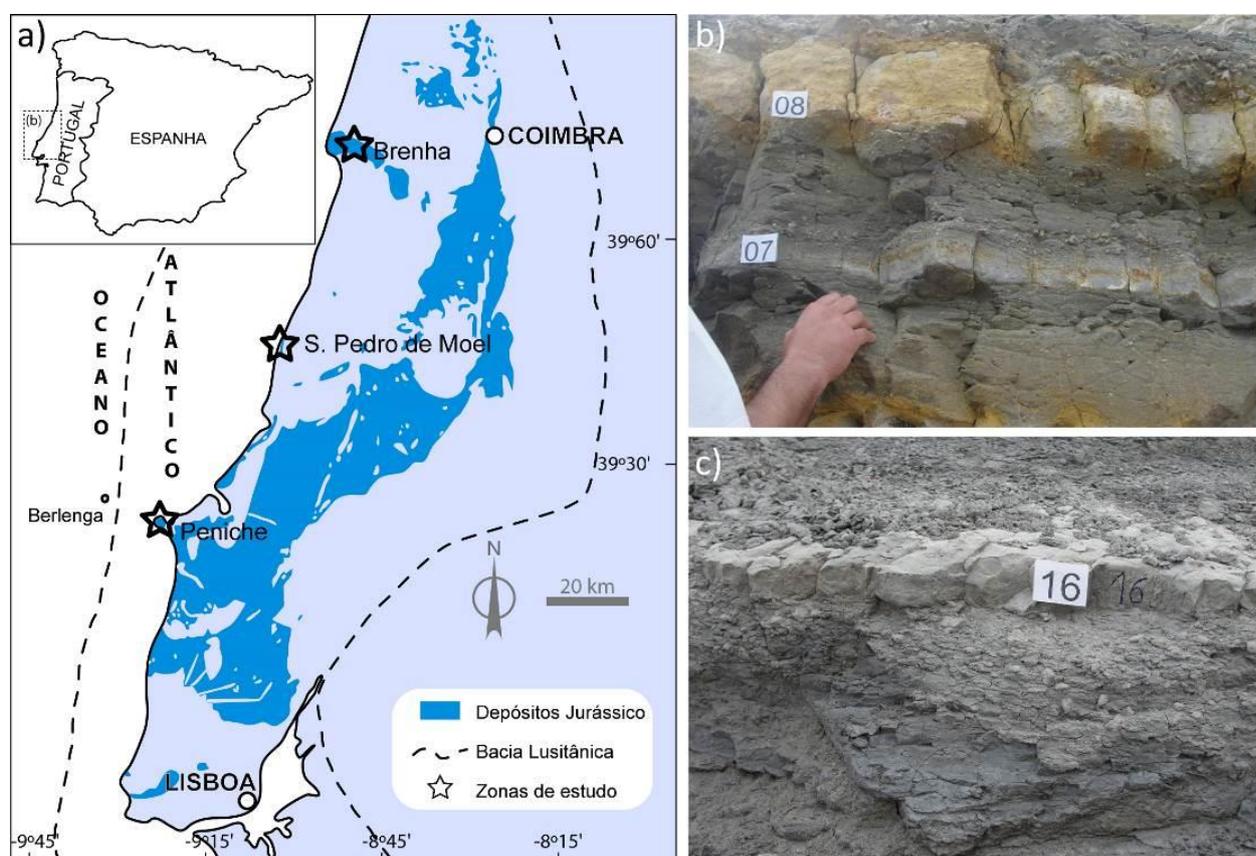


Fig. 9. Distribuição geográfica e aspetos representativos das fácies grumosas do Pliensbaquiano da BL; a) localização dos principais pontos de observação na bacia, que incluem Peniche, S. Pedro de Moel e Brenha (adaptado de LNEG-LGM, 2010 e Kullberg *et al.*, 2013); b) e c) Aspetos de campo em Peniche e S. Pedro de Moel.

As fácies grumosas (calcárias e margosas) estão intercaladas com margas ricas em matéria orgânica, desenvolvidas durante a progressão de uma fase transgressiva de uma sequência ou ciclo transgressivo–regressivo de 2ª ordem (e.g., Duarte *et al.*, 2010 e referências aí incluídas). Estas fácies

² Rute Coimbra & Luís V. Duarte

são documentadas como resposta a um controle cíclico na sedimentação, reconhecido pela sua organização em conjuntos (seqüências de 4ª ordem) de seqüências elementares (seqüências de 5ª ordem) (Fernández-López *et al.*, 2000). Uma análise de alta resolução permitiu identificar semelhanças e diferenças ao longo de exemplos de fácies grumosas muito bem preservadas (Coimbra & Duarte, 2020). Daqui resultou uma nova descrição sistemática da ocorrência das partículas grumosas em relação à sua abundância, distribuição, aparência e grau de seleção (sorting) (Fig. 10).

No perfil de Peniche, o intervalo estratigráfico de cerca de 20 m do mb MCG investigado mostrou uma abundância variável de grumos (Fig. 10), variando de ausente a relativamente rico em elementos isolados. Observações preliminares de campo sugeriram uma aparente maior abundância de grumos ao longo de leitos mais margosos, mas essa noção foi corrigida após a produção de lajes polidas de todas as amostras analisadas (Fig. 11). Isto porque nesta secção as superfícies de estratificação não são frequentemente visíveis, limitando a sua observação e avaliação quanto à presença e/ou abundância de grumos.

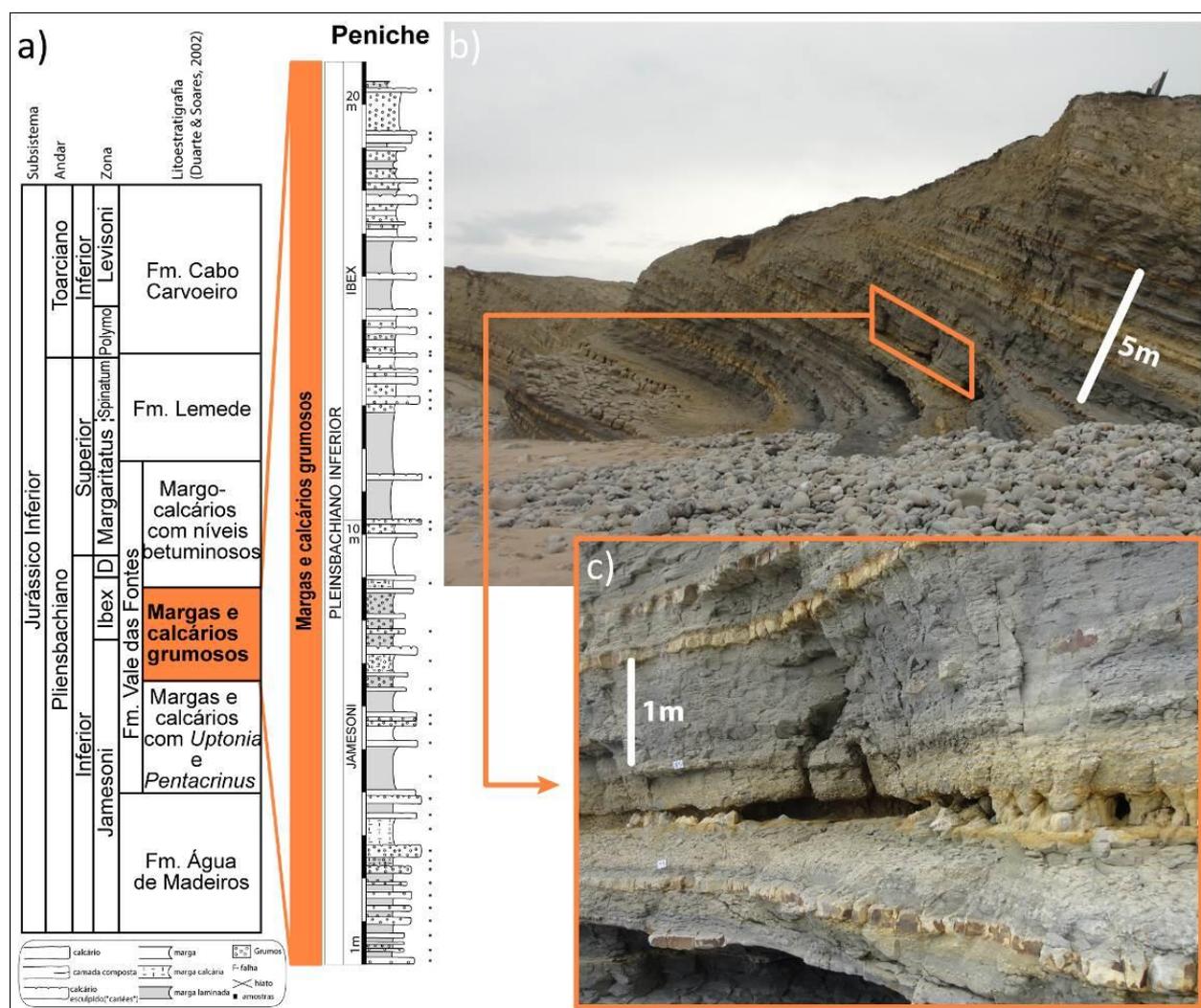


Fig. 10. Enquadramento estratigráfico e detalhes das fácies grumosas que afloram em Peniche; a) Esquema biocronostratigráfico para o Jurássico Inferior na Bacia Lusitânica (adaptado de Silva & Duarte, 2015) e perfil estratigráfico de detalhe, indicando a densidade de amostragem; b) Sector médio do intervalo estudado dos calcários grumosos; c) Detalhe do aspeto esculpido típico das camadas calcárias que delimitam intervalos mais margosos.

Padrões de distribuição e de aspeto dos grumos

Arquitetura diferencial dos grumos

Em intervalos sedimentares mais margosos, tornou-se evidente que os grumos se encontravam sistematicamente organizados, tendencialmente localizados na base ou topo das camadas. Com menor frequência, observa-se uma distribuição aleatória. No caso de níveis mais calcários, o padrão de distribuição dos grumos só conseguiu ser detetado após análise de macrofácies em superfícies polidas. Os grumos não ocorrem de forma aleatória, senão sistematicamente concentrados a topo das camadas (Fig. 11a-b). Outras organizações alternativas consistem em alinhamentos horizontais bem definidos (Fig. 11c-d). Quando estes alinhamentos ocorrem no topo das camadas, produz-se um aspeto de superfície grumosa.

Tipos de grumos

Uma característica que permite uma diferenciação clara dos diferentes tipos de grumos identificados é a sua relação com a matriz encaixante (evidenciado na Fig. 11c-d). Em concreto, grumos com bordos bem definidos podem ser diferenciados dos que apresentem uma relação difusa com a matriz (Fig. 11a-b). Ambos tipos podem coexistir num só nível sedimentar, mas grumos com bordos difusos não foram identificados como ocorrência exclusiva em nenhuma amostra estudada. Em contraste, grumos isolados são frequentemente o único tipo de grumo encontrado, apenas raramente evidenciando bordos alterados (grumos com auréola de alteração; Fig. 3b). Os grumos observados ao longo do intervalo estudado apresentam tamanho variável, desde muito pequenos (<1mm) a 2-3cm. A sua forma varia de irregular a elipsoidal, dependendo da organização dos grumos no seio de uma camada. Quando distribuídos em alinhamentos horizontais, o eixo vertical é significativamente menos que o horizontal.

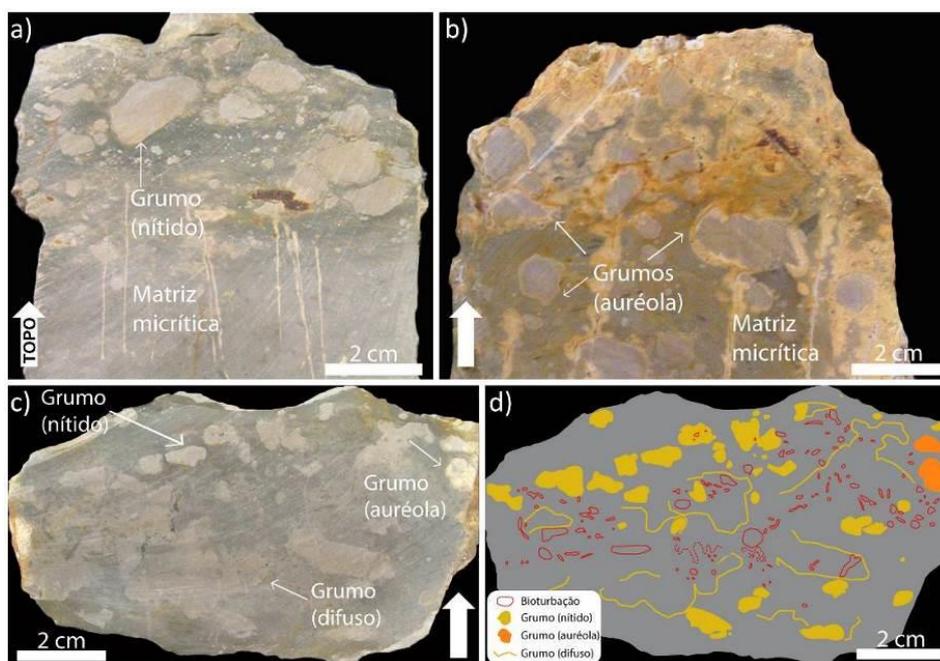


Fig. 11. Superfícies polidas que evidenciam detalhes de macrofácies que permitem a identificação dos padrões de distribuição e aspeto dos grumos (topo das camadas assinalado com seta); a) e b) Grumos principalmente localizados a topo das camadas, com tamanho variável e ocasionalmente apresentando bordo de cor amarelada; c) Grumos nítidos e difusos. Note-se uma elevada intensidade de bioturbação (tons mais escuros); d) Esquema interpretativo da imagem apresentada em c), evidenciando a relação entre grumos e matriz encaixante (adaptado de Coimbra & Duarte, 2020).

Distribuição estratigráfica dos grumos

Ao longo do perfil de Peniche, a intensidade de bioturbação atinge com frequência valores máximos de 60%, descrevendo uma tendência estratigráfica de 3 intervalos de intensidade elevada (Fig. 12). No geral, verifica-se um aumento de abundância de grumos a topo do intervalo estudado. Em contraste com as tendências descritas, a organização dos grumos não segue um padrão estratigráfico claro, sendo que apenas alguns níveis apresentam grumos dispersos na matriz. Grumos nítidos são mais abundantes que os grumos de bordos difusos e a ocorrência de aureolas de alteração é aleatória. A seleção de tamanhos dos grumos identificados ocorre principalmente nos níveis inferiores do intervalo estudado.

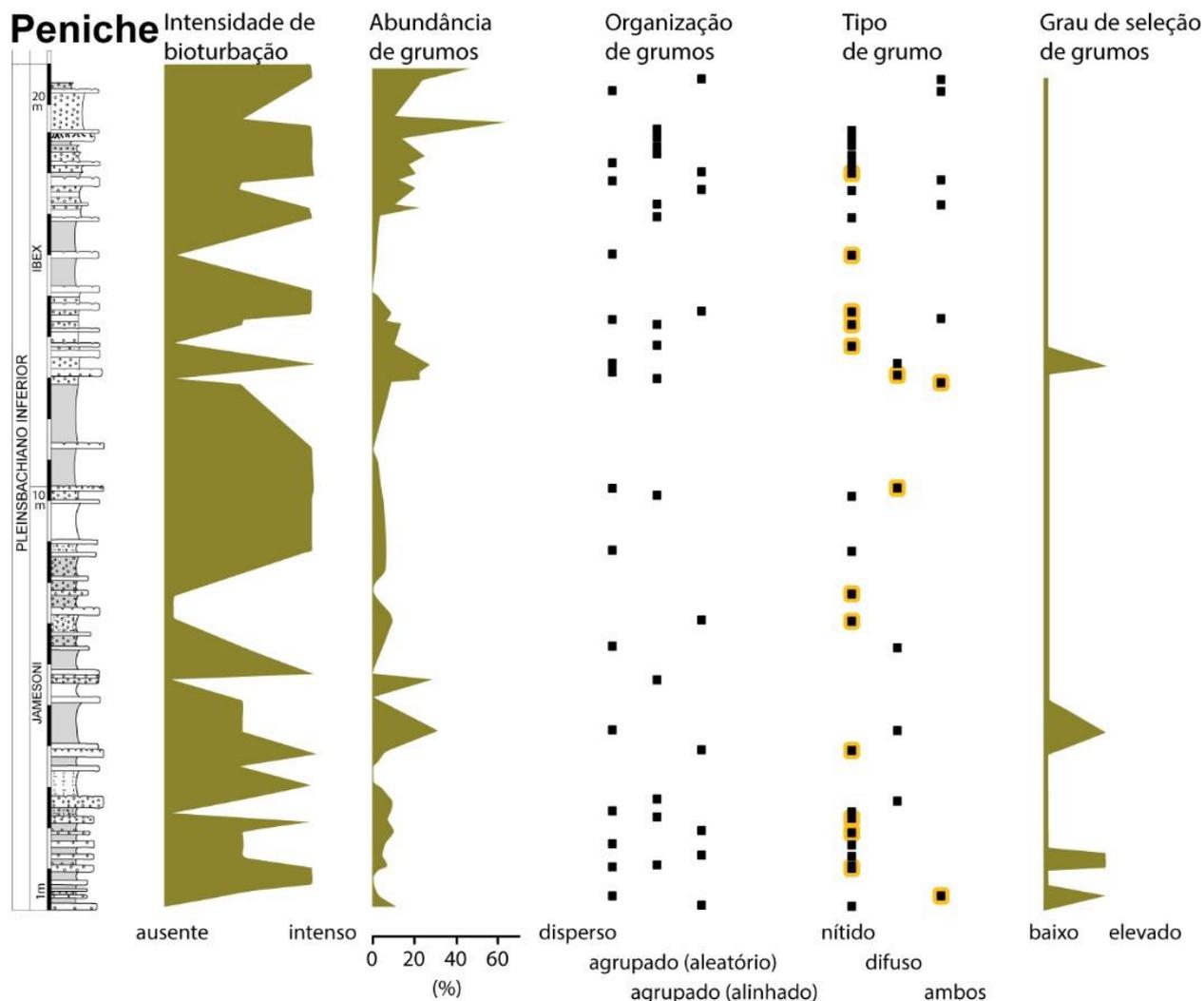


Fig. 12. Parâmetros qualitativos e quantitativos inferidos a partir de observações de campo e análise de macro e microfácies de amostras colhidas no perfil de Peniche (adaptado de Coimbra & Duarte, 2020).

Paragem 4: Portinho da Areia do Norte - Fácies ricas em matéria orgânica do Pliensbaquiano da Bacia Lusitânica, o membro Margo-calcários com níveis betuminosos da Formação de Vale das Fontes³

As bacias sedimentares *on-* e *offshore* pertencentes às margens conjugadas do Norte Atlântico são atualmente foco de intensa investigação, tendo como um dos principais objetivos a avaliação do seu potencial para exploração de petróleo (e.g., Baudin, 1995; Fleet *et al.*, 1987; Silva *et al.*, 2011, 2015, 2021). No registo sedimentar global do Jurássico Inferior são reconhecidos 3 intervalos principais de deposição e preservação de matéria orgânica: Sinemuriano superior; Pliensbaquiano inferior–superior e Toarciano Inferior (Silva *et al.*, 2021; Silva & Duarte, 2015). Em Portugal, a BL é um potencial alvo de exploração devido à excelente exposição e elevada qualidade dos seus afloramentos ou como um ponto de partida para a compreensão das pouco conhecidas bacias *offshore* das margens norte atlânticas. Aqui são reconhecidos vários níveis ricos em matéria orgânica no Jurássico Inferior, nomeadamente no Sinemuriano (Mb de Polvoeira da Fm de Água de Madeiros) e Pliensbaquiano [mb MCNB da Fm de Vale das Fontes] (Duarte *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2011, 2021). Outros intervalos similares e equivalentes em idade são observados em diversos outros pontos das margens atlânticas, por exemplo, Bacia Basco-Cantábrica e Bacia Asturiana (Espanha), Prerif, Tarfaya, Essaouira e Atlas Médio (Marrocos), Bacia Slyne (Irlanda) e Bacia Wessex (Reino Unido) (Silva *et al.*, 2021). Nesta paragem é discutido o mb MCNB da Fm de Vale das Fontes em Peniche, recorrendo a técnicas clássicas da Sedimentologia, Estratigrafia e Paleontologia em conjugação com modernas ferramentas derivadas da Geoquímica, Palinofácies e Biogeoquímica.

Enquadramento estratigráfico

A Fm de Vale das Fontes é datada da base da Cronozona Jamesoni ao topo da Cronozona Margaritatus (Duarte *et al.*, 2010). Os afloramentos desta unidade são expressivos na porção oeste da bacia, onde em Peniche tem aproximadamente 75 m. Esta formação é dividida em três membros: Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (mb MCUP), Margas e calcários grumosos (mb MCG) e Margo-calcários com níveis betuminosos (mb MCNB), apresentando 21, 22 e 29 m de espessura em Peniche, respetivamente (Duarte *et al.*, 2010). Nesta área, o mb MCNB aflora na praia do Portinho da Areia do Norte (UTM 29 S, 467389m; 4357730m) e consiste de cerca de 30 m de alternâncias margo-calcárias. A macrofauna nectónica (amonites e belemnites) e bentónica (braquiópodes, bivalves, crinoides) é rica e por vezes piritizada. A bioturbação é marcada pela presença do icnogéneros *Phymatoderma* e *Chondrites*. Os primeiros 4,5 m do mb MCNB são datados da Cronozona Ibex e compostos de alternâncias regulares de margas e calcários passando superiormente a um intervalo (cerca de 5-6 m) dominado por margas datadas da Cronozona Davoei (Fig. 13-14). O limite com o mb MCG é brusco e marcado pelo desaparecimento das fácies grumosas (paragem anterior). A pirite é abundante e pode ser encontrada dispersa, em nódulos, ou como moldes de fósseis e icnofósseis. O Pliensbaquiano superior (Cronozona Margaritatus) é caracterizado por cerca de 20 m de alternâncias regulares de margas e calcários, persistindo até ao limite com a Fm de Lemedé. Embora raramente, é possível observar pequenos leitos bioclásticos. As fácies ricas em matéria orgânica são abundantes e geralmente localizadas na interface entre margas e calcários. Estas são abundantes na porção média do Pliensbaquiano superior (Figs 13-15).

³ Ricardo L. Silva & Luis V. Duarte



Fig. 13. Detalhes de campo do mb MCNB (Fm de Vale das Fontes) em Peniche; a) Chondrites sp.; b) Base do mb MCNB; c) Parte intermédia do mb MCNB; d) Limite entre as formações de Vale das Fontes e Lemede (modificado de Silva et al., 2015).

Fácies ricas em matéria orgânica: origem, preservação e condicionantes paleoambientais

Ao longo da bacia, as fácies ricas em matéria orgânica do mb MCNB variam entre margas escuras maciças e níveis negros laminados ou *black shales* (ver Duarte et al., 2010; Correia et al., 2012; Silva et al., 2011, 2012, 2015, 2021; Silva, 2013; Silva & Duarte, 2015). As margas escuras são frequentemente bioturbadas e com macrofauna presente. Os *black shales* geralmente têm uma base laminada, por vezes não bioturbada. Geralmente, passam superiormente a fácies calcárias bioturbadas (principalmente *Phymatoderma* e *Chondrites*) onde a macrofauna bentónica e nectónica é abundante (Silva, 2013; Silva et al., 2015). A partir da análise da variação vertical do COT na bacia, Duarte et al. (2010 e referências contidas neste trabalho) definiram três intervalos principais ricos em matéria orgânica, datados das cronozonas de Davoei e Margaritatus, que apresentam, em Peniche, valores máximos de COT de 26, 15 e 15%, respetivamente (Fig. 14).

As análises geoquímicas, palinofácies e biomarcadores mostram que as assembleias de querogénio neste intervalo consistem numa mistura variável de componentes marinhos e continentais, preservados em ambiente marinho e sob condições *redox* variáveis (e.g., Ferreira et al., 2010; Silva et al., 2012; Silva & Duarte, 2015) (Fig. 15). Os *black shales* de idade pliensaquiense da BL são interpretados como correspondendo ao rápido desenvolvimento de agregados mucilaginosos (*marine snow*) e tapetes microbianos promovido pela mistura da coluna de água, e preservados em sedimentos anóxicos, ocasionalmente euxínicos (Silva & Duarte, 2015). Estudos biogeoquímicos mostram que os teores de lípidos nos *black shales* variam entre 197,67 e 8446,36 µg/g de rocha; o valor máximo foi determinado

em Peniche. Altos teores de lípidios parecem correlacionar-se com intervalos de tempo caracterizados por baixos teores de O₂, sugerindo a preservação seletiva de lípidios em ambientes pobres em O₂ e ricos em H₂S (Silva *et al.*, 2012).

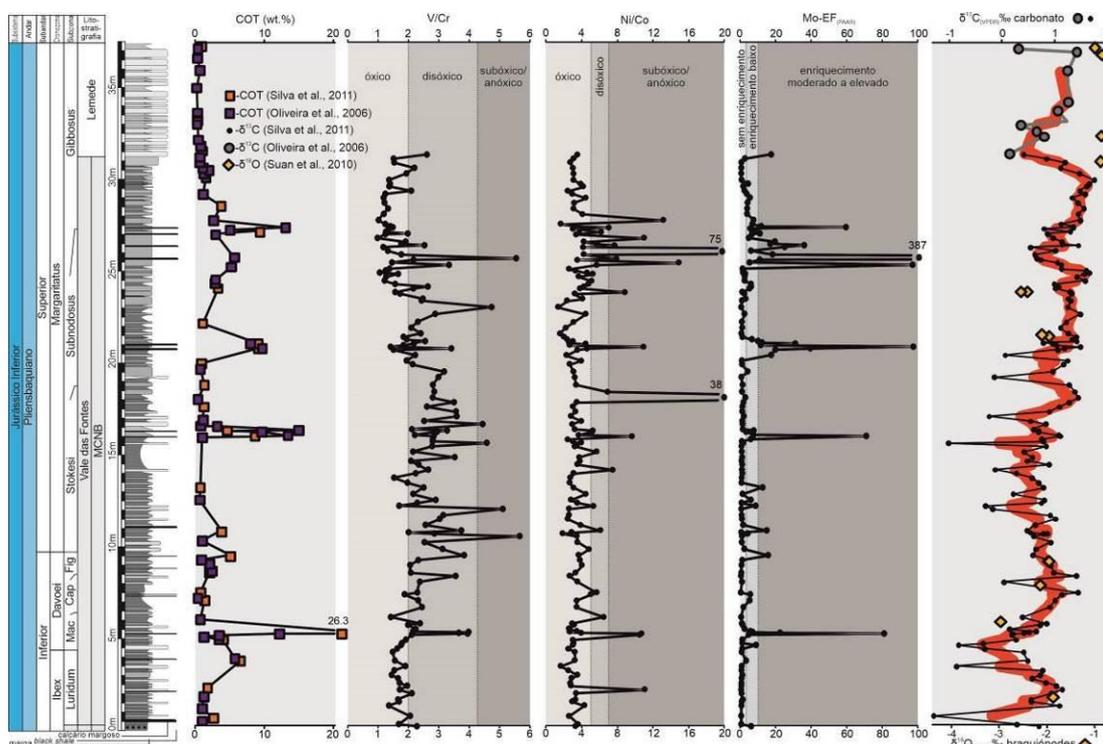


Fig. 14. Carbono orgânico total (COT), δ¹³C, V/Cr, Ni/Co e Mo-EF_(PAAS) do mb MCNB da Fm de Vale das Fontes em Peniche (retirado de Silva & Duarte, 2015).

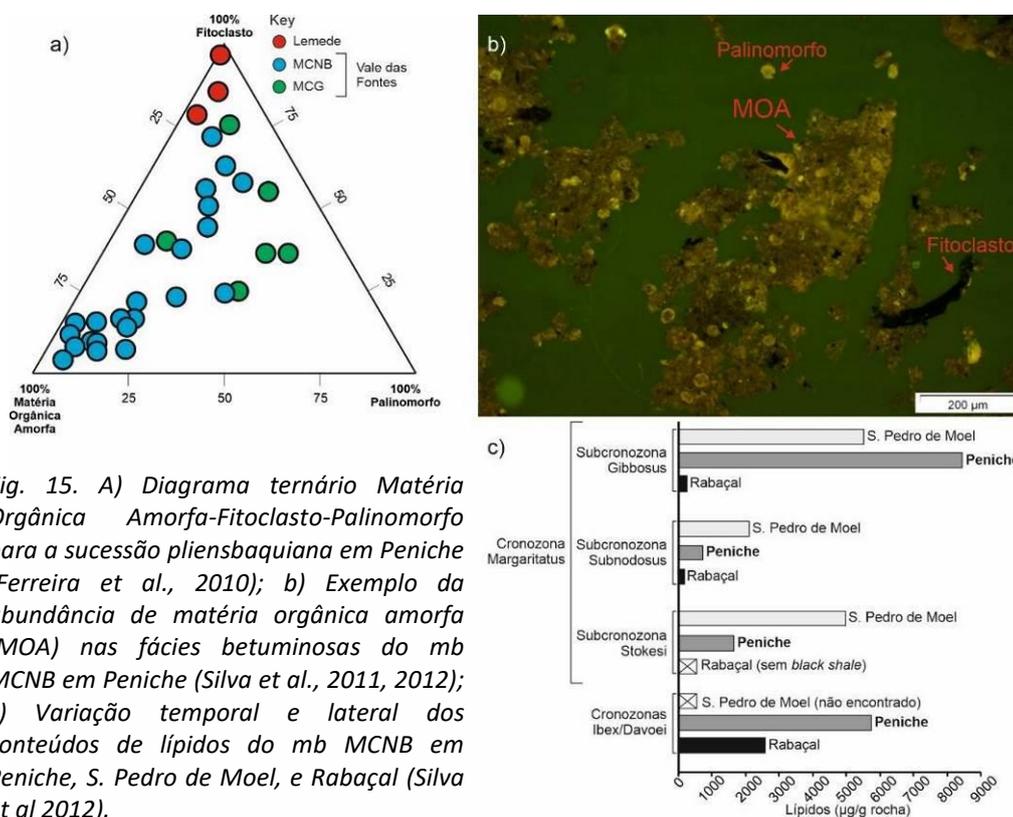


Fig. 15. A) Diagrama ternário Matéria Orgânica Amorfa-Fitoclasto-Palinomorfo para a sucessão pliensbaquiana em Peniche (Ferreira *et al.*, 2010); b) Exemplo da abundância de matéria orgânica amorfa (MOA) nas fácies betuminosas do mb MCNB em Peniche (Silva *et al.*, 2011, 2012); c) Variação temporal e lateral dos conteúdos de lípidios do mb MCNB em Peniche, S. Pedro de Moel, e Rabaçal (Silva *et al.* 2012).

Paragem 4: Ponta do Trovão. O estratotipo global do limite Pliensbaquiano-Toarciano: da cronostratigrafia à variabilidade sedimentar e paleoambiental⁴

O limite Pliensbaquiano-Toarciano

O estratotipo global para o limite inferior do Andar Toarciano está definido neste local, na Ponta do Trovão, na transição entre as últimas duas camadas da Fm de Lemedede registadas neste setor da BL (Fig. 16, 17; Rocha *et al.*, 2016; Duarte *et al.*, 2017, 2018). Historicamente, este limite foi marcado na base da camada de calcário micrítico 15E (Fig. 16, 17a-b), correspondendo à primeira aparição de várias espécies do género *Dactyloceras* (*Eodactylites*) (Elmi, 2006; Rocha *et al.*, 2016). A parte superior da agora Fm de Lemedede, bem como a distribuição estratigráfica dos taxones de amonites, foram descritos por Mousterde (1955), como uma unidade particular denominada “Couches de passage” (camadas de transição). A formalização deste limite cronostratigráfico junto da Comissão Internacional de Estratigrafia foi conseguida através de critérios paleontológicos (fósseis de amonites, braquiópodes, ostracodos e nanofósseis calcários), sedimentológicos, geoquímicos (isótopos estáveis de carbono) e de ciclicidade (Rocha *et al.*, 2016 e referências aí contidas). Informação mais recente e detalhada, tanto do ponto de vista sedimentológico, estratigráfico e paleontológico (amonites, belemnites, ostracodos, foraminíferos, nanofósseis calcários e dinoflagelados), pode ser encontrada em Comas-Rengifo *et al.* (2016), Correia *et al.* (2017, 2018), Duarte *et al.* (2018), Cabral *et al.* (2020) e Rita *et al.* (2016, 2021). Todos estes estudos, de grande relevância científica, tornam este local e tema de importância à escala internacional (Duarte *et al.*, 2017).

A transição entre as formações de Lemedede e do Cabo Carvoeiro

Para além do limite cronostratigráfico, observa-se neste local a transição entre as formações de Lemedede e do Cabo Carvoeiro, unidades formalizadas neste perfil de Peniche (Duarte & Soares, 2002; Duarte, 2007). A Fm de Lemedede mostra uma espessura de cerca de 23 m de espessura, sendo geralmente composta por alternâncias, decimétricas a centimétricas, de calcário e margas calcárias, numa sucessão intensamente bioturbada (Fig. 16b). Esta unidade é extraordinariamente fossilífera, tanto de elementos neotónicos como belemnites e amonites, bem como de organismos bentónicos, em que sobressaem os bivalves e braquiópodes. A parte superior da unidade, em particular, datada da Cronozona Emaciatum, mostra uma grande abundância e diversidade macrofaunística, onde se destacam várias espécies de amonites do género *Pleuroceras*, *Emaciatoceras*, *Canavaria* e *Tauromeniceras* (Comas-Rengifo *et al.*, 2016) e belemnites, por exemplo, das espécies *Bairdowius amaliae* e *Passaloteuthis bisulcata* (Rita *et al.*, 2021). A icnofácies é caracterizada pela associação *Chondrites*, *Planolites* e *Thalassinoides*. Lateralmente, em especial no setor mais proximal da bacia, as fácies do topo da Fm de Lemedede são bioclásticas (biosparitos/*grainstone*) e testemunham a parte terminal de uma fase regressiva de 2ª ordem no sistema deposicional (Fig. 5; Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2010).

A transição para a Fm do Cabo Carvoeiro marca um aprofundamento no processo deposicional, datada da extrema base do Toarciano (Cronozona Polymorphum), através da acumulação de uma sucessão predominantemente margosa incluída no seu mb CC1 (cerca de 11 m de espessura; Fig. 16b, 17b). Com raros níveis de natureza calcária, e à semelhança do mb Margo-calcários com “fácies de *Leptaena*” da

⁴ Luís V. Duarte & María J. Comas-Rengifo (Department of Geodynamics, Stratigraphy and Palaeontology, Complutense University of Madrid, Madrid, Spain)

Fm de S. Gião, seu equivalente lateral (Fig. 3), esta unidade é igualmente muito fósilífera, apresentando uma associação muito peculiar de uma macrofauna de tamanho reduzido, composta por fósseis de braquiópodes [entre outros, os géneros *Koninckella*, *Liospiriferina*, *Nannirhynchia* e *Pseudokingena*; Comas-Rengifo *et al.*, 2015 (Fig. 17c)], bivalves, amonites (várias espécies de Dactyloceratídeos, com vários espécimes como núcleos piritosos) e belemnites (em especial de *Catateuthis longiforma* e *Passaloteuthis bisulcata*; Rita *et al.*, 2021). Um outro aspeto relevante desta unidade basal de idade toarciana tem a ver com a ocorrência de icnofósseis, que é composta pela associação dos icnogéneros *Planolites*, *Chondrites*, *Thalassinoides* e *Zoophycos* (Fig. 17d) (ver também Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2018 e referências aí incluídas).

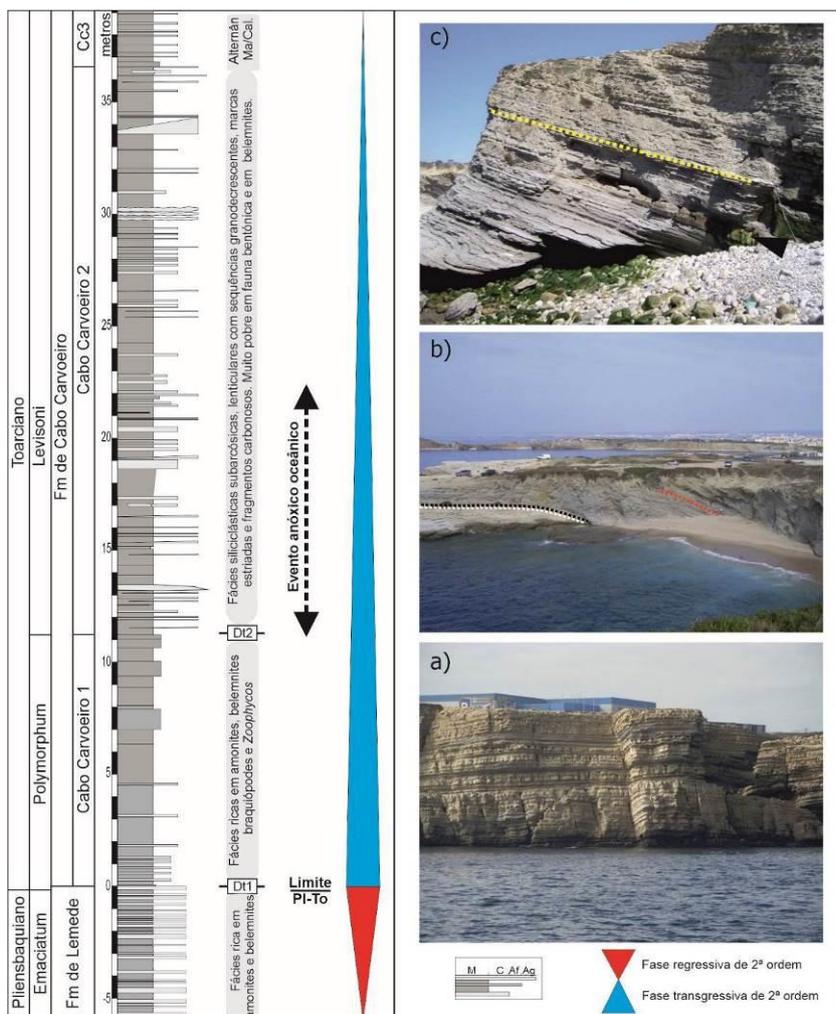


Fig. 16. Log detalhado com alguns dos aspetos sedimentares e estratigráficos mais relevantes do Pliensbaquiano terminal – Toarciano inferior (topo da Fm de Lemedo – base da Fm do Cabo Carvoeiro) de Peniche (M – marga; C – calcário; Af – calcarenito de grão fino; Ag – calcarenito de grão grosseiro; DT - Descontinuidade (in Duarte *et al.*, 2018); a) Vista geral das alternâncias marga-calcário da Fm de Lemedo; b) Vista geral da sucessão sedimentar na praia do Abalo: linha branca - estratotipo global do limite Pliensbaquiano – Toarciano; linha preta - transição entre as formações de Lemedo e do Cabo Carvoeiro; linha vermelha – transição entre os membros CC1 e CC2, limite entre as cronozonas Polymorphum e Levisoni e começo do evento anóxico oceânico; c) Transição entre os membros CC2 e CC3 (linha amarela), evidenciando-se o nível silicástico (lenticular) mais espesso de toda a sucessão (seta).

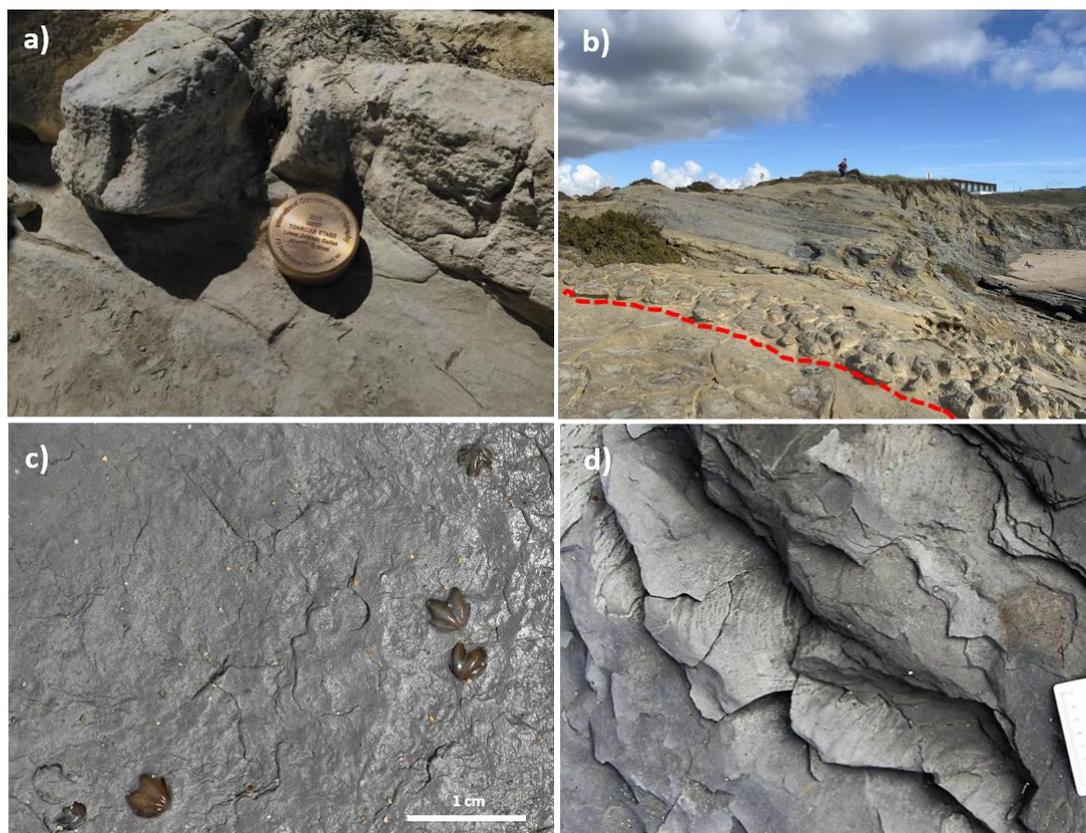


Fig. 17. Aspectos estratigráficos e faciológicos da transição Pliensbaquiano-Toarciano registada na Ponta do Trovão; a) O estratotipo global do limite Pliensbaquiano-Toarciano, evidenciado através do clássico “prego dourado” (Golden Spike); b) Transição Pliensbaquiano-Toarciano (linha vermelha) e o limite entre as formações de Lemede e do Cabo Carvoeiro; c) Vários exemplares de *Nannirhynchia pygmaea* em nível margoso do mb CC1; d) Registo de *Zoophycos* sp. em fácies margo-calcária do mb CC1.

Paragem 5: Praia do Abalo. O enchimento sedimentar, sua relação com as rochas cristalinas das Berlengas e o Evento Jenkyns⁵

A praia do Abalo mostra um enchimento contínuo de grande parte do Toarciano inferior aflorante em Peniche (Fig. 16b), sendo possível evidenciar aspectos de extraordinária relevância sedimentar e estratigráfica na BL, com impactos à escala global.

Aspectos sedimentológicos e dinâmica deposicional

A sucessão toarciana de Peniche apresenta um dos registos sedimentológicos de maior mudança sedimentar observada em todo o Jurássico Inferior da bacia, através da transição entre os membros CC1 e CC2 da Fm do Cabo Carvoeiro (Duarte & Soares, 2002). Sobre a acumulação predominantemente margosa e fósilífera do mb CC1, sobrepõe-se uma sucessão margo-calcária com várias intercalações de sedimentos siliciclásticos, de natureza quartzosa, feldspática e micácea, em bancos lenticulares de espessura muito variável (≤ 110 cm) (Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997; Fantasia *et al.*, 2019). Define-se em todo o mb CC2, com cerca de 25 m de espessura, uma multiplicidade de litofácies, desde

⁵ Luís V. Duarte

margas de cor castanha a cinzentas, muito localmente ricas em matéria orgânica, até calcarenitos e microconglomerados subarcócos (Fig. 18a-c) (ver, por exemplo, Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2018; Rodrigues *et al.*, 2020; Font *et al.*, 2022). A unidade é pobre em macrofauna (apenas fósseis de amonites e alguns braquiópodes), apresentando frequentes fragmentos carbonosos e nódulos piritosos (Fig. 18d). A icnofácies é marcada pela presença frequente de *Thalassinoides*, assim como de *Planolites* e *Rhizocorallium* (Fig. 18e). A organização microssequencial granodecrecente, bem como a ocorrência de estruturas erosivas como estrias (*groove marks*) e figuras de carga, constituem feições turbidíticas típicas (Fig. 18b e f), numa clara relação direta com os granitos da Berlenga (ver Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997). Esta variabilidade sedimentar, síncrona de fácies com paleossismos registados na região da Arrábida (Kullberg *et al.*, 2001; Fig. 1), parece ser coincidente com a forte atividade tectónica, responsável pela movimentação do bloco da Berlenga e anteriormente preconizada por Duarte (1997).

A passagem do mb CC2 ao mb CC3 (Fig. 16c) é marcada pelo desaparecimento das fácies siliciclásticas e o retorno a uma sedimentação margo-calcária, com claro domínio da componente carbonatada no seu topo. Nesta unidade, com cerca de 30 m de espessura, a macrofauna bentónica é rara, apesar da forte bioturbação, onde se destaca a ocorrência de *Chondrites* e *Planolites*. A ocorrência de fósseis de amonites, mais frequentes na parte superior da unidade, permite datá-la das cronozonas Levisoni-Bifrons. À semelhança do que se observa noutras posições da bacia, a porção margosa da base do mb CC3 é interpretada como correspondendo à posição de máxima inundação do ciclo transgressivo-regressivo de 2ª ordem que caracteriza grande parte do Toarciano (Fig. 5; ver Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2004).

O evento anóxico oceânico do Toarciano inferior e o Evento Jenkyns

A praia do Abalo constitui uma referência à escala global no registo do evento anóxico oceânico do Toarciano Inferior (EAO-T; e.g., Hesselbo *et al.*, 2007; Suan *et al.*, 2010; Duarte *et al.*, 2018; Font *et al.*, 2022; e referências aí contidas). Este evento, em torno dos 183 milhões de anos, foi referenciado inicialmente por Jenkyns (1988), como um período de acumulação generalizada de matéria orgânica em vários contextos geográficos à escala planetária. Um tempo de forte anoxia em meio aquático e de grande perturbação do ciclo do carbono, demonstrada através de anomalias do $\delta^{13}\text{C}$ registado tanto em carbonato como em matéria orgânica (e.g., Hesselbo *et al.*, 2007; Fantasia *et al.*, 2019; referências aí contidas). No entanto, a sobreposição de outros registos geológicos de grande magnitude neste momento da história do planeta, como sejam a extinção em massa de 2ª ordem, a atividade magmática associada à província de Karoo Ferrar e as evidências de hipertermia (e a possível acidificação) da água do mar (e.g., Little & Benton, 1995; Jourdan *et al.*, 2007; Müller *et al.*, 2020; Font *et al.*, 2022, e referências aí contidas), demonstram que o Toarciano inferior foi mais do que um período de anoxia, com interações e mudanças significativas entre os diversos sistemas terrestres. Para contemplar toda esta sobreposição e conseqüente sucessão de acontecimentos geológicos tem sido recorrente na literatura a assunção do termo Evento Jenkyns (e.g., Reolid *et al.*, 2020).

O Evento Jenkyns em Peniche

A relevância do perfil de Peniche em termos do EAO-T inicia-se com o trabalho de geoquímica isotópica ($\delta^{13}\text{C}$) de alta resolução de Hesselbo *et al.* (2007), que mostra o registo de uma importante excursão

negativa entre as cronozonas Polymorphum e Levisoni, tanto na componente marinha (carbonato) como na componente carbonosa terrestre (fragmentos carbonosos) (Fig. 19). Estas evidências, recentemente corroboradas através do $\delta^{13}\text{C}$ sob matéria orgânica dispersa (Fantasia *et al.*, 2019; Rodrigues *et al.*, 2020), vieram confirmar, de modo exemplar em Peniche, a forte perturbação do ciclo do CO_2 associada a este evento. Evidências, mesmo tendo em conta a baixa expressão em matéria orgânica dispersa no Toarciano inferior de Peniche e noutras posições da BL (e.g., Fantasia *et al.*, 2019; Rodrigues *et al.*, 2020).

Em termos de discussão paleoambiental do Evento Jenkyns, com dados de Peniche, são marcantes os trabalhos de Suan *et al.* (2008a) que, a partir de isótopos estáveis de oxigénio, apontam para um período hipertérmico, de Müller *et al.* (2020) que, a partir de isótopos de boro, sugerem a possibilidade deste evento estar associado a uma fase de acidificação do ambiente marinho; e de Font *et al.* (2022), o mais recente de todos que, com base em dados de mercúrio, sugerem uma forte ligação deste evento com a atividade magmática da província de Karoo Ferrar.

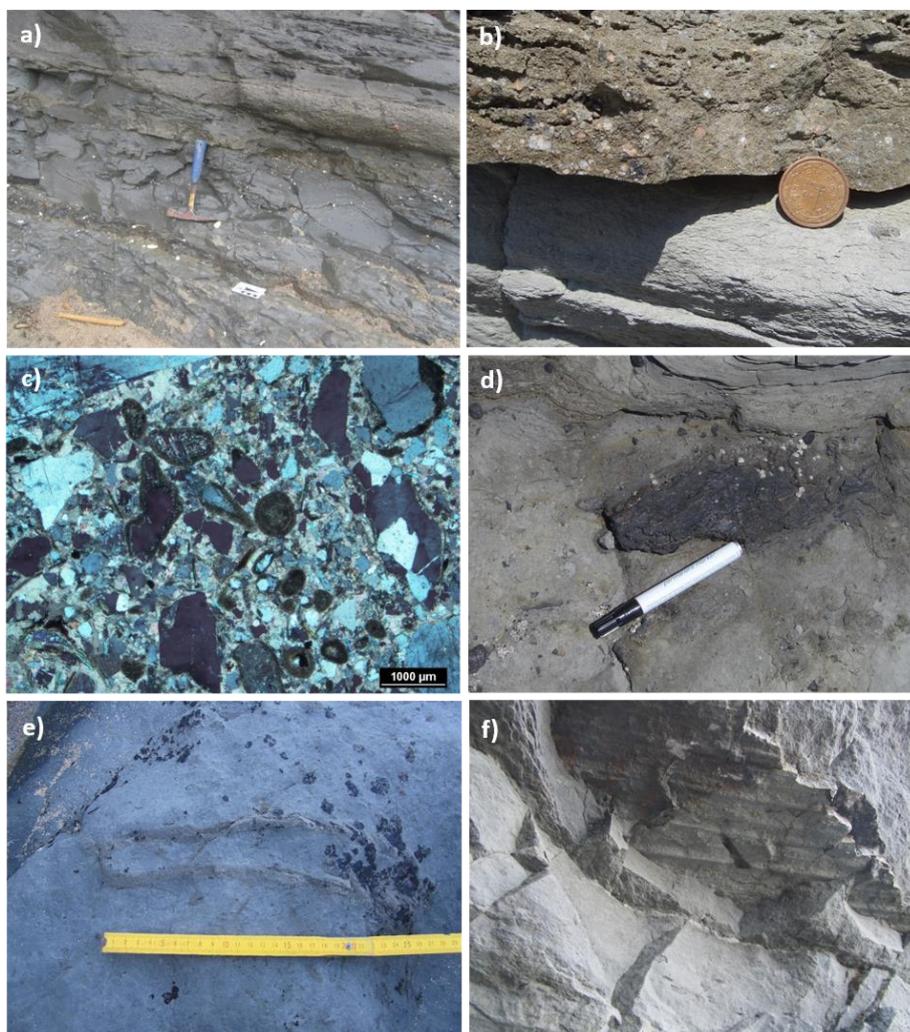


Fig. 18. Aspectos faciológicos do mb CC2 registado na praia do Abalo. **a.** Níveis siliciclásticos lenticulares de natureza turbidítica alternando com níveis margosos bioturbados registados na base do mb CC2 (seta: nível microconglomerático rico em feldspatos potássicos); **b.** Nível arenoso muito grosseiro, subarcósico, com estrutura granodecrescente (topo do mb CC2); **c.** Fácies calcarenítica muito grosseira com alguns aloquímicos; **d.** Detalhe de fragmento carbonoso de dimensão apreciável em fácies margosa; **e.** Detalhe de *Rhizocorallium* sp.; **f.** Marcas estriadas (“groove marks”) na base de nível centimétrico de calcarenito subarcósico (topo do mb CC2).

Para além destas e de outras abordagens sobre o Evento Jenkyns em Peniche (e.g., Suan *et al.*, 2008b, 2010; Baker *et al.*, 2017; McArthur *et al.*, 2019), os impactos no registo paleontológico são de exceção, dados os múltiplos trabalhos aqui realizados. A prova da extinção de 2ª ordem aqui observada, comprovada através do registo dos spiriferinídeos (Comas-Rengifo *et al.*, 2015), ostracodos (Metacopina; Cabral *et al.*, 2020), e das grandes rupturas na distribuição de belemnites (Rita *et al.*, 2021), foraminíferos (Rita *et al.*, 2016), dinoflagelados (Correia *et al.*, 2017) e nanofósseis calcários (Mattioli *et al.*, 2008, 2009) (Fig. 19), testemunham todo o impacto deste registo. Um evento global associado a um registo sedimentológico muito particular.

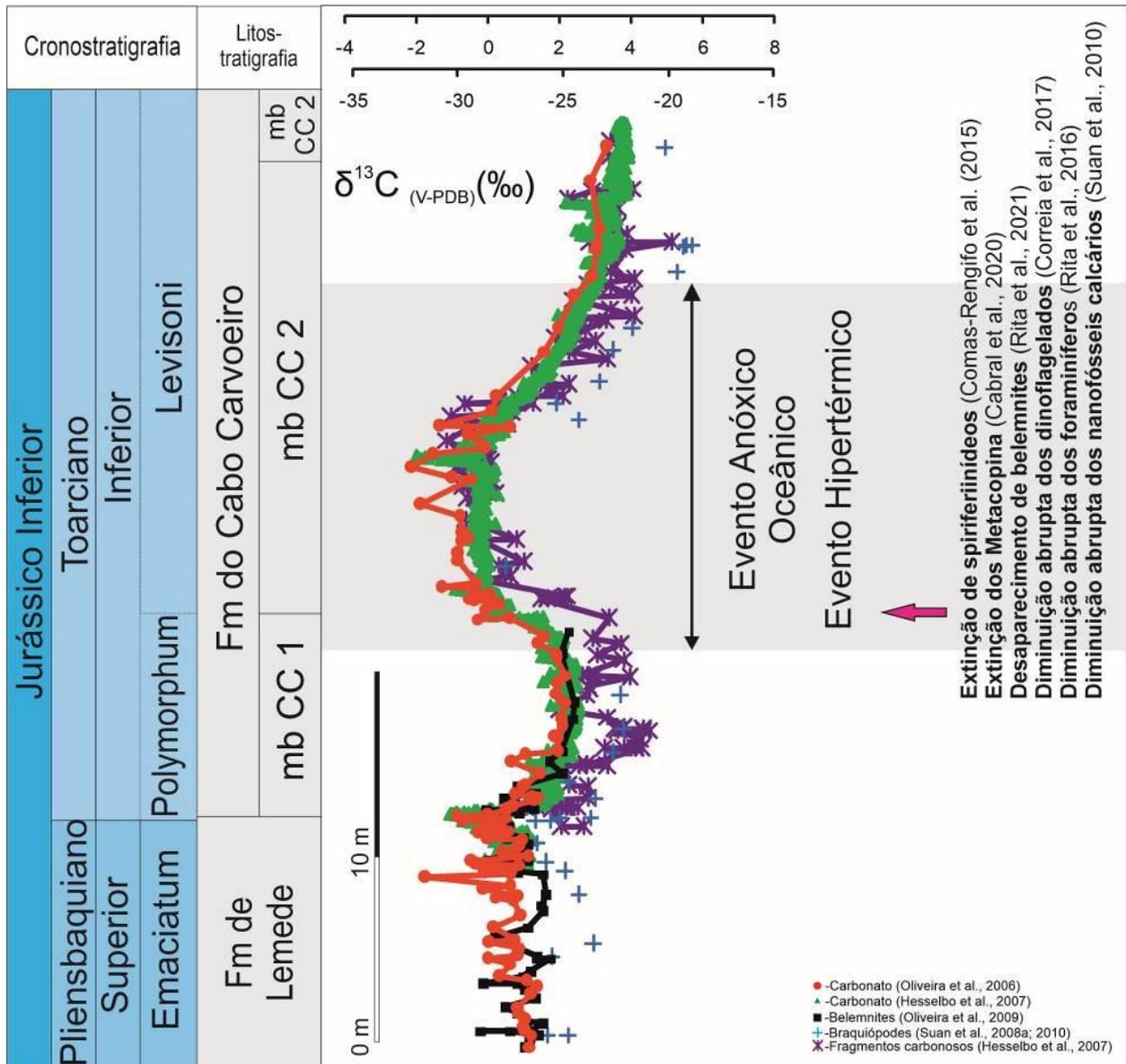


Fig. 19. Algumas das principais assinaturas geoquímicas e paleontológicas associadas com o Evento Jenkyns registadas em Peniche (ver texto) (adaptado de Duarte *et al.*, 2017).

Paragem 6: Revelim e Cruz dos Remédios à Cova de Dominique. O membro CC5 da Formação do Cabo Carvoeiro⁶

Os sedimentos do sistema misto siliciclástico-carbonatado do mb CC5 da Fm do Cabo Carvoeiro depositaram-se durante uma fase regressiva (Fig. 5; Duarte e Soares, 2002; Duarte, 2007), num contexto tectónico complexo (e.g., Wilson *et al.*, 1989; Rasmussen *et al.*, 1998). Este membro do Toarciano-Aaleniano (?) tem uma espessura mínima de 160 m e é caracterizado por rochas com texturas *grainstone*, contendo intraclastos, oóides, bioclastos, bem como grãos de quartzo com origem no bloco soerguido das Berlengas, a ocidente (e.g., Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997; Barata *et al.*, 2021). Esta sucessão detrítica contrasta com as sucessões de depósitos margosos, hemipelágicos, presentes na generalidade do *onshore* da BL para o mesmo intervalo estratigráfico (e.g., Duarte, 1997, 2007), refletindo a transição de sedimentação em ambientes deposicionais de águas profundas e baixa energia para ambientes menos profundos, de maior energia, adjacentes às margens do bloco das Berlengas. Com base em observações de afloramentos e análise petrográfica, o mb CC5 separa-se em 5 subdivisões informais (CC5a a CC5e) com espessuras semelhantes, entre 40 e 45 m (Fig. 20; Barata *et al.*, 2021).

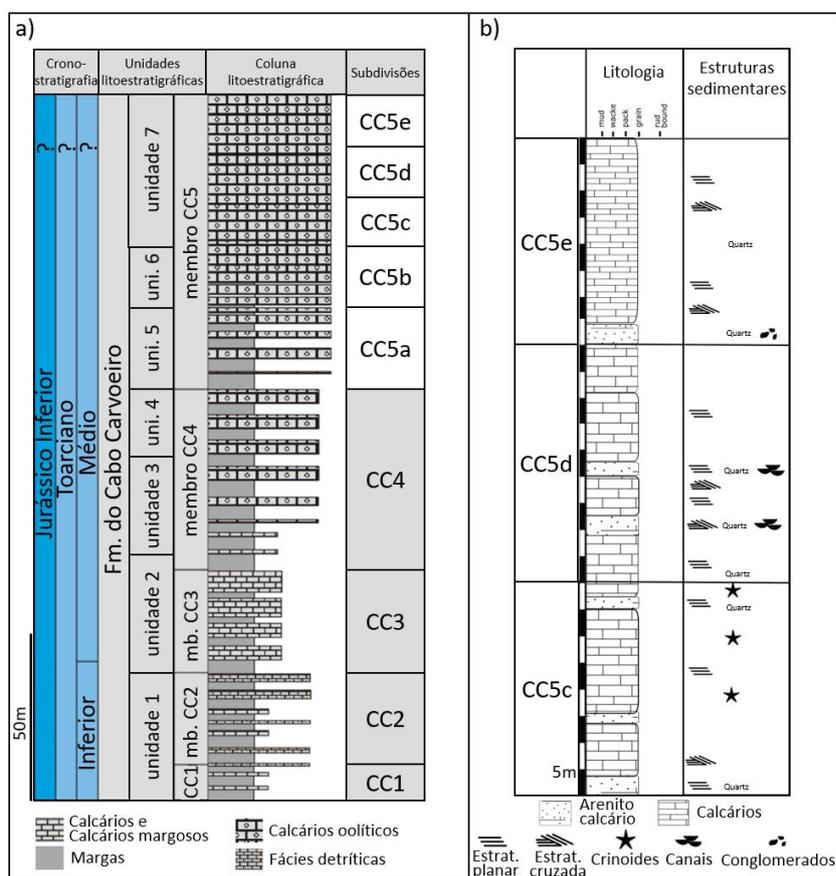


Fig. 20. A) Coluna litoestratigráfica para a Fm. do Cabo Carvoeiro, mostrando a correspondência entre as unidades de Wright & Wilson (1984), os membros de Duarte & Soares (2002) e as subunidades informais do mb CC5; b) Detalhe das subdivisões mais recentes da parte superior do mb CC5, correspondentes à unidade 7 de Wright & Wilson (1984).

⁶ João Barata, Luís V. Duarte & Ana C. Azerêdo (Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia, Instituto Dom Luiz, Portugal)

Base do membro CC5 – Alterações no sistema deposicional

O limite entre as subunidades CC5a e CC5b marca a transição entre uma sucessão com alternâncias marga-calcário (Fig. 21a) para uma sucessão caracterizada na sua totalidade por rochas carbonatadas com texturas *grainstone*, representando sedimentação em ambientes de águas pouco profundas e de alta energia. Neste local (Revelim e Cruz dos Remédios), observam-se as subunidades CC5b e CC5c. Nas arribas para norte-nordeste, está exposta a subunidade CC5b, correspondente à Unidade 6 de Wright & Wilson (1984). Esta unidade não contém níveis margosos, ao contrário das unidades inferiores e caracteriza-se por fácies carbonatadas, com textura *grainstone* e partículas de tamanho médio a grosseiro (Fig. 21b). Nalguns locais é possível observar a transição entre CC5a e CC5b, marcada por uma clara descontinuidade (Fig. 21b). Estratificação planar caracteriza a generalidade das unidades expostas e alguns níveis para o topo de CC5b mostram indícios claros de bioturbação. Certas unidades mostram estratificação cruzada e variações laterais de espessura, o que pode ser indicativo da possível presença de figuras de canal (Wright & Wilson, 1984). A forte erosão e carsificação limitam as observações possíveis nestas arribas.

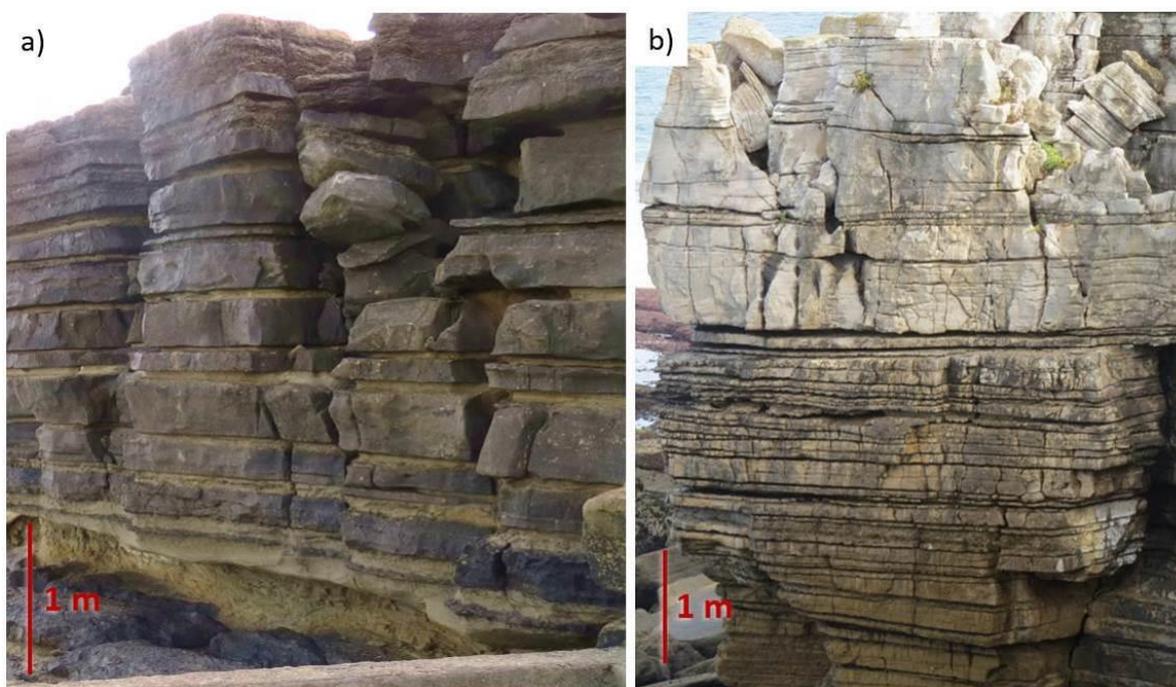


Fig. 21. A) subunidade CC5a, com intercalações de margas e calcários [próximo da zona de Frei Rodrigo (FR)]; b) Transição entre subunidades CC5a e CC5b (observável desde a zona da Cruz dos Remédios), com intercalações de margas e calcários no intervalo inferior e ausência de margas na parte superior. As escalas verticais são estimadas.

Desde o local da Cruz dos Remédios para sul-sudoeste, observa-se a subunidade CC5c, caracterizada por fácies siliciclásticas-carbonatadas grosseiras com texturas *grainstone*. Observam-se camadas centimétricas-decimétricas com estratificação planar, embora alguns níveis mostrem estratificação cruzada e variação lateral de espessuras (Fig. 22). No topo das arribas entre Cruz dos Remédios e o Farol do Cabo Carvoeiro estão expostos níveis com as maiores quantidades observáveis de crinoides desta sucessão (*Pentacrinus penichensis*), e que são amplamente conhecidos da literatura (e.g., Duarte *et al.*, 2017).

Cova de Dominique – Ambiente deposicional de alta energia

Junto à Cova de Dominique observa-se a subunidade CC5d. As unidades expostas apresentam espessura variável e estratificação planar à escala centimétrica-decimétrica, com maior expressão em unidades sobrepostas a descontinuidades fortes, que mostram também um volume maior de grãos de quartzo. À semelhança das subunidades inferiores, esta caracteriza-se por fácies siliciclásticas-carbonatadas. A variabilidade de fácies ocorre através de transições abruptas a graduais, interdigitação ou biselamento de corpos, resultantes de dinâmicas sedimentares em condições deposicionais de alta energia (Figs. 23a-b). Identificam-se alguns corpos isolados, de extensão limitada, com volumes grandes de grãos de quartzo grosseiros, definindo fácies de arenitos calcários que passam lateralmente, de forma abrupta, a *grainstones* siliciclásticos (Fig. 23b). Estes corpos sedimentares interpretam-se como representando figuras de canal (Wright & Wilson, 1984; Barata *et al.*, 2021). A transição entre as subunidades CC5d e CC5e é marcada por uma acentuada descontinuidade, expressa por paleosuperfície irregular, sobreposta por uma unidade carbonatada conglomerática com grande volume de grãos de quartzo (Figs. 23c-d).

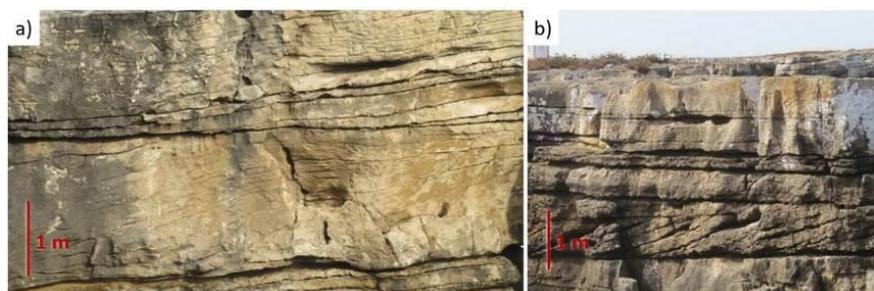


Fig. 22. Unidades carbonatadas massivas da subunidade CC5c, mostrando a) níveis com variações laterais em espessura e b) estratificação cruzada. As escalas verticais são estimadas.

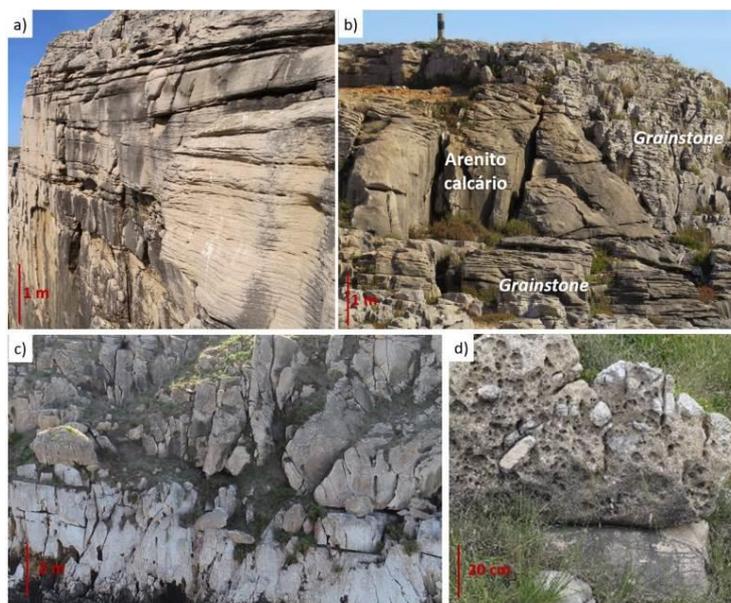


Fig. 23. Exemplos de estruturas na subunidade CC5d (as escalas verticais são estimadas). a) Furna que Sopra, junto a Cova de Dominique. Variações laterais de espessura, biselamento e estratificação planar; b) Cova de Dominique. Figura de canal com fácies ricas em grãos de quartzo (arenitos carbonatados) passando vertical e lateralmente a *grainstones* com quartzo, óides e intraclastos; c) Descontinuidade entre as subunidades CC5d e CC5e, junto ao Carreiro de Joannes; d) Variação de fácies entre CC5d e CC5e, com fácies siliciclásticas-carbonatadas (base) e fácies conglomeráticas com quartzo abundante (topo), separadas por uma forte descontinuidade.

Características petrográficas

A análise petrográfica de amostras do mb CC5 revela a presença de intraclastos (representando fragmentos carbonatados litificados e redepositados), oóides, bioclásticos recristalizados (fragmentos e espículas de equinodermes, bivalves, gastrópodes e foraminíferos) e extraclastos (grãos de quartzo) (Fig. 24). O tamanho das partículas varia de fino a muito grosseiro, com um diâmetro médio estimado em lâmina delgada de 166 μm . As partículas oolíticas têm tamanho fino a médio, contendo núcleos micríticos ou siliciclásticos e estruturas micritizadas ou radiais. Os grãos de quartzo variam em tamanho, de fino a muito grosseiro, e são geralmente bem rolados. A heterogeneidade do sistema é ilustrada pelas variações laterais e verticais no volume relativo dos constituintes das rochas e nas características das partículas (Fig. 25; Barata *et al.*, 2021).

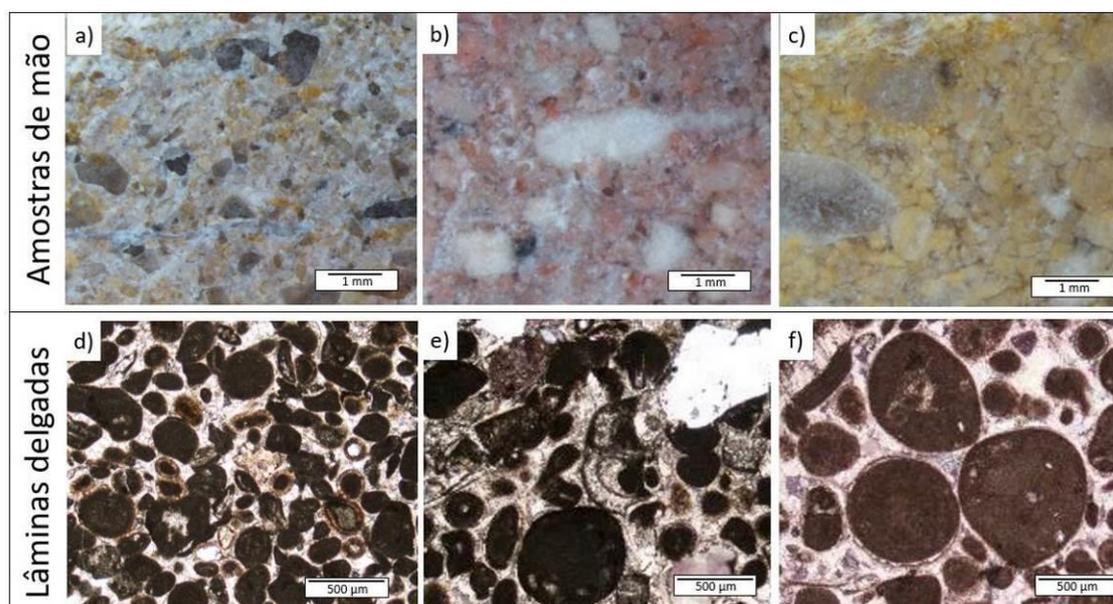


Fig. 24. Exemplos de amostras de mão e lâminas delgadas. a) Abundância de grãos de quartzo (arenito calcário, amostra D9); b) Abundância de fragmentos de crinoides (grainstone intraclástico, crinoidal com grãos de quartzo, amostra L7); c) Grainstone intraclástico, muito mal calibrado (amostra PA2); d) Grainstone intraclástico-oolítico com grãos de quartzo, bem a moderadamente calibrado (amostra PA7); e) Grainstone oo-intraclástico com grãos de quartzo, moderadamente calibrado (amostra L1); f) Grainstone oo-intraclástico com grãos de quartzo, mal a moderadamente calibrado (amostra PG2). Perfis/locais onde se colheram as amostras indicados na Fig. 25.

Modelo deposicional conceptual

A atividade tectónica e o soerguimento do bloco das Berlengas criaram zonas de declives elevados e levaram ao desenvolvimento de deltas submarinos na zona de Peniche durante o Toarciano (Wright & Wilson, 1984). Com o decrescer desta atividade tectónica (e.g., Boillot *et al.*, 1979) e do nível do mar, numa fase regressiva de 2ª ordem que termina com uma descontinuidade identificada ao nível da bacia (Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2001; Azerêdo *et al.*, 2003, 2014), terá ocorrido um decréscimo do espaço de acomodação. Diferentes processos de erosão, transporte e sedimentação de material siliciclástico e carbonatado originário no bloco das Berlengas e suas margens preenchem este restante espaço de acomodação. Assim, as condições deposicionais alteram-se, com o desenvolvimento de planos progressivamente menos inclinados durante o período de deposição das subunidades CC5b a CC5e, e sedimentação em sistemas progradantes e desenvolvimento de cunhas em zona infralitoral (Fig. 26;

Barata *et al.*, 2021 e referências aí citadas). A presença de canais, estratificação cruzada, as variações laterais de espessura das unidades (incluindo o biselamento de camadas) são indicações de ambientes deposicionais de energia moderada a alta, influenciados pela variabilidade nas condições hidrodinâmicas e correntes submarinas. A distribuição lateral de sedimentos e a calibragem de partículas serão influenciadas por este tipo de atividade (ver discussão em Barata *et al.*, 2021).

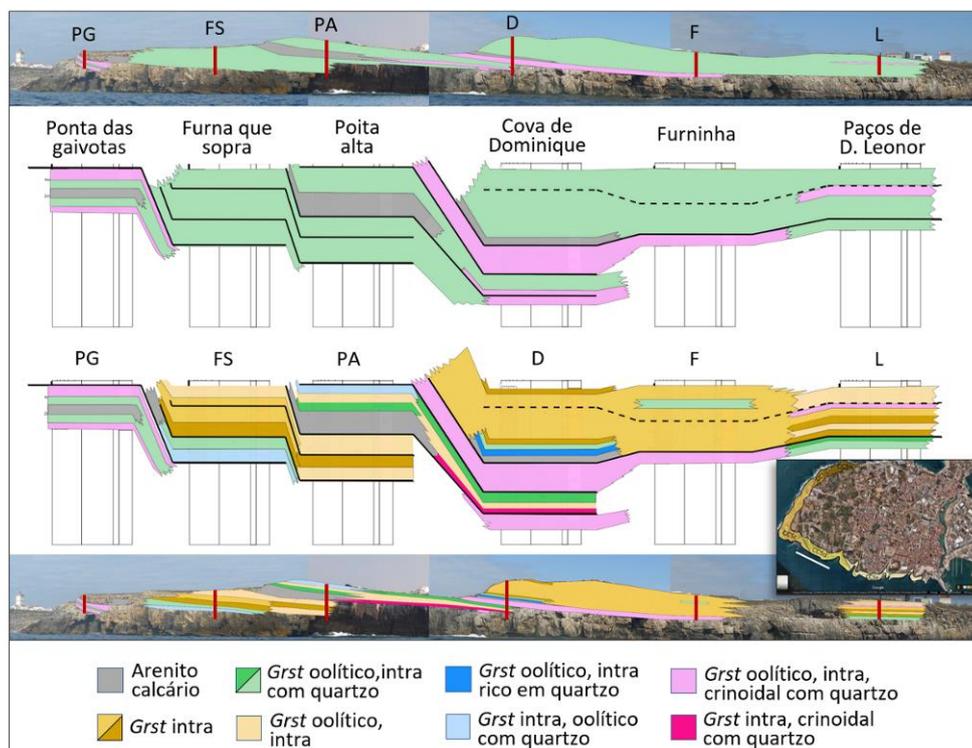


Fig. 25. Painel de correlação mostrando as fácies principais (topo) e as subfácies da subunidade CC5d expostas ao longo das arribas indicadas pela linha branca no mapa incluído (imagem de satélite de Peniche, Google Earth). Os locais das colunas litológicas estão indicados pelas barras vermelhas nas fotos das arribas (Barata *et al.*, 2021). Grst: Grainstone, intra: intraclástico.

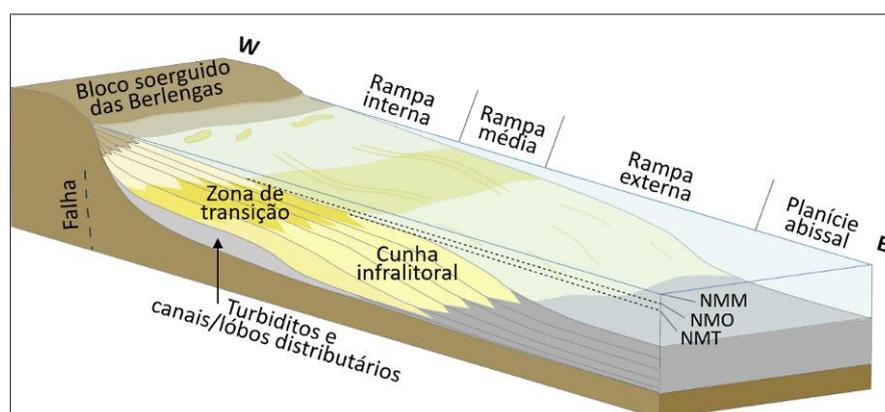


Fig. 26. Diagrama conceptual representando o sistema deposicional entre o bloco soerguido das Berlengas e a zona de Peniche (Barata *et al.*, 2021 e referências aí citadas). Castanho: bloco das Berlengas e sedimentos indiferenciados. Cinza escuro: sedimentos finos de águas profundas. Sistema deltaico submarino do Toarciano inferior a médio, com turbiditos, canais e lóbos distributários representado a cinza claro (Wright & Wilson, 1984). Preenchimento rápido do espaço de acomodação e desenvolvimento de cunhas infralitorais progradantes (amarelo) durante o Toarciano superior-Aaleniano(?). (NMM: nível médio do mar; NMO: nível médio de base da ondulação; NMT: nível médio de base da ondulação de tempestade).

Referências

- Azerêdo, A.C., Duarte, L.V. & Silva, R.L. (2014). Configuração sequencial em Ciclos (2ª ordem) de Fácies Transgressivas-Regressivas do Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Geológicas*, 101, Fascículo Especial I, 383-386.
- Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Henriques, M.H. & Manuppella, G. (2003). Da dinâmica continental no Triásico aos Mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 pp., 7 estampas.
- Baker, S. J., Hesselbo, S. P., Lenton, T. M., Duarte L. V., & Belcher C.M. (2017). Charcoal evidence that rising atmospheric oxygen terminated Early Jurassic ocean anoxia. *Nature Communications*, 8, 15018.
- Barata, J., Duarte, L.V. & Azerêdo, A.C. (2021). Facies types and depositional cyclicity of a Toarcian-Aalenian(?) carbonate-siliciclastic mixed succession (Cabo Carvoeiro Formation) in the Lusitanian Basin, Portugal. *Journal of Iberian Geology*, 47, 501-534.
- Baudin, F. (1995). Depositional Controls on Mesozoic Source Rocks in the Tethys. *In: A.-Y. Huc (ed.). Paleogeography, Paleoclimate, and Source Rock (Studies)*. The American Association of Petroleum Geologists. 191–211
- Bender, M.L., Ku, T.L., & Broecker, W.S. (1970). Accumulation rates of manganese in pelagic sediments and nodules. *Earth and Planetary Science Letters*, 8, 143-148.
- Boillot, G., Malod, J.A. & Mougénot, D. (1979). Evolution géologique de la marge ouest-ibérique. *Ciências da Terra*, 5, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 215-222.
- Cabral, M., Lord, A. R., Pinto, S., Duarte, L.V., & Azerêdo, A. C. (2020). Ostracods of the Toarcian (Jurassic) of Peniche, Portugal: taxonomy and evolution across and beyond the GSSP interval. *Bulletin of Geosciences*, 95 (3), 243-278.
- Camarate França J., Zbyszewski G. & Almeida F.M. (1960). Carta geológica de Portugal, na escala 1/50 000. Notícia Explicativa da folha 26-C (Peniche). *Serviços Geológicos de Portugal*, 33 pp.
- Coimbra, R. & Duarte, L.V. (2020). The distinctive character of lumpy limestones (Early Jurassic, Lusitanian Basin, W Portugal). *Geological Journal* 55, 1003-1022.
- Coimbra, R., Immenhauser, A., & Olóriz, F. (2009). Matrix micrite $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ reveals synsedimentary marine lithification in Upper Jurassic Ammonitico Rosso limestones (Betic Cordillera, SE Spain). *Sedimentary Geology*, 219, 332-348.
- Comas-Rengifo, M. J., Duarte, L. V., Félix, F., García Joral, F., Goy, A., & Rocha, R. B. (2015). Latest Pliensbachian-Early Toarcian brachiopod assemblages from the Peniche section (Portugal) and its correlation. *Episodes*, 38, 2-7.
- Comas-Rengifo, M.J., Duarte, L.V., Félix, F.F., Goy, A., Paredes, R. & Silva, R. L. (2016). Amaltheidae e Hildoceratidae (ammonitina) del Pliensbachiano Superior (Cronozona Spinatum) en las cuencas septentrionales de la Península Ibérica. *In: G. Meléndez, A. Núñez & M. Tomás (eds.). Actas de las XXXII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología*. Cuadernos del Museo Geominero, 20, 47-52.
- Correia, G.G., Duarte, L.V., Pereira, A., & Silva, R.L. (2012). Outcrop gamma-ray spectrometry: Applications to the Sinemurian–Pliensbachian organic-rich facies of the Lusitanian Basin (Portugal). *Journal of Iberian Geology*, 38(2), 373–388.
- Correia, V., Riding, J., Duarte, L. V., Fernandes, P. & Pereira, Z. (2017). The palynological response to the Toarcian Oceanic Anoxic Event (Early Jurassic) at Peniche, Lusitanian Basin, western Portugal. *Marine Micropaleontology*, 137, 46-63.
- Correia, V. F., Riding, J. B., Duarte, L. V., Fernandes, P. & Pereira, Z. (2018). The Early Jurassic palynostratigraphy of the Lusitanian Basin, western Portugal. *Geobios*, 51, 537-557.

- Dimuccio, L. A., Duarte, L. V. & Cunha, L. (2016). Definição litostratigráfica da sucessão calcodolomítica do Jurássico Inferior da região de Coimbra-Penela (Bacia Lusitânica, Portugal). *Comunicações Geológicas* 103 (1), 77–96.
- Dommergues, J.L. (1987). L'évolution chez les Ammonitina du Lias Moyen (Carixien, Domérien basal) en Europe occidentale. *Documents Laboratoire Géologie de Lyon*, 98, 1-297.
- Dommergues, J.L., Elmi, S., Mouterde, R. & Rocha, R.B. (1981). Calcaire grumeleux du Carixien portugais. *In: A Farinacci & S. Elmi (eds). Rosso Ammonitico Symp. Proceedings*, Edizioni Tecnoscienza, Roma, 199-206.
- Duarte, L. V. (1997). Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 83, 65-94.
- Duarte, L.V. (2004). The geological heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: selected sites, inventory and main scientific arguments. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110 (1), 381–388.
- Duarte, L.V. (2007). Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *In: R.B. Rocha (ed.). The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian GSSP*. International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, 17–23.
- Duarte, L. V., Comas-Rengifo, M. J., Hesselbo, S., Mattioli, E., Suan, G. *et al.* (2018). The Toarcian Oceanic Anoxic Event at Peniche. An exercise in integrated stratigraphy -Stop 1.3. *In: L. V. Duarte, & R. L. Silva (eds.). II International Workshop on the Toarcian Oceanic Anoxic Event: Field Trip Guidebook: IGCP-655 - The Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Western Iberian Margin and its context within the Lower Jurassic evolution in the Lusitanian Basin*, Coimbra. University of Coimbra, 33-54.
- Duarte, L.V., Krauter, M. & Soares, A.F. (2001). Bioconstructions à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal): stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Paris, 172, 637-646.
- Duarte, L. V., Oliveira, L. C., & Rodrigues, R. (2007). Carbon isotopes as a sequence stratigraphic tool: examples from the Lower and Middle Toarcian marly limestones of Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, 118(1), 3-17.
- Duarte, L. V., Perilli, N., Dino, R., Rodrigues, R., & Paredes, R. (2004). Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): sequence stratigraphy, calcareous nannofossils and stable-isotope evolution. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110(1), 115-127.
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Azerêdo, A.C., Comas-Rengifo, M.J. & Mendonça Filho, J.G. (2022). Shallow-water carbonates of the Coimbra Formation, Lusitanian Basin (Portugal): contributions to the integrated stratigraphic analysis of the Sinemurian sedimentary successions in the western Iberian Margin. *Comptes Rendus de Géoscience*, 354(S3), 1-18.
- Duarte, L. V, Silva, R. L., Félix, F. F., Comas-Rengifo, M. J., Rocha, R. B. *et al.* (2017). The Jurassic of the Peniche Peninsula (Portugal): scientific, educational and science popularization relevance. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 30(1), 55-70.
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Oliveira, L.C.V., Comas-Rengifo, M.J. & Silva, F. (2010). Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian basin, Portugal: Total organic carbon distribution and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geologica Acta*, 8(3), 325–340.
- Duarte, L.V. & Soares, A.F. (2002). Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 89, 135-154.
- Elmi, S. (2006). Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). *Volumina Jurassica*, 4, 5–16.
- Elmi, S., Rocha, R.B. & Mouterde, R. (1988). Sédimentation pélagique et encroûtements cryptalgaires: les calcaires grumeleux du Carixien portugais. *Ciências Terra*, 9, 69-90.

- Fantasia, A., Adatte, T., Spangenberg, J. E., Font, E., Duarte, L. V., & Föllmi, K. B. (2019). Global versus local processes during the Pliensbachian-Toarcian transition at the Peniche GSSP, Portugal: A multi-proxy record. *Earth-Science Reviews*, 198, 102932.
- Fernández-López, S., Duarte, L.V. & Henriques, M.H.P. (2000). Ammonites from lumpy limestones in the Lower Pliensbachian of Portugal: taphonomic analysis and palaeoenvironmental implications. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 13(1), 3-15.
- Ferreira, J., Mattioli, E., Sucherás-Marx, B., Giraud, F., Duarte, L. V. *et al.* (2019). Western Tethys Early and Middle Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 197, 102908.
- Ferreira, R., Mendonça Filho, J.G., Duarte, L.V., Silva, R.L. & Mendonça, J.O. (2010). Hydrocarbon generation potential of the Pliensbachian organic-rich series of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal): An organopetrographic and thermal maturation assessment integrated analysis. *In: R. Pena dos Reis & N. Pimentel (eds.). II Central & North Atlantic Conjugate Margins Conference. Extended Abstracts, Volume III, Lisbon, 116–120.*
- Fleet, A.J., Clayton, C.J., Jenkyns, H.C. & Parkinson, D.N. (1987). Liassic source rock deposition in western Europe. *In: T. Brooks & K. Glennie (eds.). Petroleum Geology of North West Europe. Graham & Trotman, 59–70.*
- Flügel, E. (2009). *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application.* Springer-Verlag, Berlin, 1- 984.
- Font, E., Duarte, L.V., Dekkers, M.J., Remazeilles, C., Egli, R. *et al.* (2022). Rapid light carbon releases and increased aridity linked to Karoo–Ferrar magmatism during the early Toarcian oceanic anoxic event. *Scientific Reports*, 2022, 12(1), 4342.
- Hesselbo, S. P., Jenkyns, H. C., Duarte, L. V., & Oliveira, L. V. (2007). Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3-4), 455-470.
- Jenkyns, H.C. (1974). Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: A diagenetic model. *In: K.J. Hsü & H. C. Jenkyns (eds.). Pelagic sediments: on Land and under the Sea, vol 1. International Association of Sedimentologists, Special Publication; 249-271.*
- Jenkyns, H. C. (1988). The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288, 101-151.
- Jourdan, F., Féraud, G., Bertrand, H., Watkeys, M. K., & Renne, P. R. (2007). Distinct brief major events in the Karoo large igneous province clarified by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages on the Lesotho basalts. *Lithos*, 98(1-4), 195-209.
- Kullberg, J. C., Olóriz, F., Marques, B., Caetano, P., & Rocha, R. B. (2001). Flat pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). *Sedimentary Geology*, 139(1), 49-70.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Soares, A.F., Rey, J., Terrinha, P. *et al.* (2013). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. *In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, & Kullberg, J.C. (eds.). Geologia de Portugal no contexto da Ibéria. Vol. II - Geologia Meso-cenozóica de Portugal. Livraria Escolar Editora 195-347.*
- Little, C.T., & Benton, M.J. (1995). Early Jurassic mass extinction: a global long-term event. *Geology*, 23, 495-498.
- LNEG-LGM (2010). Carta Geológica de Portugal à escala 1:1000000, edição 2010. Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Lisbon, Portugal.
- Mattioli, E., Pittet, B., Petitpierre, L. & Mailliot, S. (2009). Dramatic decrease of pelagic carbonate production by nanoplankton across the Early Toarcian anoxic (T-OAE). *Global and Planetary Change*, 65, 134–145.
- Mattioli, E., Pittet, B., Suan, G., & Mailliot, S. (2008). Calcareous nanoplankton changes across the early Toarcian oceanic anoxic event in the western Tethys. *Paleoceanography*, 23(3), PA3208.

- McArthur, J., Page, K., Duarte, L. V., Thirlwall, M. F., Li, Q. *et al.* (2020). Sr-isotope stratigraphy ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of the lowermost Toarcian of Peniche, Portugal, and its relation to ammonite zonations. *Newletters on Stratigraphy*, 53(3), 297-312.
- Mouterde, R. (1955). Le Lias de Peniche. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 36, 5-33.
- Mouterde, R., Dommergues, J.L., Meister, C. & Rocha, R.B. (2007). Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. III a) Domérien (Ammonites). *Ciências Terra* 16, 67–111.
- Müller, T., Jurikova, H., Gutjahr, M., Tomašových, A., Schlögl, J. *et al.* (2020). Ocean acidification during the early Toarcian extinction event: Evidence from boron isotopes in brachiopods. *Geology*, 48 (12), 1184–1188.
- Neto de Carvalho, C. & Rodrigues, N.P.C. (2007). Compound Asterosoma ludwigae Asterosoma ludwigae Schlirf, 2000 from the Jurassic Schlirf, 2000 from the Jurassic of the Lusitanian Basin (Portugal): conditional strategies in the behaviour of Crustacea. *Journal of Iberian Geology* 33 (2), 295-310.
- Oliveira L. C. V., Rodrigues R., Duarte L. V. & Lemos V. (2006). Avaliação do potencial gerador de petróleo e interpretação paleoambiental com base em biomarcadores e isótopos estáveis do carbono da seção Pliensbaquiano-Toarciano inferior (Jurássico inferior) da região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Boletim Geociências Petrobras*, 14 (2), 207-234.
- Oliveira, L.C., Duarte, L.V., Silva, R.L. & Rodrigues, R., (2009). Belemnite $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ record of the Lusitanian Basin Pliensbachian carbonate series (Portugal). *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 73 (13S), A969.
- Paredes, R., Comas-Rengifo, M.J. & Duarte, L.V. (2013a). Moluscos bivalves da Formação de Água de Madeiros (Sinemuriano Superior) da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Geológicas* 100, Especial I, 21-27.
- Paredes, R., Comas-Rengifo, M.J., Duarte, L.V. & Goy, A. (2013b). Braquiópodes do Sinemuriano superior da região de S. Pedro de Moel e de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 100, Especial I, 29 - 35.
- Phelps, M. (1985). A refined ammonite biostratigraphy for the Middle and Upper Carixian (Ibex and Davoei zones, Lower Jurassic) in North-West Europe and stratigraphical details of the Carixian-Domerian boundary. *Geobios* 18, 321-362.
- Pittet, B., Suan, G., Lenoir, F., Duarte, L. V. & Mattioli, E. (2014). Carbon isotope evidence for sedimentary discontinuities in the lower Toarcian of the Lusitanian Basin (Portugal): sea-level change at the onset of the Oceanic Anoxic Event. *Sedimentary Geology*, 303(1), 1-14.
- Poças Ribeiro, N., Mendonça Filho, J.G., Duarte, L.V., Silva, R.L., Mendonça, J.O. & Silva, T.F. (2013). Palynofacies and Organic Geochemistry of the Sinemurian carbonate deposits in the western Lusitanian Basin (Portugal): Coimbra and Água de Madeiros formations. *International Journal of Coal Geology*, 111, 37-52.
- Posilović, H., Fio Firi, K., Sremac, J., Tešović, B.C. & Brajković, M. (2016). Authigenic siliceous-carbonate concretions in Cenomanian-Turonian carbonates of southern Croatia; geochemical and biotic record. *Facies*, 62, 28.
- Rasmussen, E.S., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejbael, O.V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300, 199-225.
- Reolid, M., Mattioli, E., Duarte, L. V., & Marok, A. (2020). The Toarcian Oceanic Anoxic Event and the Jenkyns Event (IGCP-655 final report). *Episodes*, 43(2), 833-844.101
- Rita, P., Reolid, M., & Duarte, L.V. (2016). Benthic foraminiferal assemblages record major environmental perturbations during the Late Pliensbachian-Early Toarcian interval in the Peniche GSSP, Portugal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 454, 267-281.
- Rita, P., Weis, R., Duarte, L.V. & De Baets, K. (2021). Taxonomical diversity and palaeobiogeographical affinity of belemnites from the Pliensbachian–Toarcian GSSP (Lusitanian Basin, Portugal). *Papers in Paleontology*, 7(3), 1321-1349.

- Rocha, R. B., Mattioli, E., Duarte, L. V., Pittet, B., Elmi, S. *et al.* (2016). Base of the Toarcian Stage of the Lower Jurassic defined by the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) at the Peniche Section (Portugal). *Episodes*, 39, 460-481.
- Rodrigues, B., Duarte, L. V., Silva, R. L., & Mendonça Filho, J. G. (2020). Sedimentary organic matter and early Toarcian environmental changes in the Lusitanian Basin (Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 554, 109781.
- Silva, R.L. (2013). Séries carbonatadas ricas em matéria orgânica do Jurássico da Bacia Lusitânica (Portugal): Sedimentologia, Geoquímica e interpretação paleoambiental. PhD thesis Univ. Coimbra (unpublished), 224 pp.
- Silva, R.L. & Duarte, L.V. (2015). Organic matter production and preservation in the Lusitanian Basin (Portugal) and Pliensbachian climatic hot snaps. *Global and Planetary Change* 131, 24-34.
- Silva, R.L., Duarte, L.V., & Comas-Rengifo, M.J. (2015). Facies and Carbon Isotope Chemostratigraphy of Lower Jurassic Carbonate Deposits, Lusitanian Basin (Portugal). *In: Mu. Ramkumar (ed.). Chemostratigraphy. Concepts, Techniques, and Applications*, Elsevier, 341–371.
- Silva, R.L., Duarte, L.V., Comas-Rengifo, M.J., Mendonça Filho, J.G. & Azerêdo, A.C. (2011). Update of the carbon and oxygen isotopic records of the Early-Late Pliensbachian (Early Jurassic, ~187Ma): Insights from the organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal). *Chemical Geology*, 283(3–4), 177–184.
- Silva, R.L., Duarte, L.V., Wach, G.D., Ruhl, M., Sadki, D. *et al.* (2021). An Early Jurassic (Sinemurian–Toarcian) stratigraphic framework for the occurrence of Organic Matter Preservation Intervals (OMPIs). *Earth-Science Reviews*, 221, 103780.
- Silva, R.L., Mendonça Filho, J.G., da Silva, F.S., Duarte, L.V., Silva, T.F. *et al.* (2012). Can biogeochemistry aid in the palaeoenvironmental/early diagenesis reconstruction of the ~187 Ma (Pliensbachian) organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal)? *Bulletin of Geosciences*, 87(2), 373–382.
- Soares, A.F., Kullberg, J.C., Marques, J.F., da Rocha, R.B. & Callapez, P.M. (2012). Tectonosedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). *Bulletin de la Société géologique de France*. 183 (3), 203–216.
- Soares, A.F., Rocha, R.B., Elmi, S., Henriques, M.H., Mouterde, R.,... Kullberg, J.C. (1993). Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C. R. Acad. Sc. Paris* 317, sér. II, 1659-1666.
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Lécuyer, C., Suchéras-Marx, B. *et al.* (2010). Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 448–458.
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Mailliot, B. & Lécuyer, C. (2008a). Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event from the Lusitanian Basin, Portugal. *Paleoceanography*, 23, PA1201.
- Suan, G., Pittet, B., Bour, I., Mattioli, E., Duarte, L.V. & Mailliot, S. (2008b). Duration of the Early Toarcian carbon isotope excursion deduced from spectral analysis: consequence for its possible causes. *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 666–679.
- Vilas-Boas, M., Pereira, Z., Cirilli, S., Duarte, L. V. & Fernandes, P. (2021). New data on the palynology of the Triassic–Jurassic boundary of the Silves Group, Lusitanian Basin, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 290, 104426.
- Wilson, R.C.L., Hiscott, R.N., Willis, M.G. & Gradstein, F.M. (1989). The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History. *In: A. J. Tankard & H. Balkwill(eds.). Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. AAPG Memoir, 46, 341-361.
- Wright, V.P. & Wilson, R.C.L. (1984). A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 394–412.

Zatoń, M., Machocka, S., Wilson, M.A., Marynowski, L. & Taylor, P.D. (2011). Origin and paleoecology of Middle Jurassic hiatus concretions from Poland. *Facies*, 57, 275-300.

Estratigrafia e Paleontologia do Cretácico do Baixo Mondego: revisitando contextos científicos e educativos

Organizadores: P.M. Callapez *(1,2,3), J. Audije-Gil (2), F. Barroso-Barcenilla (1,2,4), M. Berrocal-Casero (1,2,4), S. Ozkaya de Juanas (1,2), F.C. Lopes (1,3), R. Pimentel (1,2), V.F. Santos (2,5) e M. Segura (2)

- (1) CITEUC, Centro de Investigação da Terra e do Espaço da Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal.
- (2) Grupo de Investigación Paleolbérica, Departamento de Geología y Geografía, Universidad de Alcalá, 28805 Alcalá de Henares, España.
- (3) Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3030-790 Coimbra, Portugal.
- (4) Grupo de Investigación Procesos Bióticos Mesozoicos, Departamento de Geodinámica, Estratigrafía y Paleontología, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España.
- (5) Departamento de Geologia (Instituto D. Luís), Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal.

*Autor correspondente: callapez@dct.uc.pt

1. Introdução

A realização do XI Congresso Nacional de Geologia no Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra – decorridos 32 anos sobre a 3ª edição deste importante evento no então Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra (FCTUC) – constitui, também, uma excelente oportunidade para um *convite ao campo*, ao encontro da observação da geologia regional sob o olhar arguto do geólogo – *le coup d’œil*, como diria Paul Léon Choffat (1849-1919) – focando, entre outros, aspetos tão diversos como os da Estratigrafia e Paleontologia, da Geomorfologia e da Tectónica, dos Recursos Geológicos e do Património Geológico e Geomineiro. Neste encontro com as *Épocas da Natureza*, no pensar de Georges-Louis Leclerc, conde de Buffon (1707-1788), ou ainda com a *Geognosia* emanada das lições de Domingos Vandelli (1735-1816), nos primórdios do Gabinete de História Natural da Universidade de Coimbra (v. Portugal Ferreira, 1998), parafraseie-se Roland de Cande (1923-2013), no seu *Convite à música*. E deixemo-nos levar pelos sentidos, escutando, aqui e ali, o sussurro das fragas em acordes tangidos pela nortada e os queixumes das rochas percutidas pelo tinir do martelo, mas também os murmúrios das paisagens do entardecer, quando os jogos de sombras se apossam, pouco a pouco, dos afloramentos, e prenunciam os acordes harmoniosos do *Sonho de uma noite de verão*.

O *campo* faz o geólogo e o geólogo faz o *campo*. Este consubstancia nos retalhos da geosfera que salpicam o território, as suas aprendizagens e os seus saberes, transpondo, a partir do fixismo teórico das sebentas, a interpretação criativa das realidades perceptíveis das paisagens e dos minerais, das rochas, dos fósseis e das estruturas que as adornam, a diferentes escalas, como máscaras que amalgamam o rosto envelhecido da *Gaia*. Mas também existe um retorno, razão de ser para quem trata o *campo* por tu e a ele dedica as suas vivências como geólogo. Como, por certo, per fez António Ferreira Soares (n. 1935) perante a Geologia da região do Baixo Mondego: o *campo*, as suas rochas e os seus afloramentos, que antes eram o produto disforme de uma história geológica desconhecida, ganhou com ele novo alento, mercê de arranjos estratigráficos que conduziram a um ordenamento lógico, ao exercício da correlação e estabelecimento de cronologias, por entre sucessões e simultaneidades de acontecimentos, e ao reconhecimento de realidades paleontológicas e paleogeográficas que conduziram ao conhecimento da evolução do território e das singularidades do

espaço que o salpicam. A ele se dedica este tentâmen de excursão, qual incursão titubeante nos seus estudos de seis décadas, através de aprendizagens que com ele ensaiámos.

Assim sendo, as páginas que se seguem e as leituras que estas propiciam, têm por fim documentar uma visita profícua, ainda que fugaz, a alguns dos principais afloramentos do Cretácico da região do Baixo Mondego, dispersos no seio da extensa mancha sedimentar da Beira Litoral que acompanha o grande vale fluvial do rio Mondego e seus afluentes (Fig. 1), dentro do Subdomínio Setentrional da Orla Mesocenoica Ocidental (Rocha & Soares, 1994). Numa perspetiva histórica (v. Callapez & Soares, 2001), foi este território primeiro visitado por Daniel Sharpe (1806-1856), que aqui descreveu alguns dos traços gerais da sua estratigrafia (Sharpe, 1849c) e dos primeiros fósseis portugueses a nascerem para a Ciência, incluindo os géneros *Tylostoma* e *Nerinea*, e algumas das suas espécies (Sharpe, 1849a, 1849b; Callapez & Soares, 1991).



Fig. 1. Panorâmica bucólica dos campos do grande vale fluvial do Baixo Mondego, a jusante de Montemor-o-Velho, vendo-se ao fundo os relevos calcários do Cenomaniano-Turoniano, onde a planura de arrozais estreita consideravelmente, entre Lares e o Moinho do Almocharife, na “Garganta de Lares” (e.g., Almeida et al., 1990).

O mesmo quadro estratigráfico e os fósseis a ele associados, viriam a ser profusamente detalhados décadas mais tarde, pelo saber incontornável de Paul Choffat (1897a, 1897b, 1897c, 1898, 1900, 1901-1902), através de monografias dedicadas ao Cenomaniano-Turoniano e Senoniano, destacando-se o importante trabalho sobre as faunas de amonoides e sua biostratigrafia (1898). Seria, sobretudo a partir dos anos de 1950 (Moura, 1958), que as temáticas relativas ao Cretácico da região do Baixo Mondego viriam a ser retomadas pela *escola de Coimbra*, culminado na tese doutoral de António Ferreira Soares (1966) e trabalhos subsequentes (e.g., Soares, 1968a, 1968b, 1968c, 1972, 1980; Soares & Marques, 1973; Soares *et al.*, 1982, 2007), em que o levantamento cartográfico de Choffat (1927) foi atualizado à escala 1:25 000, as unidades litostratigráficas definidas e aplicadas

metodologias decorrentes da análise sequencial aos principais perfis estratigráficos. Em paralelo, o Cretácico de entre a Figueira da Foz e Coimbra foi revisitado por autores franceses que deixaram a sua marca em Portugal, com destaque para Pierre-Yves Berthou (1939-1994) e Jacques Lauerjat (1940-2014) (*e.g.*, Berthou & Lauerjat, 1975; Berthou *et al.*, 1975, 1979, 1985; Lauerjat, 1982). Não obstante algumas atualizações mais tardias, motivadas por adaptações à evolução do quadro biostratigráfico internacional (*e.g.*, Callapez, 1998, 2004, 2008a; Callapez & Soares, 2001; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011) e de abordagens paleoecológicas (*e.g.*, Callapez, 1992, 1998, 2008b), o conhecimento que hoje se detém sobre o Cretácico da região do Baixo Mondego assenta no pioneirismo destes atores e nos seus fundamentos resilientes a atitudes minimalistas com que se regem alguns investigadores, um tanto agnósticos quanto à importância histórica da construção epistemológica do conhecimento em Geologia.

2. Contexto geológico

O Sistema Cretácico (ca. 145-66 Ma) destaca-se como uma das subdivisões estratigráficas com maior representatividade no registo geológico de Portugal continental. No seu conjunto, as unidades litostratigráficas que o caracterizam, atingem expressões cartográficas significativas em algumas das regiões do país ligadas às bordaduras mesocenoicas, mais concretamente na Estremadura, Beira Litoral (incluindo o Baixo Mondego) e Algarve. São, também, notórias a multiplicidade das fácies com que se articulam, bem como a grande abundância e diversidade dos fósseis que contêm. Com efeito, com exceção da vertente paleobotânica, particularmente bem representada em formações gresosas com intercalações lutíticas, através de jazidas que têm vindo a revelar dados expressivos sobre novas espécies de coníferas e para o conhecimento das primeiras angiospérmicas (*e.g.*, Friis *et al.*, 2018, 2022; Mendes & Kvaček, 2022; Kvaček & Mendes, 2023; Mendes *et al.*, 2023), os restantes grupos taxonómicos, repartidos por microfósseis, invertebrados, vertebrados e icnofósseis, estão presentes, quase invariavelmente, em litofácies de composição carbonatada ou mista, cujas características expressam a predominância de contextos marinhos ou de transição. Nestes contextos favoráveis à fossilização, o seu significado paleogeográfico ligou-se, em geral, à evolução tectonossedimentar de plataformas carbonatadas e sua interdigitação com corpos siliciclásticos, de origem aluvial, em cuja interface se desenvolveram vastos domínios de planície litoral e lagunares (*e.g.*, Ribeiro *et al.*, 1979; Lauerjat, 1982; Berthou, 1984d; Callapez, 1992, 1998, 2008; Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995; Dinis, 2001; Rey *et al.*, 2006).

Ao tempo do Cretácico Inferior, estes registos coadunaram-se com a derradeira das fases de *rifting* da Bacia Lusitânica (*e.g.*, Wilson, 1979, 1988; Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Soares *et al.*, 1993; Pinheiro *et al.*, 1996; Kullberg *et al.*, 2013), os quais afetaram as margens continental oeste da Ibéria, encontrando maior expressão no atual *onshore* da Orla Mesocenoica Ocidental Portuguesa, sobretudo nas regiões de entre os paralelos de Torres Vedras e do Cabo Espichel (Wilson, 1988; Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995; Rey *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2008). A partir do Aptiano superior, considerando-se o registo sedimentar posterior à descontinuidade intra-aptiana (Dinis, 2001; Dinis *et al.*, 2002), a reorganização tectonossedimentar de setores da microplaca ibérica, acompanhada por soerguimentos e pelo rejuvenescimento considerável de relevos no interior do Maciço Varisco, terá resultado na deposição de uma sucessão aluvial a marinha pós-rifte, bastante espessa, na Estremadura, Beira Litoral e no atual *offshore*, com a qual se iniciou a colmatação do enchimento sin-rifte do Triásico, Jurássico e Neocomiano da Bacia Lusitânica, num processo que se terá prolongado

até meados do Cretácico terminal e do Paleocénico (e.g., Ribeiro *et al.*, 1979; Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995; Callapez, 2008a; Martín-Chivelet *et al.*, 2019).

A região do Baixo Mondego (Fig. 2) e o seu enchimento cretácico inserem-se, naturalmente, neste quadro evolutivo de transição para uma margem passiva. É aqui, por excelência, nos domínios que

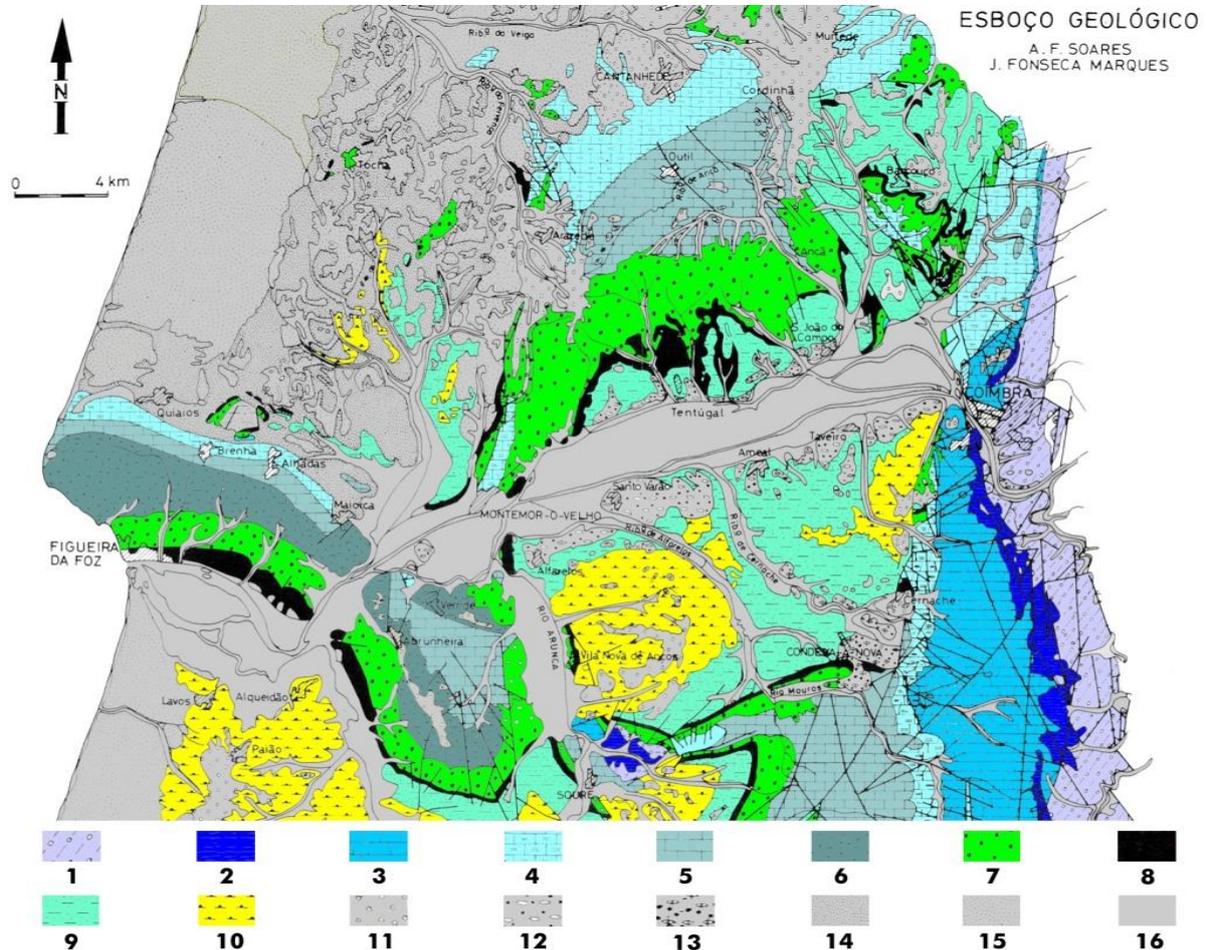


Fig. 2. Esboço geológico da região do Baixo Mondego (adaptado de Soares & Marques, in Almeida *et al.*, 1990; v. Callapez *et al.*, 2017a). Idade, principais unidades e litologias presentes. 1. Triásico (“Grés de Silves”: conglomerados, arenitos e lutitos vermelhos). 2. Jurássico Inferior (Hetangiano. Formação de Pereiros: calcários e margas dolomíticas, gresosas). 3. Jurássico Inferior (Sinemuriano. Formação de Coimbra: dolomias e calcários dolomíticos). 4. Jurássico Inferior a Médio (Pliensbaquiano a Aaleniano: calcários, calcários margosos e margas). 5. Jurássico Médio (Aaleniano a Caloviano: calcários, calcários margosos e margas). 6. Jurássico Superior (Oxfordiano a Titoniano: calcários, calcários margosos e margas, passando a conglomerados, arenitos e lutitos). 7. Cretácico Inferior a Superior (Aptiano a Cenomaniano. Formação de Figueira da Foz: conglomerados, arenitos e lutitos). 8. Cretácico Superior (Cenomaniano-Turoniano. Formação de Costa d’Arnes: calcários, calcários margosos e margas). 9. Cretácico Superior (Turoniano a Maestrichtiano: arenitos e conglomerados, passando a lutitos vermelhos). 10. Cenozoico (Paleogénico e Miocénico). Formação de Bom Sucesso: arenitos e conglomerados). 11. Cenozoico (Pliocénico. conglomerados e arenitos). 12. Plistocénico (depósitos de terraço fluvial). 13. Plistocénico e Holocénico (tufo calcários). 14. Plistocénico (areias de cobertura, marinhas e eólicas). 15. Holocénico (areias de duna e de praia). 16. Holocénico (depósitos aluvionares: conglomerados, areias, argilas).

bordejam o curso inferior e a bacia de drenagem deste grande rio – a *Munda* dos romanos – que transita do *hinterland* montanhoso beirão, franqueando as suas *livrarias* e serpenteando preguiçosamente até ao abraço com o oceano (Cunha *et al.*, 2020), que registos geológicos

mesozoicos traduzem admiravelmente a essência dos episódios de *rifiting* e de detumescência térmica do Triássico e Jurássico, que franquearam às águas titubeantes do paleo-Atlântico, o espaço do subdomínio setentrional da Bacia Lusitaniana (Rocha & Soares, 1984), para depois se acomodarem sobre os seus registos marinhos, já do Aptiano em diante, espessos mantos detríticos, aluviais, intercalados por fácies calcárias e margosas, ricas de fósseis, da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa (e.g., Soares & Reis, 1980; Callapez, 2008a).

Limitada, a ocidente, pelas terras baixas do litoral oceânico e a serra da Boa Viagem, e a leste pelo espaço de Coimbra (Almeida *et al.*, 1990), a região do Baixo Mondego ocupa uma posição de charneira entre o bordo poente do Maciço Varisco da Ibéria e as unidades mais antigas, deformadas, do Pré-Câmbrico e Paleozoico, e a bordadura sedimentar mesocenozoica do Portugal Central, no sentido que lhe foi imposto, em 1949, por Fernandes Martins (1916-1982). Neste quadro, a tipicidade da geologia de Coimbra e do seu espaço periférico, advém do comungar de três das grandes zonas morfoestruturais ibéricas de Lotze (1945), a saber: a *zona Centro Ibérica*, a *zona de Ossa Morena* e a *Orla Mesocenozoica Ocidental de Portugal* (e.g., Ribeiro *et al.*, 1979), das quais a segunda delimita o universo sedimentar ligado ao ciclo atlântico, através de uma faixa soerguida de filitos fortemente deformados do “Pré-Câmbrico de Série Negra” (e.g., Soares *et al.*, 2007), que, a leste de *Aeminium*, forma a bordadura metamórfica do “Maciço Marginal de Coimbra” (Daveau, 1985-1986).

Quanto à sucessão sedimentar representativa do Cretácico da região do Baixo Mondego (Fig. 3), esta é composta por uma articulação de corpos líticos de composição fundamentalmente siliciclástica, da qual constitui exceção o corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano, representativo do setor norte da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa (e.g., Soares, 1966, 1972, 1980; Soares & Reis, 1984; Callapez, 1992, 1998, 1999a, 1999b, 2008a). Esta sucessão apresenta, na sua base, uma espessa série detrítica, grosseira (Formação de Figueira da Foz, Dinis, 2001; = “Grés Grosseiro Inferior”, Soares, 1966; = “Arenitos de Carrascal”, Rocha *et al.*, 1981), discordante sobre um substrato jurássico de idade variável, em que as fácies greso-conglomeráticas, em geral subarcóicas, com intercalações lutíticas avermelhadas, se interpretam como resultado de processos deposicionais ligados à progradação de sistemas fluviais entrancados (e.g., Soares, 1966; Cunha, 1992; Soares *et al.*, 1995; Dinis, 2001) que transitam, a ocidente, para contextos fluvio-deltaicos e de planície intermareal.

A sua transição para a plataforma carbonatada cenomaniana (Formação de Costa d’Arnes, Rocha *et al.*, 1981; = “Formação carbonatada”, Soares, 1966, 1972, 1980; equiv. Formação de Tentúgal, Barbosa *et al.*, 1988; equiv. [pars] Formação de Trouxemil, Soares *et al.*, 1985) é estabelecida no membro superior desta unidade, ainda de grés grosseiro, mas com coprólitos e estruturas sedimentares que evidenciam a proximidade do meio marinho (“membro C”, Soares, 1966). À instalação gradual do corpo carbonatado corresponde uma superfície transgressiva reconhecida em todos os setores da região do Baixo Mondego, em que a introdução de fácies mistas e fauna marinha lagunar e intermareal, se terá iniciado ainda em finais do Cenomaniano inferior, mais a ocidente, na Figueira da Foz, para atingir o Cenomaniano médio em domínios mais internos, posicionados a leste de Montemor-o-Velho, ou mesmo o início do Cenomaniano superior, nos afloramentos mais vizinhos de Coimbra (e.g., Soares, 1966, 1980; Callapez, 1992, 1998). O desenvolvimento da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa, entre o Cenomaniano e o final do Turoniano inferior é, sobretudo, consequência, das fases de forte subida eustática que então se verificaram no domínio oceânico e que conduziram, também, à gênese da vizinha plataforma carbonatada da Bacia Ibérica,

em Espanha, cuja articulação sequencial e biozonas de amonoides permitem uma correlação detalhada com os afloramentos da região do Baixo Mondego (*e.g.*, Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011, 2013; Segura *et al.*, 2014). Não obstante, é reconhecível importante descontinuidade, à escala regional, no seio do corpo carbonatado, acompanhada por carsificação local, à qual corresponde lacuna que abrange o início do Turoniano inferior, contemporânea da emersão dos setores da plataforma situados a sul da Nazaré (*v.* Callapez, 1998, 2008a, 2008b).

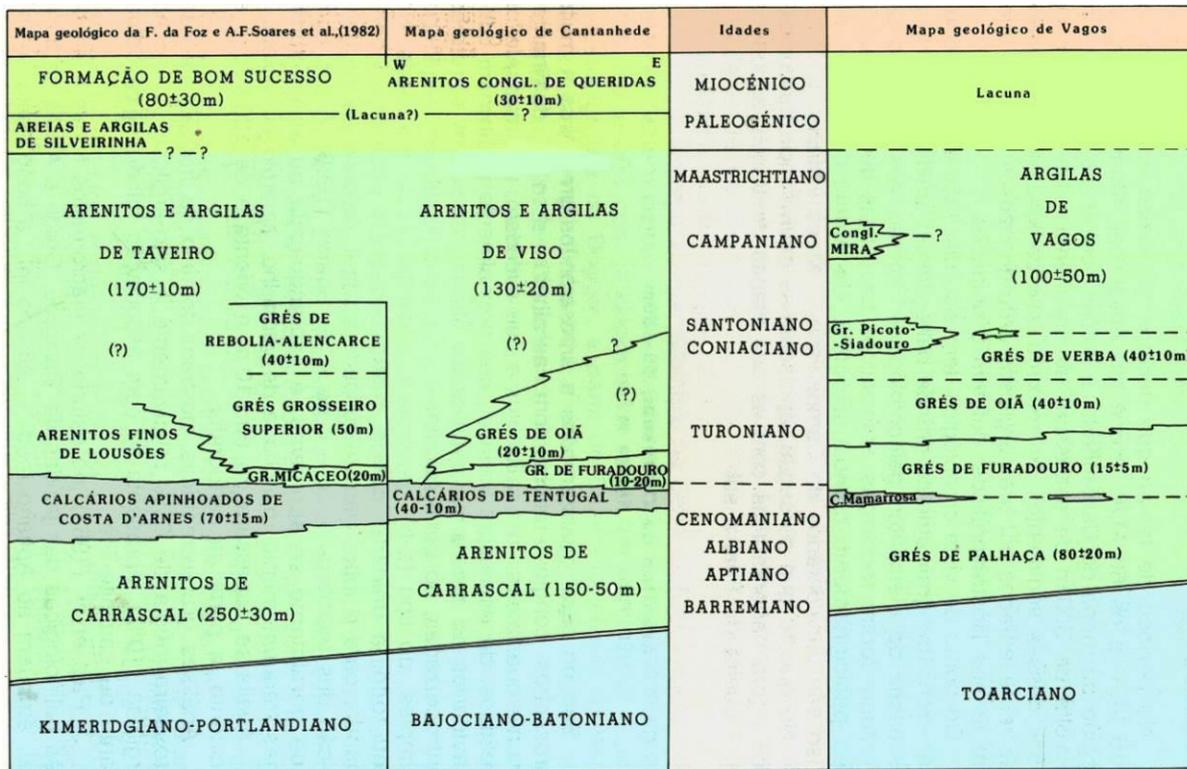


Fig. 3. Quadro estratigráfico sintético compreendendo as unidades cretácicas da região do Baixo Mondego abordadas na presente excursão e sua equivalência com as da região de Vagos (modificado de Barbosa *et al.*, 1988).

A partir do topo do Turoniano inferior, inverte-se o ciclo sedimentar que culminou com a referida plataforma carbonatada da Tétis e a articulação de fácies e consequente organização sedimentar da sucessão cretácica do Baixo Mondego, tornam-se marcadamente regressivas. Esta etapa inicia-se através da progradação de uma planície aluvial com sedimentação micácea e incisão fluvial (Formação de Furadouro), passando a espessos corpos siliciclásticos grosseiros, macroscopicamente semelhantes aos da Formação de Figueira da Foz (Formação de Oiã), (*e.g.*, Barbosa, 1981; Barbosa *et al.*, 1988). Esta evolução regressiva parece contrariar a tendência eustática generalizada, podendo encontrar razões no diastrofismo da margem continental oeste da Ibéria (*e.g.*, Martín-Chivelet *et al.*, 2019).

No culminar do enchimento senoniano da região do Baixo Mondego, verifica-se a ocorrência de uma importante rotura intracretácica, que, na falta de marcadores biostratigráficos que permitam um modelo mais detalhado temporalmente, terá tido lugar na transição Santoniano-Campaniano, ou já em inícios do Campaniano inferior, com reativação da drenagem fluvial para noroeste, a partir do bordo flexurado do eixo da Nazaré-Leiria- Pombal (*e.g.*, Cunha, 1992). Esta reorganização da paleogeografia e das associações de fácies continentais que a traduzem, faz-se no sentido do polo

carbonatado da Formação de Costa d’Arnes (Rocha *et al.*, 1981), foram outrora intensamente exploradas para a extração de pedra para construção e fabrico de cal, já existindo ao tempo em que Daniel Sharpe, na década de 1840, visitou a Figueira da Foz e o Cabo Mondego, recolhendo e descrevendo fósseis, cujos tipos hoje se encontram no Museu de História Natural de Londres. Destas explorações, a pedreira de Salmanha e uma outra antiga exploração de calcários, menos extensa, mas aberta na sua proximidade, em Casal dos Touros (Fig. 6), serviram para a extração de blocos junto à entrada leste da cidade, para a construção dos molhes portuários, nos anos 70 e 80 do século passado. No seu conjunto, as suas frentes verticais propiciam uma exposição contínua dos níveis carbonatados e margosos do Cenomaniano superior, e constituem um dos melhores locais de observação da sucessão estratigráfica do setor norte da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa.



Fig. 5. Localização das pedreiras da Salmanha, junto à entrada leste da cidade de Figueira da Foz (modificado da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, folha nº 239 (Figueira da Foz), do Instituto Geográfico do Exército).

Paul Choffat por aqui trabalhou extensamente na década de 90 do século XIX, ao reconhecer que estava perante a sucessão mais expandida desta unidade estratigráfica, em toda a região do Baixo Mondego. As suas fácies, por serem mais distais e desprovidas de bioconstruções com rudistas e corais, eram também mais ricas em cefalópodes fósseis (“*Type calcaire à Ammonites*”), facilitando o estabelecimento de precisões biostratigráficas e de correlações com outros setores da plataforma carbonatada, incluindo Lisboa, e à escala mesmo inter-regional, com França e o norte de África (Choffat, 1898, 1900). Nestas monografias, Choffat descreveu detalhadamente a sucessão estratigráfica, já antes abordada em estudos preliminares (Choffat, 1897a, 1897b, 1897c). Dadas as excelentes características de nível guia, da maioria dos estratos carbonatados, foi por ele proposta uma nomenclatura com recurso às letras capitais do alfabeto (níveis “B” a “O”), ainda hoje utilizada para efeitos da litostratigrafia, biostratigrafia e cartografia (*e.g.*, Callapez & Soares, 2001).

Desta forma, nas referidas pedreira e áreas limítrofes, podem ser observados e amostrados os níveis “B” a “L” da área tipo da Figueira da Foz. Na base, o fundo da pedreira foi lavrado em superfícies de estratificação do Cenomaniano médio terminal (parte superior do nível “B”), ricas em valvas da ostra *Gyrostrea ouremensis* (Choffat, 1886). Nas faces verticais da frente norte, a sucessão inicia-se com estratos de calcário margoso noduloso (nível “C”, Cenomaniano superior basal) e termina com bancadas espessas de calcários massivos de tom cinzento-azulado (nível “G”). Nas faces laterais da frente sul, a sucessão compreende ainda os níveis “H”, “I” e “J”. A parte superior da sucessão, representativa do Turoniano inferior (níveis “K” a “O”) apenas podem ser observadas fora das pedreiras, junto à estrada para Coimbra (Fig. 7).

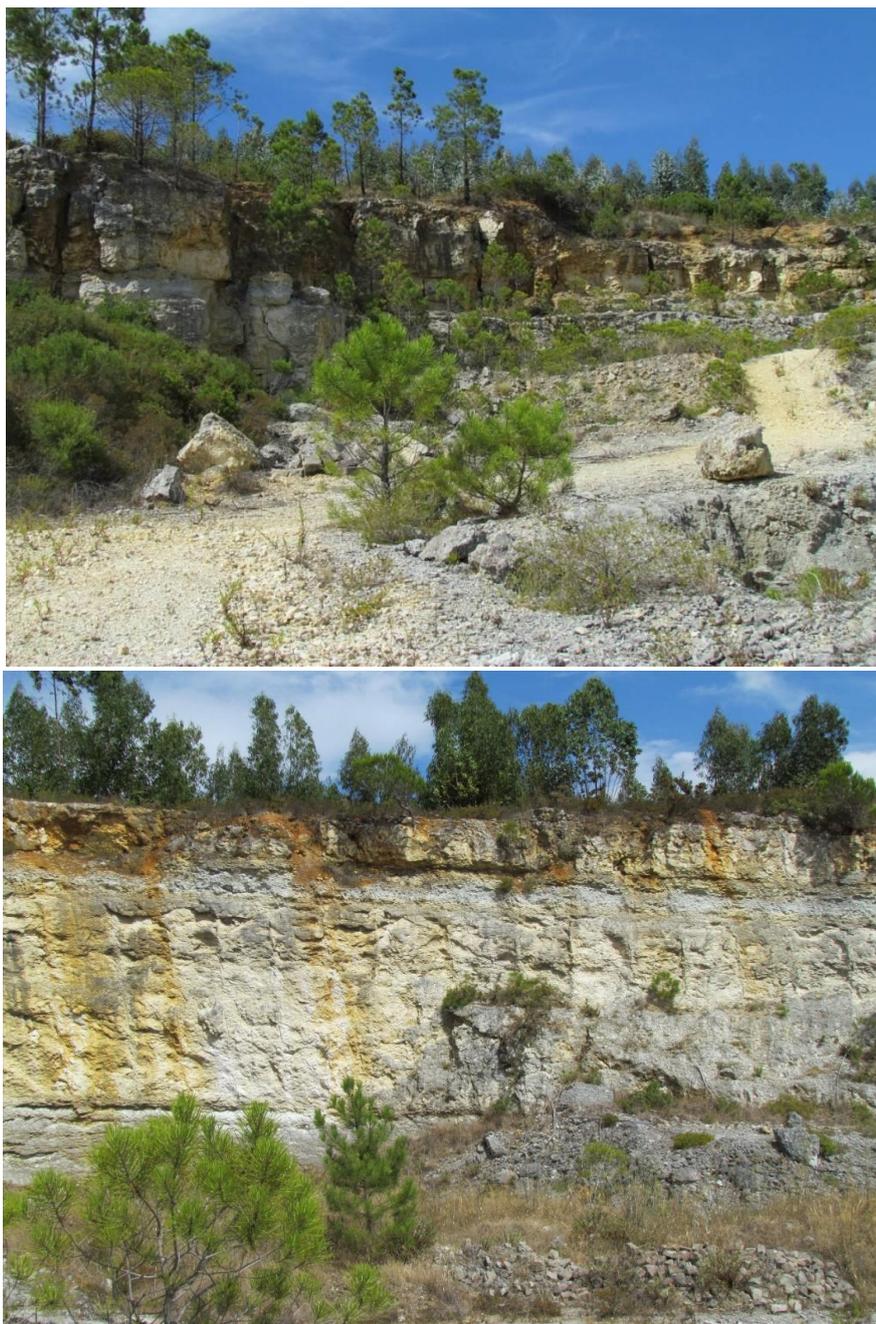


Fig. 6. Vistas geral (em cima) e de pormenor (em baixo) dos aspetos dos níveis “G” a “J” da parte alta do Cenomaniano superior, expostos nas frentes da pedreira de Salmanha (Casal dos Touros), perto da Figueira da Foz.

O nível “C”, ou “Assentada com *Neolobites vibraeyanus*” (Choffat, 1900), consiste num conjunto de seis estratos de margas e calcários margosos apinhoados, de tons creme a cinzento, contendo abundantes fósseis dos géneros *Neithea*, *Pinna*, *Pycnodonte* e *Mecaster*, bem como muitos outros taxa de invertebrados bentónicos. Esta unidade marca a base do Cenomaniano superior em toda a plataforma carbonatada, sendo amplamente utilizada como nível guia. A associação de cefalópodes nela reconhecida inclui *Neolobites vibraeyanus* (d'Orbigny, 1841) e *Calycoceras (Calycoceras) naviculare* (Mantell, 1822) (e.g., Choffat, 1898; Berthou *et al.*, 1985; Callapez, 2003a; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011). Esta associação indica a biozona *standard* de *Calycoceras guerangeri* da base do Cenomaniano superior, mas a abundância de *Neolobites* sugere evidentes afinidades tétianas da fauna presente.

O nível “D” designa um estrato de calcário bastante compacto, de tom creme, rico em bioclastos, sobretudo fragmentos de corais escleractíneos maciços e arborescentes, valvas desarticuladas de *Neithea hispanica* e *Rhynchostreon suborbiculatum*, neríneas e raras tecas do equinoide *Anorthopygus michelini*. O seu topo corresponde a descontinuidade sedimentar com passagem abrupta às fácies de calcários margosos noduloso e marga calcária que caracterizam os níveis “E” e “F”, sendo o primeiro mais margoso e acinzentado. Estes estratos contêm uma associação de amonoides com *Vascoceras gamai* Choffat, 1898 (Barroso-Barcenilla *et al.*, 2015) e *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin, 1893), correlativa da biozona *standard* de *Metoicoceras geslinianum* (Kennedy, 1984).

Os níveis mais espessos da sucessão cenomaniana, “G” e “H”, constituem a parte central das frentes das pedreiras. São formados por bancadas de calcário muito compacto, respetivamente de tom cinzento-azulado e de coloração branca, com abundantes fragmentos de corais ramificados (*Dactylosmilia*), a que se juntam o bivalve *Pycnodonte vesiculare*, o gastrópode *Tylostoma ovatum* e o equinoide infaunal *Mecaster scutiger*, por vezes juntamente com abundante bioturbação por *Thalassinoides*. Ao limite superior do nível “G” corresponde nova descontinuidade sedimentar.

No nível “H” ocorre nova associação de amonoides, marcada pelo aparecimento local de novas espécies de vascoceratídeos (*Vascoceras douvillei* Choffat, 1898, e *V. kossmati* Choffat, 1898), conjuntamente com *Spathites Jeanrogericeras subconciliatus* (Choffat, 1898) e *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (Choffat, 1898). Esta associação indica uma zona de pseudonodosoides que pode ser comparada com faunas tétianas similares da Tunísia (Chancellor *et al.*, 1994), e também se correlaciona com a biozona *standard* de *Neocardioceras juddii* (Kennedy, 1984).

A nível “I” é uma camada única de marga calcária cinza com abundantes *Mecaster scutiger*, constituindo um excelente nível guia. Por sua vez, o nível “J” designa vários estratos de calcário branco, pouco compacto, levemente ceroso, com associação idêntica à do nível “H”, com adição de *Puzosia* sp. e de *Fagesia catinus* (Mantell, 1822). Na sua parte superior, apresenta estruturas de dissolução, interpretadas como evidência de exposição subaérea e desenvolvimento de um paleocarso intra Cenomaniano-Turoniano (Callapez, 1998).

Os primeiros registos do Turoniano inferior (nível “K”) podem ser observados próximo ao acesso às pedreiras. São constituídos por margas laminadas e calcários micríticos acastanhados, muito compactos, com estratificação irregular e conteúdo fóssil reduzido a espécimes ocasionais de *Mytiloides*, *Vascoceras* e *Tylostoma*. Estes estratos carbonatados de meio bastante restrito, passam gradualmente a cerca de 5 m de calcários em plaquetas, de tom acastanhado, ricos em

concentrações tempestíticas com moldes reorientados de turrítelas (nível “L”) (e.g., Callapez, 1993, 1998). Estes leitos e os níveis turonianos mais jovens (“M”, “N” e “O”) encontram-se também expostos no exterior das pedreiras, junto à povoação da Fontela e à autoestrada A-14. A associação de amonóides deste nível é bastante rica e diversificada. Contém algumas espécies de vascoeratídeos globosos (e.g., *V. kossmati*, *V. durandi*, *F. tevesthensis*), mas também as espécies *Kamerunoceras douvillei*, *Neoptychites cephalotus*, *Thomasites rollandi* e *Choffaticeras (Leoniceras) barjonai*, sugerindo afinidades com a biozona tétiana de *Thomasites rollandi* da parte média do Turoniano inferior da Tunísia (Chancellor *et al.*, 1994; Callapez, 1998, 2003, 2004; Callapez & Soares, 2001; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011; Segura *et al.*, 2014).

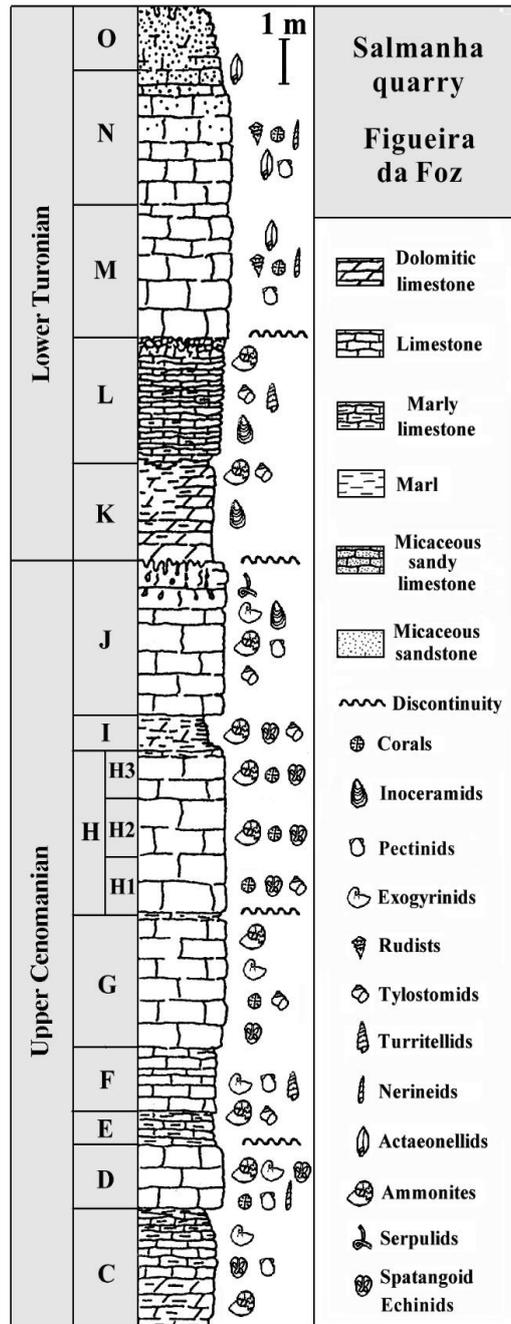


Fig. 7. Secção sintética, simplificada, nos níveis “C” a “O” do Cenomaniano superior e Turoniano inferior de Salmanha (Figueira da Foz) e respetivas litofácies e elementos principais grupos faunísticos (adaptado de Callapez, 2003a).

Para além da sua relevância científica para estudos sobre a Estratigrafia e a Paleontologia do Cretácico Superior em Portugal, sua relação com a Bacia Ibérica e com outros contextos de plataformas carbonatadas europeias e norte-africanas, dentro dos domínios da Tétis, os afloramentos da Salmanha constituem importantes registos de importância patrimonial que importa relevar, revelar e conservar. Nesse sentido, como parte das dinâmicas que envolvem a sua geoconservação e divulgação, constituem uma excelente base para a implementação de atividades de geoturismo e de projetos de inovação educativa.

Quando a extração de calcários marinhos e de outras rochas carbonatadas ou mistas terminar, antigas pedreiras inativas como as da Salmanha, estão aptas a serem utilizadas como laboratórios de campo de Geologia, tanto para investigadores, como para professores e seus alunos, ou aficionados ao Geoturismo (Ozkaya de Juanas *et al.*, 2021a). Os leitos sedimentares expostos através das suas frentes são, frequentemente, ricos em fósseis e reúnem uma diversidade de minerais, litologias, estruturas deposicionais e diagenéticas, e características estruturais e de meteorização. Quando a sua acessibilidade e segurança são adequadas, uma vasta gama de atividades de campo pode ser facilmente planeada e implementada. Uma situação bastante comum ocorre quando os trabalhos de extração seguiram superfícies fracas dos leitos carbonatados, tais como os planos de estratificação. Estas superfícies estão muitas vezes amplamente expostas, por exemplo como degraus de exploração, ou quando utilizadas como fundo principal da pedreira. Podem também corresponder a inconformidades ou mesmo *hardgrounds* da sucessão estratigráfica, desenvolvidos no topo de parasequências. Nestes casos, a abundância de minerais, rochas, fósseis e diversos tipos de estruturas pode ser elevada. Todos estes "tesouros" da Natureza podem estar dispersos pela superfície, ou formar aglomerados locais. Podem estar bem expostos ou escondidos, colocados aleatoriamente ou orientados preferencialmente. Assim, quando disponíveis nas pedreiras, os grandes planos de estratificação e as superfícies de inconformidade com eles relacionadas, podem ser um recurso valioso para estratégias didáticas de trabalho de campo.

Um exemplo interessante é "A caça geológica" ("*The geological hunt*"), em que os participantes procuram minerais, rochas e fósseis num cenário geológico real como o de Salmanha (Ozkaya de Juanas *et al.*, 2021a). Esta atividade didática baseia-se, principalmente, na Taxonomia de Bloom (Krathwohl, 2002), trabalhando em todas as etapas da pirâmide para conseguir uma aprendizagem significativa das Ciências da Terra em contextos naturais (Fig. 8). Os alunos devem ser primeiramente introduzidos no ambiente, para reduzir o espaço de novidade (*sensu* Orion, 2007), e depois é-lhes entregue um folheto onde é explicado um conjunto de atividades. A principal tarefa consiste em "caçar" diferentes amostras geológicas *in situ* (minerais, rochas, fósseis, estruturas...), complementada por várias questões relacionadas com os seus achados, como desenhar ou tirar fotografias ou moldes das mesmas para evitar a espoliação (Ozkaya de Juanas *et al.*, 2021b, 2023). Estas atividades podem ser realizadas individualmente ou em grupo, adaptando-se a diferentes contextos e níveis de ensino, sendo uma atividade prática enriquecedora que não implica colocar em risco o Património Natural. Assim, através destas atividades podem ser desenvolvidas não só importantes competências geocientíficas nos afloramentos da Salmanha, mas também ações de Geoconservação positivas para o Património Natural, para além de serem atrativas para fins de Geoturismo, favorecendo o desenvolvimento socioeconómico da zona e a promoção de eventuais figuras de proteção das pedreiras.

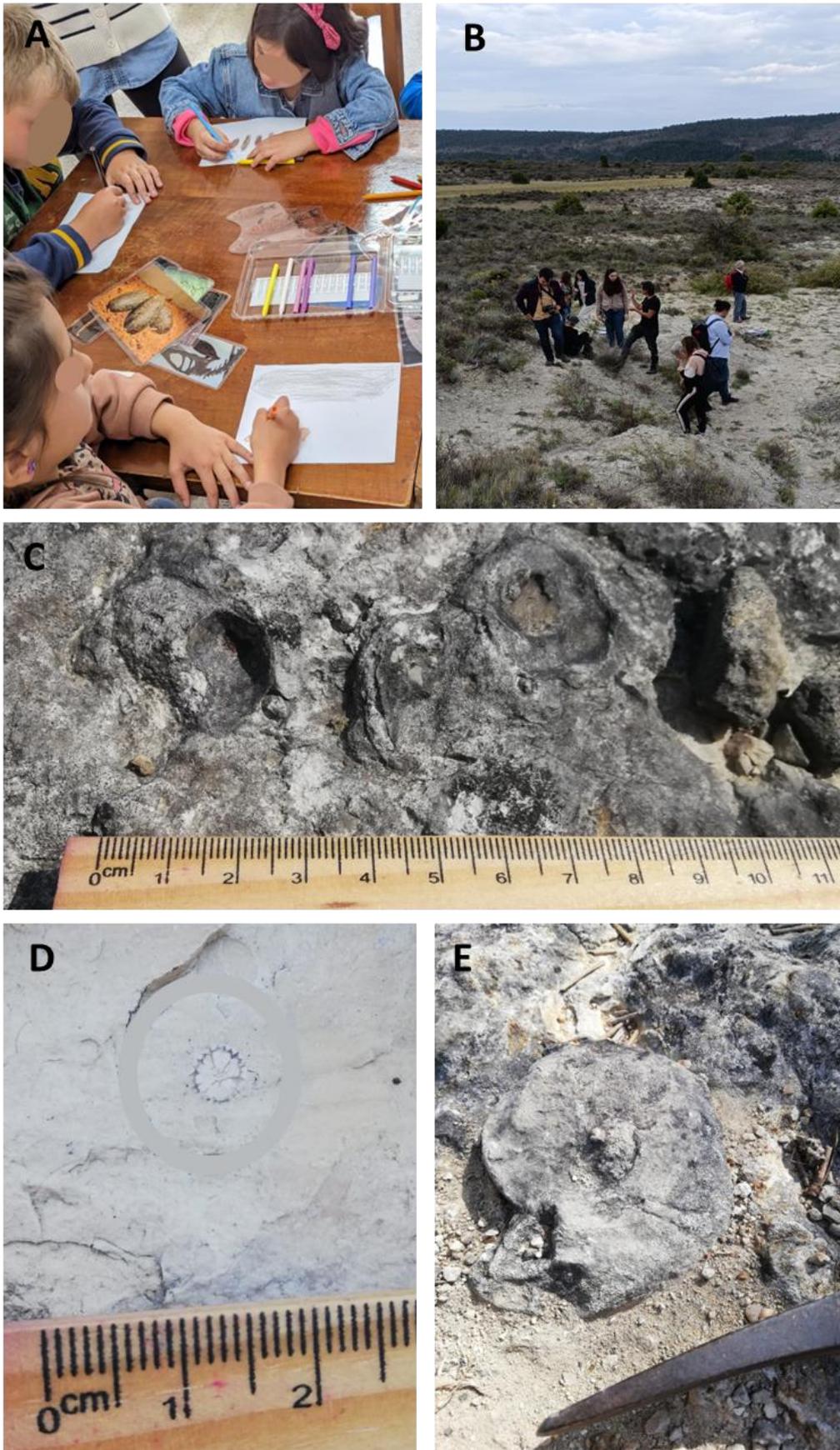


Fig. 8. Atividades didáticas para a redução do Espaço de Novidade com alunos do Ensino Básico (A); Atividade "A caça geológica" num afloramento do Cretácico Superior (B); e Imagens de fósseis de Salmanha para "A caça geológica" do bivalve *Rhynchostreon suborbiculatum* (C); de um coral (D); e de um amonoide *Vascoceras* (E).

Paragem 2 - Costa d'Arnes (Montemor-o-Velho)

Pretende-se, nesta paragem, a observação do registo local da transgressão marinha do Cenomaniano médio e superior (Cretácico Superior) na Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa, no extenso afloramento da Costa d'Arnes (Formação de Costa d'Arnes), (Lat. 40°09'11"N; Long. 8°40'15"O; Fig. 9).

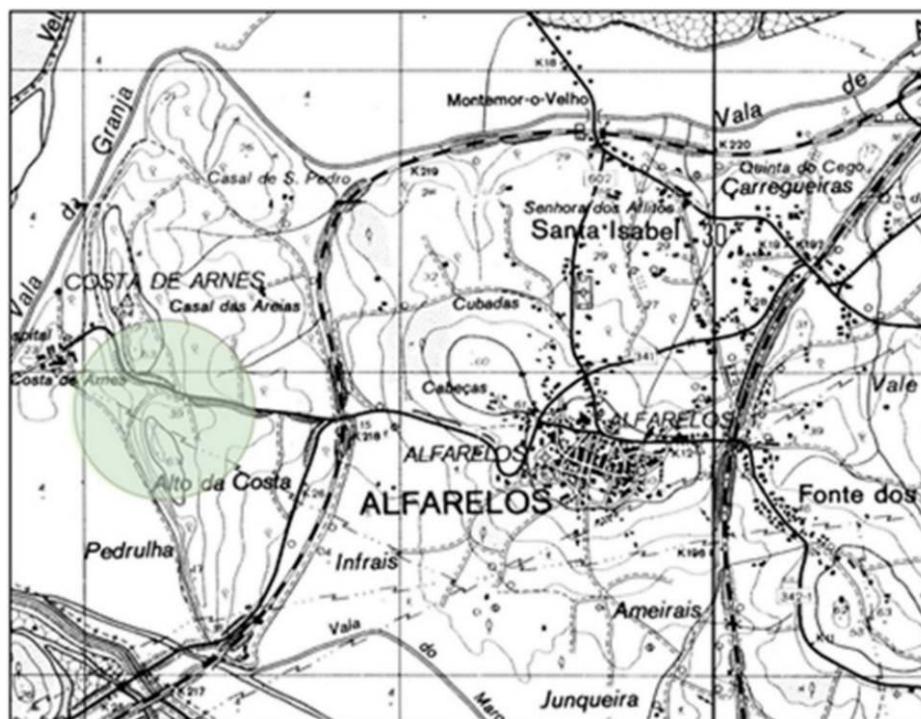


Fig. 9. Localização da Costa d'Arnes, cerca de 2,5 km a Sul de Montemor-o-Velho (modificado da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, folha nº 240 (Montemor-o-Velho), do Instituto Geográfico do Exército).

O extenso afloramento da Costa d'Arnes entrou nos anais históricos da Geologia de Portugal através dos estudos pioneiros de Choffat (1898, 1900) sobre a estratigrafia do Cretácico a norte do rio Tejo. Nestas monografias foi reconhecida a importância deste local para o conhecimento da transição entre os andares Cenomaniano e Turoniano e suas associações de cefalópodes fósseis, como complemento da sucessão descrita para a área tipo da Figueira da Foz (v. paragem anterior). Ainda hoje, no repositório do Museu Geológico, em Lisboa, se conservam escrupulosamente vários espécimes tipo de amonoides, cujas etiquetas originais da Comissão Geológica do Reino conservam esta localização.

A Costa d'Arnes emerge na paisagem campestre como uma geoforma de rara beleza, que se evidencia como um dos relevos dominantes nos campos do rio Mondego, fronteiros à colina calcária do castelo medieval de Montemor-o-Velho, herança da longínqua Reconquista (Fig. 10). É aqui, também, que se expande o vasto anfiteatro aluvionar da Ereira, mascarando uma estrutura anticlinal diapírica, deformada pela proximidade do eixo de Arunca-Montemor-Palhaça, uma das principais zonas de fraturação meridianas do Subdomínio Setentrional da Orla Mesocenoica Ocidental (Rocha *et al.*, 1981). Ao espaço da Costa d'Arnes corresponde uma costeira bastante extensa e linear, imponente na sua presença, que se alonga segundo direção meridiana, acompanhando o curso final do rio Pranto e o eixo tectónico atrás referido. À frente abrupta e cortante, de perfil verticalizado,

exposta a Oeste, em que sobressaem alinhamentos de cornijas mascaradas pelo garrigue e esculpidas em níveis carbonatados do Cenomaniano superior, dos quais o superior forma relevo de resistência cerca de 60 m acima dos aluviões, contrasta um reverso longo e suave, desembocando na via férrea do ramal de Figueira da Foz e nos viçosos campos de Alfarelos. Erigida no topo, uma pequena capelinha solitária e martirizada pelas intempéries, immortaliza os níveis margosos ricos de pequenos ouriços-do-mar, como que oferendas milagrosas (e.g., Callapez *et al.*, 2017b).

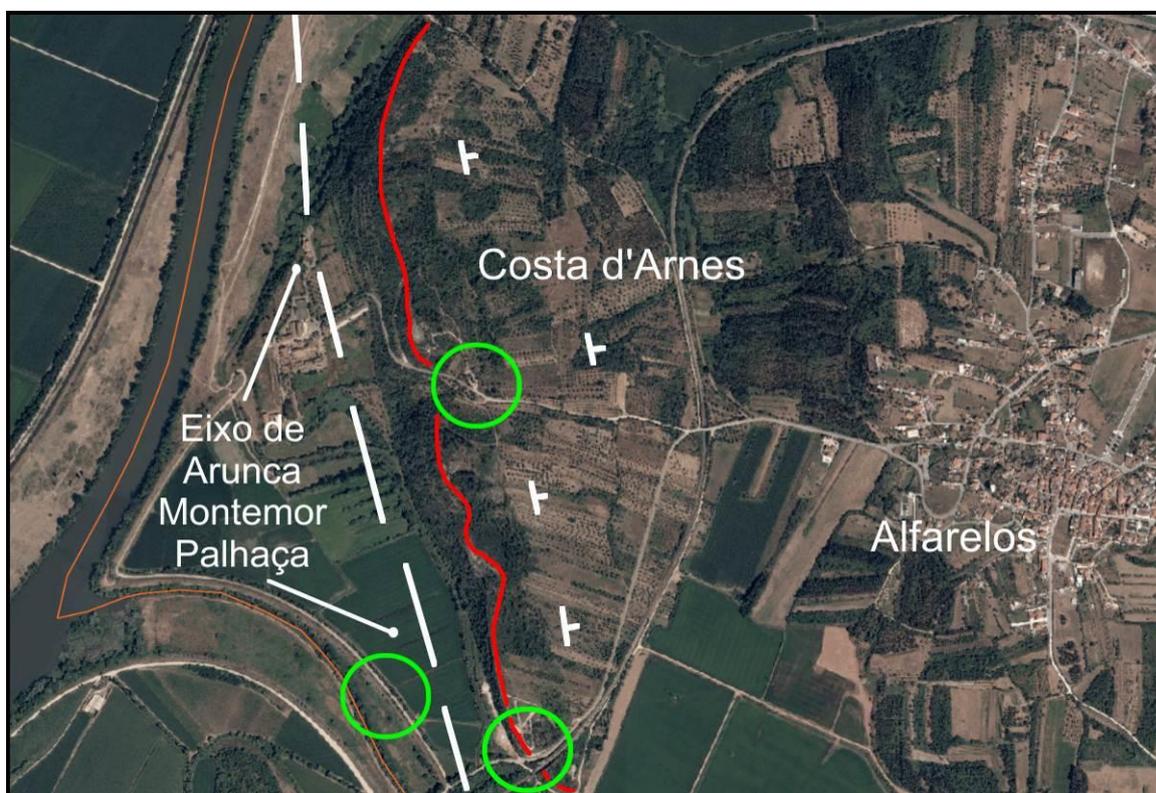


Fig. 10. Vista panorâmica da costeira de Costa d'Arnes e seu enquadramento geográfico e tectónico- Linha vermelha: cumeada da geoformas. Círculos verdes: principais locais de observação (imagem adaptada Ortofotomapa 2018 cor verdadeira, disponível em <https://geo2.dqterritorio.gov.pt/portugal-visto-ceu>).

A atitude monoclinial da estratificação permite, desta forma, observar toda a sucessão carbonatada (Formação dos calcários apinhoados de Costa d'Arnes, Rocha *et al.*, 1981; = "Formação Carbonatada", Soares, 1966, 1972, 1980; Soares & Reis, 1980; Soares *et al.* 1982; idade: Cenomaniano médio terminal a Turoniano inferior), bem como parte da unidade inferior, de natureza siliciclástica (Formação de Figueira da Foz, Dinis, 2001; = Arenitos de Carrascal, Rocha *et al.*, 1981; = "Grés Grosseiro Inferior", Soares, 1966, 1972, 1980; idade: Aptiano superior a Cenomaniano médio) e, no topo, um corpo argiloso avermelhado de fácies "Garum" (equiv. Formação de Taveiro, Antunes & Pais, 1978; Antunes, 1979; idade: Campaniano a Maastrichtiano), discordante sobre o corpo carbonatado (Fig. 11).

A sucessão estratigráfica apresenta-se, deste modo, bastante expandida e rica em fósseis de invertebrados e microfósseis, registando para este setor do Baixo Mondego, as etapas evolutivas da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa (e.g., Soares, 1966, 1980; Lauerjat, 1982; Berthou, 1984d; Callapez, 1998, 2008a), expressas pelos níveis "B" a "M/N/O" de Choffat (1898, 1900), representativos do Cenomaniano médio a Turoniano inferior (ca. 100 a 91 Ma) (Fig. 12). Tal como se

mencionou na introdução deste roteiro, este corpo carbonatado marinho regista evidências da plataforma europeia da Tétis posicionada mais a ocidente, a baixa latitude e marginalmente ao paleo-Atlântico, durante episódios de forte subida eustática e inundação de partes substanciais da Europa Ocidental e do Norte de África, correlativos das sequências de segunda ordem UZA-2 e UZA-3 (Haq *et al.*, 1988). Por esta altura, o atual *onshore* da margem continental oeste da Ibéria, correspondente à Estremadura e Beira Litoral portuguesas, encontrava-se, em grande parte, submerso, assim como o espaço correspondente à vizinha Bacia Ibérica, em Espanha (Segura *et al.*, 2014 ; Callapez *et al.*, 2019).



Fig. 11. Panorâmica do lado sul da frente da costeira da Costa d'Arnes, onde é visível o membro superior da Formação de Figueira da Foz (Cenomaniano médio) e sua transição para o corpo carbonatado da formação de Costa d'Arnes (nível "B" – Cenomaniano médio terminal, e níveis "C" a "J" – Cenomaniano superior).

Consideram-se três locais principais para a observação da morfologia da costeira, da sua sucessão estratigráfica e conteúdo paleontológico (v. Fig. 9). No primeiro ponto de paragem, situado mais a norte, onde a estrada para a quinta da Costa d'Arnes atravessa a linha de cumeadas, observa-se cerca de meia centena de metros de talude, contendo a passagem gradual entre o membro superior da Formação de Figueira da Foz (Aptiano a Cenomaniano médio) e os primeiros níveis da Formação de Costa d'Arnes (Cenomaniano médio terminal e superior).

O primeiro destes dois conjuntos corresponde à instalação de um domínio interno na plataforma carbonatada, durante o final do Cenomaniano médio, com desenvolvimento de áreas extensas de planície litoral com encharcamentos lagunares, adjacente a outros, de planície aluvial, posicionados a oriente, na dependência da drenagem de relevos do Maciço Varisco. Ao segundo, corresponde superfície transgressiva com conseqüente aprofundamento da coluna de água e passagem a um domínio mais externo da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa, já no início do

Cenomaniano superior, aberto às influências marinhas atlânticas e particularmente rico e diversificado em faunas bentônicas, indicadoras de fundos estáveis, oxigenados e com salinidade normal.

A sucessão observada, assim como os elementos paleontológicos presentes, traduzem grande afinidade com a Bacia Ibérica, em que a transição da Formação de Utrillas às unidades carbonatadas superiores é temporalmente correlativa e se insere em intervalo de forte subida eustática, relacionado com a superfície transgressiva da sequência deposicional de terceira ordem UZA-2.4 (Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011; Segura *et al.*, 2014; Callapez *et al.*, 2019).

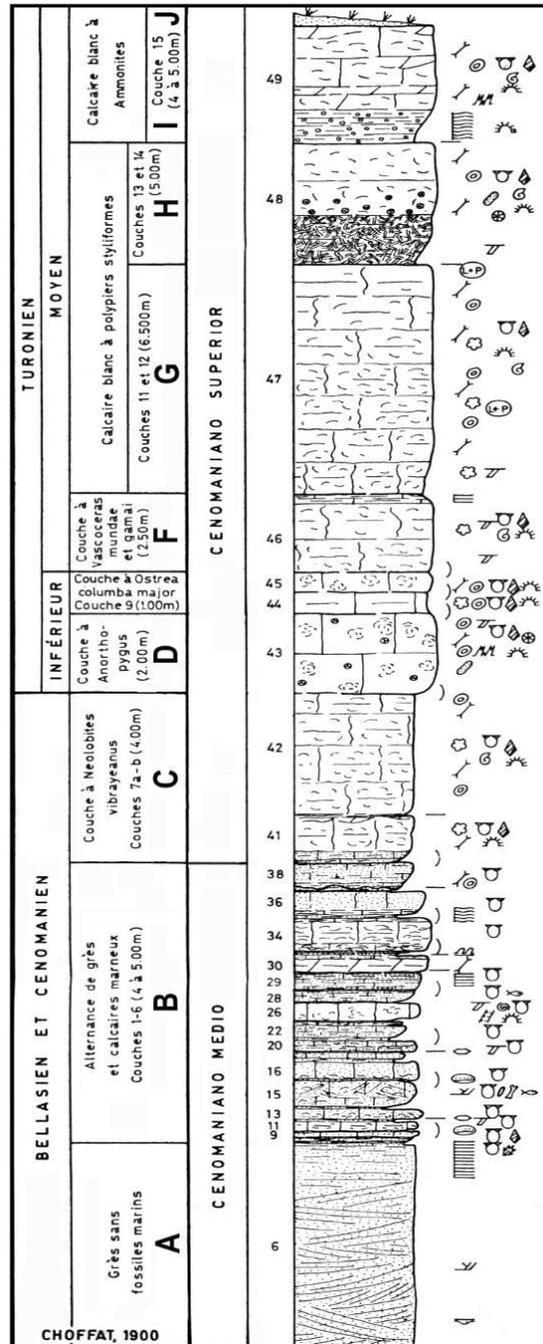


Fig. 12. Perfil estratigráfico da Costa d'Arnes, evidenciando os níveis estratigráficos "A" a "J" de Choffat, em que o primeiro representa o membro superior da Formação de Figueira da Foz (segundo Soares, 1972).

Quanto ao segundo local assinalado na Figura 10, este corresponde, sensivelmente, ao ponto de observação da Figura 11, em que se tem uma visão panorâmica das duas formações, incluindo os níveis “A” a “J” representados no perfil estratigráfico da Figura 12.

Já o último local marcado, posiciona-se mais a sul, junto à estrada de Alfarelos para Verride. Neste local estão expostos dois longos taludes verticais, que cortam, no seu todo, o reverso da costeira, permitindo uma observação e amostragem completas de todo o corpo carbonatado, incluindo espessura dos estratos e sua articulação vertical. Constata-se a espessura significativa da sucessão correspondente ao Cenomaniano superior, por contraposição com o Cenomaniano médio, quase todo registado através de arenitos. A estratonomia local mostra a presença de níveis com espessura métrica, com fácies de calcário apinhado de tom creme ou acinzentado, bastante bioturbados com redes de icnitos endógenos (*Thalassinoides*), e ricos de invertebrados fósseis (*e.g.*, Soares, 1972, 1980; Callapez, 1998, 1999b).

Paragem 3 – Nossa Senhora dos Olivais (Tentúgal)

Viajando para leste, ao longo da margem norte do vale fluvial, chega-se à vila histórica de Tentúgal, em cuja vizinhança se procederá à observação do perfil clássico de Choffat (1900) da capela de N. Sr. dos Olivais (Lat. 40°09'11"N; Long. 8°40'15"O; Fig. 13), representativo dos domínios internos com amonites (*Vascoceras* e *Rubroceras*) do Cenomaniano superior da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa (Formação de Tentúgal).

A meio caminho entre Montemor-o-Velho e Coimbra, implantada sobre as formações cretácicas da margem direita do rio Mondego, a vila e, outrora, município de Tentúgal, centraliza uma das áreas fundamentais para o estudo do corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano. Terra medieva, ligada aos primórdios da Reconquista, viu muitos dos seus edifícios antigos serem construídos com recurso a um calcário local, representativo do nível “L” (Choffat, 1900), do Turoniano inferior, cuja fácies em plaquetas propiciou o aproveitamento de numerosas lajes que, ainda hoje, revestem o corpo e as fachadas do casario centenário. Tentúgal ocupa parte do bordo sul, marginal aos aluviões do rio Mondego, de uma extensa plataforma calco-margosa, levemente basculada com exposição no sentido do vale fluvial. Cartografada por Soares (1966) (Fig. 14), a denominada plataforma de Tentúgal e os seus vastos espaços ocupados por vinhas e olivais, moldou-se sobre o reverso, muito suave, de uma extensa costeira em arco, com a frente exposta a Norte (*e.g.*, Almeida *et al.*, 1990). Mascarados pelos ricos solos calcários, mas aflorando aqui e ali, a grande maioria dos estratos subjacentes apresentam fácies de calcário margoso apinhado e marga com *rognons* de calcário, representativas do Cenomaniano superior, para além de calcários gresosos, grés calcários e margas do Cenomaniano médio terminal, integrando, no seu todo, a Formação de Tentúgal (Barbosa *et al.*, 1988; = “Formação Carbonatada”, Soares, 1966, 1980). Com aproximadamente 25 m de espessura, esta unidade é representativa de contextos paleogeográficos da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa, intermédios entre os da Salmanha e da Costa d’Arnes, mais externos, e o da bordadura de Coimbra (Soares, 1966, 1980; Callapez, 1998, 2004, 2008a).

Tal como nas paragens anteriores, esta unidade litostratigráfica é enquadrada por formações siliciclásticas grosseiras, representativas do Aptiano a Cenomaniano e do Turoniano superior a Santoniano (*e.g.*, Barbosa *et al.*, 1988). Na base da sucessão, discordantes sobre calcários do Jurássico Médio, afloram conglomerados e arenitos grosseiros a médios, amarelados, com raros níveis lutíticos intercalados, de natureza aluvial passando, no topo, a planície litoral (Formação de

Figueira da Foz, Dinis, 2001; = “Grés Grosseiro Inferior”, Soares, 1966; = Arenitos de Carrascal, Rocha *et al.*, 1981). Por sua vez, os níveis turonianos de calcário em plaquetas atrás mencionados, são cobertos por corpos laminados, micáceos, de arenito fino a muito fino, por vezes com moldes de moluscos no membro inferior (Formação de Furadouro, Barbosa, 1981; = “Grés fino a muito fino micáceo”, Soares, 1966). Segue-se novo corpo de arenitos grosseiros, macroscopicamente análogos aos anteriores (Formação de Oiã, Barbosa, 1981; = “Grés Grosseiro Superior”, Soares, 1966).

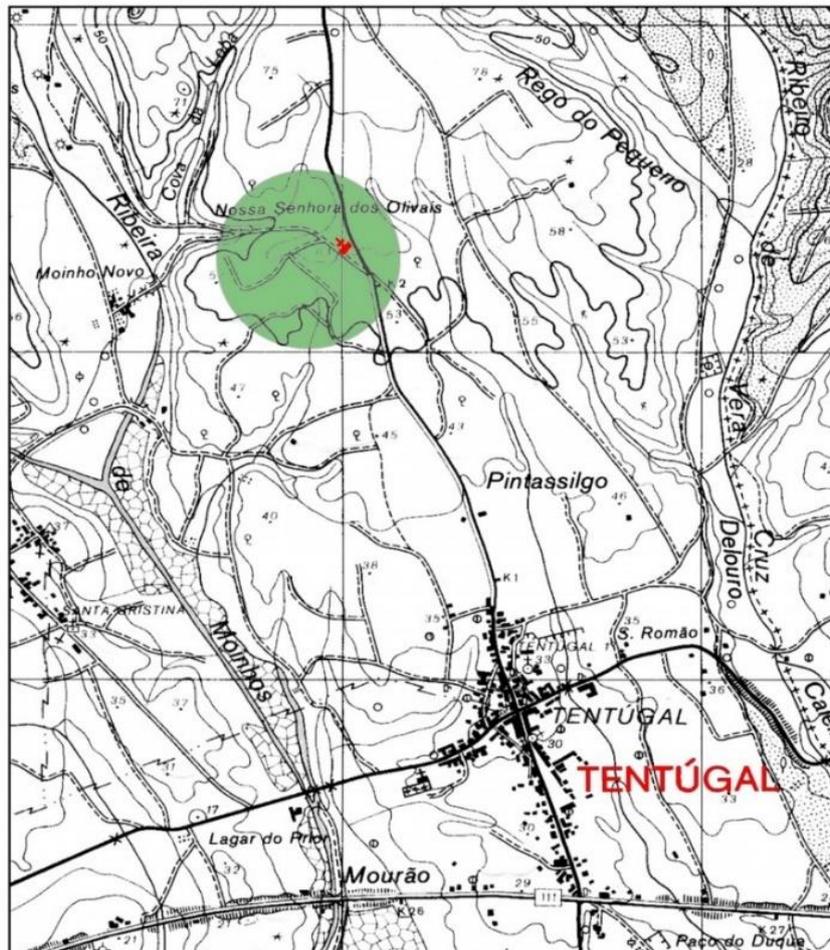


Fig. 13. Localização da secção da capela de Nossa Senhora dos Olivais, na plataforma calco-margosa de Tentúgal, na margem direita do rio Mondego (modificado da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, folha nº 229 (Ançã), do Instituto Geográfico do Exército).

Como principal local para observação dos níveis do Cenomaniano médio e superior da plataforma de Tentúgal encontra-se o conjunto de afloramentos circundantes à capela quinhentista de Nossa Senhora dos Olivais, cerca de 1,5 km a Norte da povoação de Tentúgal (Fig. 15).

Os taludes da estrada vicinal, assim como os numerosos campos de cultivo ricos de fósseis, estão entre os locais históricos ligados ao estudo do Mesozoico em Portugal, por eles tendo passado Paul Choffat e notado, nas suas monografias de 1898 e 1900, a importância estratigráfica como afloramento de charneira entre a área tipo da Figueira da Foz e os setores mais internos do corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano, para além da apreciável abundância local dos cefalópodes, sobretudo dos géneros *Neolobites* e *Vascoceras* (e.g., Callapez *et al.*, 2017a, 2017c). Neles foram reconhecidos os níveis “B” a “J” da Salmanha (Fig. 16).

Sobre o notável histórico de estudos que se seguiram aos de Choffat, consubstanciados pelas coleções com tipos de cefalópodes conservadas em Lisboa, cita-se Callapez *et al.* (2017a): “A partir da década de 1960, o estudo da jazida foi retomado por António Ferreira Soares, no âmbito do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, daí resultando uma reavaliação da sua estratigrafia, bem como uma análise sequencial e sedimentológica. Deste trabalho proveio, também, uma importante coleção de referência de invertebrados fósseis, conservada em Coimbra (Soares, 1960, 1966, 1967, 1968a, 1968b, 1968c, 1980; Soares & Devriès, 1967; Soares & Marques, 1973).”

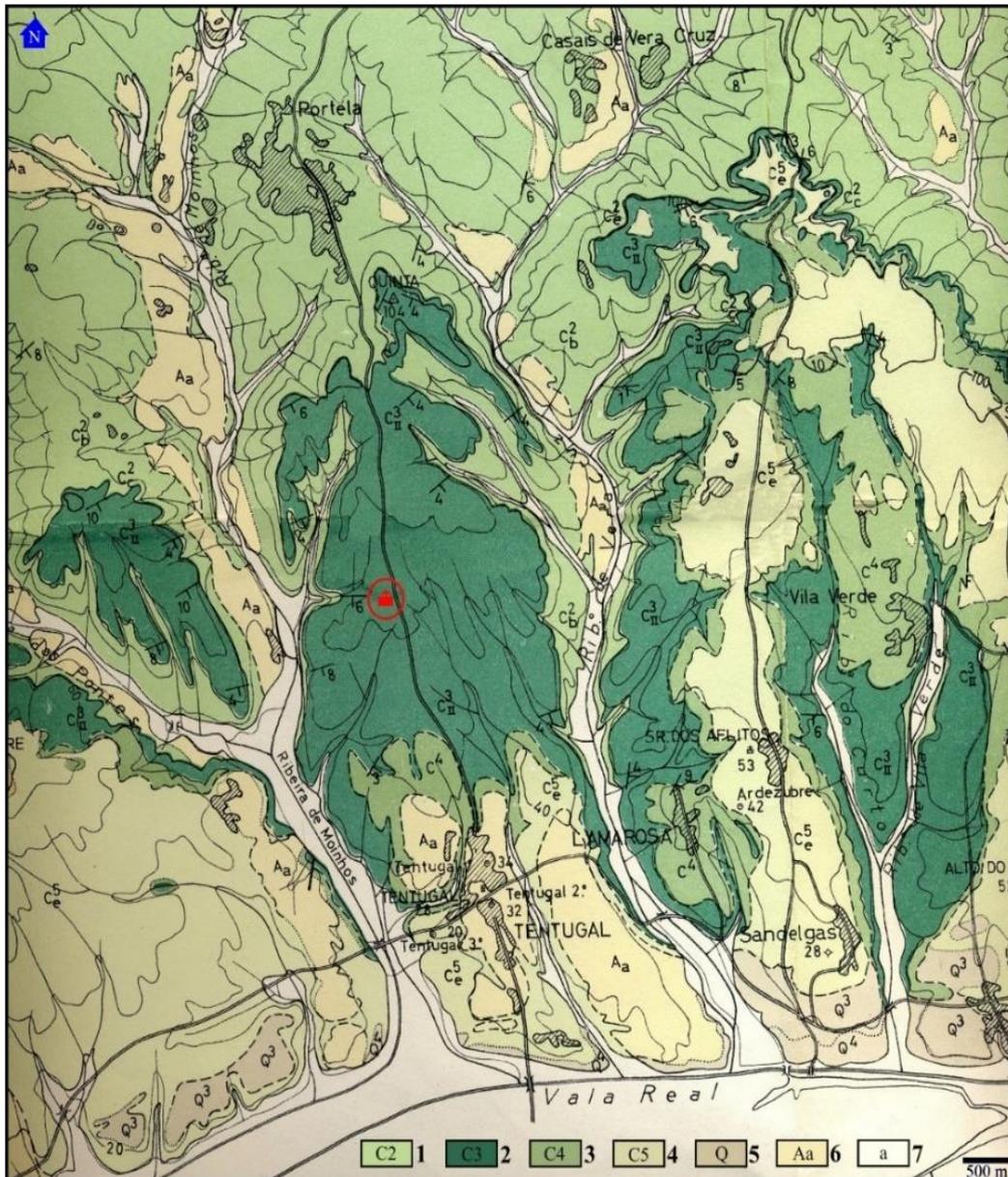


Fig. 14. Carta geológica da plataforma calcária de Tentúgal (modificado de “Carta Geológica das formações pós-jurássicas da região de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho”, à escala 1/25 000, de Soares, 1966). O círculo vermelho representa a localização do perfil da capela de Nossa Senhora dos Olivais. 1. “Grés Grosseiro Inferior”, 2. “Formação carbonatada”, 3. “Grés fino a muito fino micáceo”, 4. “Grés Grosseiro Superior”, 5. Terraços fluviais, 6. Areias eólicas, 7. Aluviões do rio Mondego e seus tributários.



Fig. 15. Panorâmica do terreiro da capela de Nossa Senhora dos Olivais (em cima), e dos campos de cultivo ricos em fósseis marinhos do Cenomaniano superior (em baixo), incluindo grande abundância de moldes do gastrópode *Tylostoma ovatum* Sharpe, 1849, e numerosos moldes reelaborados de amonites vascoceratídeos.

“A importância da jazida voltou a ser enfatizada anos mais tarde, em virtude da importância taxonómica e biostratigráfica dos seus cefalópodes, pertencentes às faunas cenomanianas da Tétis e bastante frequentes no local, com destaque para os vascoceratídeos. Destacam-se os contributos dos franceses Pierre-Yves Berthou e Jacques Lauerjat, que permitiram precisar o quadro biostratigráfico e posicionar o limite Cenomaniano-Turoniano (Berthou & Lauerjat, 1975; Berthou *et al.*, 1975, 1979, 1985; Lauerjat, 1978, 1982; Berthou, 1984a, 1984b, 1984c, 1984d).”

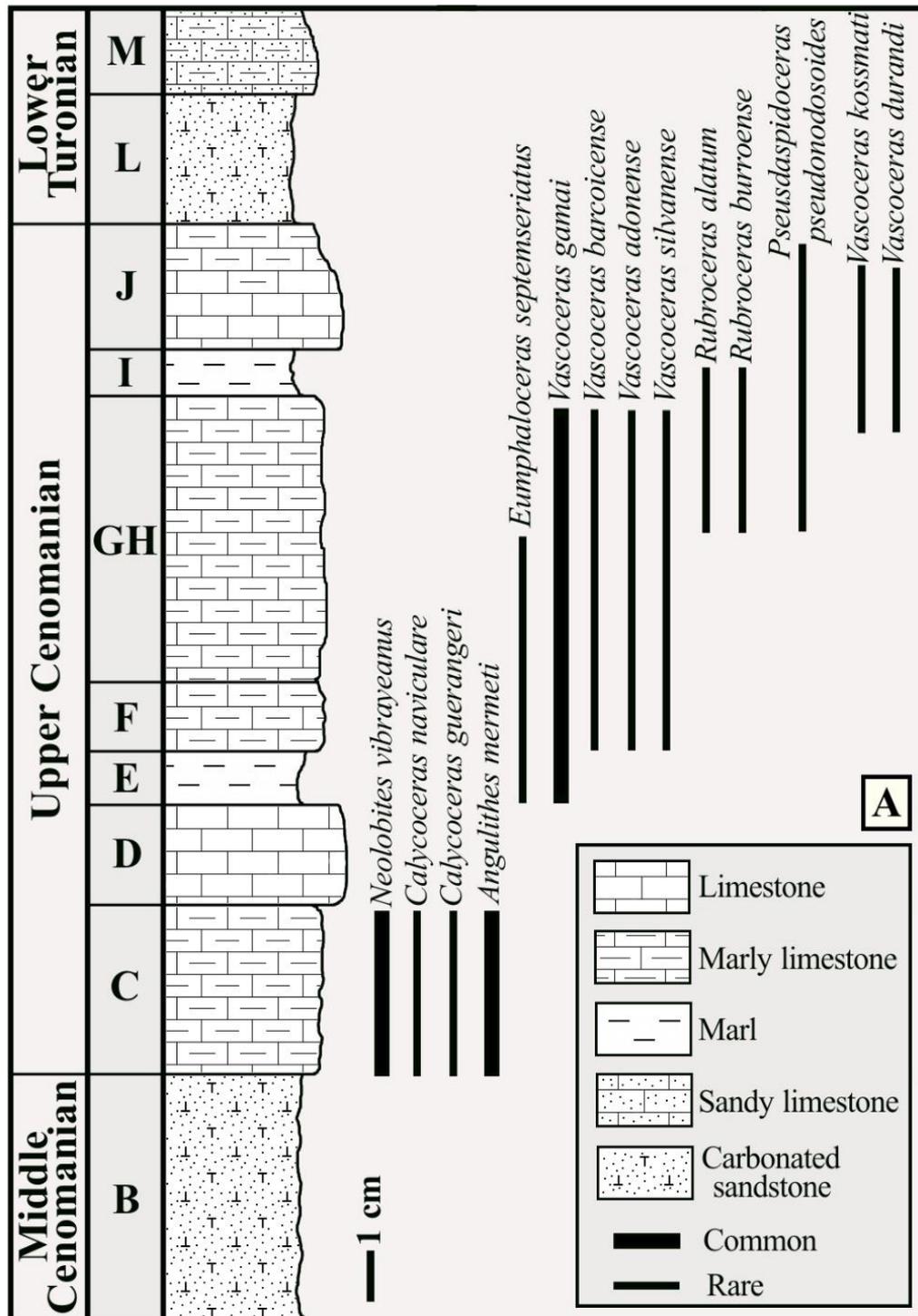


Fig. 16. Perfil estratigráfico do corte da capela de Nossa Senhora dos Olivais (segundo Callapez et al., 2017a).

“Mais recentemente, o seu estudo tem vindo a ser retomado em várias frentes, incluindo a paleoecologia, a biostratigrafia e a paleobiogeografia (Callapez & Soares, 1991, 1993, 2001; Callapez, 1992, 1998, 1999a, 1999b, 2001, 2003, 2004, 2008a, 2008b; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011). Como última novidade para a valorização do sítio, Callapez *et al.* (2017a) descrevem duas espécies de amonite do género *Rubroceras*, apenas conhecidas no Novo México (EUA) e nalguns locais do Norte de África, facto que demonstra a reconhecida importância paleogeográfica da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa na difusão das faunas da Tétis, durante o Cenomaniano.”

Quanto ao perfil clássico, este inicia-se junto ao vale da Ribeira de Moinhos, para depois acompanhar o estradão que sobe até ao nível da capela (nível “J”). Na base, os taludes expõem o membro superior da Formação de Figueira da Foz (= “membro C”, Soares, 1966), composto por estratos possantes de grés grosseiro a muito grosseiro, de tom amarelado, subarcósico, com frequentes coprólitos e geometrias lenticulares. A passagem aos primeiros estratos carbonatados fossilíferos, da transgressão cenomaniana (nível “B”), ricos em *Gyrostrea ouremensis* (Choffat, 1886), é gradual, evidenciando a instalação progressiva da plataforma carbonatada no final do Cenomaniano médio e o recuo dos sistemas aluviais siliciclásticos a ela adjacentes.

Ainda segundo Callapez *et al.* (2017a), “segue-se uma sucessão de calcário margoso noduloso (nível “C”) que termina num estrato, com cerca de um metro de espessura, de calcário muito compacto de tom creme, formando uma cornija (nível “D”). Este conjunto transgressivo representa a base do Cenomaniano superior e contém uma paleofauna abundante, análoga à da Bacia Ibérica, e a muitos outros contextos do Norte de África. Sobretudo no nível “C”, destacam-se os cefalópodes *Neolobites vibrayeanus* e *Angulithes mermeti*, os bivalves *Neithea hispanica*, *Rhynchostreon columbum* e *Pycnodonte vesiculare*, o gastrópode *Harpagodes incertus* e os equinídeos *Heterodiadema ouremense* e *Hemiaster lusitanicus*.”

“Os níveis seguintes, “E” a “I”, formam uma sucessão de natureza mais margosa, com cerca de 8 m de espessura, na qual se evidencia o nível “F”, por ser mais compacto e formar uma pequena cornija no afloramento. Os restantes níveis são compostos por alternâncias de calcário margoso noduloso, apinhado, de tom acinzentado, sendo difícil a separação de “G” e “H” em virtude da condensação estratigráfica que caracteriza estes domínios de plataforma interna. O conjunto culmina num estrato de marga laminada (nível “I”), rica em equinídeos infaunais (*Hemiaster scutiger*).”

“Os fósseis abundam nestes níveis, dispersando-se aos milhares pelos campos cultivados circundantes à capela. Destes, destacam-se as amonites, pela abundância de *Vascoceras gamai* (espécie descrita em 1898, por Paul Choffat, em homenagem ao grande navegador Vasco da Gama, aquando das comemorações do quarto centenário da descoberta do caminho marítimo para a Índia), a par de *V. adonense* Choffat, 1898, *V. barcoicense* (Choffat, 1898), *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin, 1893), *Rubroceras alatum* Cobban, Hook & Kennedy, 1989, *R. burroense* Cobban, Hook & Kennedy, 1989, *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (Choffat, 1898) e *Puzosia* sp. No entanto, os fósseis mais comuns são gastrópodes do género *Tylostoma* e diversos bivalves (*Rhynchostreon suborbiculatum* e *Granocardium productum*).

“Já à cota do topo da plataforma, a capela assenta sobre um estrato de calcário acinzentado, compacto, noduloso, com cerca de 2 m de espessura (nível “J”). Este estrato contém, se bem que com menos abundância, moldes de *Tylostoma* e pinças de crustáceos, sendo representativo, como já se viu, do topo do Cenomaniano superior na região do Baixo Mondego.

Paragem 4 – Pedreira de Casais dos Carecos (Coimbra)

Os objetivos desta paragem, de certo modo complementares à anterior, centram-se na observação dos níveis transgressivos do Cenomaniano médio terminal e superior, em contexto de plataforma interna (*tidal flat* e *inner shelf*) e respetivas faunas de invertebrados e vertebrados (Formação de Figueira da Foz e Formação de Tentúgal), assim como o contacto com a sucessão gresosa, micácea, regressiva e progradante, do Turoniano inferior a superior (Formação de Furadouro) (Fig. 17).

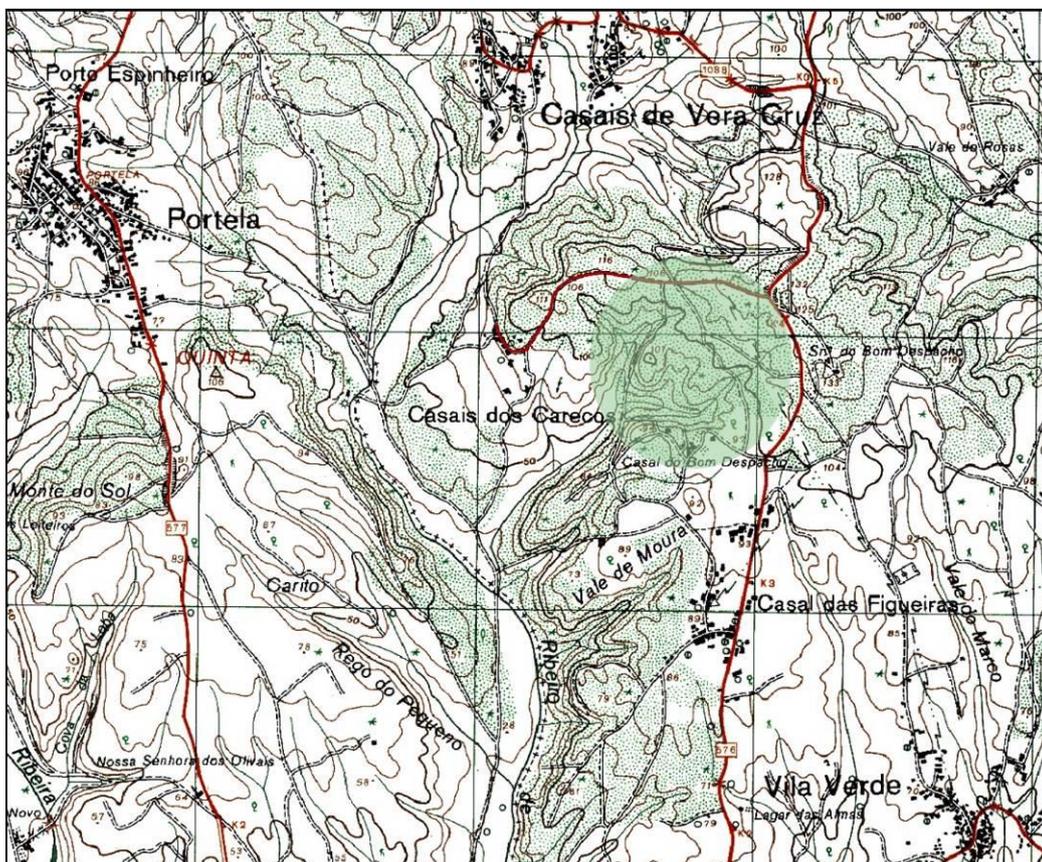


Fig. 17. Localização dos Casais dos Carecos e da Pedreira Beiraterra, no topo da plataforma calco-margosa de Vila Verde, na margem direita do rio Mondego (modificado da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, folha nº 229 (Anã), do Instituto Geográfico do Exército).

Na vizinhança da povoação de Casais dos Carecos (Coimbra), encontra-se exploração de saibro e areias de Beiraterra (Lat. 40°15'08"N; Long. 9°34'15"O), atualmente desativada, que permite a observação da referida sucessão transgressiva, representada pela Formação de Tentúgal (Barbosa *et al.*, 1988; equiv. "Formação Carbonatada", Soares, 1966, 1972, 1980), assente sobre estratos espessos de grés grosseiro do membro superior da Formação da Figueira da Foz (Dinis, 2001; equiv. "Grés Grosseiro Superior", Soares, 1966), representativos do Cenomaniano médio (Fig. 18).

Esta unidade, segundo estimativas por sondagem, deverá ter uma espessura total de 180 m (Azenha, 2003), dos quais afloram apenas os 12 metros do topo.

A Formação de Tentúgal está aqui representada pela sua metade inferior, na qual se encontram bem individualizados os níveis os níveis "B", "C" e "D" (*sensu* Choffat, 1898, 1900; Soares, 1966, 1972, 1980; Callapez, 1998), sendo que os níveis superiores "E" e "F" afloram já fora da área da referida exploração (Fig. 19).

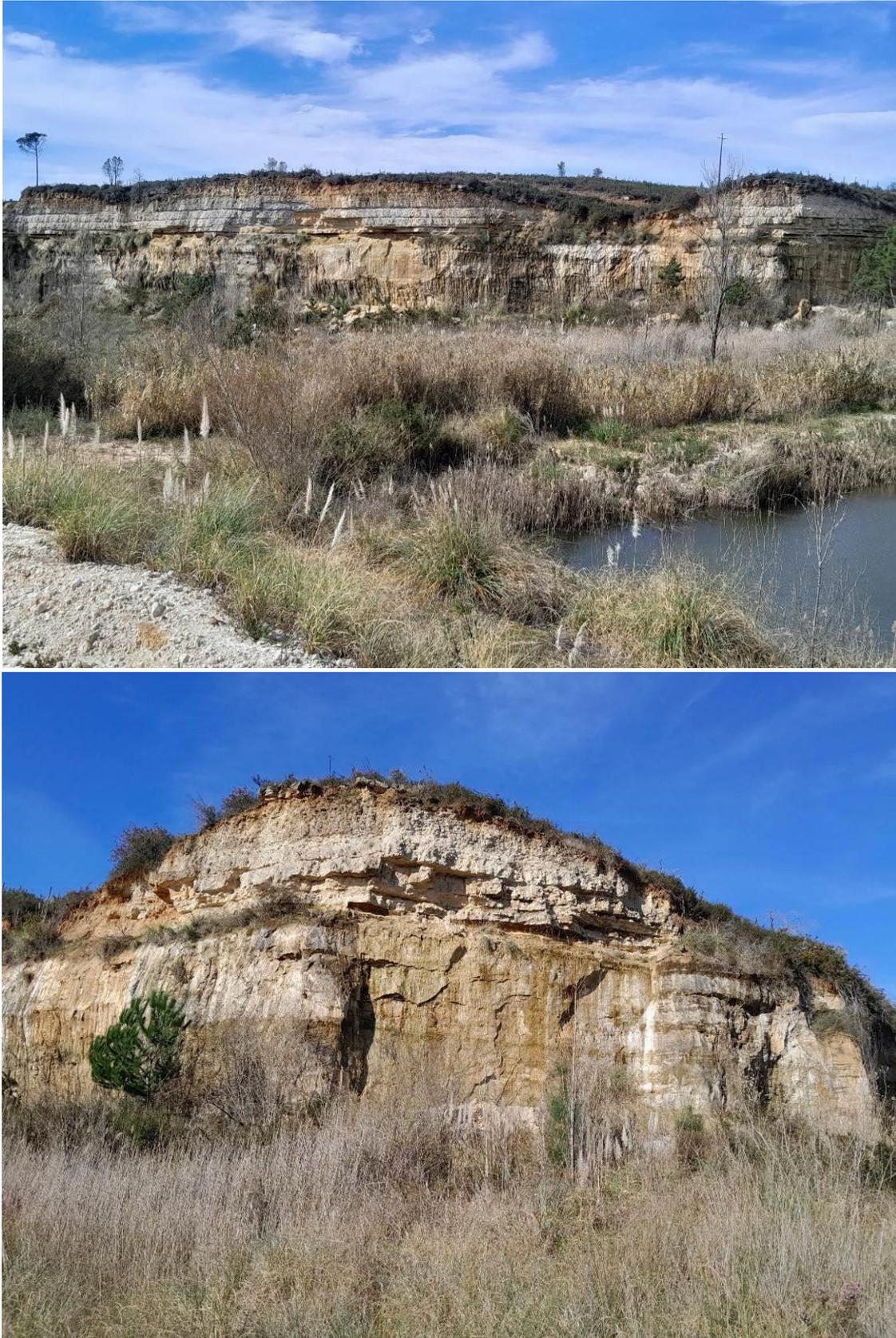


Fig. 18. Panorâmica geral (em cima) e detalhe (em baixo) das frentes da pedreira Beiraterra, onde é possível observar extensamente a transição entre as duas formações e a sucessão transgressiva do corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano, notável pela sua abundância em associações de invertebrados e vertebrados marinhos.

O nível “B”, com espessura em torno de 1.5 metros, é constituído por intercalações de calcários gresosos, grés calcários e margas gresosas, encimados por argilitos, concomitantes de um ambiente de baixa profundidade, de planície intermareal (*tidal flat*) sujeita ao acarreo de sedimentos detríticos a partir de uma planície aluvial adjacente. Como se referiu, este conjunto é representativo do Cenomaniano médio terminal e da base do Cenomaniano superior. O nível “B” é aqui particularmente notável pelo seu conteúdo fóssil, incluindo associações de invertebrados de baixa diversidade, com predominância de moluscos bivalves (*e.g.*, *Gyrostrea ouremensis*, *Septifer lineatus* e *Anisocardia orientalis*) e, no topo, frequentes coprólitos e restos de vertebrados desarticulados, mas bem conservados. A jazida revelou fósseis de crocodilomorfos, incluindo um crânio parcial e um fragmento de mandíbula esquerda, que permitiram estabelecer uma nova espécie e um novo género: *Portugalosuchus azenhae* Mateus, Puértolas-Pascual & Callapez, 2018. A fauna de vertebrados, presentemente em estudo, inclui ainda vestígios de peixes (tubarões lamniformes, *Obaichthys*, *Enchodus*) e outros répteis (Testudines e Squamata, incluindo a nova espécie *Carentonosaurus soaresi* Pimentel, Berrocal-Casero, Audije-Gil & Callapez, 2023).

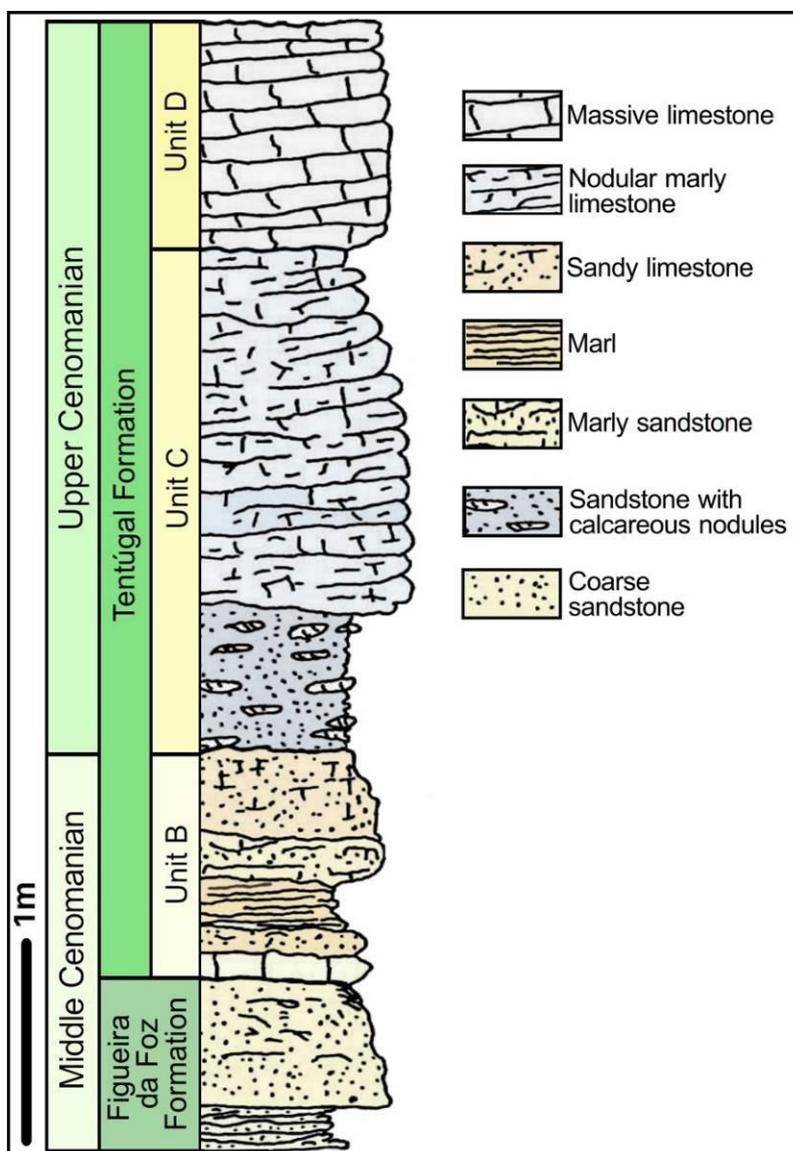


Fig. 19. Perfil estratigráfico sintético dos afloramentos da pedra Beiraterra, localizada na cercania de Casais dos Carecos, Coimbra (adaptados de Pimentel et al., 2023).

Segue-se o nível “C”, representativo da base do Cenomaniano superior (e.g., Lauerjat, 1982; Callapez, 1998, 2008; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011), que consiste em cerca de 4 metros de calcário margoso apinhado, onde é abundante fauna muito diversificada de invertebrados marinhos, incluindo equinóides e outros elementos indicadores de fundos infralitorais de plataforma carbonatada interna (*inner shelf*), com salinidade normal e fundos oxigenados. O cortejo macrofaunístico inclui bivalves (e.g., *Neithea hispanica*, *Plicatula auressensis*, *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Pycnodonte vesiculare*), gastrópodes (e.g., *Cimolithium tenouklense*, *Harpagodes incertus*), equinóides (*Mecaster scutiger*, *Mecaster lusitanicus*, *Heterodiadema ouremense*, *Tetragramma variolare*) e cefalópodes, aqui representados pela associação do nautiloide *Angulithes mermeti* com o amonoide *Neolobites vibrayeanus*.

O topo da sucessão, observável na pedreira, é representado pelo nível “D”, constituído por calcário bastante compacto, de tom creme, bioclástico, formando cornijas e apresentando-se, localmente, carsificado. A associação fóssil presente inclui fragmentos de corais escleractíneos e equinóides do género *Anorthopygus*.

Como segundo ponto de observação, já fora dos limites da pedreira Beiraterria, merece destaque o extenso talude exposto a seguir ao quilómetro 4 da estrada municipal 576, que liga as aldeias de Vila Verde e Casais de Vera Cruz, no cruzamento com a estrada de acesso ao lugar de Casais dos Carecos (Fig. 20). Nele se encontra registada a metade inferior da Formação de Furadouro (Barbosa *et al.*, 1981; = “Grés fino a muito fino micáceo”, Soares, 1966), caracterizada por fácies arenosas micáceas, finamente laminadas, associadas à progradação de uma planície litoral de baixa energia. Esta ligava-se, a leste de Coimbra, a uma planície aluvial que drenava setores do Maciço Varisco, num intervalo do Turoniano inferior a superior, em que os relevos estariam particularmente arrasados. Esta unidade foi estudada do ponto de vista estratónómico e sedimentológico, com grande detalhe, por Soares (1966), autor que descreve, na proximidade de Vila Verde, uma jazida rica de moldes de invertebrados, em geral mal preservados, mas que revelam a prevalência de condições marinhas durante algum tempo, num cenário paleogeográfico de retração da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa.



Fig. 20. Panorâmica do membro inferior da Formação de Furadouro (Turoniano), com fácies de grés fino a muito fino, micáceo, finamente laminado, exposto em talude da EM576 (Casais dos Carecos, Coimbra).

Paragem 5 – Barreiros de Taveiro

A última paragem do percurso através da diversidade de unidades estratigráficas que caracterizam o enchimento cretácico da região do Baixo Mondego, tem como objetivo uma deslocação aos campos de Taveiro, povoação da margem sul do grande vale fluvial, conhecida pelos seus barreiros que, durante muitas décadas, alimentaram a indústria cerâmica regional. Neste espaço fronteiro aos aluviões do Mondego, outrora campestre e de raízes medievas, hoje polo de indústrias e serviços localizadas na dependência de Coimbra, constitui contexto geológico de exceção a presença de uma extensa mancha de arenitos e argilitos vermelhos, representativos do Cretácico Terminal (Formação de Taveiro; Soares *et al.*, 2007; = “Areias e argilas de Taveiro”, Soares *et al.*, 1982; “Areias e argilas de Taveiro”, Reis, 1983; “Arenitos e argilas de Taveiro”, Barbosa *et al.*, 1988). Estas fácies tão peculiares, de natureza aluvial e, por vezes, ricas de restos florísticos e de vertebrados fósseis, incluindo pequenos dinossáurios e tartarugas, registam o topo da sucessão cretácica na área em estudo, como parte de um extenso corpo sedimentar cuja idade estará compreendida, muito possivelmente, entre o Campaniano inferior e Maestrichtiano, que se prolonga para noroeste, até ao *offshore* das regiões de Mira, Vagos e Aveiro, onde atinge considerável espessura (e.g., Antunes, 1979; Teixeira *et al.*, 1979; Antunes & Broin, 1988; Cunha, 1992; Cunha & Reis, 1995; Dinis *et al.*, 2008; Callapez *et al.*, 2010). A área em visita situa-se, deste modo, na localidade tipo desta unidade estratigráfica, repartindo-se, ao longo da estrada nacional N1-7, pelo antigo barreiro de Cerâmica do Mondego, Ltda., estudado por Antunes & Pais (1978), e por um dos últimos barreiros ainda ativos, fronteiro às instalações fabris da Gresco - Grés de Coimbra (Lat. 40°10'20"N; Long. 8°30'30"O; Fig. 21).

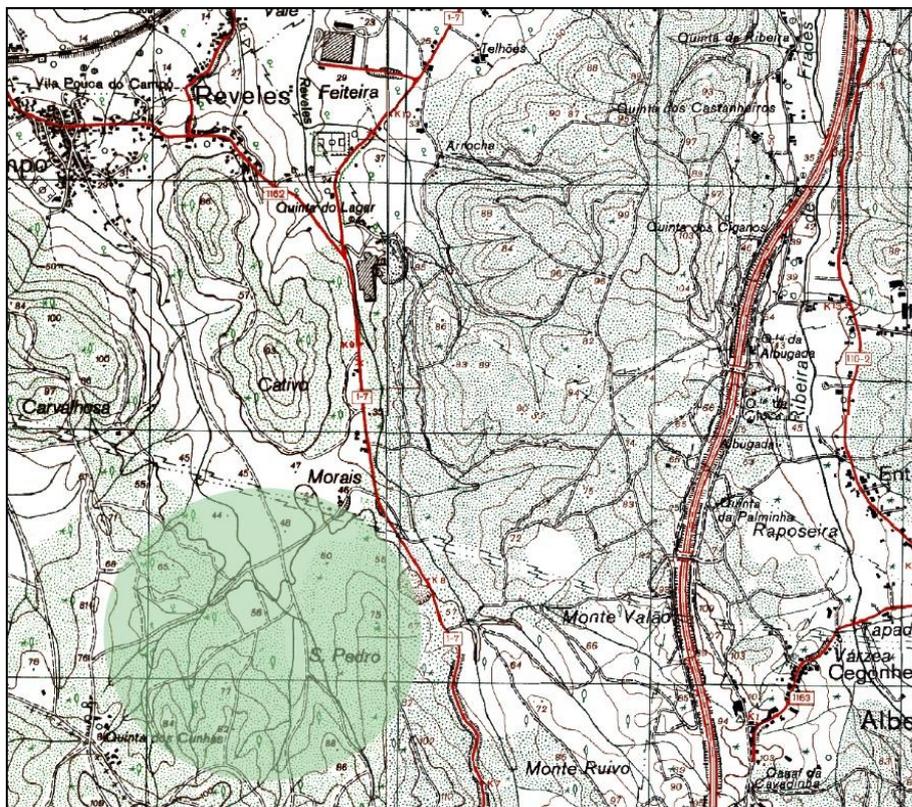


Fig. 21. Localização dos barreiros de Cerâmica do Mondego, Ltda. e de Gresco - Grés de Coimbra, A sul da povoação de Taveiro, junto à estrada nacional N1-7(modificado da Carta Militar de Portugal, escala 1:25 000, folhas nº 240 (Montemor-o-Velho) e 241 (Coimbra-Sul), do Instituto Geográfico do Exército).

Com uma espessura estimada que não deverá exceder cerca de 180 m (Reis, 1983), a Formação de Taveiro assenta em desconformidade sobre as unidades cretácicas mais antigas, e a sua natureza é siliciclástica, caracterizada pela prevalência de estratos espessos de pelitos de tom avermelhado a acastanhado, maciços ou laminados, intercalados com outros mais grosseiros, com geometria tendencialmente lenticular, estrutura interna entrecruzada e tons esbranquiçados a rosados, de grés médio, grosseiro ou muito grosseiro, geralmente subarcósico, submaturo a imaturo, com clastos espalhados de quartzo e quartzito, (Reis, 1981, 1983, 2000; Soares *et al.*, 2007). Os níveis lutíticos apresentam-se frequentemente bioturbados, incluindo com níveis de paleosolos com carbonatações e marcas de raízes (Fig. 22).

No perfil do barreiro de Cerâmica do Mondego, representativo do 2.º terço da unidade, articulam-se com estas fácies, outras, mais circunscritas e ligadas ao enchimento grosseiro de figuras lenticulares de canal, compostas por conglomerados calcitíticos de tom acastanhado a esbranquiçado, em geral fossilíferos, assim como estratos areno-pelíticos, laminados, igualmente produtivos em bioclastos. (Fig. 23). Foi nestes níveis que, no âmbito de estudos para o levantamento geológico da folha 19C da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 (Rocha *et al.*, 1981), Antunes e Pais (1978) reconheceram a presença de uma associação de vertebrados fósseis, consideravelmente rica e diversificada, com mamíferos (Stmmetrodonta? e Eutheria), répteis (Testudinata – Cf. *Rosasia soutoi*; Saurischia – “*Megalosaurus pannoniensis*”; Ornithischia – Ceratopsidae indet.; Crocodylia – *Mesosuchia* gen. sp. nov. e outro crocodylomorfo de pequeno porte; Pterosauria - restos indet.; Squamata – restos de várias formas), anfíbios (Urodela e Anura) e Peixes (Seláceo indet., *Lepisosteus* sp., *Amnia* sp. e Teleósteos não identificados. Desta fauna, os dentes de mamíferos viriam ainda a ser estudados por Antunes *et al.* (1986) e os dinossáurios de pequeno porte, incluindo aspetos ligados à extinção deste grupo, focados em Antunes & Sigogneau-Russell (1991, 1992, 1995, 1996) e Antunes (1999), a cujos trabalhos se reportam mais detalhes de ordem taxonómica, destacando-se, por exemplo, a descrição do ornitísciano *Taveirosaurus costai* Antunes & Sigogneau-Russell, 1991.

Acessoriamente, também os invertebrados viriam a ser objeto de uma pequena nota, sobre *Anadromus penai* Callapez, 2003b, uma nova espécie de gastrópode lacustre.

As características destas faunas, reforçada por elementos florísticos comuns, assim como a posição alta na sucessão cretácica a norte do paralelo da Nazaré e a similitude das associações de fácies presentes (Antunes, 1979; Soares & Reis, 1980), apontam claramente para uma correlação entre a Formação de Taveiro e outras unidades presentes mais a norte, na Beira Litoral, como são os casos das formações de Viso (= “Arenitos e argilas de Viso”, Barbosa *et al.*, 1988) e de Aveiro. Não obstante, estas unidades posicionar-se-iam em contextos paleogeográficos mais distais, sobretudo no sector de Aveiro, onde fácies lagunares salobras já estão presentes e a espessura do corpo do “Garum” é consideravelmente maior.

De notar ainda que, em Mira, a presença de uma cunha transgressiva no seio dos níveis lutíticos vermelhos, conhecida desde a época de Choffat (1898, 1900, 1901-02), forneceu o amonoide *Hoplitoplacenticerias marroti*, a par de outros elementos biostratigráficos indicadores da idade campaniana da Formação de Viso.

Na aceção de Cunha (1992) e autores seguintes (*e.g.*, Cunha & Reis, 1995; Rey *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2008, a Formação de Taveiro insere-se na *Sequência Limitada por Descontinuidades* designada por “SLD5”, cujo registo se centra fundamentalmente na Beira Litoral, a norte do paralelo da Nazaré, onde atinge mais de 500 m de espessura.



Fig. 22. Panorâmica geral (em cima) e detalhe (em baixo) das frentes do barreiro de Gresco - Grés de Coimbra, onde é possível observar aspetos da fácies da Formação de Taveiro (Campaniano - Maestrichtiano), incluindo níveis com paleossolos.

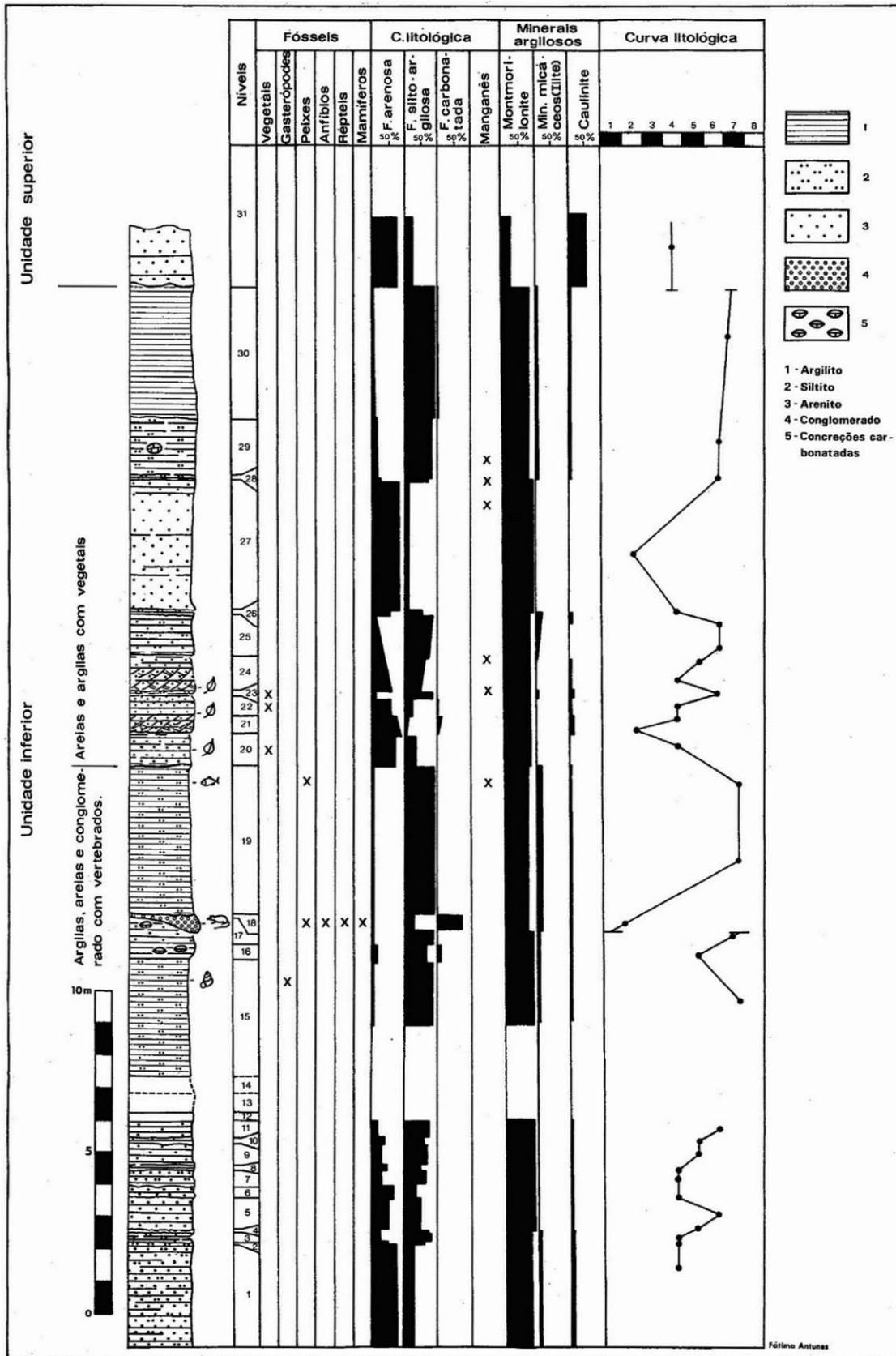


Fig. 23. Perfil estratigráfico sintético das frentes do barreiro de Cerâmica do Mondego Ltda (Taveiro, Coimbra), quando esta exploração se encontrava em plena atividade, mostrando parte da sucessão da Formação de Taveiro (segundo Antunes & Pais, 1978).

No seu todo, este corpo materializa a existência de uma extensa planície aluvial, instalada após importante episódio de rotura tectonossedimentar, à escala da microplaca ibérica, em que a escassez de relevos terá inibido a erosão e conseqüente drenagem de materiais grosseiros, a larga escala, a partir do Maciço Varisco. A carga sedimentar seria, ao tempo, essencialmente lutítica e processar-se-ia através de sistemas de canais sinuosos, intercalados com planícies de inundação, onde, durante episódios pouco energéticos, predominava a decantação de siltes e argilas vermelhos (Reis, 1993). O sentido de drenagem dominante, díspar em relação ao que prevalecia anteriormente, entre o Aptiano e o Santoniano, processava-se para Noroeste, a partir de relevos soerguidos na dependência do eixo de Nazaré – Leiria – Pombal (Cunha, 1992), em direção a uma paleolinha de costa situada no atual *offshore* da região de Aveiro.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Professor Pedro Dinis, da Universidade de Coimbra, a leitura crítica do manuscrito.

Referências

- Almeida, A.C., Soares, A.F., Cunha, L. & Marques, J.F. (1990). Proémio ao estudo do Baixo Mondego. *Biblos*, 66, 17-47.
- Antunes, M.T. (1979). Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleocénico de Portugal. *Ciências da Terra*, 5, 145-174.
- Antunes, M.T. (1999). Dinossauros e Portugal. Dois casos menos conhecidos. *Ciências da Terra*, 13, 59-69.
- Antunes, M.T. & Broin, F. (1988). Le Crétacé Terminal de Beira Litoral, Portugal: remarques stratigraphiques et écologiques, étude complémentaire de *Rosasia soutoi* (Chelonii, Bothremyidae). *Ciências da Terra*, 9, 153-200.
- Antunes, M.T., Sigogneau-Russel, D. & Russel, D. (1986). Sur quelques dents de Mammifères du Crétacé Supérieur de Taveiro, Portugal (Note préliminaire). *C. R. Académie des Sciences de Paris*, 303(2), 1247-1250.
- Antunes, M.T. & Sigogneau-Russell, D. (1991). Nouvelles données sur les Dinosaures du Crétacé supérieur du Portugal. *C. R. Académie des Sciences de Paris*, 2^{ème} série, 313, 113-119.
- Antunes, M.T. & Sigogneau-Russell, D. (1992). La faune de petits dinosaures du Crétacé terminal portugais. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 78(1), 49-62.
- Antunes, M.T. & Sigogneau-Russell, D. (1995). O Cretácico terminal português e o seu contributo para o esclarecimento da extinção dos dinossauros. *Memórias da Academia das Ciências de Lisboa*, 35, 131-144.
- Antunes, M.T. & Sigogneau-Russell, D. (1996). Le Crétacé terminal portugais et son apport au problème de l'extinction des dinosaures. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle*, 4^{ème} série, 18(4), 595-606.
- Antunes, M. & Pais, J. (1978). Notas sobre os depósitos de Taveiro, estratigrafia, paleontologia, idade, paleoecologia. *Ciências da Terra*, 4, 109-128.
- Azenha, M., (2003). Trabalho de campo em Paleobiologia, uma abordagem didáctica com alunos do 7^º ano de escolaridade. Dissertação de mestrado, Universidade de Coimbra, Coimbra, 311 pp.
- Barbosa, B. (1981). Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha nº 16C - Vagos. *Serviços Geológicos de Portugal*. 60 pp.
- Barbosa, B., Soares, A.F., Rocha, R.B., Manuppela, G. & Henriques, M.H. (1988). Carta geológica de Portugal na escala de 1/50 000, Notícia explicativa da folha nº 19A - Cantanhede. Direcção Geral de Geologia e Minas, *Serviços Geológicos de Portugal*. 46 pp.
- Barroso-Barcenilla, F., Callapez, P.M. & Segura, M. (2013). Revision and new data of the Coniacian ammonite genus *Hemitissotia* in the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Paläontologische Zeitschrift*, 87, 201-217.

- Barroso-Barcenilla, F., Brandão, J.M., Callapez, P.M. & Santos, V.F. (2015). Rediscovery of the holotypes of the Cenomanian (Upper Cretaceous) ammonites *Vascoceras gamai* Choffat, 1898, and *Vascoceras barcoicense* (Choffat, 1898). *Cretaceous Research*, 56, 647-650.
- Barroso-Barcenilla, F., Callapez, P.M., Ferreira Soares, A. & Segura, M. (2011). Cephalopod associations and depositional sequences from the upper Cenomanian and lower Turonian of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Journal of Iberian Geology*, 37, 9-28.
- Berthou, P.Y. (1984a). Albian-Turonian stage boundaries and subdivisions in the Western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the Ammonite Facies and Rudist Facies. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 33, 41-45.
- Berthou, P.Y. (1984b). Répartition stratigraphique actualisée des principaux foraminifères benthiques du Crétacé moyen et supérieur du Bassin Occidental Portugais. *Benthos*, 83, 45-54.
- Berthou, P.Y. (1984c). Zonation par les Ammonites du Cénomanién supérieur et du Turonien inférieur du Bassin Occidental Portugais. *Actas del I^o Congresso Español de Geologia*, vol. 1, Segóvia, 13-26.
- Berthou, P.Y. (1984d). Résumé synthétique de la stratigraphie et de la paléogéographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Geonovas*, 7, 99-120.
- Berthou, P.Y., Brower, J. & Reymont, R. (1975). Morphometrical study of Choffat's Vascoceratids from Portugal. *Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala*, 6, 73-83.
- Berthou, P.Y., Chancellor, G. & Lauverjat, J. (1985). Revision of the Cenomanian-Turonian Ammonite *Vascoceras* Choffat, 1898, from Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71, 55-79.
- Berthou, P.Y. & Lauverjat, J. (1975). Le Cénomano-Turonien à Vascocératidés dans sa région type (embouchure du Rio Mondego, Beira Litoral, Portugal). *Newsletter on Stratigraphy*, 4, 96-118.
- Berthou, P.Y., Soares, A.F. & Lauvervat, J. (1979). Portugal. *In: Mid Cretaceous Events Iberian field Conference 77, field-guide I. Cuadernos de Geologia Ibérica*, 5, 31-124.
- Callapez, P.M. (1992). Estudo paleoecológico dos “Calcários de Trouxemil” (Cenomaniano-Turoniano) na região entre a Mealhada e Condeixa-a-Nova (Portugal Central). *Dissertação de provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica (não publicada)*, Universidade de Coimbra, Coimbra, 272 p.
- Callapez, P.M. (1993). Fácies e macrofauna do Turoniano inferior na região do Baixo Mondego (Beira Litoral, Portugal). *Cadernos de Geografia*, 12, 97-105.
- Callapez, P.M. (1998). Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal. *Tese de Doutoramento (não publicada)*, Universidade de Coimbra, Coimbra, 491 p.
- Callapez, P.M. (1999a). The marine Lower Turonian of West Central Portugal. *European Palaeontological Association. Abstract volume of the Workshop of Lisbon*, Lisbon, 83-87.
- Callapez, P.M. (1999b). The Cenomanian-Turonian of the western Portuguese Basin, Stratigraphy and Palaeobiology of the Central and Northern sectors. *European Palaeontological Association, Workshop of Lisbon, field-trip 2*, Lisbon, 45 pp.
- Callapez, P.M. (2001). Upper Cenomanian and lower Turonian ammonite biostratigraphy of West-Central Portugal. *Bulletin de la Société d'Étude des Sciences Naturelles d'Elbeuf*, num. spec. “Colloque sur le Cénomanién”, 23-26.
- Callapez, P.M. (2003a). The Cenomanian-Turonian transition in West Central Portugal, ammonites and biostratigraphy. *Ciências da Terra*, 15, 53-70.
- Callapez, P.M. (2003b). Notes on the Cretaceous invertebrate faunas of Portugal - I: A new species of *Anadromus* (Mollusca, Gastropoda) from the Campanian-Maastrichtian of Taveiro (Coimbra, West Central Portugal). *Ciências da Terra* 15, 71-76.
- Callapez, P.M. (2004). The Cenomanian-Turonian central West Portuguese carbonate platform. *In: J.L. Dinis & P.P. Cunha (eds). Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia margins. Field Trip Guidebook 2, 23rd IAS Meeting of Sedimentology*, Coimbra, 39-51.
- Callapez, P.M. (2008a). Palaeobiogeographic evolution and marine faunas of the Mid-Cretaceous Western Portuguese Carbonate Platform. *Thalassas*, 24, 29-52.

- Callapez, P.M. (2008b). Associações fósseis bentónicas do Cenomaniano-Turoniano da Figueira da Foz, um tributo aos estudos de Paleoecologia de António Ferreira Soares. In: P.M. Callapez, R.B. Rocha, L. Cunha, J.F. Marques & P.M. Dinis (eds.). *A Terra Conflitos e Ordem. Livro de Homenagem ao Professor António Ferreira Soares*. Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra. 453-466.
- Callapez, P.M., Barroso-Barcenilla, F., Soares, A.F., Segura, M. & Santos, V. (2017). On the co-occurrence of *Rubroceras* and *Vascoceras* (Ammonoidea, Vascoceratidae) in the upper Cenomanian of the West Portuguese Carbonate Platform. *Cretaceous Research*, 88, 325-336.
- Callapez, P.M., Barroso-Barcenilla, F., Duarte, L.V., Sales, F., Santos, J., Soares, A.F., Segura, M., Paredes, R., Comas-Rengifo, M.J., Gonçalves, T. & Marques, J.F. (2017a). Jurássico e Cretácico da região do Baixo Mondego; Herbário e Jardim Botânico da Universidade de Coimbra. In: P.M. Callapez & F. Barroso-Barcenilla (eds.). *Libro Guía de las Excursiones de la / Livro Guia das Excursões da XXII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Coimbra*. Real Sociedad Española de Historia Natural & Universidade de Coimbra. 17-97.
- Callapez, P.M., Barroso-Barcenilla, F., Soares, A.F., Segura, M. & Marques, J.F. (2017b). Costa d'Arnes (Montemor-o-Velho): a transgressão marinha do Cenomaniano (Cretácico Superior) na Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa. In: P.M. Callapez & F. Barroso-Barcenilla (eds.). *Libro Guía de las Excursiones de la / Livro Guia das Excursões da XXII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Coimbra*. Real Sociedad Española de Historia Natural & Universidade de Coimbra. 43-59.
- Callapez, P.M., Barroso-Barcenilla, F., Soares, A.F., Segura, M. & Marques, J.F. (2017c). Nossa Senhora dos Olivais (Tentúgal): domínios costeiros do paleo-Atlântico no Cretácico Superior. In: P.M. Callapez & F. Barroso-Barcenilla (eds.). *Libro Guía de las Excursiones de la / Livro Guia das Excursões da XXII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural, Coimbra*. Real Sociedad Española de Historia Natural & Universidade de Coimbra. 60-72.
- Callapez, P.M., Barroso-Barcenilla, F., Segura, M., Soares A.F., Dinis, P.M. & Marques, J.F. (2019). The West Iberian Continental Margin. In: C. Quesada, & J.T. Oliveira (eds.). *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach. Volume 3: The Alpine Cycle*. Springer Nature, 341-354.
- Callapez, P.M., Dinis, J.L., Soares, A.F. & Marques, J.F. (2010). O Cretácico Superior da Orla Meso-Cenozóica Ocidental de Portugal (Cenomaniano a Campaniano inferior). In: J.M. Coteló Neiva, A. Ribeiro, L. Mendes Victor, F., Noronha, & M.M. Ramalho (eds.). *Ciências Geológicas - Ensino investigação e sua história, I - Geologia Clássica, III - Paleontologia e Estratigrafia (coord. M.T. Antunes)*. Associação Portuguesa de Geólogos e Sociedade Geológica de Portugal. 331-340.
- Callapez, P.M. & Soares, A.F. (1991). O género *Tylostoma* Sharpe, 1849 (Mollusca, Gastropoda) no Cenomaniano de Portugal. *Memórias e Notícias*, 111, 169-182.
- Callapez, P.M. & Soares, A.F. (1993). A família Pectinidae (Mollusca, Bivalvia) no Cenomaniano-Turoniano do sector Norte da Orla Meso-Cenozóica Ocidental. *Memórias e Notícias*, 115, 137-154.
- Callapez, P.M. & Soares, A.F. (2001). Fósseis de Portugal, Amonóides do Cretácico Superior (Cenomaniano-Turoniano). Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra. 106 pp.
- Chancellor, G., Kennedy, W.J. & Hancock, J. (1994). Turonian ammonite faunas from central Tunisia. *Special Papers on Palaeontology*, 50, 1-118.
- Choffat, P.L. (1886). Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vol. I - Espèces nouvelles ou peu connues. Section des Travaux Géologiques du Portugal. 40 pp.
- Choffat, P.L. (1897a). Sur le Crétacique de la région du Mondego. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 124, 422-424.
- Choffat, P.L. (1897b). Parallélisme entre le Crétacique du Mondego et celui de Lisbonne. *C. R. Académie des Sciences*, 124, 519-521.
- Choffat, P.L. (1897c). Faciès Ammonitique et Faciès Récifal du Turonien Portugais. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3^{ème} Série, 25, 470-478.
- Choffat, P.L. (1898). Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vol. II - Les Ammonées du Bellasien, des Couches à *Neolobites vibrayanus*, du Turonien et du Sénonien. Section des Travaux Géologiques du Portugal. 45 pp.

- Choffat, P.L. (1900). Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal - Deuxième étude - Le Crétacé supérieur au Nord du Tage. Direction des Services Géologiques du Portugal. 287 pp.
- Choffat, P.L. (1901-02). Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, vols. III-IV - Mollusques du Sénonien à faciès fluviomarín - Espèces nouvelles ou peu connues. Lisbonne: Direction des Services Géologiques du Portugal. 44 pp.
- Choffat, P.L. (1927). Cartas e cortes geológicos feitos debaixo da direcção de Paul Choffat – Distritos de Leiria e Coimbra. Serviços Geológicos de Portugal. 5 pp.
- Cobban, W.A., Hook, S.C. & Kennedy, W.J. (1989). Upper Cretaceous rocks and ammonite faunas of southwestern New Mexico. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir, 45, 1-137.
- Cragin, F.W. (1893). A contribution to the invertebrate paleontology of the Texas Cretaceous. Texas Geological Survey 4th Annual Report, Part. 2. Ben C. Jones, 141-246.
- Cunha, P.P. (1992). Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Crétacico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra, 262 pp.
- Cunha, P.P. & Reis, R.P. (1995). Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, 16, 155-170.
- Cunha, L., Santos, J. & Ramos, A. (2020). The Mondego River and its Valley. In: G. Vieira, J.L. Zêzere & C. Mora (eds.). *Landscapes and Landforms of Portugal*. Springer Nature Switzerland. 175-184.
- Daveau, S. (1985-1986). Les Bassins de Lousã et d'Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le Massif ancien et sa couverture à l'Est de Coimbra. I - Le bassin sédimentaire; II - L'évolution du relief (em colaboração com P. Birot e O. Ribeiro). 2 vols. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 8, 1-450.
- Dinis, J.L. (2001). Definição da Formação da Figueira da Foz - Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 88, 127-160.
- Dinis, J.L., Rey, J., Cunha, P.P., Callapez, P.M. & Reis, R.P. (2008). Stratigraphy and allogenic controls on the western Portugal Cretaceous, an updated synthesis. *Cretaceous Research*, 29, 772-780.
- Dinis, J.L., Rey, J. & Graciansky, P.C. de (2002). Le Bassin Lusitanien (Portugal) à l'Aptien supérieur-Albien, organisation séquentielle, proposition de corrélations, évolution. *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 757-764.
- D'Orbigny, A. (1841). Paléontologie Française. Terrains Crétacés. I. Céphalopodes. Masson. 121-430.
- Friis, E.M., Crane, P.R. & Mendes, M.M. (2022). The Early Cretaceous mesofossil flora of Catefica, Portugal: angiosperms. *Fossil imprint*, 78(2), 341-424.
- Friis, E.M., Mendes, M.M. & Pedersen, K.R. (2018). *Paisia*, an Early Cretaceous eudicot angiosperm flower with pantoporate pollen from Portugal. *Grana*, 57(1-2), 1-15.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross, C.A. & J.C. Wagoner (eds.). *Sea-Level changes, An integrated approach*. SEPM Special Publications, 42. Society for Sedimentary Geology, 71-108.
- Kennedy, W.J. (1984). Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to the Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of stage boundaries by ammonites. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 33, 147-161.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Soares, A.F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A.C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M.C., Martins, L., Miranda, J.R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M. & Nogueira, C.R. (2013). A Bacia Lusitaniana, estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg (Eds.). *Geologia de Portugal, Vol. II - Geologia Meso-cenozóica de Portugal*. Livraria Escolar Editora, 195-347.
- Krathwohl, D.R. (2002). A revision of Bloom's Taxonomy: An overview. *Theory into practice*, 41(4), 212-218.
- Kvaček, J. & Mendes, M.M. (2023). A new species of the cheirolepidiaceae conifer *Pseudofrenelopsis* from the Lower Cretaceous of Figueira da Foz Formation, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 309, 104361.
- Lauverjat, J. (1978). Le Cénomanién de la vallée du Mondego (Portugal). Limite avec le Turonien. *Evolution Ouest-Est, implications paléogéographiques*. *Géologie Méditerranéenne*, 5, 109-114.

- Lauverjat, J. (1982). Le Crétacé Supérieur dans le Nord du Bassin Occidental Portugais. Thèse de Doctorat d'État. Université Pierre et Marie Curie, 716 pp.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotektonische Forschungen, 6, 78-92.
- Mantell, G. (1822). The fossils of the South Downs: or, Illustrations of the geology of Sussex. L. Relfe.
- Martín-Chivelet, J., Floquet, M., García-Senz, J, Callapez, P.M., López-Mir, B., Muñoz, J.A., Barroso-Barcenilla, F., Segura, M., Soares, A.F., Dinis, P.A., Marques, F.J. & Arbués, P. (2019). Late Cretaceous post-rift to Convergence in Iberia. In: C. Quesada & J.T. Oliveira (eds.). *The Geology of Iberia: a geodynamic approach*. Springer Nature, 275-386.
- Martins, A.F. (1949). Le Centre littoral et le Massif Calcaire d'Estremadura. Livret-guide de l'excursion B du XIV Congrès Internacional de Géographie. 96 pp.
- Mateus, O., Puértolas-Pascual, E. & Callapez, P.M. (2018). A new eusuchian crocodylomorph from the Cenomanian (Late Cretaceous) of Portugal reveals novel implications on the origin of Crocodylia. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 186, 521-528.
- Mendes, M.M. & Kvaček, J. (2022). *Frenelopsis antunesii* sp. nov., a new cheirolepidiaceous conifer from the Lower Cretaceous of Figueira da Foz Formation in western Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 300, 104643.
- Mendes, M.M., Kvaček, J. & Doyle, J.A. (2023). *Pseudofrenelopsis dinisii*, a new species of the extinct conifer family Cheirolepidiaceae from the probable lower Hauterivian (Cretaceous) of western Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 315(2), 104905.
- Montenat, C., Guéry, F. & Jamet, M. (1988). Mesozoic evolution of the Lusitanian basin: comparison with the adjacent margin. In: G. Boillot, E.L. Winterer, et al. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 103, 757-775.
- Moura, A. (1958). Alguns equinídeos regulares fósseis da Costa d'Arnes, Alfarelos, Coimbra. *Memórias e Notícias*, 45, 61-72.
- Orion, N. (2007). A Holistic Approach for Science Education for All. *Eurasia Journal of Mathematics, Science & Technology Education*, 3(2), 99-106.
- Ozkaya de Juanas, S., Alcalde-Fuentes, M.R., Audije-Gil, J., Barroso-Barcenilla, F., Berrocal-Casero, M., Callapez, P.M., Pérez-Valera, J.A., Santos, V.F. dos & Segura, M. (2021a). Reactivating old limestone quarries: new perspectives as didactic resources for "The Geological Hunt". In: *Libro de Resúmenes de la XXIV Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural* (pp.). Valencia, 226-227.
- Ozkaya de Juanas, S., Barroso-Barcenilla, F. & Callapez, P.M. (2021b). Didactic and outreach possibilities of the Cretaceous palaeontological site Figueira da Foz (Portugal). *Comunicações Geológicas*, 108, 125-130.
- Ozkaya de Juanas, S., Barroso-Barcenilla, F., Berrocal-Casero, M. & Callapez, P.M. (2023). Virtual fossils for widening Geoeducation approaches: A case study based on the Cretaceous sites of Figueira da Foz (Portugal) and Tamajón (Spain). *Geosciences*, 13, 16.
- Pimentel, R.J., Audije-Gil, J., Barroso-Barcenilla, F., Berrocal-Casero, M., Callapez P.M., Ozkaya de Juanas, S. & Segura, M. (2023). On the occurrence of *Carentonosaurus* Rage and Néraudeau, 2004 (Squamata, Pythonomorpha) in the Iberian Cretaceous, with description of a new species from the uppermost middle Cenomanian of West Portugal. *Cretaceous Research* (in press).
- Pinheiro, L., Wilson, R., Reis, R.P., Whitmarsh, R. & Ribeiro, A. (1996). The western Iberia margin, a geophysical and geological overview. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Research*, 149, 3-23.
- Reis, R.P. (1981). La sédimentation continentale du Crétacé terminal au Miocène sur la Bordure Occidentale du Portugal, entre Coimbra et Leiria. Thèse de 3^{ème} Cycle, Université de Nancy I, Nancy, 153 pp.
- Reis, R.P. (1983). A sedimentologia de depósitos continentais: dois exemplos do Cretácico Superior-Miocénico de Portugal. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra, 389 pp.
- Reis, R.P. (2000). 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*, 87, 63-76.

- Rey, J., Dinis, J.L., Callapez, P.M. & Cunha, P.P. (2006). Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. Cadernos de Geologia de Portugal. INETI. 75 pp.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, P., Rocha, R.B., Ferreira Soares, A., Zbyszewsky, G., Almeida, F.M., Carvalho, D. & Monteiro, J. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal.
- Rocha, R.B., Manupella, G., Mouterde, R., Ruget, Ch. & Zbyszewski, G. (1981). *Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia explicativa da folha 19-C - Figueira da Foz*. Lisboa: Serviços Geológicos de Portugal. 114 pp.
- Rocha, R.B. & Soares, A.F. (1984). Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozoica ocidental de Portugal. Memórias e Notícias, 97, 133-142.
- Segura, M., Barroso-Barcenilla, F., Callapez, P.M., García-Hidalgo, J.F. & Gil, J. (2014). Depositional Sequences and Cephalopod Assemblages in the upper Cenomanian-lower Santonian of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Geologica Acta*, 12, 19-27.
- Sharpe, D. (1849a). On *Tylostoma*, a proposed genus of gasteropodous molluscs. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 5, 375-380.
- Sharpe, D. (1849b). Remarks on the genus *Nerinea*, with an account of the species found in Portugal. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 6, 101-115.
- Sharpe, D. (1849c). On the Secondary District of Portugal which lies on the North of the Tagus. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 6, 135-201.
- Soares, A.F. (1960). Considerações sobre as *Exogyra columba* Lam., *Exogyra flabellata* Gold. e *Exogyra olisiponensis* Sharpe do Cretácico das regiões de Coimbra e Figueira da Foz. Memórias e Notícias, 49, 21-40.
- Soares, A.F. (1966). Estudo das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do Rio Mondego). Memórias e Notícias, 62, 1-343.
- Soares, A.F. (1967). Nouveau genre de lamellibranche Hétérodonte du Crétacé du Portugal. Memórias e Notícias, 64, 58-65.
- Soares, A.F. (1968a). Uma nova espécie da família Trochidae - *Calliostoma (Calliostoma) choffati* - no Cretácico Superior de Portugal metropolitano. Revista de Ciências Geológicas, Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Lourenço Marques, série A, 1, 44-53.
- Soares, A.F. (1968b). Estudo da distribuição dos Ostréideos do Cretácico superior (Cenomaniano superior e Turoniano inferior) na região entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (Margem direita do Rio Mondego). Revista de Ciências Geológicas, Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Lourenço Marques, série A, 1, 55-72.
- Soares, A.F. (1968c). Contribution à l'étude de la distribution des échinides du Crétacé Supérieur du Portugal. Les échinides de la région entre Sargento-Mor et Montemor-o-Velho. Memórias e Notícias, 64, 1-20.
- Soares, A.F. (1972). Contribuição para o estudo do Cretácico em Portugal (o Cretácico Superior da Costa de Arnes). Memórias e Notícias, 74, 1-56.
- Soares, A.F. (1980). A «Formação Carbonatada» na região do Baixo-Mondego. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, 66, 99-109.
- Soares, A.F., Barbosa, B. & Reis, R.P. (1982). Esboço de enquadramento cronostratigráfico das unidades líticas pós-jurássicas da Orla Meso-Cenozóica Ocidental entre os paralelos de Pombal e Aveiro. Memórias e Notícias, 93, 77-91.
- Soares, A.F. & Devriès, A. (1967). Un genre nouveau de la famille des Periscomidae dans le Crétacé du Portugal. Memórias e Notícias, 63, 55-64.
- Soares, A.F. & Marques, A. (1973). Os equinídeos cretácicos da região do Rio Mondego (estudo sistemático). Memórias e Notícias, 75, 1-45.
- Soares, A.F., Marques, J.F. & Rocha, R.B. (1985). Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. Memórias e Notícias, 100, 41-71.
- Soares, A.F., Marques, J.F. & Sequeira, A.J. (2007). Carta geológica de Portugal na escala de 1/50 000, Notícia explicativa da folha nº 19D (Coimbra-Lousã). Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação. 71 pp.

- Soares, A.F. & Reis, R.P. (1980). Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-jurássicas na região do Baixo Mondego. Livro de homenagem a Orlando Ribeiro, vol. I. Centro de Estudos Geográficos, 183-202.
- Soares, A.F., Rocha, R.B., Elmi, S., Henriques, M.H., Mouterde, R., Almeras, Y., Ruget, C., Marques, J.F., Duarte, L.V., Carapito, M.C. & Kullberg, J.C. (1993). Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un «rift avorté». C. R. Académie des Sciences de Paris, 2^{ème} série, 317, 1659-1666.
- Teixeira, C., Pais, J. & Rocha, R.B. (1979). Quadros de unidades estratigráficas e da Estratigrafia portuguesa. Lisboa: INIC - Instituto nacional de Investigação Científica.
- Wilson, R.C.L. (1979). A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. Ciências da Terra, 5, 53-84.
- Wilson, R.C.L. (1988). Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. Revista de la Sociedad Geológica de España, 1, 393-407.
- Wilson, R.C.L., Hiscott, R., Willis, M. & Gradstein, F. (1989). The Lusitanian Basin of west central Portugal, Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. In: A. Tankard & H. Balkwill (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. AAPG Memoir 46, 341-361.

Neste território destacam-se três elementos geológicos, com reconhecida relevância internacional e que suportam a candidatura a Geoparque Global da UNESCO: A) a Seção e Ponto do Estratótipo do Toarciano (GSSP), uma referência estratigráfica mundial (Rocha *et al.*, 2016); B) o incrivelmente rico registo paleontológico de dinossauros jurássicos, incluindo vários holótipos (Mateus *et al.*, 2017); e C) as descobertas de plantas cretácicas notavelmente bem preservadas, documentando um dos mais antigos conjuntos mesofósseis de angiospérmicas do mundo (Mendes, 2020). Outros aspetos importantes incluem as magníficas sequências de afloramentos que documentam a abertura do Atlântico Norte e seu registo paleontológico relacionado, ambos sujeitos a mais de um século de intensa investigação científica.

O território do AGO é também importante pelo seu rico registo geológico, desde o Triássico Superior até ao Holocénico, evidenciando-nos assim vários momentos e fases da evolução da Terra, nomeadamente a abertura do Atlântico Norte. Afloramentos de classe mundial expõem e documentam o longo *rifting* marinho jurássico, as unidades continentais pós-rifte e a bacia invertida pela orogenia alpina no cenozoico. As extensas arribas costeiras são habitualmente um local privilegiado de observação, expondo continuamente ao longo de centenas de metros as unidades sedimentares mesozoicas de pendor suave. Frequentes visitas de campo científicas e técnicas incluem esta região, que há muito atrai a atenção de investigadores, profissionais e académicos, nacionais e internacionais.

A localização costeira é também uma característica importante deste território, evidenciando a interação permanente entre processos continentais e marinhos. A linha de costa, com as suas arribas, areais, dunas, lagoas e estuários, é um laboratório natural para compreender a dinâmica costeira e os efeitos da centenária e recente subida do nível do mar e das alterações climáticas.

Por fim, esta é uma região com um riquíssimo Património Natural, Cultural e Imaterial, em muitos casos intimamente relacionado com as características geológicas do território. Estas incluem lagoas costeiras com abundante fauna, paisagens cársticas com grutas pré-históricas, fortificações em vários topos de colinas ou vinhas e pomares em solos argilosos.

2. Contexto geológico

Esta excursão desenrola-se integralmente em terrenos englobadas na Bacia Lusitânica (BL), no Centro-Oeste de Portugal. Localizada na Margem Ibérica Ocidental, a BL formou-se devido ao desmembramento do último supercontinente, a Pangeia, com a separação das placas norte-americana e euro-asiática (Fig. 2). A BL é classificada como uma bacia extensional na margem continental de um *rifte* de tipo atlântico (Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1900; Rasmussen *et al.*, 1998). Durante a distensão mesozoica inicial da Pangea, a Península Ibérica estava numa posição chave entre os supercontinentes Laurásia (a norte) e Gondwana (a sul) (Ziegler, 1988). A extensão crustal deu lugar a várias bacias no Oeste Ibérico, incluindo as bacias do Porto, Lusitânica e do Alentejo, conduzindo à abertura do Oceano Atlântico Norte. No lado oposto do Atlântico, a margem conjugada inclui as bacias *offshore* canadianas (não expostas) *Orphan*, *Jeane D'Arc* e *Flemish Pass*.

A BL é uma bacia mesozoica alongada NNE-SSW (aproximadamente 200 km de comprimento por 100 km de largura), com o *horst* das Berlengas como limite ocidental e a falha de Porto-Tomar e rochas do soco paleozoico soerguidas como limite oriental. O seu limite sul corresponde à falha da Arrábida e, a norte, liga-se ao *offshore* da bacia do Porto.

Devido à compressão e soerguimento alpinos, é a única bacia marginal do Atlântico Norte com extensa área de afloramento. Este facto tem atraído muitos geólogos de todo o mundo, para desenvolver projetos de investigação e cursos de formação, particularmente associados à evolução das margens *rifte* e à geologia do petróleo. O soco da BL é um conjunto heterogéneo, maioritariamente composto por rochas ígneas e metassedimentares do Paleozoico, abrangendo desde o Câmbrio até o Carbonífero.

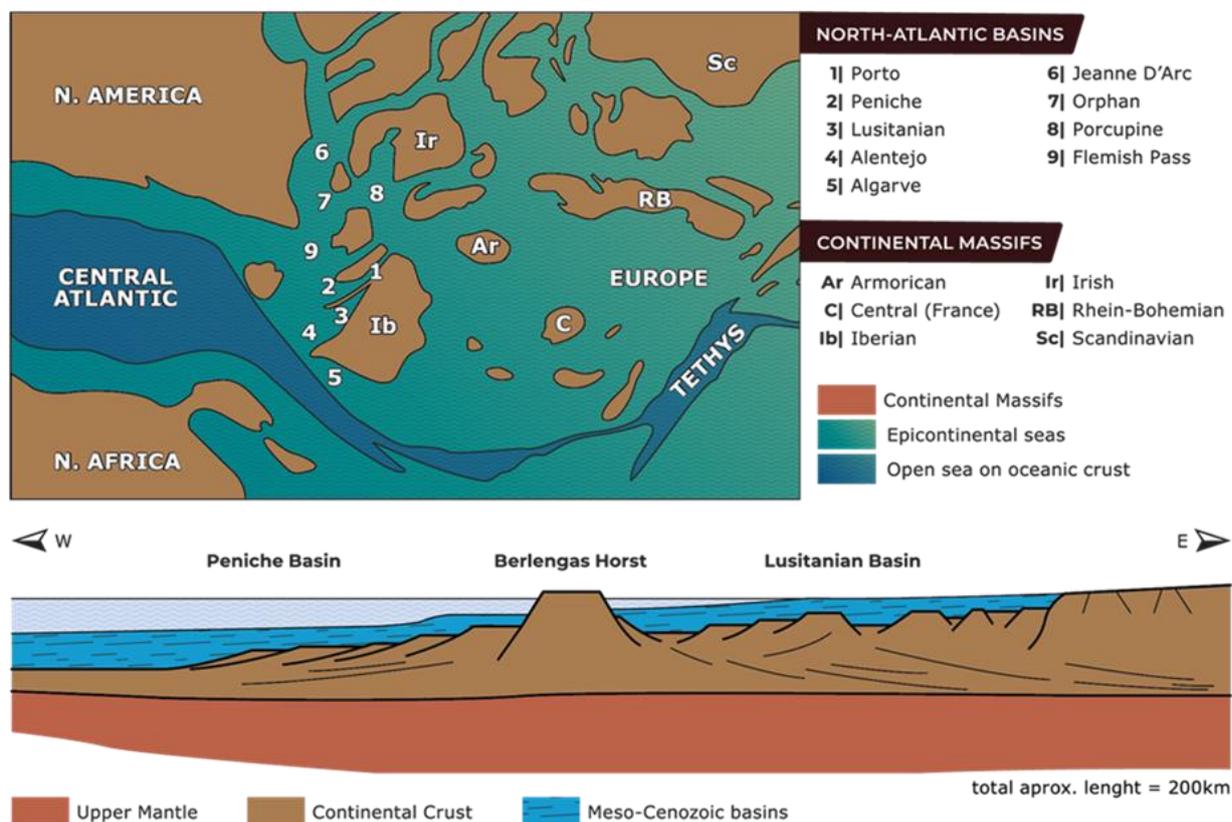


Fig. 2. A) Reconstrução paleogeográfica para o domínio Ibérico e Atlântico Norte (adaptado de Ziegler, 1988); B) Corte esquemático da Margem Ibérica Ocidental (adaptado de Ribeiro et al., 1996).

Triássico

Os sedimentos mais antigos conhecidos na BL são datados do Triássico Superior (Ladiniano- Carniano), relacionados com a extensão inicial e fragmentação da Pangea e o desenvolvimento de *horsts* e *grabens* assimétricos intra-continentais (Ribeiro et al., 1996; Pena dos Reis et al., 2011). A cobertura sedimentar inicial da BL foi feita por camadas vermelhas predominantemente siliciclásticas, por vezes muito grosseiras (*Grupo Silves*, Triássico Superior), depositadas por sistemas de leques aluviais que preencheram os *grabens* recentemente criados (Fig. 3). Gradualmente, em direção a áreas mais distais e também em direção ao topo da sequência, os sistemas aluvionares deram lugar a depósitos mais finos e, finalmente, a depósitos de *playa* e *sabkha* (*Fm. Dagorda*, Hettangiano). Esses depósitos ricos em evaporitos, com espessuras provavelmente de até 400 m, desempenharam um papel crucial na tectónica diapírica posterior, conforme descrito abaixo. As rochas da *Fm. Dagorda* são as rochas mais antigas observadas no AGO, podendo ser observadas um pouco por todo o seu território (Fig. 8).

Jurássico Inferior e Médio

No início do Jurássico, a crescente extensão e subsidência permitiram a penetração e instalação de mares epicontinentais, precursores do Atlântico Norte. As primeiras camadas do Jurássico Inferior marinho correspondem a carbonatos dolomíticos costeiros e marinhos rasos (*Fm. Coimbra*, Sinemuriano), contendo as primeiras amonites (Fig. 3). Gradualmente, uma ampla rampa carbonatada desenvolveu-se, mergulhando suavemente para o oeste, e os mares rasos deram lugar a condições marinhas mais abertas e à deposição de carbonatos margosos espessos (*Grupo Brenha*, Jurássico Inferior) (Azerêdo et al., 2003; Kullberg et al., 2013) (Fig. 3). Nessa altura, o limite ocidental da bacia não estava muito longe da atual linha de costa, como testemunha a presença de areias arcósicas nas sequências Toarcianas de Peniche. As unidades mais antigas e também mais profundas incluem camadas ricas em matéria orgânica, com potencial comprovado para geração de hidrocarbonetos.

No Jurássico Médio, as condições marinhas tornaram-se mais rasas, depositando-se calcários costeiros de alta energia, incluindo calcários oolíticos e bioclásticos (*Grupo Candeeiros*) (Fig. 3). No final do Caloviano, desenvolveram-se fácies muito rasas e emergiram as partes orientais da bacia (Azerêdo et al., 2003).

Esta emersão, causada por um evento global que forçou a regressão regional, levou à exposição sub-aérea das camadas e criou uma ampla discordância na bacia, com diferentes assinaturas sedimentológicas (desde carsificação a leste até a *hardgrounds* a oeste). A espessura total dos carbonatos do Jurássico Inferior e Médio é de cerca de 1 a 1,5 km.

Jurássico Superior

A segunda fase de *rifting* no Jurássico Superior trouxe a subsidência de volta à bacia e a sedimentação marinha foi retomada no Oxfordiano, inicialmente com carbonatos lagunares (*Fm. Cabaços*, Oxfordiano médio) (Fig. 3). Estes sedimentos encontram-se em discordância angular sobre as *Fm. Brenha* e *Grupo Candeeiros*, sendo constituídos por calcários betuminosos laminados, com reconhecido potencial de rocha geradora. A esta formação seguiram-se os carbonatos marinhos de mar aberto, por vezes com intercalações margosas (*Fm. Montejunto*, Oxfordiano) (Fig. 3), com cerca de 0,5 km de espessura (Fig. 8).

O clímax do *rifte* Kimmeridgiano é registado por intensa subsidência em áreas depocêntricas, com um preenchimento de até 3 km de espessura, principalmente por depósitos siliciclásticos (Pena dos Reis et al., 2000). Formaram-se então três sub-bacias hiper-subsidentes, separadas pelo diapiro de Torres Vedras - Matacães, em redor do Bombarral, Arruda e Turcifal. Uma quarta sub-bacia menos subsidente, desenvolveu-se a oeste do alinhamento diapírico de Caldas da Rainha - Vimeiro - Santa Cruz, em torno da Consolação. O enchimento sedimentar inclui argilas arenosas de transição e calcários margosos (*Fm. Alcobaça*) (Fig. 3), e também margas ou areias (por vezes conglomeráticas) de turbiditos marinhos depositados em áreas mais profundas (*Fm. Abadia*) (Fig. 3).

À medida que a subsidência foi gradualmente estabilizando, a bacia foi quase totalmente preenchida e, por isso, os depósitos siliciclásticos fluviais progradaram sobre toda a bacia, cobrindo-a com mais de 0,5 km de areias e argilas avermelhadas (*Fm. Lourinhã*) (Fig. 3).

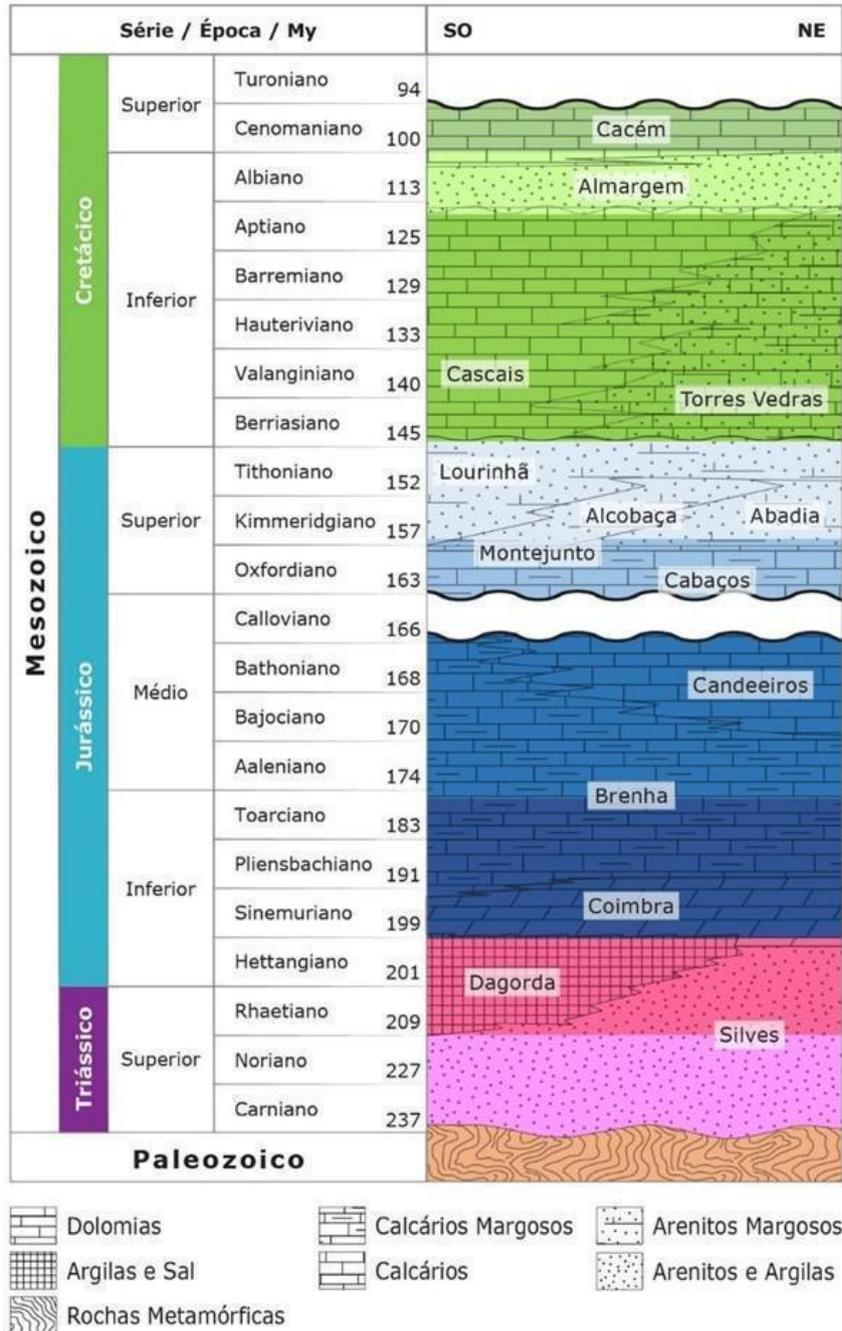


Fig. 3 - Tabela litoestratigráfica simplificada do enchimento sedimentar da Bacia Lusitânica (adaptado de Azerêdo et al., 2003; Dinis et al., 2008; Pena dos Reis et al., 2011; Kullberg et al., 2013).

Essas unidades continentais a transicionais contêm os ricos fósseis de dinossauros encontrados nesta região. Esses restos levaram ao reconhecimento de onze novas espécies de dinossauros, mas também se encontraram muitos outros materiais fósseis de importância científica. Além disso, o crescente conhecimento das microfaunas revela um enorme potencial para a descoberta de fósseis de vertebrados até então desconhecidos, como pequenos lagartos, anfíbios e mamíferos. As áreas a norte e as atuais arribas costeiras do território correspondiam a paleoambientes fluviais e de transição, explicando a abundância de vertebrados continentais e costeiros, enquanto as áreas a sul e este correspondiam maioritariamente a fácies marinhas abertas (Fig. 4).

Reconstruções paleogeográficas baseadas em paleocorrentes e análise de proveniência, mostram claramente que a bacia do Jurássico Superior tinha uma tendência alongada NNE- SSW, mergulhando para o sul e limitada por dois bordos ativos, contribuindo com entradas terrígenas no depocentro axial (Fig. 4). Nesta região, o bloco das Berlengas produziu sedimentos para os depocentros localizados nas partes mais ocidentais da bacia, enquanto de oriente proviriam também materiais para a região onde hoje se localiza a Serra de Montejuento.

Já próximo do final do Jurássico Superior, várias partes da BL encontravam-se totalmente preenchidas e emersas, marcando uma mudança no regime de sedimentação desta bacia. Durante todo o Jurássico, a sedimentação na área do AGO ocorreu, grosso modo, de oeste para este, com o relevo do *horst* das Berlengas a fornecer elementos detríticos para o interior da BL. Já no Cretácico e com a BL quase preenchida, a sedimentação passa a ocorrer predominantemente de Este para Oeste, com materiais detríticos provenientes do soco antigo ibérico.

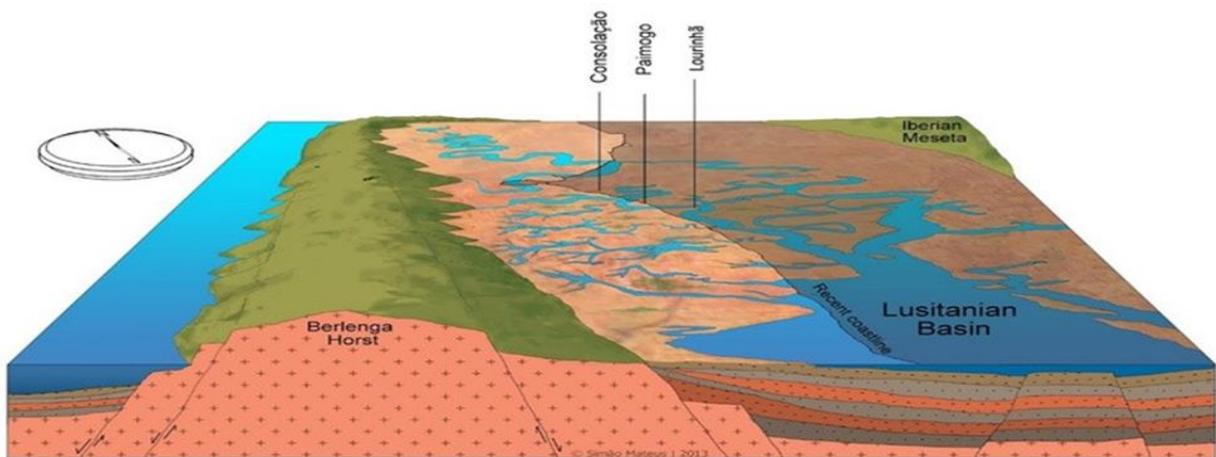


Fig.4. Reconstrução paleogeográfica da região do AGO no Jurássico Superior (ilustração de Simão Mateus).

Cretácico

A sedimentação predominantemente fluvial (*Grupo Torres Vedras*) a transicional (*Grupo Cascais*) predominou ao longo do Cretácico Inferior, com alternâncias de unidades mais terrígenas e mais carbonatadas (Fig. 3). As areias e argilas fluviais contêm alguns fósseis continentais, nomeadamente a mais antiga flora mesofóssil contendo vestígios detalhados de angiospérmicas. As alternâncias resultaram de variações eustáticas de origem geodinâmica, à medida que o Atlântico Norte se abria em segmentos sucessivos para norte, com discordâncias de ruptura no Berriasiano, Barremiano e Aptiano (Dinis *et al.*, 2008). A última discordância marca a ruptura definitiva dos continentes e o alastramento dos fundos oceânicos, com separação total entre os continentes europeu e norte-americano, estando marcada pela entrada de areias grosseiras (*Fm. Almagem*). O preenchimento da bacia Cretácica, com cerca de 1 km de espessura, encontra-se selado por carbonatos marinhos do Cenomaniano-Turoniano (*Fm. Cacém*) (Fig. 3), relacionados com uma transgressão global.

No final do Cretácico, o movimento relativo da placa africana e da microplaca ibérica tornou-se convergente. Este quadro geodinâmico, relacionado com a ampla orogénese alpina peri-mediterrânica, interrompeu a subsidência na BL, diminuiu a sedimentação e promoveu a emersão e levantamento de quase toda a bacia. Outra consequência dessa instabilidade geodinâmica foi a ocorrência de intensa atividade magmática com assinatura continental alcalina, promovendo a intrusão de muitos diques e soleiras na espessa cobertura mesozoica.

Cenozoico

Um grande hiato deposicional estendeu-se por cerca de 40 Ma, durante os quais terá predominado o soerguimento e erosão das áreas mesozoicas. No Paleogénico foi retomada a sedimentação no interior de novas bacias terciárias intra-continentais criadas pelos relevos recém-criados. Tal é o caso da pequena bacia de Runa, com areias conglomeráticas aluviais e margas palustres paleogénicas. A Este do anticlinal de Montejunto, desenvolveu-se uma grande bacia terciária, a Bacia do Baixo Tejo, na qual estão presentes, depósitos paleogénicos basais, e extensos depósitos neogénicos, margas arenosas continentais a transicionais miocénicas e areias fluviais pliocénicas.

A evolução quaternária é marcada pelo levantamento acentuado da região, com reconhecida atividade neotectónica. Este movimento promoveu intensa incisão fluvial, para oeste em direção ao Atlântico, intercalada com o alargamento de vales interglaciais e terraços fluviais escalonados. A glaciação do Wurm foi particularmente marcante nesta região do sul da Europa, promovendo há cerca de 20 mil anos uma descida do nível do mar superior a 100 m na costa atlântica e expondo uma parte importante da atual plataforma continental (Dias *et al.*, 2000). As cavernas cársicas contemporâneas apresentam evidências de ocupação humana em vários locais. A subsequente elevação do nível do mar, relacionada com o período pós-glacial Flandriano, promoveu um intenso enchimento aluvial e a atual morfologia plana e condição estuarina da maioria dos vales terminais (Fig. 5).

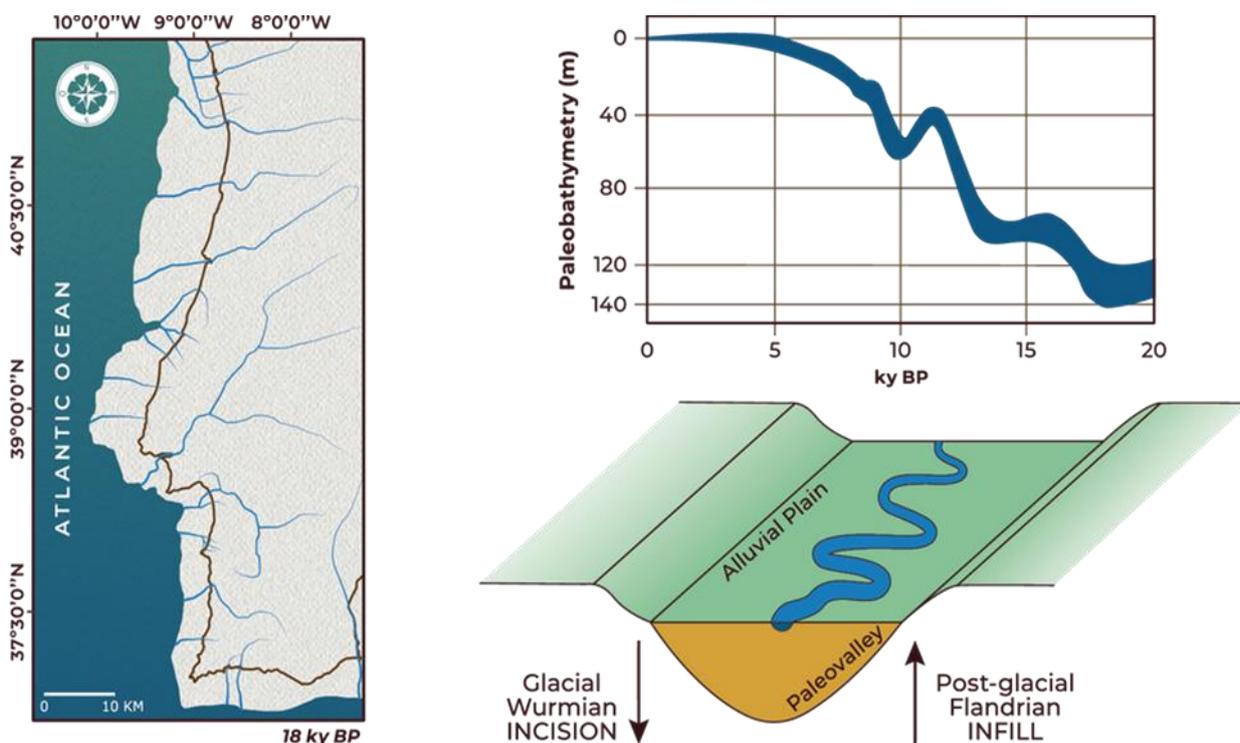


Fig. 5. Mapa com reconstrução da paleocosta portuguesa há 20 mil anos, durante a última glaciação (Dias *et al.*, 2000), e gráfico que mostra a variação do nível do mar para a costa portuguesa no Holocénico (Dias *et al.*, 2000); Esboço da incisão e preenchimento aluvial na zona vestibular da maioria dos rios portugueses (Fonte: AGEO).

Inversão Alpina e Diapirismo

No final do Cretácico e ao longo do Cenozoico, o contexto geodinâmico regional mudou radicalmente, passando a predominar a compressão associada à colisão entre a placa Africana e a micro-placa Ibérica. Como consequência, a BL que até então tinha sido palco de subsidência e sedimentação predominantes, passou a ser afectada por esforços compressivos que a deformaram. Deste modo, sectores importantes da bacia foram soerguidos, expondo as unidades geológicas mais antigas e criando novos relevos. Assim se explica o afloramento de rochas do Jurássico Inferior em Peniche, ou do Jurássico Médio em Montejunto ou do início do Jurássico Superior no Planalto das Cesaredas (Fig. 7).

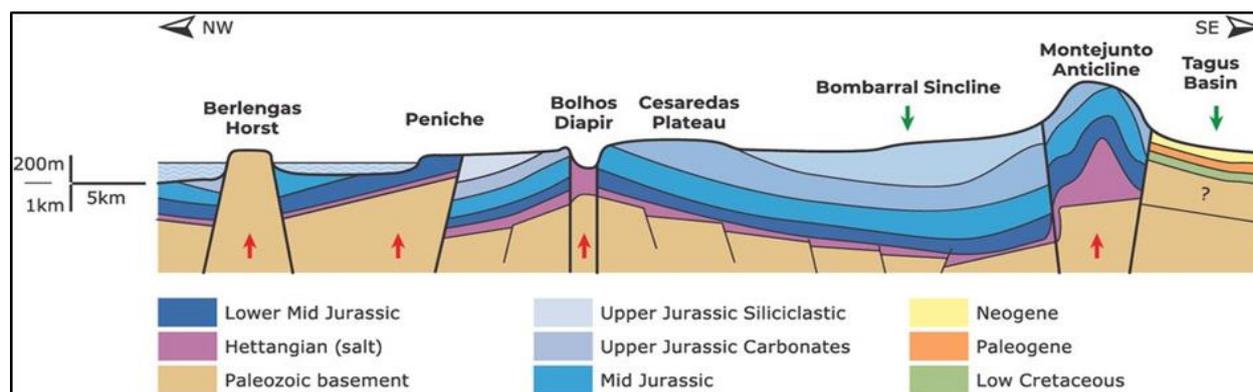


Fig. 7. Corte geológico esquemático WNW-ESE da Bacia Lusitânica, entre Peniche, Cadaval e Montejunto, evidenciando os efeitos da compressão alpina na exposição dos calcários jurássicos e geração de relevo (Fonte: AGEO).

Para esta deformação e soerguimento das camadas jurássicas, contribuiu também, de forma decisiva, a presença de camadas argilosas e evaporíticas na base do enchimento da BL (Fig. 6). As argilas hetangianas da *Fm. Dagorda* incluem camadas e massas evaporíticas abundantes, ricas em halite e gesso. Essas camadas têm menor densidade do que as rochas de cobertura espessas, cuja pressão litostática é responsável pela ascensão do material menos denso que está por baixo. Essas rochas mais profundas e menos densas subiram 3 km em direção à superfície, através de fraturas profundas e falhas. Os movimentos de sal (ou halocinese) provavelmente começaram no clímax do rift do Jurássico Superior continuando até hoje, sendo a principal causa da deformação das camadas mesozoicas.

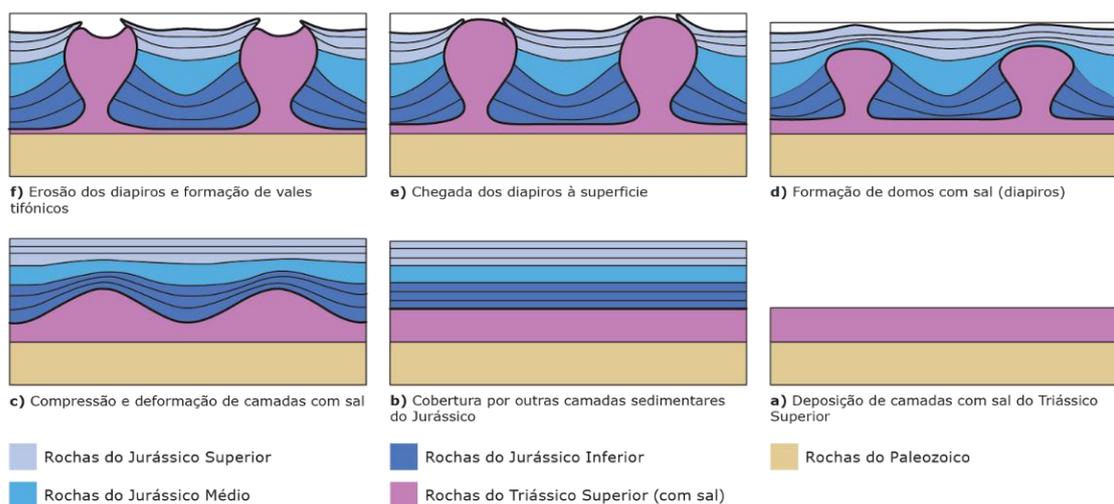


Fig. 8. Evolução de um diapíro e formação de um vale tifónico, por erosão (Fonte: AGEO).

A chegada dos diapíros à superfície, perfurando toda a cobertura mesozoica, ocorreu no final do Cretácico, relacionada com os primeiros eventos intensos de compressão alpina e também com a atividade magmática coeva, intrusiva ao longo de algumas das estruturas diapíricas. A tectónica do sal é também responsável pela maior parte da geomorfologia atual, particularmente nos chamados “vales tifónicos” (relativo ao deus grego *Typhon*), onde a erosão exumou à superfície os diapíros e as paredes de sal. Este termo foi definido pela primeira vez no século XIX, com base nas feições geomorfológicas do vale diapírico das Caldas da Rainha, no território do AGO.

Os terrenos e as paisagens do Oeste

A longa história geológica do território do AGO reflecte-se fortemente na natureza dos seus terrenos e nas suas paisagens. As rochas aqui formadas há milhões de anos, são bastante diversificadas, com abundância de calcários de idade jurássica e de arenitos argilosos do Jurássico Superior ou posteriores (Fig. 9). Esta dualidade litológica criou desde logo dois tipos de terrenos e também de relevos ou paisagens características na região.

As rochas calcárias são mais resistentes à erosão e, quando expostas à superfície, são parcialmente dissolvidas num processo de “carsificação”. Os terrenos resultantes são por isso geralmente algo escalavrados, com muita pedra calcária exposta ou solta e argilas vermelhas (a chamada “terra rossa”) a envolvê-las ou a cobri-las. A drenagem nestes terrenos caracteriza-se pela infiltração rápida, ao longo de fendas cársicas, alimentando lençóis subterrâneos mais ou menos profundos. São por isso terrenos menos propícios à agricultura, seja de vinha, de árvores de fruta ou hortícolas.

Tratando-se de calcários de idade anterior ao Cretácico, a sua presença à superfície implica que as rochas que em tempos os cobriram, a partir do Jurássico Superior, tenham sido erodidas. Para que tal tenha acontecido, foi necessário algum soerguimento, decorrente da orogenia alpina, e consequente erosão (Fig. 7). Os calcários aparecem assim nesta região sempre em lugares elevados em relação aos terrenos circundantes (em geral mais recentes), como é o caso no Planalto das Cesaredas ou na Serra de Montejunto.

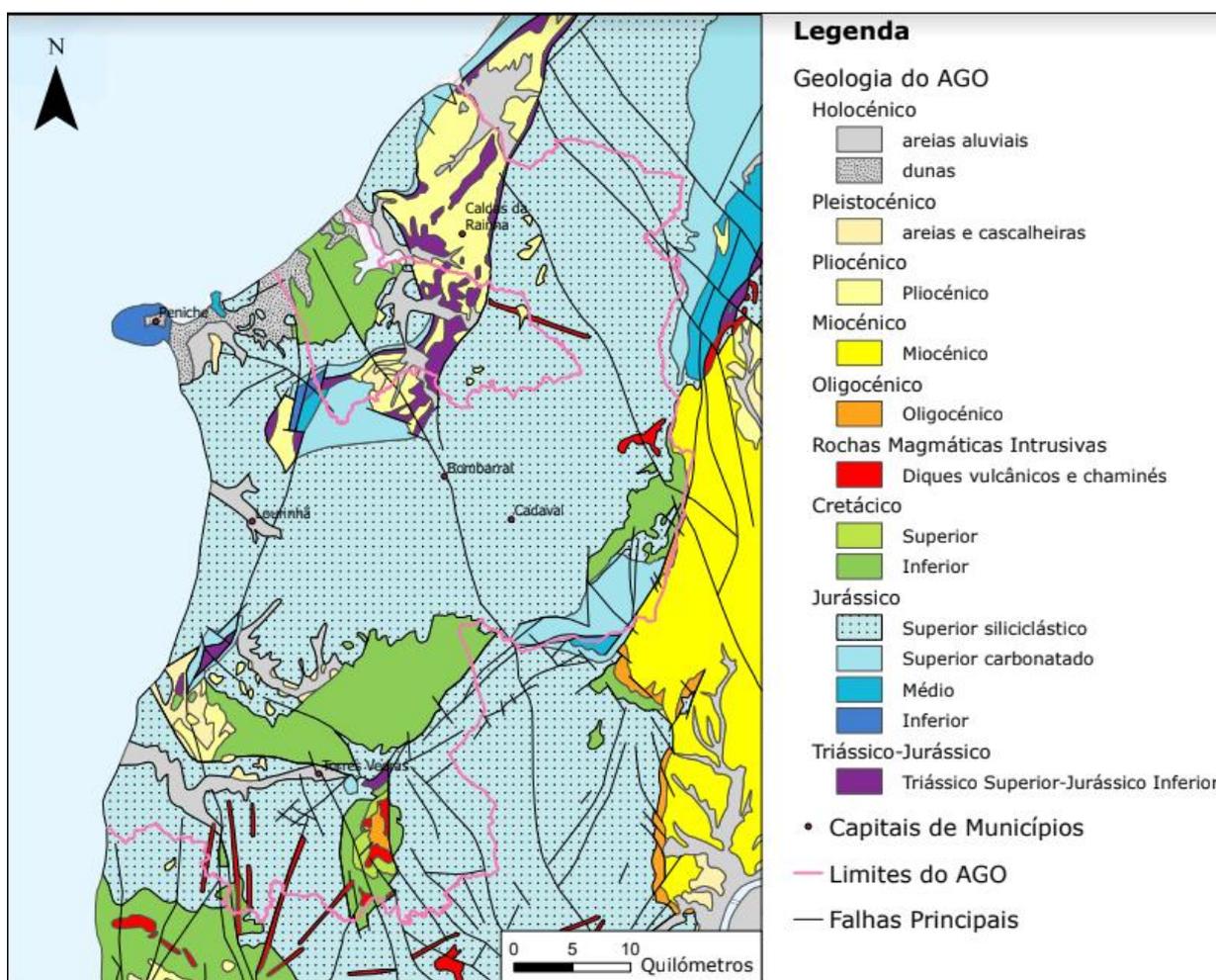


Fig. 9. Mapa geológico simplificado (LNEG, 2022).

O outro grande grupo de rochas aflorantes corresponde aos arenitos e argilas que se acumularam na região a partir do Jurássico Superior (Fig. 9). Os solos resultantes da alteração destas unidades jurássicas apresentam tonalidades avermelhadas a amareladas e nelas predominam as areias imaturas e forte conteúdo argiloso. Este facto torna-as particularmente favoráveis para a agricultura, nomeadamente da vinha. Estas unidades predominam na região, ocupando cerca de metade da área do AGO.

Já as rochas terrígenas do Cretácico são algo diferentes, com areias quartzíticas, muito ácidas e também com menos argilas, o que torna os solos resultantes menos favoráveis para a agricultura. Por essa razão, nesses terrenos arenosos predomina a ocupação florestal, tanto de eucaliptos como de pinheiros. Tal é o caso da região a norte de Torres Vedras e também a sul da Foz do Arelho.

No fundo dos vales relacionados com os diapiros, como é o caso da região das Caldas da Rainha e da Roliça, encontramos solos argilosos vermelhos (resultantes de rochas do Hetangiano) cobertos por areias pliocénicas soltas. A grande extensão dessas áreas planas, a presença de uma cobertura arenosa permeável e de um sub-solo argiloso impermeável, conferem a essas regiões boa aptidão em termos de recursos hídricos e agrícolas.

A paisagem do território é marcada por alguma diversidade, destacando-se três elementos fundamentais: os relevos calcários, os vales diapíricos e as áreas onduladas. O principal relevo calcário é naturalmente a Serra de Montejunto, que domina do lado interior da região, que daí se estende até ao mar. Elevada algumas centenas de metros, com o ponto mais alto a 666 m de altitude, esta serra

constitui uma fronteira natural da região. A serra separa os terrenos cenozoicos do Ribatejo interior (Alenquer – Alcoentre, a cotas inferiores a 100 metros) da faixa litoral oeste, essencialmente mesozoica (Torres Vedras – Cadaval, a cotas superiores a 100 metros).

Em oposição aos relevos calcários e em parte relacionados com eles, os vales diapíricos apresentam características muito particulares, em termos da sua morfologia e também dos terrenos que aí se encontram. São zonas com fundo plano, com extensões variáveis e ladeadas por vertentes calcárias abruptas. Em Matações, Maceira e Bolhos os diapiros são de pequena dimensão (menos de 10 km²) enquanto entre a Columbeira e as Caldas da Rainha se estendem por mais de 15 km (e outro tanto até à Nazaré), com uma largura de 2 a 5 km. Sendo locais abrigados, planos e com disponibilidade de água subterrânea, são bastante favoráveis à agricultura, embora a qualidade dessas águas possa ser por vezes menos boa devido à sua salinidade.

A maioria do território do AGO caracteriza-se por uma paisagem ondulada, com pequenas colinas de topo arredondado, vertentes suaves e vales pouco encaixados. Estas paisagens correspondem ao entalhe fluvial nos terrenos arenosos e argilosos do Jurássico Superior e Cretácico, pouco resistentes e facilmente erodíveis. Esta paisagem encontra-se bem desenvolvida no triângulo entre a Lourinhã, Torres Vedras e o Cadaval (e daqui para norte até às Caldas), região predominantemente agrícola, com pomares e vinhas, que constituem a base económica da região.

3. Locais de observação

Localização das paragens

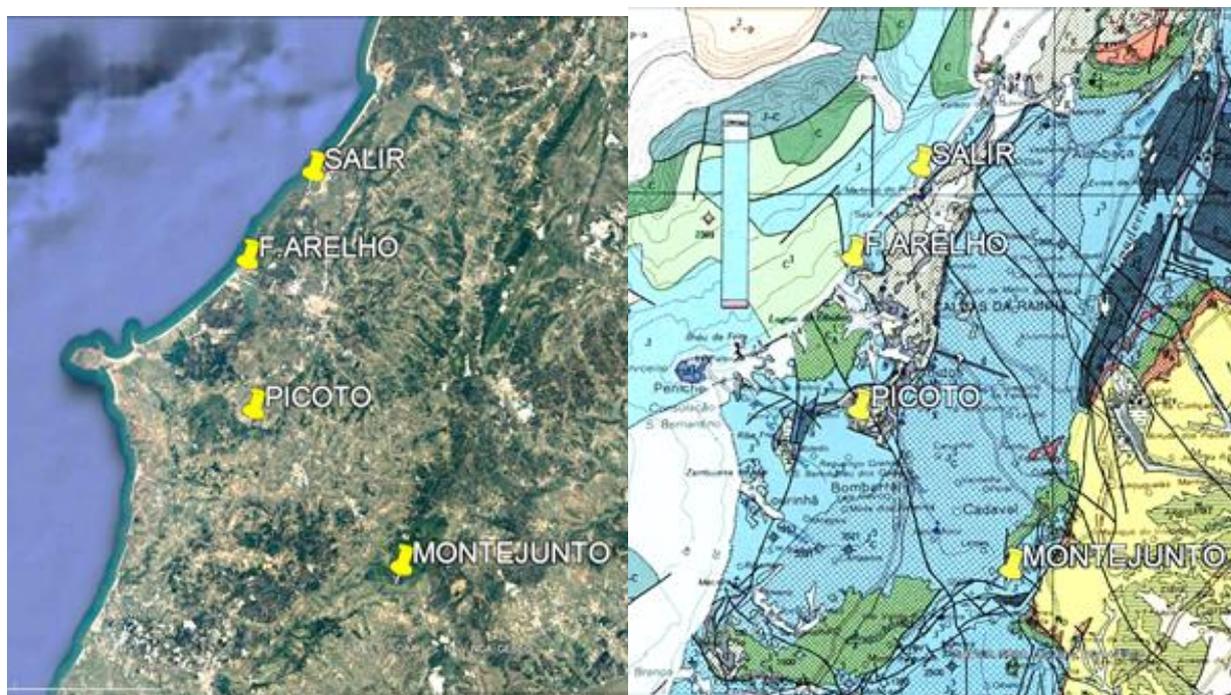


Fig. 10. Localização das paragens visitadas durante o dia. A) Vista aérea da região (imagem Google Earth); B) Geologia da região (Carta Geológica 1:500.000, Folha Sul, LNEG).

Paragem 1 – Salir do Porto (39°30'05"N, 9°09'04"W)



Fig. 11. Vistas da foz do Rio Tornada (esq.) e da duna de Salir do Porto (dir.). Fotografias do Município das Caldas da Rainha.

A localidade de Salir do Porto situa-se no lado sul da grande “Concha de São Martinho”. Esta baía resulta da existência de um diapiro aflorante nesta região, entre São Martinho e Alfeizerão. A menor resistência das rochas argilosas e evaporíticas do diapiro levou à sua erosão, resultando numa área deprimida e aplanada. Esta área contrasta com os bordos levantados do diapiro, onde os calcários resistentes do Jurássico originam cristas de ambos os lados. A crista ocidental constitui a parede que quase fecha a bacia, estando apenas rasgada por um estreito canal que permite a entrada de mar.

Salir do Porto encontra-se na desembocadura do rio da Tornada (Fig. 11), que 1 km antes recebe a ribeira de Alfeizerão. Tal como em diversos lugares desta costa oeste, até à Idade Média estes rios eram navegáveis até alguns quilómetros para o interior. Neste caso, Alfeizerão constituía o principal porto de mar da região, e nele se diz que, no reinado de D. Manuel I, se podiam abrigar oitenta navios. Aqui existiu a principal alfândega do concelho, bem como instalações para a construção de barcos com madeira do pinhal de Leiria. A partir do séc. XVI, o assoreamento inviabilizou este porto, o qual se transferiu então para Salir do Porto. Toda esta área encontra-se agora ocupada por campos agrícolas e dunas de areia soprada da praia para o interior.

Aqui temos a maior duna de Portugal e uma das maiores da Europa, com cerca de 50 metros de altura (Fig. 11). Vários fatores conjugados contribuíram para esta enorme acumulação de areias. O primeiro fator é a existência de uma extensa praia arenosa, na baía de São Martinho do Porto, de onde as areias são trazidas pelo vento. O segundo fator é a existência de uma encosta muito inclinada e com uma orientação que faz frente aos ventos que vêm da praia, funcionando como barreira a esse transporte eólico. Ao longo dos séculos, as areias que existem entre a linha do comboio (mais a Este) e a praia, têm sido sopradas de encontro à encosta, originando a duna que aqui vemos.

Paragem 2 – Serra do Bouro



Fig. 12. Vista aérea oblíqua da Serra do Bouro (de W para E, com o N à esquerda e o S à direita), entre a baía de Salir do Porto a N e a laguna da Foz do Arelho a S, com a cidade das Caldas da Rainha atrás (Fonte: Google Earth).

2A - Parque de Merendas (39°28'33"N, 9°11'27"W)



Figura 13 - Vista para do miradouro do Parque de Merendas para noroeste (esq.) e para sudoeste (dir.)

Neste local afloram rochas do Jurássico Superior pertencentes à *Fm. Alcobaça* (Kimmeridgiano), com estratos avermelhados e inclinados para oeste, sobrepondo-se aos calcários da *Fm. Montejunto*. Um pouco para norte, esses calcários apresentam pistas de dinossauros, indicando um ambiente transicional. A unidade aqui observada é composta por arenitos grosseiros, por vezes conglomeráticos, com níveis margosos e algumas lajes de calcário. A presença de fósseis de animais eurihalinos é frequente, tipicamente *Nerinea* e *Isognomon*, indicando-nos um ambiente de transição, estuarino, com variações espaço-temporais da salinidade na coluna de água.

Estas Formações do Jurássico Superior surgem aqui com uma atitude monoclinal, com forte inclinação para oeste (Fig. 13). A deformação de toda esta sequência sedimentar está associada aos movimentos de ascensão do diapíro aflorante das Caldas da Rainha, situado a oriente da Serra do Bouro (Fig. 12).

2B – Miradouro da Foz (39°26'26"N, 9°13'18"W)



Fig. 14. Paisagem da sequência do Jurássico Superior, aflorante na zona das Murteiras (imagem retirada do Google Maps, esq.); fotografia da cintura pélvica de um estegossaurídeo, encontrado na zona de Murteiras (dir.).

Neste ponto é possível observar rochas do final do Jurássico Superior, os “Grés superiores com vegetais e dinossauros”, correspondentes à *Fm. Lourinhã* (Tithoniano). À semelhança do que acontece mais a sul, na região da Lourinhã, esta unidade é composta por arenitos e argilas de tonalidades variadas (amareladas, acinzentadas, avermelhadas e arroxeadas), traduzindo diferentes condições de exposição. Estas alternâncias correspondem a depósitos fluviais, com canais principais e planícies de inundação adjacentes, onde também foram encontrados vários restos fósseis de dinossauros (Fig. 14). A maioria destas descobertas foram realizadas no século XIX e encontram-se depositadas no Museu Geológico de Lisboa. Um dos achados digno de nota corresponde a uma cintura pélvica (bacia), fragmentos de espinhos caudais, ossos longos, vértebras dorsais e caudais de um estegossaurídeo atribuído à espécie *Omosaurus lennieri* (Fig. 14). Esta é uma classificação já antiga, sendo que este e outros materiais de dinossauros destes grupos carecem de revisão científica.

Olhando para sul, vemos a Lagoa de Óbidos, a qual ocupa uma extensa área deprimida relacionada com o bordo ocidental do diapiro das Caldas da Rainha. A lagoa situa-se a oeste da crista soerguida desse diapiro, na transição das unidades do Jurássico Superior para o Cretácico. Do lado oposto ao nosso vemos a Praia do Bom Sucesso e a partir daí para sul as arribas costeiras são constituídas por arenitos fluviais do Cretácico (*Grupo Torres Vedras*) que se estendem por mais de 5 km em direção a Penichel, reaparecendo o Jurássico Superior próximo do Baleal, do outro lado do sinclinal da Praia D’El Rey.

Paragem 3 – Foz do Arelho

3A - Lagoa (39°26'01"N, 9°11'27"W)



Fig. 15. Perspetiva da Lagoa de Óbidos, de sudeste para noroeste, com a localidade da Foz do Arelho ao fundo.

Na Foz do Rio Arelho encontramos uma enorme lagoa de água salgada, a maior da Europa, com quase 7 quilómetros quadrados de área, o equivalente a 1.400 campos de futebol (Fig. 15). A sua origem está relacionada com a formação do diapiro das Caldas da Rainha, com os vários rios que ali desaguam e com a evolução da linha de costa ao longo de milhares de anos. Há cerca de 20.000 anos, na última glaciação, o nível do mar estava mais de uma centena de metros abaixo do atual e, desde então, tem vindo a subir, “afogando” e assoreando a desembocadura daqueles rios (transgressão holocénica ou “flandriana”). O máximo desta transgressão ocorreu há cerca de 7.000 mil anos, atingindo uma elevação entre 3 a 5 metros acima do nível atual (Fig. 5). Ainda durante o período romano, a Lagoa de Óbidos era muito maior do que atualmente, possibilitando a navegabilidade, e justificando a existência da cidade portuária romana de *Eburobrittium*, às portas da atual vila de Óbidos, a cerca de 11 quilómetros da atual linha de costa.

Com o recuo gradual das águas do mar, a força das ondas e o vento costeiro foram empurrando as areias da praia para o interior, contribuindo para o lento fecho desta baía, que assim se foi transformando em laguna. O seu fecho gradual também contribuiu para o seu lento assoreamento, com diminuição da área do espelho de água e do seu potencial de navegação e pesca, provocando o declínio daquela cidade romana. Aliada à ação natural de assoreamento, a ação humana também influenciou este processo. A desflorestação e a agricultura contribuíram para a instabilidade dos solos a montante das linhas de água que desaguam nesta laguna, conduzindo a um maior acarreio de sedimentos e fomentando a tendência de assoreamento da mesma. Atualmente, as profundidades médias são da ordem de 2 metros e em muitos locais a areia do fundo fica a descoberto na maré vazia. Para evitar o fecho total da laguna, o que impediria a circulação das águas e as tornaria estagnadas, procede-se ocasionalmente à abertura artificial da barra e também à dragagem de algumas áreas. Estas ações resolvem por algum tempo a situação, mas em poucos séculos, é expectável que a laguna se transforme numa área pantanosa.

3B - Penedo Furado (39°25'38"N, 9°12'44"W)

Situado nas proximidades da Lagoa de Óbidos, o Penedo Furado (Fig. 16) é um grande rochedo isolado que constitui um *ex-libris* da região. Esta penedo resulta de várias formas de erosão dos sedimentos arenosos e conglomeráticos de cor clara.



Fig. 16. Fotografia do Penedo Furado, onde é visível a inclinação das camadas para oeste.

A forma em arco, visível neste penedo, é comum em penhascos rochosos junto ao litoral, associados à ação erosiva das ondas e marés. Contudo, este penedo encontra-se a mais de 1,5 quilómetros do atual oceano. A sua forma foi então interpretada como tendo sido formada numa altura em que o nível das águas do mar estaria alguns metros mais elevado e chegaria a este local, possibilitando a existência de ondas e marés bastante mais pronunciadas que nos dias de hoje, no interior da atual Lagoa de Óbidos.

Posteriormente e também devido ao gradual assoreamento da Lagoa, o nível das águas do mar recuou e a erosão passou a ocorrer por ação da chuva e vento. Estes novos agentes de erosão criaram formas deprimidas, subcirculares e de dimensões variadas, na superfície, e contribuindo para a sua degradação.

Muito acarinhado pela população local, era prática as pessoas tirarem fotografias debaixo do arco, ou até treparem ao seu topo. Devido ao perigo da queda de blocos, o local foi intervencionado e foi colocada uma vedação para proteção dos visitantes. Este pequeno relevo foi alvo de uma ação de consolidação, para a estabilização das vertentes.

Trajeto P3 a P4 (25 km)

Todo o trajeto entre a Paragem 2 e a Paragem 3 será efectuado no interior do vale tifónico das Caldas da Rainha. O trajeto em auto-estrada situa-se encostado ao flanco oriental deste diapiro, podendo-se observar para o lado direito a planície do vale tifónico, com a localidade e o castelo de Óbidos “empoleirados” numa “jangada diapírica”. Este pequeno relevo resulta da presença de um enorme bloco rochoso de natureza dolomítica, correspondente a unidades carbonatadas do Jurássico Inferior, arrastadas pela ascensão diapírica e preservadas da erosão, devido à sua maior resistência.

Para o lado esquerdo, vemos uma vertente linear e muito inclinada, na qual se podem observar por vezes alguns taludes com as rochas avermelhadas do diapiro ou as rochas acinzentadas ou amareladas dos calcários jurássico em camadas inclinadas “para fora” (para E).

Saindo da A8, percorremos alguns quilómetros pelo fundo do vale e após a localidade da Columbeira, entramos num vale encaixado, no bordo meridional do diapiro das Caldas. Trata-se do Vale do Roto, ao longo do qual podemos ver as camadas de calcário do Jurássico, de novo inclinadas “para fora” (para sul) (Fig. 17). Estes calcários têm algumas grutas naturais, com grande importância arqueológica.

Paragem 4 – Miradouro do Picoto (Cesaredas) (39°18'00"N, 9°11'50"W)



Fig. 17. Vista do Miradouro do Picoto para N, em direção ao vale tifónico das Caldas-Óbidos (esq.); vista para o Vale do Roto a W, com as camadas calcárias do Jurássico inclinadas para S, no flanco meridional do diapiro (dir.).

Neste miradouro tem-se uma ampla panorâmica do território do AGO, desde a Serra de Montejunto a SE até à área costeira a NW (Fig. 16). A posição dominante deste miradouro deve-se à sua localização no bordo meridional do diapiro que dali se estende para norte até às Caldas da Rainha e Nazaré.

A ascensão diapírica levantou e deformou fortemente as camadas de calcários do Jurássico Superior (Fm. Montejunto), que constituem o essencial do chamado Planalto das Cesaredas, observável a oeste. Este planalto resultou do levantamento destes calcários, entre os diapiros de Caldas da Rainha e de Bolhos, originando um relevo e paisagem muito distintos dos terrenos circundantes, essencialmente terrígenos. Neste planalto são bem evidentes os processos de carsificação, dando origem a lapiás e grutas, por infiltração das águas das chuvas ligeiramente ácidas e consequente dissolução da calcite.

A circulação subterrânea das águas leva-as a brotarem na periferia do Planalto, nomeadamente no bordo norte, onde existe na povoação de Olho Marinho, uma nascente natural de água abundante a 21º e com forte mineralização, que a tradição atribuí a uma proveniência marinha.

Algumas das grutas cársicas tiveram ocupação humana pré-histórica, desde o Paleolítico, como é o caso das Gruta Nova da Columbeira e da Lapa do Suão, situadas no Vale do Roto (Fig. 17), a umas centenas de metros a oeste do miradouro. Nelas foram feitas escavações no século XX, com achados líticos, cerâmicos e de ossos, observáveis no Museu Municipal do Bombarral.

A morfologia particular da planura do diapiro a norte e do Vale do Roto condicionaram a localização e a dinâmica da Batalha da Roliça (17 de agosto de 1808), aquando das invasões francesas, com recuo destas pelo vale. Quatro dias mais tarde, novo confronto com as tropas anglo-lusas teria lugar, na

famosa Batalha do Vimeiro (20 quilómetros a SW da Roliça), de novo com os relevos da morfologia peri-diapírica a funcionarem como elemento essencial para as estratégias militares.

Trajeto P4 a P5 (25 km)

O trajecto que nos leva desde o Planalto das Cesaredas para o Bombarral e daí para a Serra de Montejuento, desenrola-se em terrenos terrígenos do Jurássico Superior (*Fm. Abadia*, *Fm. Alcoaça* e *Fm. Lourinhã*). A natureza areno-argilosa destas formações geológicas dá origem a uma paisagem com colinas onduladas e escasso encaixe da rede hidrográfica. São também terrenos com boa aptidão agrícola e encontram-se por isso cobertos por extensos pomares (pera e maçã), a par de vinhas para a produção de vinho em algumas quintas da região (Sanguinhal, Gradil e Vermelha, por exemplo).

Ao chegar a Pragança, a paisagem muda radicalmente e começamos a subir para a Serra de Montejuento. Este contraste geomorfológico resulta não só da diferente natureza dos terrenos, mas também da atuação de importantes acidentes tectónicos de soerguimento da Serra (Fig. 17). A partir de Pragança, entramos num outro domínio geológico, caracterizado pela presença dos calcários do Jurássico Superior (*Fm. Montejuento*).

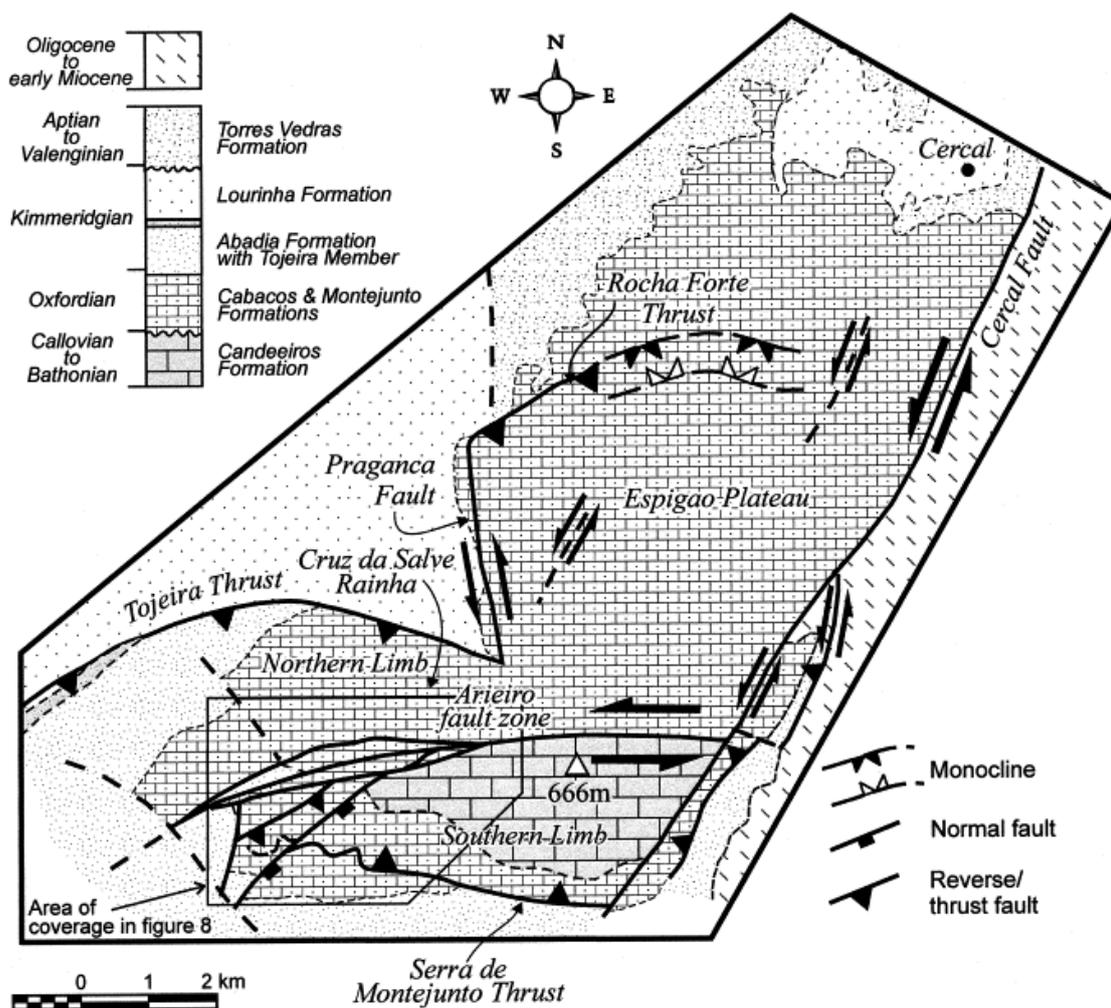


Fig. 18. Mapa geológico e estrutural simplificado da Serra de Montejuento (adaptado de Curtis, M., 2020)

Paragem 5 – Serra de Montejunto

5A – Miradouro da Cruz (39°11'06"N, 9°03'46"W)

Deste miradouro situado à cota de 490 metros podemos observar toda a paisagem que se estende desde a Serra de Montejunto até ao mar, a cotas próximas de 100 metros (Fig. 19). Dependendo das condições climáticas e da visibilidade, pode-se avistar toda a faixa litoral entre a Nazaré e a Lourinhã. Nesse litoral são referências geomorfológicas o Alto do Facho, no lado N da baía de Salir do Porto (Paragem 1), a Lagoa de Óbidos e a Foz do Arelho (Paragem 3) e a Península de Peniche, com as Berlengas ao fundo.



Fig. 19. A) Vista do Miradouro da Cruz da Salvé Rainha (Montejunto). A) vista para oeste, com as colinas onduladas até ao mar; B) vista para NE, com Pragança em primeiro plano e a Serra de Todo o Mundo ao fundo.

A paisagem apresenta pequenas ondulações suaves, destacando-se o Planalto das Cesaredas a oeste e a Serra de Todo o Mundo a norte (Fig. 19). Este relevo em forma de ferradura corresponde a uma soleira de rochas vulcânicas do Cretácico Superior, originando um relevo de topo plano e forma arqueada, morfológicamente semelhante a uma caldeira vulcânica (embora não o seja).

Neste miradouro podemos ainda observar a influência da tectónica na criação da Serra, nomeadamente o “anfiteatro” de Pragança resultante da acção de duas falhas, uma com orientação quase N-S (Falha de Pragança, desligamento esquerdo) e a outra com direcção NW-SE (Falha de Tojeira, cavalgamento para NE) (Fig. 18).

5B – Alto da Serra (39°10'25"N, 9°03'38"W)



Fig. 20. Calcários do Jurássico médio no Alto da Serra e vistas para a região a NE (Alcoentre-Santarém)

Na parte mais elevada desta serra afloram já os calcários do *Grupo Candeeiros* (Jurássico Médio), os quais surgem por baixo dos calcários da *Fm. Montejunto*, no núcleo do grande anticlinal falhado que origina este relevo (Fig. 20). Do alto, situado à cota de 666 metros, podemos observar o grande contraste entre esta serra e as áreas circundantes. Para ocidente, a cotas da ordem de 100 a 150 metros, temos as grandes extensões jurássicas, com colinas onduladas e pequenos relevos calcários relacionados com o diapirismo. Para o lado contrário, em direção ao interior, a paisagem é bastante diferente.

Para sul, vemos ainda algumas colinas a 100-200 metros de altitude, com pequenas cristas e altos correspondentes a níveis calcários jurássicos. Para Este, as cotas caem abruptamente para próximo dos 100 metros e os relevos são em geral bem mais suaves e amplos. Este declive acentuado resulta da atuação de uma importante falha elevando os terrenos jurássicos a oeste, em regime de cavalgamento (Fig. 18). A região abatida corresponde à Bacia Terciária do Baixo Tejo, onde predominam as argilas arenosas e margas do Miocénico. Essas litologias brandas dispõem-se em camadas tabulares e sub-horizontais, originando relevos suaves e de topo aplanado, a cotas da ordem de uma centena de metros, tal como em Santarém, cerca de 30 km a ENE de Montejunto.

A Serra de Montejunto constitui a separação física entre a Estremadura, de feição atlântica, e o Ribatejo, de feição mais continental. Essa separação, resulta da forte influência deste relevo na circulação atmosférica e nas condições climáticas de um e de outro lado, com implicações na vegetação, na agricultura e na própria cultura local. Ainda assim, algumas tradições são próprias dos dois flancos da Serra, como é o caso dos Cantares dos Reis, com raízes medievais no Convento Dominicano de Nossa Senhora das Neves.

No topo da serra, merece ainda referência a Real Fábrica do Gelo, na qual durante os séc. XVIII e XIX se fabricava gelo que era transportado, por burros, carroças e depois por barco, para a corte e para os cafés da Baixa de Lisboa.

Agradecimentos: À equipa AGO (Miguel Reis Silva, Rita Pereira, Inês Cabau, Inês Lucas e Rute Torres), pelo trabalho desenvolvido no território; aos Profs. Pedro Dinis e Eric Font (Univ. de Coimbra), pela revisão cuidada do texto.

Referências

- Azerêdo, A.C.; Duarte, L.V., Henriques, M.H. & Manupella, G. (2003). Da dinâmica continental no Triássico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos do Instituto Geológico e Mineiro*, 43 pp.
- Dias, J.A., Boski, T., Rodrigues, A. & Magalhães, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present - a synthesis. *Marine Geology*, 170, 177-186.
- Dinis, J., Cunha, Pedro P., Rey, J., Callapez, P. & Pena dos Reis, P. (2008). Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. *Cretaceous Research*, 29, 772-780.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Rey, J., Terrinha, P., *et al.* (2013). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J.C. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal*, II, 195-347.
- Mateus, O., Dinis, J. & Cunha, P.P. (2017). The Lourinhã Formation: the Upper Jurassic to lower most Cretaceous of the Lusitanian Basin, Portugal – landscapes where dinosaurs walked. *Ciências da Terra - Earth Sciences Journal*, 19(1), 75-97.
- Mendes, M.M. (2020), As primeiras flores. *Revista de Ciência Elementar*, 8(1), 008.

- Montenat, C., Guéry, F., Jamet, M. & Berthou, P.Y. (1988). Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin, comparison with the adjacent margin. In Boillot, Winterer et al. (Eds), *Proceeding ODP, Science Research*, 103, 757-775.
- Pena dos Reis R. P., Cunha P. P., Dinis J. L. & Trincão, P. R. (2000). Geologic evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. *GeoResearch Forum*, 6, 345-356.
- Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Garcia, A. J. (2011). The Lusitanian Basin (Portugal): Stratigraphic analysis and geodynamic evolution. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 19 (1-2), 23-52.
- Rasmussen E., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejbæk, O. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300, 199–225.
- Ribeiro, A., Silva, J. B., Cabral, J., Dias, R., Fonseca, P., Kullberg, M. C., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. (1996). Tectonics of the Lusitanian Basin. Final Report, Projeto MILUPOBAS, JOU-CT94-0348, 126 pp.
- Rocha, R.B., Mattioli, E., Duarte, L.V., Pittet, B., Elmi, S., Mouterde, R. et al. (2016). Base of the Toarcian Stage of the Lower Jurassic defined by the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) at the Peniche section (Portugal). *Episodes*, 39(3), 460 - 481.
- Wilson, R.C.L, Hiscott, R.N., Willis, M.G. & Gradstein, F.M. (1990). The Lusitanian Basin of West-Central Portugal, Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic and Subsidence History. *AAPG Memoir*, 4, 341-361.
- Ziegler, P. (1988). Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *AAPG Memoir*, 43, 1-197.

Projeto Geoparque Atlântico – um compêndio com mais de 600 milhões de anos de geodiversidade

Organizadores: **Nuno Vaz* (1,2,3), Emmaline Rosado-González (1,2,3), José Lourenço (1,2,3), Pedro Correia (2,4), Salomé Custódio (1,2,4), Maria Helena Henriques (2,4), Artur A. Sá (1,2,3)**

- (1) *Cátedra UNESCO em ‘Geoparques, Desenvolvimento Regional Sustentado e Estilos de Vida Saudáveis’*
- (2) *CGeo – Centro de Geociências da Universidade de Coimbra*
- (3) *Departamento de Geologia, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, Vila Real, Portugal*
- (4) *Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Coimbra, Portugal*

*Autor correspondente: nunovaz@utad.pt

1. Introdução

Esta excursão pretende apresentar alguns dos geossítios que irão ser integrados no projeto a desenvolver para o futuro “Geoparque Atlântico”. Este território apresenta uma grande e relevante geodiversidade, que nos permite aceder ao mais completo registo geológico dos últimos 600 milhões de anos (Ma) do território continental português, e que reflete a sua evolução ao longo do tempo. As rochas que modelam as paisagens da região da Bairrada-Mondego encerram uma riqueza e diversidade geológicas que se expressam de forma singular nas suas paisagens, bem como na forma peculiar como os seres humanos têm interagido com elas.

A parte leste deste território é marcada por montanhas esculpidas pelos rios Mondego e Alva, que abrem passagem através de vales encaixados nesta serra, espécie de coluna vertebral dos concelhos de Penacova e Mealhada, e o dividem em duas partes: uma a norte, a serra do Buçaco; e outra a sul, a serra da Atalhada.

A história contida nas rochas deste território iniciou-se há mais de 600 Ma, e começou pela deposição de sedimentos, resultantes da erosão de antigos continentes, no fundo de um mar há muito desaparecido. Como resultado desse processo, hoje encontramos rochas metamórficas, que constituem os materiais mais antigos e abundantes nesta área.

Porém, nesta mesma área, também ocorre uma faixa de rochas metassedimentares com idades compreendidas entre os 480 Ma e os 300 Ma, que assentam em discordância ou em disconformidade sobre as referidas rochas mais antigas. Esta faixa apresenta uma direção NW-SE, e é constituída por rochas dos períodos Ordovício, Silúrico e Carbónico.

A presença de rochas de composição quartzítica é frequentemente denunciada na paisagem, nas serras do Buçaco e da Atalhada, pela ocorrência de cristas rochosas praticamente despidas de vegetação. Dada a sua elevada composição em quartzo, estes afloramentos quartzíticos modelam um relevo de dureza resultante da erosão diferencial relativamente às rochas encaixantes, ocorrida durante o Cenozoico.

Para oeste da Serra do Buçaco, as rochas que aí se encontram evidenciam os processos de desagregação do supercontinente Pangeia e de abertura do Oceano Atlântico Norte, ocorridos durante o Mesozoico (251-66 Ma). Sequências bastante completas de calcários e margas fossilíferas, depositadas durante o Jurássico (201 - 145 Ma), que se encontram particularmente bem representadas no Cabo Mondego,

permitiram o estabelecimento, nesse local, do GSSP do Bajociano e do ASSP do Bathoniano, conferindo a este território uma relevância científica internacional indiscutível.

Posteriormente, já durante o Cenozoico (66 Ma - atualidade), registou-se uma sucessão de episódios de deformação, que criaram um conjunto de pequenas bacias, das quais se destaca a Bacia do Mondego. A partir do Miocénico superior (10 Ma) ocorreram movimentos litosféricos que originaram os relevos e serras características do centro de Portugal. O desenvolvimento do rio Mondego e seus afluentes foi responsável pela desagregação destes relevos na região, tendo permitido a deposição de sedimentos e a criação de planícies que se desenvolveram na parte ocidental deste território, em direção à costa. Os sedimentos depositados nessas planícies de inundação propiciaram condições excelentes para a ocupação humana, diretamente relacionadas com a fertilidade dos solos agrícolas aí existentes. Com efeito, desde a área envolvente de Montemor-o-Velho até à Figueira da Foz e, mais para norte, até às proximidades de Gândara (Mira), os sedimentos mais recentes depositados na Orla Meso-Cenozoica originaram solos com excelentes aptidões agrícolas e vitivinícolas. O limite a oeste do território é delineado pelo oceano "novo", cuja biodiversidade marinha atual possibilitou a instalação de comunidades piscatórias, onde a arte Xávega continua a ser usada como parte de uma tradição muito antiga.

É na geodiversidade complexa e única desta região que assenta a beleza das suas paisagens, que são facilmente observadas a partir dos múltiplos miradouros existentes, e é nela que se encontram documentados os maiores eventos da evolução do território continental português, incluindo a abertura, evolução e fecho do paleoceanos Rhaico, a acreção e fragmentação da Pangeia, com particular destaque para a abertura e evolução do Atlântico Norte, e o mais recente desenvolvimento das paisagens rural e costeira atuais, que estimularam uma interação contínua e dinâmica entre os seres humanos, a restante biodiversidade, as rochas e a água.

2. Contexto geológico

Enquadramento Geográfico

O Projeto "Geoparque Atlântico" está a ser desenvolvido no território da AD ELO - Associação de Desenvolvimento Local da Bairrada e Mondego, abrangendo os municípios de Cantanhede, Figueira da Foz, Mealhada, Mira, Montemor-o-Velho e Penacova. Este território corresponde a uma unidade geográfica coerente, que apresenta fortes laços institucionais, económicos e culturais. Encontra-se integrado na NUTS II - Centro (Nomenclatura das Unidades Territoriais) e NUTS III - Região de Coimbra.

O território de intervenção da AD ELO compreende duas áreas que exibem geomorfologias distintas: uma localizada a leste, muito acidentada, inserida no Maciço Hespérico; e outra situada a oeste, mais aplanada, onde afloram as rochas enquadradas na Orla Meso-Cenozoica Ocidental.

Geologia do Território

Enquadramento regional

De acordo com as grandes unidades morfoestruturais da Península Ibérica, este território enquadra-se geologicamente no denominado Maciço Hespérico e na Orla Meso-Cenozoica Ocidental e caracteriza-se, em termos gerais, por ser composto por rochas de natureza e idade diversas (Fig. 1).

O Maciço Hespérico apresenta rochas metamórficas, com idades compreendidas entre o Neoproterozoico e o final do Paleozoico. É dividido em várias zonas, de acordo com as suas características tectónicas, inserindo-se a parte leste do território Bairrada-Mondego na Zona Centro Ibérica, mais concretamente no Domínio do Complexo Xisto Grauváquico (Fig. 2). Aqui afloram rochas metamórficas com idades compreendidas aproximadamente entre os 600 e os 300 Ma.

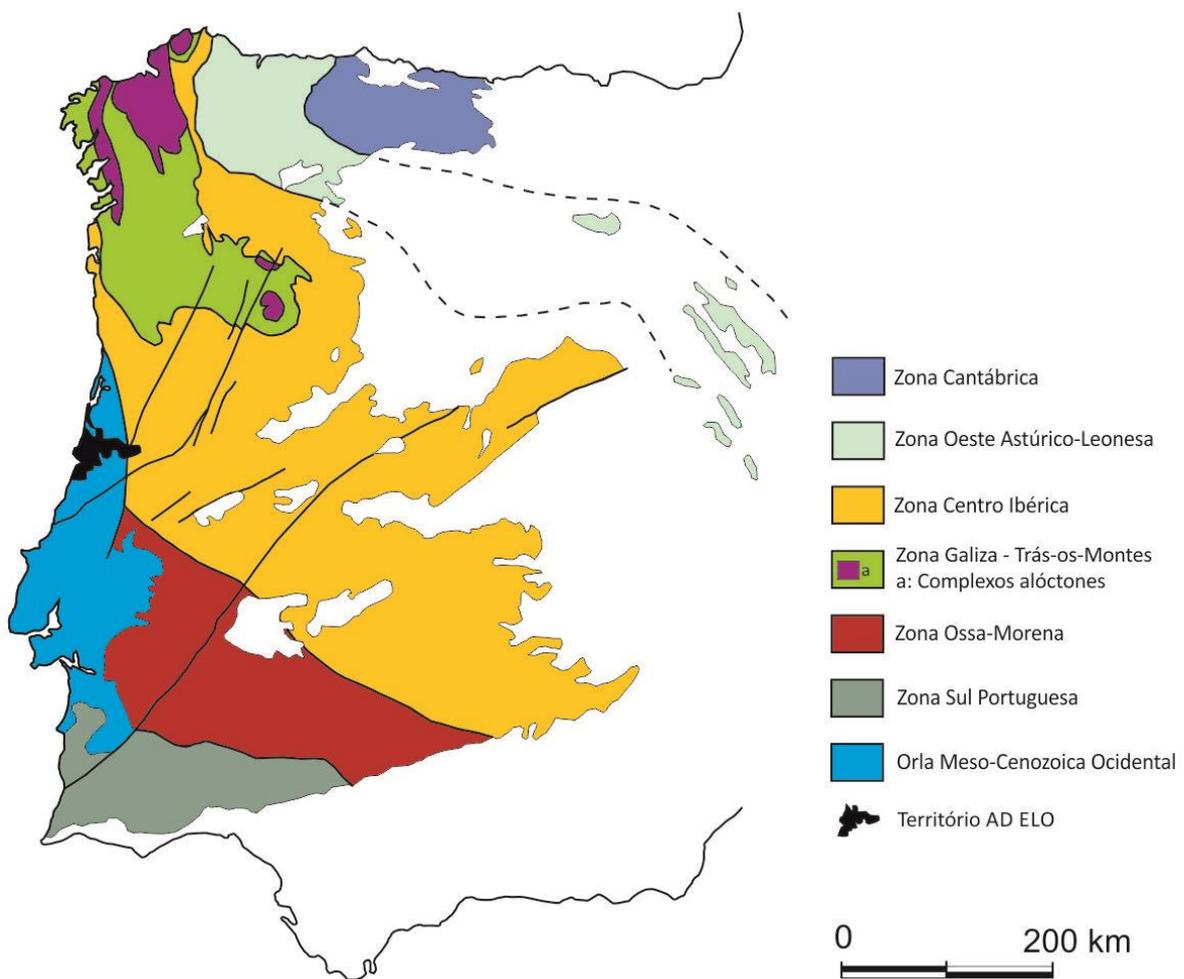


Fig. 1. Esquema Geológico do Maciço Hespérico (Pérez-Estaún et al. 2004) e localização do território do Projeto Geoparque Atlântico.

Na Orla Meso-Cenozoica Ocidental aflora um conjunto de rochas sedimentares, de composição muito variada, refletindo os diferentes episódios das fases da abertura e evolução do Atlântico Norte. Nestes terrenos, localizados a oeste da Falha Porto-Tomar, afloram rochas com idades compreendidas aproximadamente entre os 252 Ma (início do Mesozoico) e a atualidade (Holocénico).

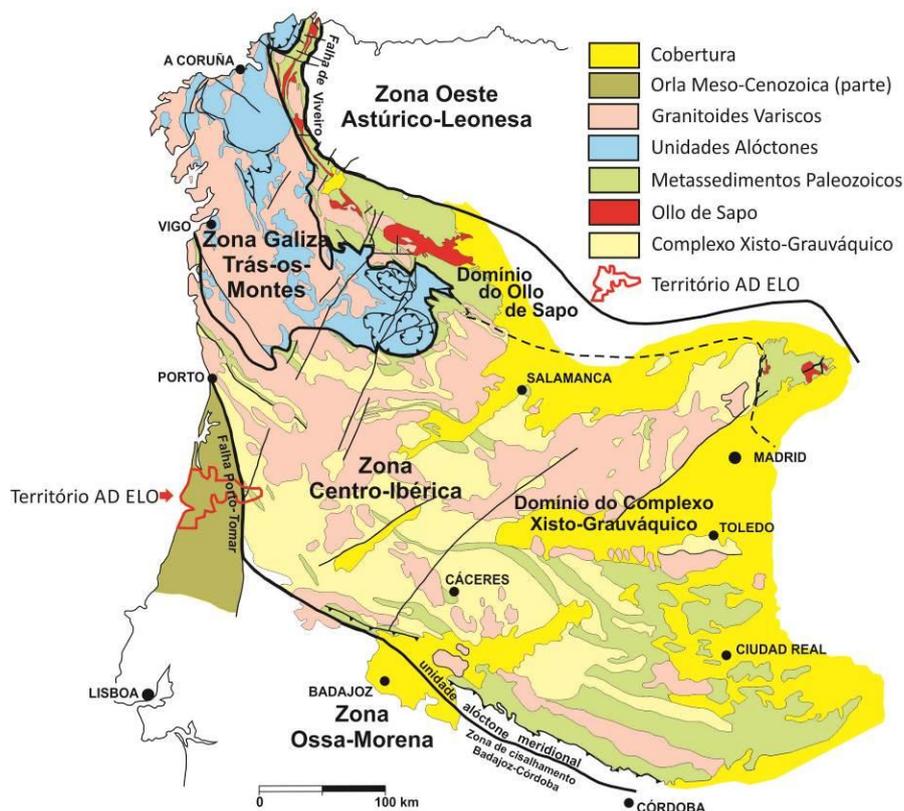


Fig. 2. Representação esquemática da Zona Centro-Ibérica (Martínez Catalán et al., 2004).

Enquadramento local

É a geologia que condiciona o modelado das paisagens, através da ação dos agentes de geodinâmica externa e dos seres vivos. E é no substrato geológico que assenta e se enraíza toda a biodiversidade, com destaque para os aspetos singulares da natureza que nos delicia, os quais podem ser amplamente apreciados neste território (Fig. 3).

Na região da Serra do Buçaco a sequência metassedimentar do Ordovício encontra-se dobrada numa estrutura sinclinal que se prolonga, a partir do Luso, para sudeste, até ao Penedo de Góis. É ao longo desta estrutura que se encontra a sequência ordovícica mais completa em Portugal, à semelhança da existente em Trás-os-Montes, e cujas associações de macro e microfósseis são bem conhecidas (Sá, 2005; Sá et al., 2005; 2011).

Data de 1853 a publicação da primeira referência a estes materiais, englobando as sequências ordovícicas e silúricas da região do Buçaco, da qual foi autor o português Carlos Ribeiro (Fig. 4).

Esta sequência assenta em discordância ou disconformidade sobre os materiais do Grupo Lousã do Supergrupo Beiras (Meireles et al., 2022). A referida sequência aflora a leste e oeste, e apresenta as seguintes unidades: Formação Sarnelha, “Formação do Quartzito Armoricano”, Formação Brejo Fundeiro, Formação Monte da Sombadeira, Formação Fonte da Horta, Formação Cabril, Formação Carregueira, Formação Louredo (na base, ocorre a Camada de Favaçal), Formação Porto de Santa Anna, Formação Ferradosa, Formação Ribeira do Braçal, Formação Ribeira Cimeira e Formação Casal Carvalhal (Fig. 5).

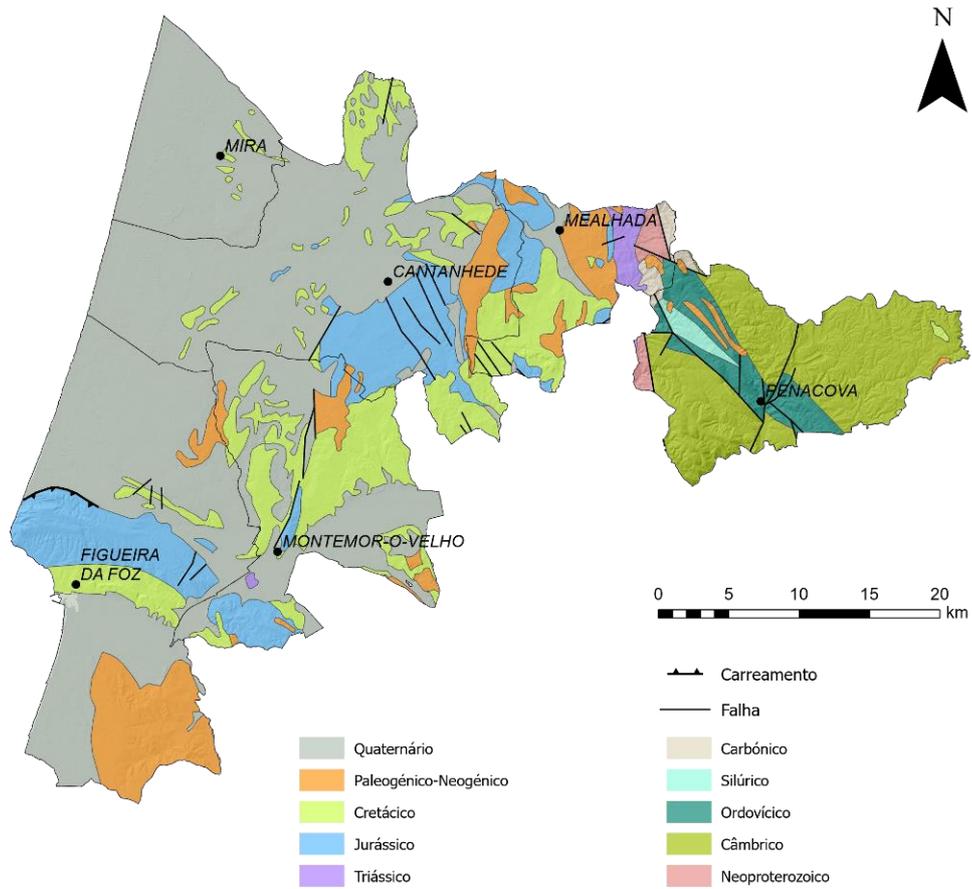


Fig. 3. Mapa geológico do território do Projeto Geoparque Atlântico (adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500.000).

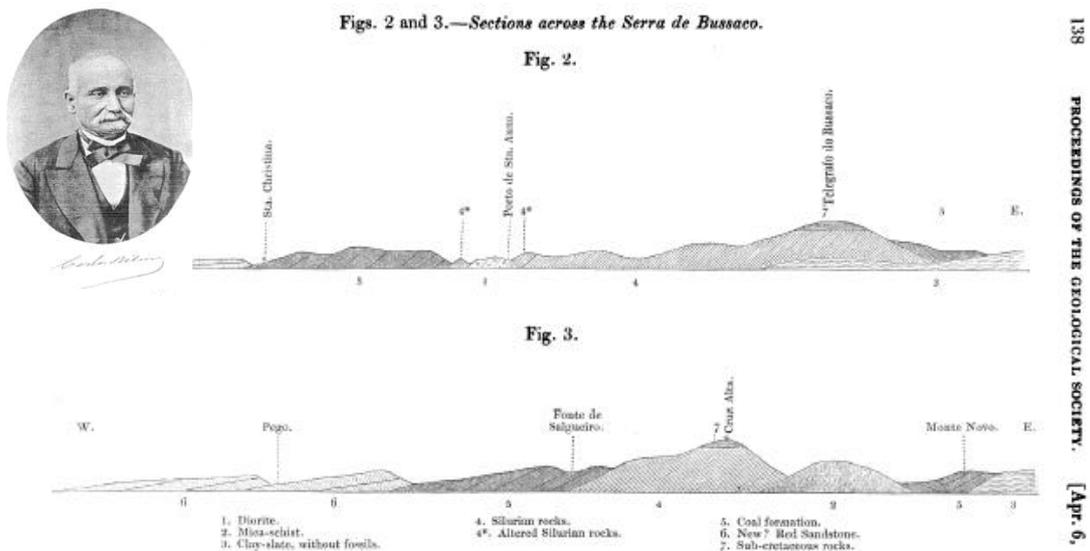


Fig. 4. Cortes do Buçaco representados na primeira publicação com referências às seqüências que aqui afloram (adaptado de Ribeiro, 1853).

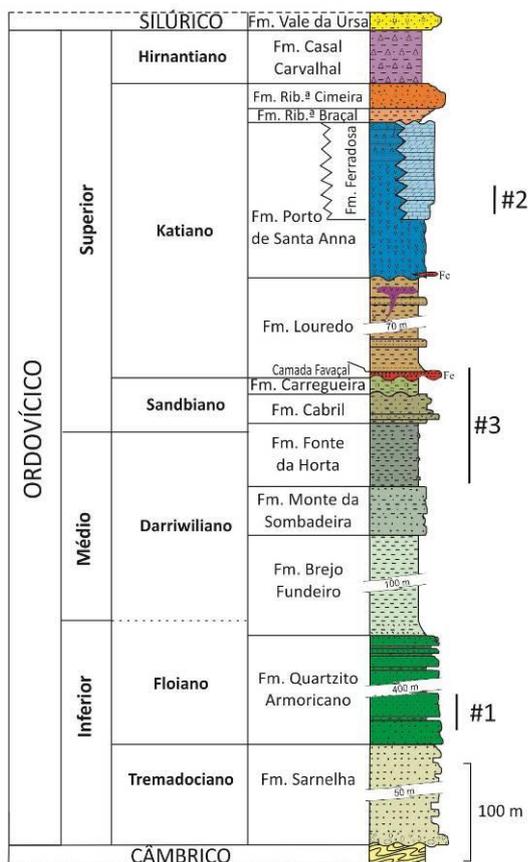


Fig. 5. Sequência do Ordovícico do Buçaco (Sá, 2005).

De uma forma sucinta, nestas unidades vão-se alternando níveis pelíticos e arenosos, exceptuando as unidades onde surgem carbonatos (Formação Ferradosa) e materiais vulcânicos (Formação Porto de Santa Anna), que são contemporâneas. Muitas destas unidades apresentam um conteúdo fóssilífero importante em termos de icnofósseis, macrofósseis e microfósseis.

Nas cristas quartzíticas da formação ‘Quartzito Armoricano’ é frequente a ocorrência de icnofósseis, que comprovam a sedimentação em ambiente marinho de plataforma proximal, semelhante ao ambiente de mar pouco profundo junto às praias atuais. Da atividade destes seres vivos e das suas relações bióticas com outros organismos, então existentes, resultaram diversificados conjuntos de icnofósseis, que nos dão ainda informações sobre as condições paleoambientais e paleoecológicas desse mar há muito desaparecido.

Durante o Ordovícico Médio, a contínua subida do nível médio das águas do mar condicionou a sedimentação, a qual passou a ser composta essencialmente por siltes e argilas, que viriam a originar xistos argilosos finos, de cor cinzenta e com fósseis. Estas rochas originaram-se há cerca de 465 Ma, altura em que se depositaram lentamente sedimentos muito finos no fundo marinho.

Nesta região assume-se que a fronteira entre o Ordovícico Médio e o Ordovícico Superior corresponde ao limite entre as formações Fonte da Horta e Cabril. Durante o Ordovícico Superior, o nível médio das águas do mar foi inicialmente mantido, tendo-se posteriormente alterado de forma drástica, registo materializado nos oólitos ferruginosos da Camada Favaçal, que se encontra na base da Formação Louredo.

No final do Ordovícico (445 Ma), a sedimentação foi condicionada pela glaciação que ocorreu nessa altura e que foi responsável por uma significativa redução do nível médio das águas do mar. Com o degelo que se lhe seguiu, assistimos à retoma na sedimentação de siltes e argilas, que foi contemporânea da deriva dos icebergs que, durante a sua fusão, libertaram os "dropstones" que caracterizam a Formação Casal Carvalhal, frequentemente referenciada como "pelitos com fragmentos".

Nesta altura, terá havido uma subida generalizada do nível médio das águas do mar e, já no Período Silúrico, ocorreu o depósito de sedimentos muito finos (argila e sílica coloidal) em condições praticamente de ausência de oxigénio dissolvido (anóxia), que estiveram na origem dos xistos carbonosos intercalados por níveis de quartzitos escuros da Formação Vale da Ursa.

Posteriormente, durante o Período Devónico, assistiu-se a uma significativa descida do nível médio das águas do mar, que viria a marcar todo o Paleozoico Superior, e que esteve diretamente relacionada com os processos tectónicos associados à Orogenia Varisca. Em consequência da erosão e da tectónica formou-se, durante o Carbónico Superior (300 Ma), a Bacia Carbonífera do Buçaco, uma estrutura tectono-sedimentar intramontanhosa. O contínuo dobramento destes materiais conduziu a uma sucessiva desagregação das vertentes da bacia e à deposição de materiais conglomeráticos, areníticos e argiliticos com restos de vegetais.

Neste território, as rochas do Carbónico encontram-se representadas numa faixa que se estende desde as proximidades da Vila do Luso, para sul, até à região entre Santa Cristina (#3) e Cávemes. No entanto, esta mesma bacia prolonga-se para norte até à região da Anadia. Os materiais aflorantes enquadram-se em três unidades que variam de materiais conglomeráticos a materiais finos na unidade inferior, a argilitos e siltitos de cor cinzenta com fósseis de vegetais na unidade intermédia, e a material conglomerático grosseiro na unidade superior.

A colisão das placas continentais então existentes conduziu à formação do supercontinente Pangeia e à formação do Orógeno Varisco. Este choque continental, ocorrido essencialmente entre os 320 Ma e os 290 Ma, provocou a deformação das rochas pré-existentes. Na parte leste do território estes processos encontram-se bem marcados, nomeadamente nas serras do Buçaco e da Atalhada, onde os estratos de idade ordovícica, originalmente horizontais, estão atualmente verticalizados.

No início do Mesozoico (251-66 Ma), com o supercontinente Pangeia já fraturado, teve início o processo que conduziu à abertura dum oceano a oeste associado a vários episódios extensionais que se encontram bem marcados nas rochas que afloram neste território, desde a base oeste da Serra do Buçaco até ao Cabo Mondego.

As evidências da fraturação do supercontinente, no Triássico (251-201 Ma), estão representados no território por um conjunto de arenitos e conglomerados de cor vermelha, que correspondem ao Grupo de Silves, comumente conhecido como 'Grés de Silves'. Após os primeiros momentos, da abertura desse oceano que decorreu de forma continuada ao longo de vários episódios, formou-se a denominada Bacia Lusitânica. Nesta, o desenvolvimento de uma plataforma carbonatada durante o Jurássico (201-145 Ma) levou à deposição de todo um conjunto de sequências carbonatadas de calcários e margas fossilíferas. São estas que, na atualidade, concedem a este território uma importância internacional relevante, com particular destaque para o estabelecimento do GSSP do Bajociano e do ASSP do Bathoniano, ambos localizados na área do Cabo Mondego.

Durante o final do Jurássico e no Cretácico Inferior (145-100 Ma), a bacia evoluiu para ambientes cada vez mais rasos, tendo-se verificado uma colmatação progressiva da mesma. Durante o Cretácico

Superior (100-66 Ma), o registo sedimentar evidencia a existência de um oceano aberto, que se encontra materializado na Orla Meso-Cenozoica Ocidental por dois episódios de enchimento da Bacia Lusitânica. As rochas que testemunham estes eventos afloram no Baixo Mondego, correspondendo o primeiro episódio ao Cenomaniano médio a superior (95-93 Ma) e o segundo terá ocorrido durante as idades Campaniano (84-72 Ma) e Maastrichtiano (72-66 Ma).

Durante o Cenozoico (66 Ma - atualidade), já depois dos episódios extensionais, ocorrem episódios compressivos, decorrentes da posição da Placa Ibérica, encaixada entre as placas africana e euroasiática, que criaram um conjunto de pequenas bacias. Como testemunho desta realidade, neste território destaca-se a Bacia do Mondego, que corresponde a uma depressão alongada com direção NE-SW, e cujo preenchimento está associado à erosão lenta e progressiva do Maciço Hespérico. Contudo, a estrutura da paisagem do território apenas começou a ganhar a morfologia atual a partir do Miocénico superior (ca. 10 Ma) em conjunto com os eventos que ocorreram posteriormente. Nessa altura, iniciaram-se os primeiros movimentos de grandes blocos litosféricos que estiveram na origem dos relevos que atualmente caracterizam o território de Portugal continental. Neste enquadramento, a inserção do rio Mondego permitiu a acumulação de sedimentos originados pela erosão das serras adjacentes e o progressivo enchimento da bacia.

3. Locais de observação

Localização das paragens

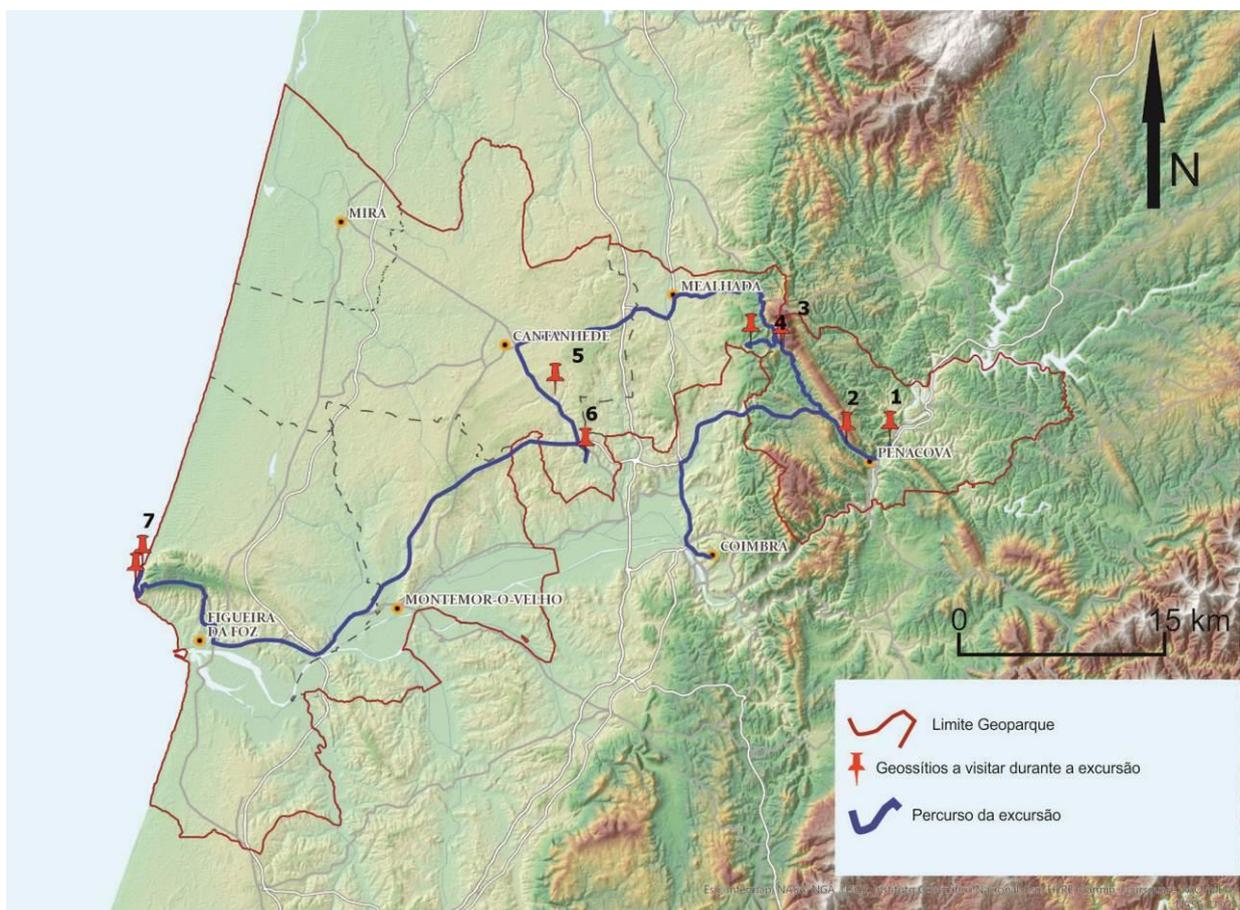


Fig. 6. Território do Projeto Geoparque Atlântico, com percurso da excursão e Geosítios a visitar.

Paragem 1: Livraria do Mondego

As rochas que encontramos neste local são representativas de uma sequência detrítica, essencialmente siliciclástica, que se formou num ambiente do tipo supralitoral a infralitoral (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990), e onde, por vezes, se encontram preservadas evidências de ondulação e de marés, bem como de atividade de seres vivos agora representada nos icnofósseis. Estes materiais da formação "Quartzito Armoricano" foram formados neste ambiente durante o Floiano (478-470 Ma). Aqui, a consequência dos processos orogénicos variscos são bem evidentes, sendo observáveis tanto na Serra do Buçaco, que termina onde nos encontramos, na margem esquerda do rio Mondego, como na Serra da Atalhada, que se inicia na margem direita, onde os estratos quartzíticos de idade ordovícica, originalmente horizontais, estão agora verticalizados.

Aqui encontra-se evidência de um dos troços da Falha Penacova-Régua-Verín, o qual facilitou o encaixe do rio, permitindo-lhe atravessar os resistentes quartzitos, e dando lugar à garganta epigénica do Rio Mondego, reconhecida como 'Livraria do Mondego' (Fig. 7).

Este é um local com muita importância para o território por permitir a compreensão de etapas importantes da evolução geodinâmica do Maciço Hespérico. Nesse contexto, podemos distinguir a existência de antigos mares, representados pela deposição de sedimentos de plataforma litoral proximal do paleoceano Rheic. Também podemos observar evidências tectónicas associadas à deformação induzida pela Orogenia Varisca e à evolução geodinâmica ocorrida desde o Meso-Cenozoico até à atualidade.



Fig. 7. Livraria do Mondego. Afloramento na margem direita do Rio Mondego, junto à ponte do IP3 em Penacova.

Este geossítio de afloramento é reconhecido pelo seu valor educativo e turístico há muitas décadas, assumindo uma relevância de nível nacional em várias áreas das geociências, nomeadamente na paleontologia, estratigrafia, sedimentologia, geomorfologia, tectónica e geotecnia.

Paragem 2: Fornos de Cal de Santo Amaro e Pedreira de Calcário

As rochas aqui aflorantes pertencem à Formação Ferradosa e são representativas de uma sequência carbonatada, que passa lateralmente à Formação Porto de Santa Anna de carácter vulcano-sedimentar. Estes materiais foram explorados no século passado para a produção de cal parda. As antigas explorações e fornos são visitáveis, sendo um local de grande importância para a compreensão da geologia regional, nomeadamente da sequência do Ordovícico Superior (Fig. 8).

A produção da cal no concelho de Penacova remonta aos séculos XVII e XVIII. Nessa altura, ter-se-á iniciado a construção do Forno do Pisão, situado nas proximidades de Lorvão, que visava suprir as necessidades do Mosteiro.

A expansão da produção de cal a outros locais é referida a partir de 1860, e é aqui, no Casal de Santo Amaro, que se localiza o maior e mais bem conservado conjunto de produção, com 10 fornos, distribuídos por 2 núcleos distintos.

Em 1997, o Centro Recreativo do Casal, com o apoio do município, promoveu o restauro de um desses fornos e a criação do Núcleo Museológico dos Cabouqueiros e dos Carpinteiros, onde se encontram expostas diversas ferramentas e objetos tradicionais, relacionados tanto com a atividade dos cabouqueiros, como com a dos carpinteiros (Fig. 9). Este local tem uma importância relevante em várias áreas das geociências, nomeadamente, paleontologia, estratigrafia e sedimentologia.



Fig. 8. Afloramento da Formação Ferradosa na entrada para a antiga pedreira perto de Casal de Santo Amaro (Penacova).



Fig. 9. Forno de cal recuperado na proximidade da antiga pedreira de calcário.

Paragem 3: Corte clássico do Ordovícico

Neste local podemos observar um dos cortes clássicos do sinclinal do Buçaco. Aqui é possível observar a passagem entre as formações Fonte da Horta, Cabril, Carregueira, Camada Favaçal e a Formação Louredo.

A Formação Fonte da Horta corresponde a um conjunto de argilitos intercalados por alguns níveis areníticos. Os níveis argilíticos são muito fossilíferos, apresentando uma macrofauna diversa e abundante. Esta unidade é atribuída ao Dobrotiviano Médio-Superior (Fig. 10).

A Formação Cabril é caracterizada pela ocorrência de dois conjuntos sedimentares de camadas siltíticas e areníticas, entre os quais se depositou um conjunto de argilitos micáceos bioturbados e com paleofauna escassa. Esta unidade é atribuída ao Dobrotiviano Superior.

A Formação Carregueira é constituída por argilitos negros com nódulos piritosos, fossilíferos, que indicam uma idade Berouniano Inferior. No teto desta formação foi definida a Camada de Favaçal (Young, 1988), que consiste num nível com oólitos ferruginosos, e com conteúdo micro e macropaleontológico de idade Berouniano inferior (Figs. 11 e 12). Este nível corresponde a uma fácies complexa, com restos fósseis, fosfatos e oólitos de ferro. Os oólitos de ferro são comumente atribuídos a grandes mudanças ambientais, com possível exposição ao ar, do tipo *hardground*, típicas de alteração de fácies detrítica fina (argilitos/siltitos) de ambiente distal para fácies detrítica mais grosseira (arenitos) de ambiente proximal.

A Formação Louredo é formada por níveis areníticos inseridos numa matriz de argilitos. A parte inferior da formação é caracterizada por uma intensa bioturbação dos níveis areníticos. Admite-se, para esta formação, uma idade compreendida entre a base do Berouniano médio e a parte inferior do Berouniano superior. Este local tem uma importância relevante em várias áreas das geociências, nomeadamente, paleontologia, estratigrafia e sedimentologia.



Fig. 10. Afloramento da Formação Fonte da Horta.

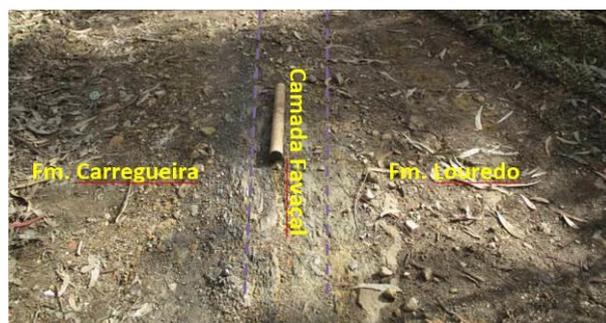


Fig. 11. Contacto entre as Formações Carregueira e Louredo com destaque para a Camada Favaçal.

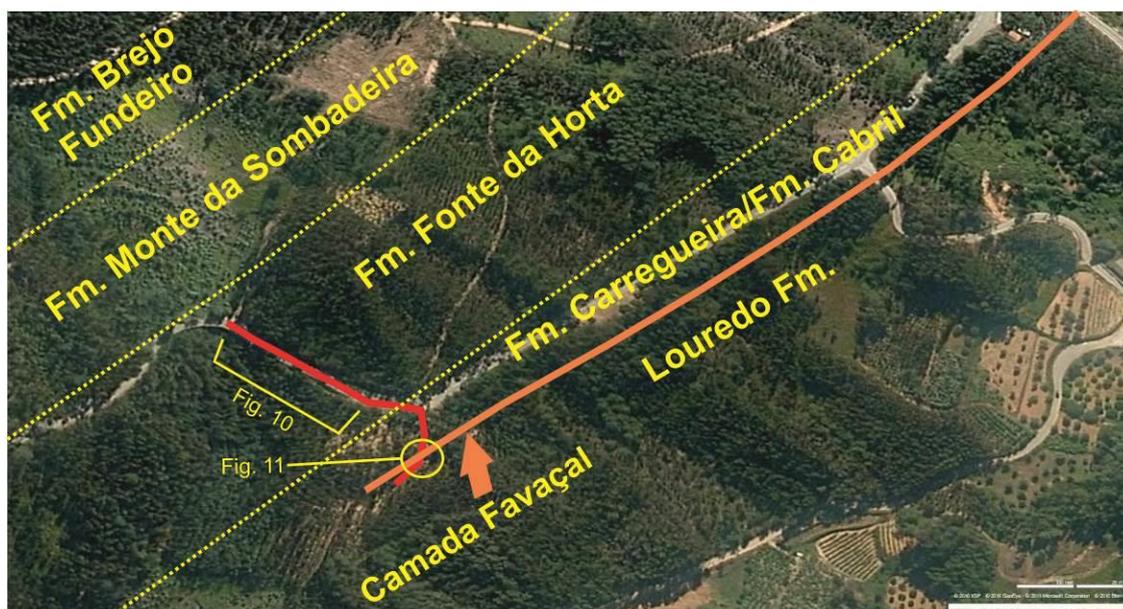


Fig. 12. Imagem de satélite (adap. <https://www.bing.com/maps>) com a localização dos cortes a observar na estrada N235 de Penacova para o Luso (a vermelho, corte representado na figura 10; a laranja, a Camada Favaçal observada na figura 11).

Paragem 4: Fonte de Santa Cristina

Este espaço de lazer, localizado nas proximidades da povoação de Santa Cristina, é muito frequentado na altura de verão como local de convívio e, diariamente, para abastecimento de água para consumo (Fig. 13).

No caminho de acesso - Rua da Fonte - é possível observar o contacto entre os materiais do Carbónico e os do Grupo de Silves, do Triássico (Fig. 14). Este local foi referido no trabalho de Ribeiro (1853), e está integrado na denominada Bacia do Buçaco, de idade carbónica. Em termos gerais, esta bacia corresponde a uma estrutura sinclinal, com orientação N-S, que se estende desde a região de Águeda até às proximidades da povoação de Cávemes (Penacova), e encontra-se limitada lateralmente por falhas associadas à zona de cisalhamento Porto-Tomar (Correia *et al.*, 2023).

A Bacia do Buçaco é considerada uma bacia intra-montanhosa, que foi preenchida por depósitos de fácies fluviais e límnicas do Pennsylvânico Médio-Superior (Correia *et al.*, 2023). A sequência estratigráfica destes depósitos compreende três unidades, que são, da base para o topo: a Formação Algeriz, com espessura de cerca de 200m, caracterizada por níveis brechoides seguidos de conglomerados e arenitos vermelhos imaturos; a Formação Vale da Mó, com espessura de 40m, com arenitos finos, siltitos e argilitos cinzentos fossilíferos; e a Formação Monsarros, com espessura aproximada de 500m, caracterizada por sequências grano decrescentes de conglomerados, arenitos e argilitos ricos em matéria orgânica (Wagner *et al.*, 1983).

O registo geológico de Santa Cristina apresenta particularidades relevantes do ponto de vista paleoclimático e paleoambiental, com o desaparecimento quase total das floras típicas de clima húmido (hidrófitas e mesófitas) e o aparecimento de outras adaptadas ao clima seco (xerófitas), tais como as cordaitales (*Cordaites*) e coníferas gimnospérmicas (e.g., *Walchia*). Associado a este registo, é possível observar depósitos areníticos contendo troncos e/ou ramos de calamitales (*Calamites*), cordaitales e pteridospérmicas (Figs. 15 e 16). É curioso notar no mesmo local a presença de plantas de cavalinhas atuais (*Equisetum*) e alguns exemplares dos seus antepassados mais distantes, correspondendo às primitivas cavalinhas arborescentes (*Calamites*) do Período Carbónico.

Este local tem uma importância relevante em várias áreas das geociências, nomeadamente paleontologia, estratigrafia, sedimentologia e hidrogeologia.



Fig. 13. Fonte de Santa Cristina.



Fig. 14. Contacto entre Carbónico e 'Grés de Silves' na estrada de acesso à Fonte de Santa Cristina.



Fig. 15. Tronco de cordaitales preservado em arenito em contacto gradacional com um nível conglomerático.



Fig. 16. Depósito de arenito contendo vários ramos de Calamites e de pteridospérmicas

Paragem 5: Calcário de Ançã (Pedreira na Pena, Portunhos)

Este local situa-se na povoação da Pena, a norte de Portunhos (Figs. 17, 18). Muito explorado no passado, encontra-se agora recuperado e com infraestruturas de apoio (Parque de Merendas da Pena). As principais explorações da "Pedra de Ançã" situam-se de um e de outro lado da Várzea, vale que se estende entre Ançã e Portunhos. É também nesta área, ao longo da EN 234-1, que se encontram as pedreiras históricas.

As rochas exploradas nesta área correspondem à Formação Ançã, unidade datada do Bajociano (Jurássico Médio) e enquadradas na Bacia Lusitânica. Os calcários extraídos são de cor clara, branco-amarelada, raramente branco-azulado, compacto e homogêneo, bioclástico e calciclástico, de tendência oolítica e com cimento micrítico.

Este calcário foi fundamentalmente utilizado na arquitetura e na escultura, sendo numerosos, em Portugal, os monumentos arquitetónicos e escultóricos feitos em pedra de Ançã, dos quais se destacam o túmulo de D. Afonso Henriques, situado na Igreja de Santa Cruz em Coimbra, e boa parte do edificado da Universidade de Coimbra, Alta e Sofia, hoje classificados como Património Mundial da UNESCO. Durante a Idade Média, com os Descobrimentos, esta pedra, pela facilidade de trabalho, foi levada a todo o mundo, quer em bruto, quer sob a forma de estatuária sacra. Era transportada em barcaças que percorriam a Vala de Ançã, formada pelas águas da ribeira alimentada pelo caudal da grande exsurgência (a Fonte de Ançã ou Fonte dos Castros), até ao Mondego, e daí até ao porto da Figueira da Foz.



Fig. 17. (esquerda) e 18. (direita) - Pormenores do Parque de Merendas da Pena.

Paragem 6: Fonte dos Castros e Praia Fluvial de Ançã

A conhecida Fonte de Ançã ou Fonte dos Castros é encimada por uma estrutura construída, datada de 1674, de forma quadrada e coberta por abóboda com telhado, sustentada por três arcos. Ostenta o brasão dos Castros, pertencente ao Marquês de Cascais, Senhor da Vila de Ançã (Fig. 19). Debita um caudal considerável, que varia entre o valor mínimo de estio de 49 l/s e o valor máximo invernal de 629 l/s (Barbosa *et al.*, 1988).

A exurgência que aqui se encontra pertence ao sistema aquífero Ançã-Cantanhede, localizado no flanco SE do anticlinal de Cantanhede. Esta estrutura, com eixo NE-SW, é constituída por formações carbonatadas do Jurássico Médio que inclinam 10 a 15° para SE.

A base do sistema aquífero é constituída pelos Calcários Margosos da Póvoa da Lomba, que correspondem a alternâncias de calcários margosos, mais ou menos compactos, e de margas. A esta unidade sobrepõe-se, com cerca de 250 m de espessura, a Formação 'Calcários de Ançã', constituída por espessas camadas de calcário micrítico cinzento, muito compacto, a que se seguem calcários compactos brancos gresosos a micríticos, por vezes mesmo calco-detriticos (Barbosa *et al.*, 1988).

O topo do sistema aquífero é constituído pelos Calcários de Andorinha, unidade predominantemente carbonatada, com cerca de 60 m de espessura. Os calcários das formações 'Calcários de Ançã' e 'Calcários de Andorinha' são as litologias aquíferas dominantes (Almeida *et al.*, 2000).

A piscina fluvial de Ançã, alimentada pelo caudal da Fonte dos Castros, fica localizada no centro da vila de Ançã. Em funcionamento nos meses de Verão, é uma praia vigiada com intensa procura durante a época balnear (Fig. 20).

Este local tem uma importância relevante na área da hidrogeologia e morfologia cársica.



Fig. 19. Fonte dos Castros.



Fig. 20. Perspetiva da área de lazer da praia fluvial da Ribeira de Ançã.

Paragem 7: Cabo Mondego, GSSP do Bajociano e ASSP do Bathoniano

O desenvolvimento, durante o Jurássico (201-145 Ma), de uma plataforma carbonatada levou à deposição na Bacia Lusitânica de todo um conjunto de sedimentos carbonatados, particularmente bem expressa neste local. As sequências muito completas de calcários e margas do Jurássico Médio aqui aflorantes apresentam registos sedimentares, estratigráficos, paleomagnéticos e paleontológicos muito diversificados e abundantes, nomeadamente os paleontológicos com amonóides, belemnóides, braquiópodes, foraminíferos bentónicos, nanofósseis calcários, radiolários e icnofósseis (Henriques *et al.*, 1994; Henriques, 2004, 2008; Canales & Henriques, 2008, 2013; Correia *et al.*, 2019). Todos os trabalhos realizados na região do Cabo Mondego atribuíram a este território uma importância científica internacional, que resulta do carácter completo do registo estratigráfico aflorante, bem como da relevância do registo paleontológico já reconhecido (Fig. 20). O carácter singular da passagem Aaleniano - Bajociano (Henriques *et al.*, 1994), que levou ao estabelecimento do GSSP do Bajociano (Pavia & Enay, 1997) (Fig. 22), bem como da passagem Bajociano - Bathoniano (Fernández-López *et al.*, 2007), que levou ao estabelecimento do ASSP do Bathoniano (Fig. 23), são disso testemunho.

O Jurássico Superior assenta sobre as rochas carbonatadas do Calloviano, e representam a 2ª fase de *rifting* da Bacia Lusitânica (Reis, 2008). Corresponde a um conjunto de fácies típicas de ambientes continentais e de transição, nomeadamente lagunares, deltaicos, estuarinos e recifais, onde é possível reconhecer a presença de fósseis de corais, equinodermes, braquiópodes, crinóides, pegadas de sáurios, etc. (Henriques, 1998).

Toda esta geodiversidade, reconhecida nacional e internacionalmente, sustentou uma proposta de classificação do Cabo Mondego como Monumento Natural, área protegida de âmbito nacional, que foi criada em 2007 através do Decreto Regulamentar Nº 82 de 3 de outubro.



Fig. 21. Perspetiva geral da sucessão onde o ASSP do Bathoniano foi estabelecido.

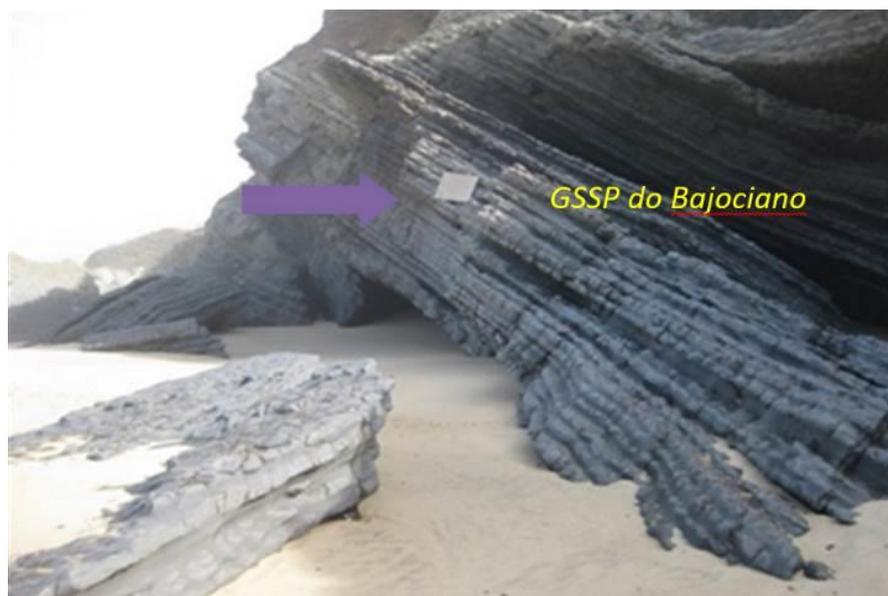


Fig. 22. Afloramento do GSSP do Bajociano.



Fig. 23. Afloramento do ASSP do Bathoniano.

Agradecimentos: Este trabalho foi apoiado pela AD ELO - Associação de Desenvolvimento Local da Bairrada e Mondego, através de uma projeto cofinanciado por CENTRO 2020, Portugal 2020 e União Europeia. É um trabalho desenvolvido do âmbito das atividades do Centro de Investigação FCT CGeo-Centro de Geociências (Universidade de Coimbra), sob os auspícios da Cátedra UNESCO de "Geoparques, Desenvolvimento Regional Sustentável e Estilos de Vida Saudáveis".

Referências

- Almeida, C., Mendonça, J.J.L., Jesus, M.R. & Gomes, A.J. (2000). Sistemas aquíferos de Portugal Continental. Sistema aquífero: Anã-Cantanhede. Instituto da Água.
- Barbosa, B.P., Soares, A.F., Rocha, R.B., Manuppella, G. & Henriques, M.H. (1988). Carta Geológica de Portugal na Escala de 1/50 000 e Notícia Explicativa da Folha 19-A, Cantanhede. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. 46 p.
- Correia, P., Pereira, S., Cavaleiro, M., Correia, M., Sá, A.A. & Nel, A. (2023). The first poroblattinid roachoid from the uppermost Carboniferous of Portugal. *Historical Biology*, 35(2):242-248.
- Canales, M.L. & Henriques, M.H. (2008). Foraminifera from the Aalenian and the Bajocian GSSP (Middle Jurassic) of Murtinheira section (Cabo Mondego, West Portugal): Biostratigraphy and paleoenvironmental implications. *Marine Micropaleontology*, 67(1-2):155-179.
- Canales, M.L. & Henriques, M.H. (2013). Foraminiferal assemblages from the Bajocian Global Stratotype Section and Point (Cape Mondego, Portugal). *Journal of Foraminiferal Research*, 43(2):182-206.
- Correia, P., Pereira, S., Cavaleiro, M., Correia, M., Sá, A.A. & Nel, A. (2023). The first poroblattinid roachoid from the uppermost Carboniferous of Portugal. *Historical Biology*, 35: 242–248.
- Correia, V.F., Riding, J.B., Henriques, M.H., Fernandes, P., Pereira, Z. & Wiggan, N.J. (2019). The Middle Jurassic palynostratigraphy of the northern Lusitanian Basin, Portugal. *Newsletters on Stratigraphy*, 52(1):73-96.
- Fernández-López, S.R., Paiva, G., Erba, E., Guiomar, M., Henriques, M.H., Lanza, R., Mangold, C., Olivero, D. & Tiraboshi, D. (2007). The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Bathonian Stage Middle Jurassic, Ravin du Bès Section (SE France). *Episodes*, 32(4): 222-248.
- Gutiérrez Marco, C., De San Jose, M.A. & Pieren, A.P. (1990). Post-Cambrian Palaeozoic Stratigraphy. In: R. D. Dallmeyer & E. M. Garcia (Eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. Springer-Verlag. Berlin, pp. 160-164.
- Henriques, M.H. (1998). O Jurássico do Cabo Mondego e a Projecção Internacional do Património Geológico Português. I Encontro Internacional sobre Paleobiologia dos Dinossáurios, Lisboa, Resumos, 98-103.
- Henriques, M.H. (2004). Jurassic Heritage of Portugal: State of the Art and Open Problems. *Riv. Itali. di Paleontologia e Stratigrafia*, 10:389-392.
- Henriques, M.H. (2008). Fácies distais de rampa carbonatada (sag do 1º rifte): Jurássico Médio. In: Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Bueno, G. (Eds), *Roteiro do III Curso de Campo na Bacia Lusitânica*, pp. 33-42.
- Henriques, M.H., Gardin, S., Gomes, C., Soares, A.F., Rocha, R. B., Marques, J., Lapa, M. & Montenegro, J. (1994). The Aalenian-Bajocian boundary at Cabo Mondego (Portugal). *Miscellanea, Ser. Geol. Nazionale*, 5:63-77.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. & Bea, F. (coords.) (2004). Zona Centro Ibérica. In: Vera, J.A. (Ed), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 68-133.
- Meireles, C., Castro, P.F., Vaz, N., Ângelo, C., Ferreira, N., Sequeira, A.J.D., & Sá, A.A. (2022). Lithostratigraphy of the “Schist-Greywacke Domain” in Portugal: a reappraisal. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe. Revista de Xeoloxía Galega e do Hercínico Peninsular*, 44:1-32.
- Pavia, G. & Enay, R. (1997). Definition of the Aalenian-Bajocian Stage boundary. *Episodes*, 20:16-22.
- Peréz-Estaún, A., Bea, F., Bastida, F., Marcos, A., Martínez-Catalán, J. R., Martínez Poyatos, D., Arenas, R., Días García, F., Azor, A., Simancas, J. F. & González Lordeiro, F. (2004). Macizo Ibérico. In Vera, J. A. (Ed.) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España, 21-230.
- Reis, R.P. (2008). Síntese da evolução geodinâmica da Bacia Lusitânica durante o Mesozóico e o Cenozóico. In: Pena dos Reis, R., Pimentel, N. & Bueno, G. (Eds), *Roteiro do III Curso de Campo na Bacia Lusitânica*, pp. 33-42.
- Sá, A.A. (2005). Bioestratigrafia do Ordovícico do nordeste de Portugal. Tese de Doutoramento, Univ. Trás-os-Montes e Alto Douro, 571p.

- Sá, A.A., Meireles, C., Coke, C. & Gutiérrez-Marco, J.C. (2005). Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 92:31-74.
- Sá, A.A., Piçarra, J., Vaz, N., Sequeira, A. & Gutiérrez-Marco, J.C. (2011). Ordovician of Portugal. In: 11th International Symposium on the Ordovician System, Pre-Conference Field Trip Guide. 79 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro–CSIC–Museo Geominero, Alcalá de Henares.
- Young, T. (1988). The lithostratigraphy of the upper Ordovician of Central Portugal. *Journal of the Geological Society, London*. 145:377-392.
- Wagner, R. H. & Sousa, M. J. L. (1983). The Carboniferous megaflores of Portugal. A revision of identifications and discussion of stratigraphic ages. In: Sousa, M. J. & Oliveira, J. S. (Eds), *The Carboniferous of Portugal*, *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 29:127-148.